

# **GÉODYNAMIQUE**

vol. 2 - n° 2 - 1987

Numéro spécial consacré aux résumés des communications présentées au séminaire

**« Paléolacs et paléoclimats  
en Amérique latine et en Afrique  
(20 000 ans B.P.-Actuel) »**

**ORSTOM, Bondy, 29-30 janvier 1987**

**Éditions de l'ORSTOM**

**INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION**

**PARIS 1988**

*Manuscrits déposés au Secrétariat des Éditions le 30 juillet 1987*

*Maquette de couverture : G. Vignard*

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective », et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1<sup>er</sup> de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal ».

© ORSTOM 1988

# 1. Andes du nord

## The relationships between Vegetation and Climate in the Andean mountains, approached by a Mathematical model

T.A. WJLMSTRA <sup>(1)</sup>

The Ecoandes project has gathered many data on various disciplines. Amongst others we may mention : actuo and palaeoecology, micro and macro climate, pedology, geo-morphology. The principal feature of the data is that they are all situated along a gradient from the tropical lowland into the paramo. During the Ecoandes project several transects have been sampled in this way. The project aims to deepen insight into the various vegetational systems along these transects and their relation with accompanying physical parameters.

### A. THE PLANET EARTH GETS ITS ENERGY FROM THE SUN

The amount of energy received from the sun, may be taken as  $2 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$ .

The variability of the sun's energy output can be observed at various timescales. Present knowledge of the solar variation may be put briefly as follows. On one hand, no significant variation of the total energy output has been demonstrated however by radiation measurements ; indirect evidence is becoming impressive. The variations of the sun's output at the extreme short wave end and in the long wave part of the spectrum correlate roughly with the increases and decreases of the sunspot number. Much greater variation of the earth annual radiation budget is caused by the very long term periodic changes in the earth's orbit, the tilt of its rotation axis and seasonal variation of the earth's distance from the sun. The combined effect of the long term periodic changes can be separated in characteristic epochs defined by the orbital situation. Such epochs commonly change their character only slowly, over some thousands of years.

The seasonal differences of radiation budget that occur every year within each epoch, including the

present, due to changing length of day and altitude of the midday sun and partly to changing distance of the earth from the sun are enormously greater than any secular variation of solar constant known. When one considers the climatic difference between times stretching over many thousands of years the astronomical constants of the earth orbit must be treated as variables.

There are three distinct variations going on simultaneously all the time.

a) *The ellipticity and eccentricity* of the earth's orbit varies between extremes of about zero (circular) and 0.06 in the course of an oscillation of variable amplitude and period, the latter averages 96 000 years. When the orbit is most elliptical the intensity of the solar beam reaching the earth must undergo a seasonal range of about 30 % between aphelion and perihelion ; at present it is only 7 % ; when the orbit is most circular it becomes 0.

b) *The tilt of the earth's axis of rotation* relative to the plane of its orbit (the obliquity of the ecliptica) is believed to vary a least between  $21^\circ 8'$  and  $24^\circ 4'$  over a regular period of about 40 000 years.

How greater the tilt the stronger the radiation difference between winter and summer. At present it is almost  $23^\circ 7'$  and decreasing by about half a second of arc a year ; the last maximum was about 10 000 years ago.

c) A *third cyclic variation* with a period about 21 000 thousand years is superimposed on these other two because of the rotation of the earth's elliptical orbit and the slow precession of the equinoxes around the orbit. This means that the season at which the earth is nearest the sun (perihelion) gradually changes, getting about one day later every 70 years.

---

(1) Vakgroep Bijzondere Plantkunde, Universiteit van Amsterdam, Hugo de Vries Laboratorium, Kruislaan 318, 1098 SM Amsterdam, the Netherlands.

**B. THE NEXT PROBLEM, RELATION OF VEGETATION DATA AND THEIR GEOGRAPHIC PATTERNS TO THE ATMOSPHERIC CIRCULATION PATTERN**

Several solutions for this problem are proposed, some using transfer functions, other response surfaces.

Ecological response surfaces are non-linear functions describing the way how abundances of taxa X, on a continental scale depend on the joint effect of two or more environmental variables.

The relative abundances of plant taxa are dominated by the effects of macroclimate on the competitive balance among taxa. Pollen analysis record such regional variations for major vegetation components. These response surfaces can be estimated by *multiple regression*.

The abundance of a species may be represented as the height Z of a surface at coordinate X, Y of two predictor variables e.g. % of picea pollen (Z) as a function of the mean july temperature (X) and mean annual precipitation. Response surfaces are non linear functions and typically have at least one optimum or saddle point. A general, third degree polynomial response surface model is used as a model of estimation. In this way recently some insight is obtained into the relation between climate and vegetational distribution by means of response surfaces.

**C. BIOLOGISTS HAVE LONG RECOGNIZED THE FACT THAT THE GENERAL STRUCTURE OF THE ATMOSPHERE IS THE DOMINANT FACTOR CONTROLLING THE DISTRIBUTION OF BIOMES ON THIS PLANET**

However the evidence of causal links between the large scale structure of the atmosphere and regional structure of vegetation has been elusive.

Global climate regimes have now spatially defined within a complex deterministically structured atmosphere and correlated with the general outline of major floristic regions. Investigations into the temporal association of such diverse events as north pacific SST anomalies, the sahelian droughts and many other climate have led to the consensus that they are related to specific perturbations in the coupled ocean-atmosphere flow structure.

These so called teleconnections are brought about by the behaviour of the long-wave patterns of the jet streams.

A second approach is the use of principal component techniques. In this approach the recent vegetational data and their accompanying climate variables are used to establish the relation between these two data sets by regression. The fact that we are dealing with a generally not statistically independent number of species "n" brings forward that we must first process the vegetational data in some way to extract non redundant information, expressed as "m" statistically

independent end members. This is done by a mathematical procedure called *Q-mode factor analysis*.

A Q-mode analysis of the data would reveal this covariation pattern by expressing the observed vegetation at every locality as proportions of several assemblages (also called factors or end members) within which the proportions remain constant. The factor analysis would not only eliminate ecological redundancy and simplify problems of data display but offer insight into the underlying structure and complexity of the ecosystem.

The next step is how to extract ecological information from the biological data matrix reduced in complexity by the factor analysis. The physical observations can be assembled in a column vector Y. Our objective now is to relate Y to the biological parameters in the factored biological matrix. This is done by *regression techniques*.

The next step is to describe the results from a palaeoecological investigation in terms of the end member assemblages. Once we have done this it is possible by means of the equations derived from the recent situation to make an estimate from the environment in the past, provided that all possible vegetational compositions in the past are represented nowadays. This might be the case in the situation of the Ecoandes project.

We in Amsterdam have been working up to now on two topics.

1. *Construction of models* for accumulation rate of organic material in peat sections. The reconstruction of timebases for ecological and palaeoclimatological events is a must if one wishes to evaluate long- and short term fluctuations.

In our laboratory a method is developed on the assumption of a constant influx of pollen grains over time.

With this method, it is possible to get an idea of the time present between samples in a sedimentary column.

2. *Time series analysis* of palaeoecological events in order to evaluate short and long periodicities. Short term fluctuations found in peat sections in the Netherlands demonstrated the presence of cycles of 70-90, 170, 400, 700 and 1 400 years.

Determination of longterm fluctuations in the sections from Greece and Bogota.

In these long section the wellknown cycles of Milankovitch could be demonstrated 23 000, 41 000, 100 000 and 250 000 years.

For the construction of our model representing the relation between climate and vegetation patterns we will use the following data sets from the Ecoandes project vegetation relevés along the various transects along the Andean Cordillera's, pollen analytical data from lake peat and soil sections related to the transects and outside the transects, relevant data concern-

ning the relation between present vegetation and pollenproduction, the data concerning temperature and rainfall distribution as gathered along the transects. Other data of meteorological importance from the various stations in Colombia concerning climate and weather. The first step in the construction of the model will be to establish the relation between the actual change in vegetation along the transect and the variation observed in the physical parameters.

In a first approach we will take temperature magnitude of rainfall and distribution of rainfall over time as

the independant variables and a compilation of the vegetational data as dependant variables. The compilation of the vegetation data will be done by programs for arranging multivariate data in ordered two way table by classification of the individuals and attributes.

The established relation between climate and vegetation dataset can be used to reconstruct maps of the temperature and rainfall in the past. From the arising patterns the relation to the general circulation patterns can be constructed in the same way by analysing the response surfaces with contour algorithms.

## The Pliocene and Quaternary history of the northern Andes

T. VAN DER HAMMEN <sup>(1)</sup>

The final upheaval of the northern Andes takes place in the Early to Middle Pliocene. It is then that the higher mountain environments are created. During the Tertiary, however, hills and low mountains were formed during pre-Andean and proto-Andean orogenic phases, possibly not higher than 1 000 m. In these hills and low mountains the evolution of the Andean montane flora started already, but during and after the Pliocene upheaval to the present elevations (locally up to approx. 5 800 m), the present montane and páramo flora and vegetation came into being by evolution-adaptation and immigration. As at the same time the isthmus of Panama came into being, immigration could take place not only from the southern temperate area, but especially also from North America. The first immigrants from the north are elements from the subtropical to warm temperate Tertiary Laurasian flora; later follow more temperate elements. In the páramo flora about 50 % of the genera is of temperate origin, but going downward via the upper and lower montane forests, this cipher decreases fastly, and below 1 000 m almost all the genera are of neotropical origin.

*Palynological study of Pliocene sediments* in the area of the high plain of Bogotá revealed the gradual uplift of the area to the present elevation of 2 580 m, showing the change of tropical to montane and páramo vegetation.

A large lake is formed in the area of this high plain, towards the end of the Pliocene; it continues to exist (with temporal fluctuations of the lake level) until

some 30 000 years ago. However, the lake of Fúquene, at the same elevation as the high plain of Bogotá, continues to exist till the present day. The total sequence of lake sediments is at least 400 m. Pollenanalysis of these sediments has revealed a long sequence of glacial and interglacial periods. The forest limit is depressed 1 000-1 200 m or more during the cold periods. The temperature may then have been 6°-8° C lower than today. The montane forest belts were also depressed. In the Occidental Cordillera the oak forest, today between approx. 2 000-3 000 m altitude, was present at 1 500 m during the Last Glacial, but the temperatures at sea-level were probably only some 2° lower than today. This means that the temperature gradient must have been much steeper, in the order of 0.8-0.9 °C.

During the strong tectonic movements of the Pliocene large mud streams, often with large blocks of rock, were formed, often closely associated with faults. During the early Pleistocene, much angular breccious material was still being deposited in the marginal area of the high plain, probably by solifluction. At the same time, gravels of probably fluvio-glacial origin were deposited, and palynological data indicate a very cold climate. Volcanic ash layers from immediately below were dated around 3 million years, and the complex might represent the first larger Glacial.

*The Last Glacial is known with much more detail.* There is a cool and very wet period during the Middle Pleniglacial, when lake levels were high and a broad zone of Polyëpis was present in the hills around the

(1) Hugo de Vries, Laboratorium, University of Amsterdam, Kruislaan 318, 1098 SM Amsterdam, the Netherlands.

high plain. This is followed by a very cold and dry period, culminating shortly after 20 000 B.P. During the wet phase, the páramo zone was very narrow, glacial extension was at its maximum, and glaciers were locally in contact with the forest. During the cold and dry Upper Pleniglacial, the páramo zone was very broad, the forest limit at its lowest position, and glaciers had already retreated considerably. Locally, on the slopes of interandean valleys, the open páramo vegetation was in contact with open xerophytic

vegetation below, leaving there no forest at all. Large extensions of open areas were thus created, where large herds of mega-fauna developed (Mastodon, etc.).

This situation changed fundamentally at the beginning of the Holocene ; the rapidly extending forest reduced greatly the original habitat of these animals. This fact, together with the hunting activities of Man since some 12 000 years ago, resulted finally in the extinction of the mega-fauna.

## 2. Andes boliviennes

### Les bilans hydriques des Andes et de l'Amazonie

M.A. ROCHE <sup>(1)</sup>

Le Programme PHYCAB étudie la climatologie et l'hydrologie de la Bolivie : les caractéristiques du climat en relation avec la dynamique des circulations atmosphériques, la quantification et les variations spatio-temporelles du cycle de l'eau, avec l'évaluation des ressources des grands bassins. Ces recherches constituent d'autre part la référence à l'actuel pour les travaux menés dans la région sur les paléoclimats et la paléogéographie des vingt derniers millénaires (Programme GEOCIT).

A l'échelle pluriannuelle (période de 16 ans), les bilans hydriques (complétés par les régimes hydrologiques) établissent les relations entre trois principaux paramètres du cycle de l'eau : les précipitations P, l'évaporation E et l'écoulement R. L'équation s'écrit :  $R = P - E - n$ , dans laquelle n est l'incertitude sur l'ajustement des termes, et un éventuel stockage de l'eau dans le système. La température qui contribue à évaluer l'évaporation est également prise en compte.

La Bolivie se divise en trois grands bassins hydrologiques ; l'Altiplano qui est endoréique, l'Amazonie et le Rio de la Plata. Eux-mêmes se subdivisent en 8 bassins de superficie encore très vaste. Le bassin du Haut Rio Madera, qui constitue la partie amazonienne, couvre 850 000 km<sup>2</sup> dont 72 % en Bolivie.

Parmi les cartes de distribution spatiale des caractéristiques, celles des pluies est l'une qui marque le plus le climat régional et sa dynamique.

#### LES PRÉCIPITATIONS

Les pluies montrent une distribution spatiale très variée selon les zones, en raison de l'influence de masses d'air distinctes et de l'orographie très accentuée de la Cordillère des Andes.

Du désert le plus aride du monde (de l'ordre de 1 mm/an), la traversée de 400 km de Cordillère suffit pour atteindre des sites dont les valeurs de pluviométrie sont parmi les plus élevées du monde (6 000 à 7 000 mm/an). Des conditions de stabilité atmosphérique extrêmement fortes sont engendrées sur la bordure pacifique par le courant froid de Humbolt. De l'autre côté des Andes la « mousson » atlantique et surtout amazonienne envahit la Bolivie, surtout durant l'été austral en débordant assez souvent sur l'Altiplano. La convection assure aussi une part importante du phénomène de précipitation. La rencontre entre cette masse humide et chaude et celle de l'air plus sec et généralement plus froid originaire du Sud et du Sud-Est, favorise les précipitations. Cet afflux crée fréquemment la formation de front froid. L'humidité de la masse d'air est entretenue par les Alizées de Nord et de Nord-Est, mais aussi semble-t-il, pour une part importante, par le recyclage de la vapeur à partir de la forêt et des inondations.

La déviation de l'air humide le long des Andes et son blocage dans des baies du piémont correspondent aux précipitations maximales observées. Au contraire, le blocage fréquent de l'air humide par les sommets de la Cordillère met à l'abri d'autres régions des Andes, telles que la majeure partie du Bassin du Rio Grande. Lorsque cet air humide passe par-dessus les cimes, la descente dans les zones déprimées, où il se réchauffe, ne favorise pas non plus les précipitations.

Cette dynamique est générée par les oscillations de la zone intertropicale de convergence qui, en revenant sur la Bolivie, provoque la saison des pluies. Elle l'est aussi par la pénétration de masse d'air méridional avec la création de fronts. L'inflexion de la ZITC vers la Bolivie est remarquable. L'épaisseur du flux amazonien et son soulèvement éventuel par l'air méridional déterminent l'altitude maximale d'intervention sur le versant andin jusqu'à son éventuel débordement sur l'Altiplano. De nombreuses autres situations at-

(1) *Mision ORSTOM, Casilla 8714, La Paz, Bolivia.*

mosphériques, notamment les convections, peuvent également être pluvigènes.

Il est à remarquer l'influence positive très nette du lac Titicaca sur les précipitations, tandis que les salars ont une influence négative pour les raisons d'albedo mais aussi de possibilités de recyclage de l'eau entre le sol et l'atmosphère.

#### LES BILANS HYDROLOGIQUES

1. Le lac Titicaca reçoit annuellement  $8,9 \times 10^9 \text{ m}^3$  des tributaires,  $8,3 \times 10^9 \text{ m}^3$  par les pluies, soit deux parts égales. L'évaporation assure  $14,2 \times 10^9 \text{ m}^3$  des pertes, tandis que l'exutoire qui rejoint le lac Poopo assure une perte superficielle de  $0,39 \times 10^9 \text{ m}^3$ . Une infiltration de  $1,66 \times 10^9 \text{ m}^3$  constituerait le complément. Les niveaux du lac sont très sensibles aux variations du climat et varient dans un intervalle de plus de 5 mètres depuis une cinquantaine d'années.

2. Le système hydrologique de l'Amazonie bolivienne est remarquable par ses dimensions. A la frontière du Brésil, le Rio Madera évacue  $536 \times 10^9 \text{ m}^3$ , soit l'équivalent de la moitié du débit du Congo. Chacun de ses deux formateurs, le Beni et le Manoré, est plus abondant que la Volga, fleuve le plus important d'Europe, ou que le Niger, deuxième fleuve d'Afrique.

#### LES SYSTÈMES HYDROLOGIQUES

Ils sont très différents selon les bassins versants : glaciaires pour certaines têtes de bassin, semi-arides vers l'aval puis tropicaux. Au pied des Andes, l'hydrogramme est dentelé de multiples crues.

Dans la plaine, elles se fondent en une crue unique d'autant plus décalée par rapport à la saison des pluies qu'elle progresse vers l'aval. Cette crue y est écrétée, régularisée par les inondations qui couvrent chaque année durant plusieurs mois des dizaines de milliers de kilomètres carrés dans la plaine herbacée à forêt-galerie et dans la forêt dense.

L'importance de telles inondations, liées à des conditions géomorphologiques stables au-delà du Quaternaire est à prendre en considération pour appréhender le phénomène de recyclage de la vapeur, même en l'absence de forêt dense, et son influence sur le climat d'une partie de l'Amérique du Sud.

Les Andes boliviennes fournissent annuellement  $132 \times 10^9 \text{ m}^3$ , soit 25 % de l'apport global au Madera. Une partie des Andes péruviennes, la plaine orientale et le bouclier brésilien assurent le complément évalué à la formation du Madera. Le Rio Grande, le Beni et les bassins dominant le Manoré fournissent respectivement dans les Andes 1,5, 14 et 10 % de l'apport au Madera.

#### CONCLUSION

La compréhension des valeurs des flux, des températures et de leur modalité de variations spatio-temporelles, ainsi que la compréhension des mécanismes qui les génèrent sur une période pluriannuelle, sont des éléments indispensables pour caler des modèles climato-hydrologiques à applications multiples.

Ces modèles représentent notamment une des voies qui devra être développée dans le cadre de l'étude des paléoclimats et de la paléohydrologie.

## Oscillations et paléosalinités des lacs du Quaternaire récent en Bolivie

D. WIRRMAN<sup>(1)</sup>, P. MOURGUIART<sup>(2)</sup>

Au cours des 30 derniers millénaires, les lacs de l'Altiplano bolivien ont été caractérisés par deux très hauts niveaux lacustres (plus de 100 m dans les bassins méridionaux) avant d'enregistrer un bilan hydrologique négatif durant l'Holocène (jusqu'à moins 50 m pour le lac Titicaca).

#### LE PLÉISTOCÈNE TERMINAL

Dans les bassins sud de l'Altiplano, les paléorivages, soulignés par des encroûtements stromatolitiques, témoignent de deux périodes majeures de très hauts niveaux, respectivement nommées Minchin entre 27 000 et 22 000 environ, et Tauca entre 13 500 et 11 500 ans B.P., séparées par un épisode de bas niveaux (fig. 1).

(1) Mision ORSTOM, Casilla 8714, La Paz, Bolivia (Programme GEOCTT).

(2) Laboratoire de Géologie et Océanologie, Université Bordeaux I, F 33405 Talence Cedex.

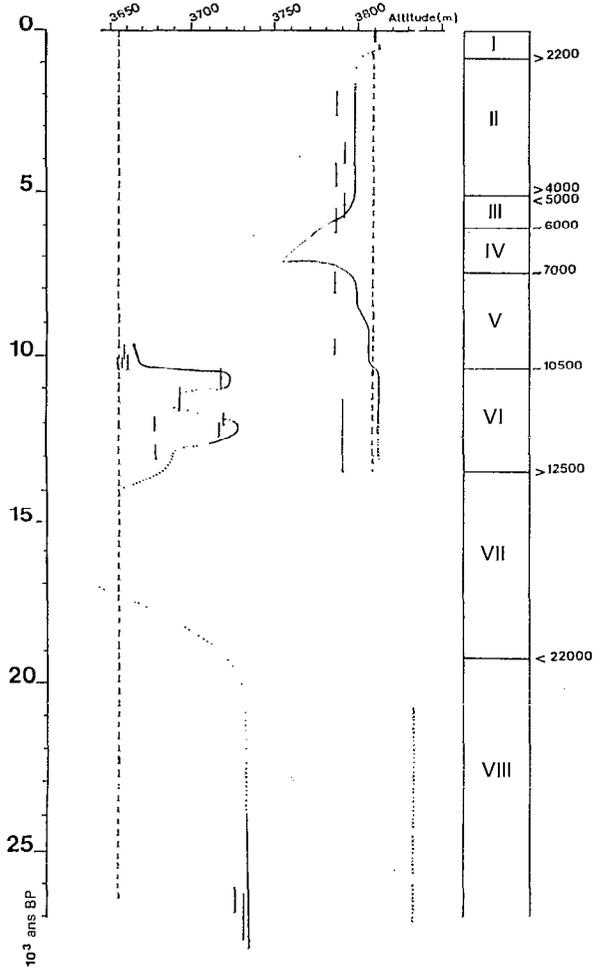


Fig. 1. — Oscillations des plans d'eau depuis 30 000 ans B.P.

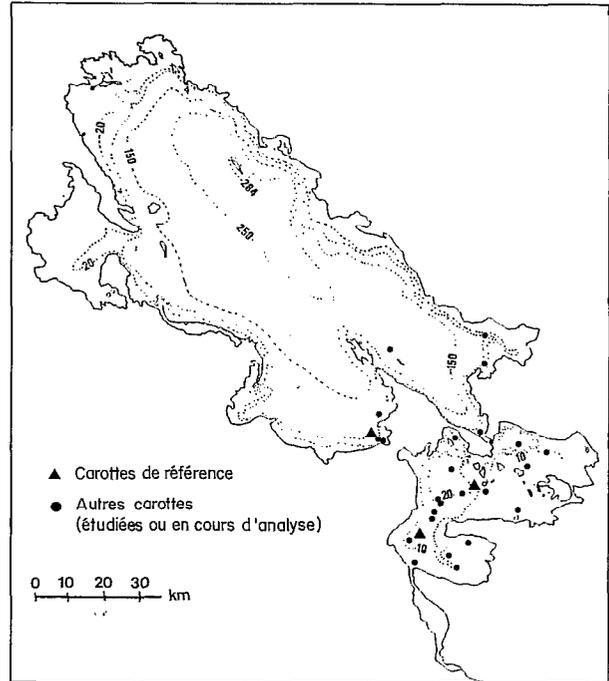


Fig. 2. — Localisation des carottes dans le lac Titicaca.

L'HOLOCÈNE

L'étude des variations des niveaux lacustres après 10 000 ans B.P. est réalisée dans le lac Titicaca, sur la base de carottages (fig. 2) prélevés aussi bien dans le bassin nord du lac (profondeur moyenne de 135 m) que dans le bassin sud ou petit lac (profondeur moyenne de 9 m).

La séquence lithologique type peut être illustrée dans le petit lac par la carotte TD1 (fig. 3), prélevée par 19 m de fond et longue de 537,5 cm.

Six unités lithologiques majeures ont été regroupées en quatre phases sédimentologiques, au vu de l'analyse sédimentaire et minéralogique en accord avec la distribution des faunes d'Ostracodes :

— Unités IV - de 537,5 à 155 cm : sédiment argileux, compact, pauvre en carbonate et en matière organique, sans ostracofaune. De la base vers le sommet les concrétions suivantes sont obser-

vées : vivianite, greigite puis pyrite. A partir de 170 cm, 99 % de la fraction supérieure à 63 microns sont représentés par des spicules de spongiaires.

— Unité III - de 155 à 132 cm : niveau gypseux à faune d'Ostracodes de milieu salé.

— Unité II - de 132 à 84,5 cm : sédiment argilo-carbonaté organique très riche en restes de macrophytes calcifiés. La faune d'Ostracodes est représentative d'un milieu encore salé avec des épisodes d'eaux douces.

— Unité I - de 84,5 à 0 cm : sédiment organo-carbonaté riche en coquilles de gastéropodes. Les Ostracodes caractérisent un milieu d'eau douce avec ponctuellement des apports d'eaux plus salées par des rios.

En résumé la base de l'unité IV traduit un milieu plus profond que l'actuel qui évolue progressivement jusqu'à l'assèchement du lac (unité III). L'unité II correspond à la remise en eau du bassin suivi d'une période de stabilisation du plan d'eau en dessous du niveau lacustre actuel ; le milieu est en voie de dessalement. L'unité I correspond à l'établissement des conditions actuelles.

*En conclusion* les variations des niveaux lacustres au cours des 30 derniers millénaires comprennent huit étapes principales (fig. 1) :

— avant 22 000 ans B.P., période de hauts niveaux lacustres, caractérisés suivant les régions, par des eaux douces ou salées ;

— de 22 000 à 13 000 ans B.P., forte baisse de niveau conduisant à la précipitation de couches de sel dans

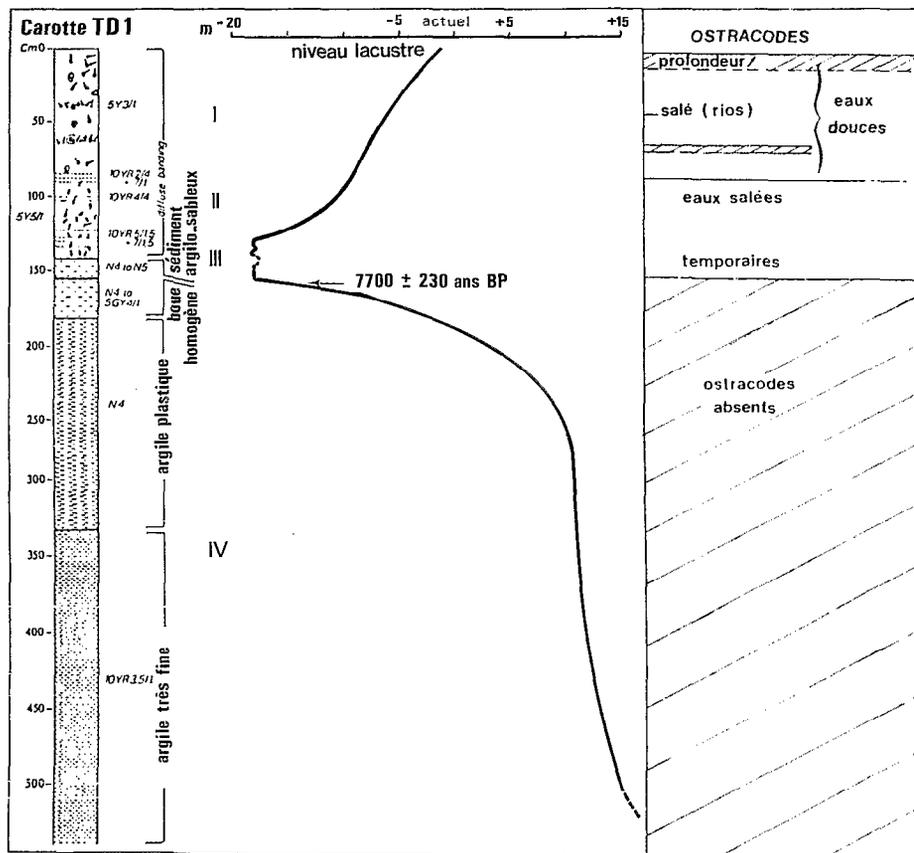


Fig. 3. — Description de la carotte TD1.

les bassins méridionaux. Celles-ci sont observées par sondage, à 18 m de profondeur sous la surface du salar de Uyuni ;

— de 13 000 à 10 500 ans B.P., hauts niveaux lacustres dans un milieu salé, avec des apports d'eaux douces ;

— de 10 500 à 7 000 ans B.P., bas niveaux lacustres et fortes paléosalinités au Sud ; au Nord (lac Titicaca) le milieu reste d'eau douce, mais le plan d'eau est en dessous de son altitude actuelle ;

— de 7 000 à 6 000 ans B.P., dans le bassin nord

établissement d'un très bas niveau lacustre avec précipitation de gypse ;

— de 6 000 à 4 000 ans B.P. environ (phase III), remontée rapide du plan d'eau, puis stabilisation associée à un dessalement du lac ;

— de 4 000 ans à environ 2 200 ans B.P. poursuite de la remise en eau du bassin ;

— après 2 200 ans B.P. période comparable à l'Actuel, avec selon les données historiques, une légère hausse probable de niveau du lac vers la fin du 16<sup>e</sup> siècle.

## BIBLIOGRAPHIE

FERNANDEZ (G.). 1980. — Evolución cuaternaria de las cuencas lacustres del Sud Oeste Boliviano, en la región de « Mina Corina » (Sud Lipez) Tesis de Grado, UMSA, La Paz, Bolivia, 103 p. + annexes.

MOURGUIART (Ph.), CARBONEL (P.), PEYPOUQUET (J.-P.), WIRRMANN (D.) et VARGAS (C.), (sous presse). — Ostracodes in the lake Huaynamarca (Bolivia) as indicators of late quaternary paleohydrology. *Hydrobiologia*.

OLIVEIRA ALMEIDA (L.F.), 1986. — Estudio sedimentológico de testigos del lago Titicaca. Implicaciones paleoclimáticas. Tesis de Grado. UMSA, La Paz, Bolivia, 134 p.

PIERRE (J.-F.) et WIRRMANN (D.), 1986. — Diatomées et sédiments holocènes du lac Khara Kkota (Bolivie). *Géodynamique* 1 (2) : 135-145.

SERVANT (M.), 1986. — Le programme GEOCIT : une comparaison Afrique de l'Ouest/Amérique Sud-Équatoriale (30 000-0 ans B.P.), p. 439-440 in INQUA/1986 « Global Change in Africa during Quaternary. Past-Present-Future » H. FAURE, L. FAURE et E.S. DIOP (éd.).

SERVANT (M.) et FONTES (J.-Ch.), 1978. — Les lacs quaternaires

des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. ORSTOM sér. Géol.*, X, 1 : 9-24.

SERVANT-VILDARY (S.), 1978. — Les diatomées des dépôts lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, X, 1 : 25-36.

VARGAS (C.), 1982. — La sédimentation lacustre subactuelle d'un bassin intramontagneux : le lac Titicaca (Partie lac Huinamarca, Bolivie). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Bordeaux I, 91 p.

WIRRMANN (D.) et OLIVEIRA ALMEIDA (L.F.), 1986. — Low holocene level (7 700 to 3 650 years B.P.) of lake Titicaca (Bolivia, South America). *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.* (sous presse).

## Les Ostracodes actuels de l'Altiplano bolivien Modèle de répartition

P. MOURGUIART <sup>(1)</sup>

Cette analyse basée sur l'ostracofaune de plus de 200 échantillons de surface des lacs Titicaca et Poopo (Bolivie) est la première du genre.

### LE LAC TITICACA

Dans le lac Titicaca, la zonation des macrophytes (fig. 1 d'après COLLOT, 1980) est en étroite relation avec des paramètres du milieu tels que morphologie

du fond et/ou nature du substrat. Les sédiments sont essentiellement biogéniques : macrophytes et organismes calcaires (fig. 2 d'après BOULANGE *et al.*, 1981). Les faciès riches en matière organique se localisent d'une part en milieu profond, d'autre part en zone littorale (moins de 4,5 m de profondeur) et résultent d'une production autochtone importante (plancton et plantes aquatiques). Les rivières n'amènent quasiment que des matériaux fins (argiles) avec plus localement des sables et des silts.

Cette zonation bathymétrique ainsi que la nature des sédiments superficiels sont également les facteurs

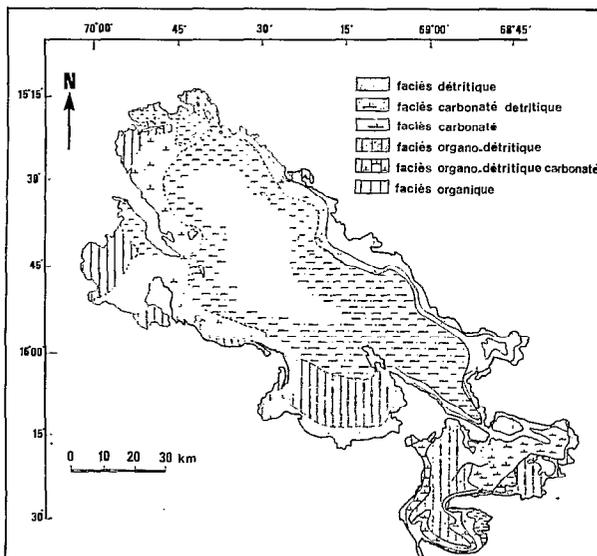


Fig. 1. — Répartition des sédiments superficiels dans le lac Titicaca.

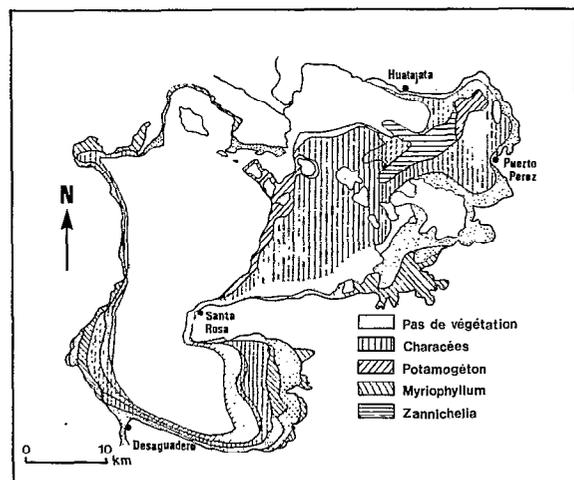


Fig. 2. — Zonation des macrophytes dans le petit lac Titicaca.

(1) Laboratoire de Géologie et d'Océanologie, Université Bordeaux I, F 33405 Talence Cedex (Programme GEOCIT).

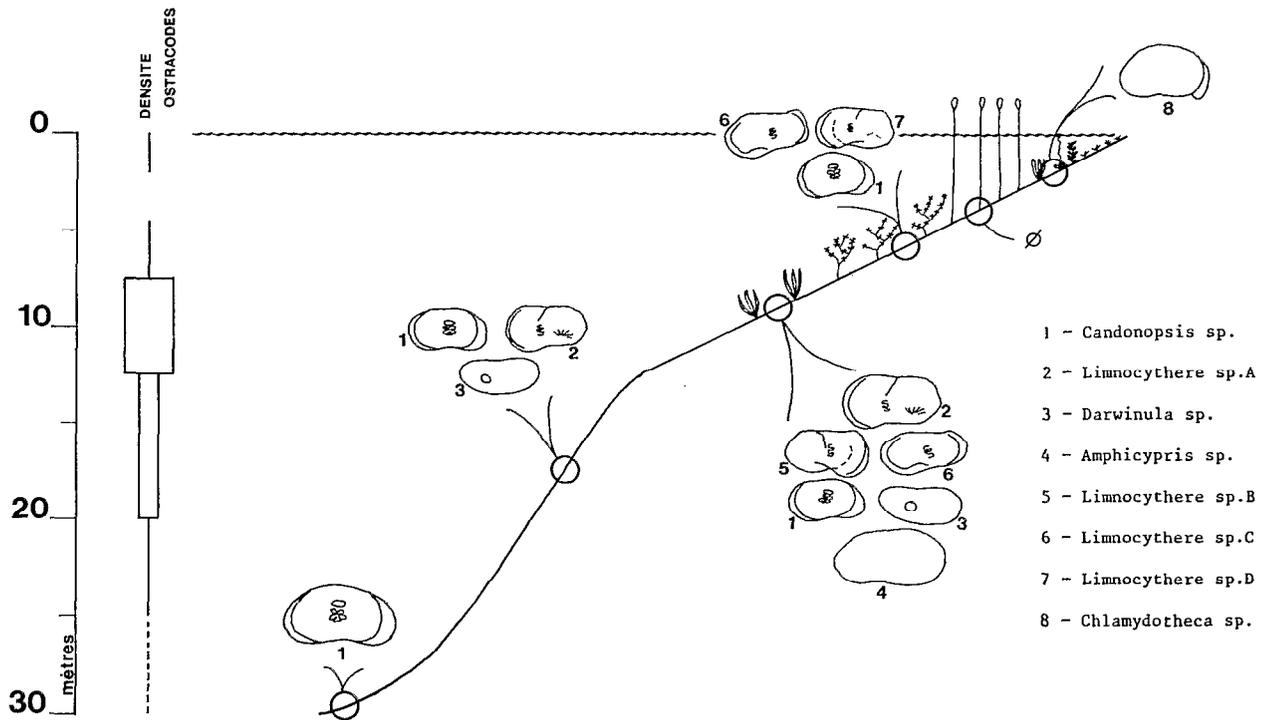


Fig. 3. — Répartitions des associations d'Ostracodes dans le petit lac

essentiels qui contrôlent la répartition des communautés d'Ostracodes et leurs abondances.

Une radiale effectuée des rives vers les zones profondes du lac donne la succession suivante de faune :

**Biotope A (0 à 2 m)** dans un domaine qui subit fortement l'influence des variations saisonnières et pluriannuelles du plan d'eau et celle des apports fluviaux et de ruissellement, se développe une population clairsemée d'espèces nageuses adaptées aux eaux turbides. Ce sont des *Chlamydotheca*, des *Ilyocypris*, des *Herpetocypris*... La conservation de la plupart de ces formes dans les sédiments est rendue difficile par la fragilité des tests.

**Biotope B (2 à 4,5 m)** : c'est la zone où prolifèrent les totoras. L'absence de faune est rapportée à la déplétion en oxygène dissous à l'interface eau-sédiment.

**Biotope C (4,5 à 7,5 m)** : dans l'herbier à Charas se développent des populations restreintes d'Ostracodes constituées de 3 espèces majeures : 2 espèces de *Limnocythere* et une *Candonopsis* sp. Les tests de ces crustacés sont très peu calcifiés.

**Biotope D (7,5 à 12,5 m)** : dans cette zone à *Potamogeton*, la biomasse d'Ostracodes atteint des valeurs considérables (jusqu'à 25 g/m<sup>2</sup>). Les espèces sont nombreuses, certaines polymorphes. Les *Limnocythere* (3 espèces) sont dominantes par rapport aux *Candonopsis*, *Darwinula* et *Amphicypris*.

**Biotope E (12,5 à 20 m environ)** : la diminution des effectifs d'Ostracodes — en densité et diversité — caractérise le domaine aphytal. On trouve en proportions voisines des *Limnocythere* et des *Candonopsis*. Les *Darwinula* sont encore localement abondantes.

**Biotope F (au-delà de 20 m)** : sur substrat organo-détritique, le benthos ne semble pas trouver des conditions favorables à son épanouissement. Les animaux y sont épars et appartiennent surtout au genre *Candonopsis* (> 90%). Or les valves de ces organismes ne se retrouvent pas dans les sédiments. Les valeurs de pH,

relativement basses (LAZZARO, 1981) aux profondeurs importantes, seraient à l'origine d'une dissolution des carapaces dans le sédiment.

Ce modèle de répartition est évidemment schématique. Des exceptions existent, liées aux facteurs locaux de l'environnement à savoir la topographie et/ou la proximité d'une rivière :

— la topographie influence le resserrement ou l'étalement bathymétrique des biotopes 4, 5 et 6 ;

— aux débouchés des rivières, la distribution des végétaux fixés sera modifiée, plus particulièrement dans le cas des totoras. L'espacement des tiges permet une colonisation du fond par d'autres végétaux créant alors des conditions plus propices au développement des Ostracodes ;

— la qualité des eaux amenées par les rivières a une incidence sur la composition de l'Ostracofaune. Par exemple, les rios Catari et Pallina — affluents de la partie sud-est du Petit lac — voient leurs eaux s'enrichir dans leurs cours inférieurs en ions Na<sup>+</sup> et Cl<sup>-</sup> (CARMOUZE *et al.*, 1981). Le développement observé de *Cyprinotus* sp. et surtout de *Cyprideis* sp. a été corrélé à ce changement local dans le milieu.

#### LE LAC POOPÓ

Le lac Poopó est caractérisé par des hautes eaux en été (jusqu'à 5 m de profondeur) et des basses eaux en

hiver : certaines années, le lac s'assèche presque entièrement. Un fort gradient de salinité est observé du Nord au Sud.

Les Ostracodes sont abondants ainsi que dans les petites lagunes situées à proximité des rives. L'adaptation aux variations extrêmes de l'écosystème (fluctuations rapides de niveau d'eau, assèchement, salinité, turbidité) se traduit par la présence d'espèces aux cycles de vie courts : *Cypridopsis* sp., *Potamocypris* sp., *Amphicypris* sp., *Limnocythere* sp. Parmi celles-ci, *Limnocythere* est la plus caractéristique de cet environnement et peut être considérée comme un bon marqueur paléocologique.

Les premières données, concernant l'Ostracofaune, obtenues pour les lacs Titicaca et Poopo sont à la base des interprétations paléoenvironnementales

(bathymétrie et indication de salinité) au cours de l'Holocène.

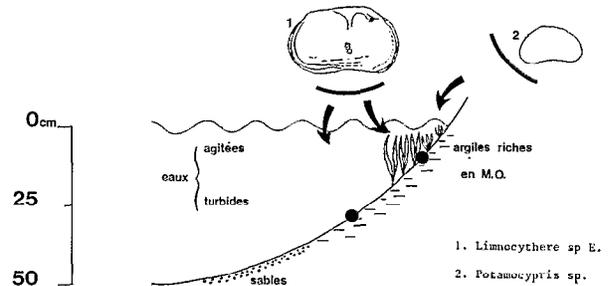


Fig. 4. — Ostracofaune dans une lagune proche du lac Poopo.

## BIBLIOGRAPHIE

- BOULANGE (B.) et AQUIZE (Jean E.), 1981. — Morphologie, hydrographie et climatologie du lac Titicaca et de son bassin versant. *Revue Hydrobiol. trop.*, 14 (4) : 269-287, Paris.
- BOULANGE (B.), VARGAS (C.) et RODRIGO (L.-A.), 1981. — La sédimentation actuelle dans le lac Titicaca, *Revue Hydrobiol. trop.*, 14 (4) : 299-309, Paris.
- CARMOUZE (J.-P.), ARCE (C.) et QUINTANILLA (J.), 1981. — Régulation hydrochimique du lac Titicaca et l'hydrochimie de ses

tributaires. *Revue Hydrobiol. trop.*, 14 (4) : 329-348.

COLLOT (D.), 1980. — Les macrophytes de quelques lacs andins (lac Titicaca, lac Poopo, lacs des vallées d'Hichu-Kkota et d'Ovejhujo). Travaux réalisés au cours du VSNA en Bolivie, doc. multigr., 115 p.

LAZZARO (X.), 1981. — Biomasses, peuplements phytoplanctoniques et production primaire du lac Titicaca. *Revue Hydrobiol. trop.*, 14 (4) : 349-380.

## Fluctuations des glaciers de Bolivie au Quaternaire récent

J. ARGOLLO <sup>(1)</sup>, Ph. GOUZE <sup>(2)</sup>  
J.F. SALIEGE <sup>(3)</sup>, M. SERVANT <sup>(2)</sup>

Dans la Cordillère des Andes boliviennes (14-20° lat. S), les fluctuations des glaciers du Quaternaire récent sont bien apparentes dans la morphologie des anciennes vallées glaciaires. Nos observations sur le versant Ouest de la Cordillère d'Apolobamba et de la Cordillère Royale permettent de proposer une reconstitution des étapes majeures des oscillations glaciaires. La chronologie est établie sur la base de datations au <sup>14</sup>C sur des sédiments organiques.

Quatre groupes principaux de moraines ont été identifiés dans les anciennes vallées glaciaires (fig. 1). Chacun d'eux comprend plusieurs générations de

moraines dont il reste encore difficile d'établir la stratigraphie détaillée au plan régional.

1. Le premier groupe (M<sub>1</sub>) se situe à 1 000 m en moyenne en contrebas du front des glaciers actuels. Les dépôts sont peu érodés et reposent localement sur des sédiments organiques datés d'au moins 27 000 ans B.P. ; un âge unique, qui demande confirmation, a été obtenu sur une tourbe remaniée. Il indiquerait que la dernière extension maximale des glaciers a eu lieu postérieurement à 16 600 ans B.P. Au sud du Pérou (Cordillère de Vilcanota), elle se situe après 28 560 ± 700 et avant 14 010 ± 185 ans B.P. Ce pléniglaciaire correspond au dernier maximum de la glaciation Choqueyapu (Würm d'Europe).

2. Le deuxième groupe (M<sub>2</sub>) est très complexe. Il correspond à des phases de stationnements ou d'avancées mineures qui ont suivi un retrait de 300 m en moyenne en altitude du front des glaciers. En

(1) UMSA-CIG, Casilla 12198, La Paz, Bolivia (Programme GEOCIT).

(2) ORSTOM, 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy, France.

(3) Université Paris VI, 4, place Jussieu, 75252 Paris.

arrière des moraines M<sub>2</sub>, des tourbes datées de 10 000 ans B.P. environ indiquent que les dépôts glaciaires sont encore d'âge Pleistocène.

3. Le troisième groupe (M<sub>3</sub>) est proche du précédent en altitude mais le plus souvent éloigné en distance. La position de ces moraines indique cependant que leur dépôt fut postérieur à celui du groupe M<sub>2</sub>. Au Sud

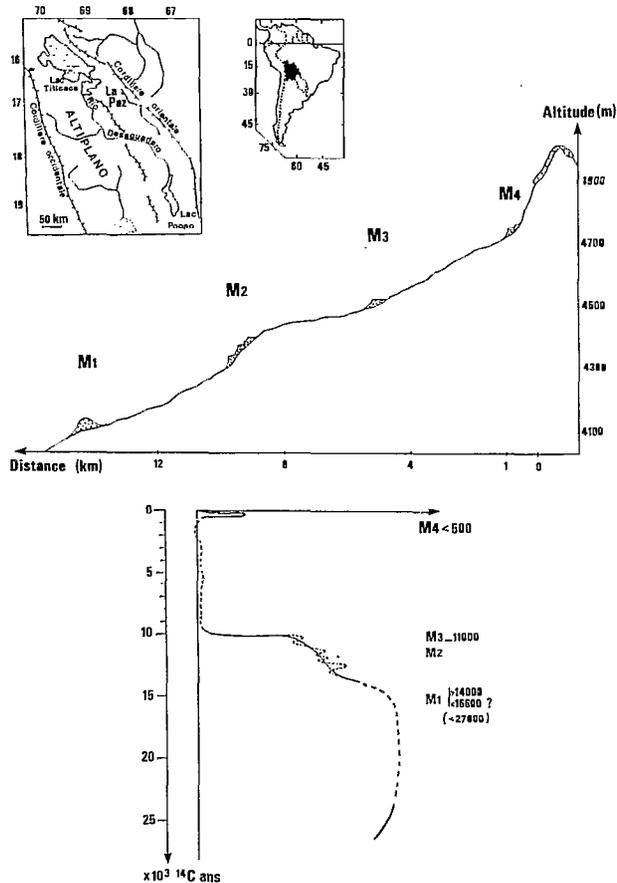


Fig. 1. — Schéma de localisation des principaux groupes de moraines

du Pérou des travaux similaires montrent que plusieurs avancées mineures postérieures à 14 000 ans B.P. se sont produites, dont la dernière a culminé vers 11 000 ans B.P. environ. Les moraines M<sub>3</sub> pourraient correspondre à cette oscillation.

4. Postérieurement au dépôt du troisième groupe de moraines s'est développée une sédimentation marécageuse dans les parties hautes des vallées jusqu'à proximité immédiate du front des glaciers actuels, à près de 5 000 m d'altitude. Les âges <sup>14</sup>C obtenus sur des sédiments organiques sont compris entre 10 510 et 7 490 ans B.P.

Dans la Cordillère Royale, sur le site de Hichu-Kkota (16° lat. S), une ancienne tourbière située à 1 km du glacier actuel est datée de 4 240 ans B.P. à la base et de 500 ans B.P. au sommet. Les dépôts ne présentant aucune discontinuité de sédimentation ; on peut conclure que les glaciers se situaient toujours en amont de la tourbière au cours de cet intervalle de temps.

Ces observations montrent que durant la quasi-totalité de l'Holocène (10 500-500 ans B.P.) les fronts des glaciers sont restés à des altitudes proches de l'actuel, ou à des altitudes encore plus élevées.

5. Un dernier groupe de moraines (M<sub>4</sub>), reconnues partout dans le haut des vallées de la Cordillère Orientale, se situe à une centaine de mètres en contrebas du front des glaciers actuels. Il surmonte des formations marécageuses dont celle de Hichu-Kkota (4 240-500 ans B.P.) où l'une des moraines a remanié des tourbes datées de 220 ± 50 ans B.P. On a ici la preuve de l'existence d'une ultime avancée qui serait postérieure au 14<sup>e</sup> siècle de l'ère chrétienne et qui se serait prolongée au moins jusqu'au 18<sup>e</sup> siècle.

— Le recul des glaciers à la fin du Pleistocène s'est effectué en 3 temps : d'abord un retrait de grande amplitude, ensuite une phase de stabilisation relative du front des glaciers (moraines M<sub>2</sub> et M<sub>3</sub>) enfin un deuxième retrait brusque et important un peu avant 10 000 ans B.P.

— Pendant la presque totalité de l'Holocène, les glaciers n'ont pas dépassé leurs limites actuelles.

— Une ultime avancée glaciaire reconnue partout dans les Andes s'est produite au cours des derniers siècles.

## BIBLIOGRAPHIE

ARGOLLO (J.), 1982. — Évolution du piémont Ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire. ORSTOM, Paris, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*. Faculté des Sciences Aix-Marseille II, 110 p.

GOUZE (Ph.), ARGOLLO (J.), SALIEGE (J.F.), SERVANT (M.), 1986. — Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales : exemple des Andes boliviennes. *C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. II*, t. 303, n° 3 : 219-224

MERCER (J.H.), PALACIOS (O.), 1977. — Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology*, 5 : 600-604.

NOGAMI (M.), 1970. — El retroceso de los glaciares en la Cordillera Real, Bolivia. *Geog. Review of Japan*, 43 : 333-346.

TROLL (C.), FINSTERWALDER (R.), 1935. — Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz (Bolivien). *Petermanns geog. Mitt.*, 81 : 393-399.

# Dépôts fluviaux en Bolivie

## Variations du régime des écoulements au cours du Quaternaire récent

M. SERVANT<sup>(2)</sup>, J. ARGOLLO<sup>(1)</sup>, M. FOURNIER<sup>(2)</sup>

Les remblaiements du Quaternaire récent sont bien conservés dans la plupart des vallées des Andes boliviennes. Leur étude sédimentologique et géomorphologique montre que les écoulements superficiels ont évolué, au cours des 30 derniers millénaires, entre un régime de crues favorable à l'érosion et un régime plus régulier favorable à la mise en place de sédiments fins.

### PRÉSENTATION DES SITES

Les vallées étudiées se situent dans une tranche d'altitude comprise entre 3 900 et 4 200 m. Ces vallées se situent dans des contextes géologiques différents mais elles sont toutes caractérisées par des pentes longitudinales fortes, supérieures à 8 %, et un profil transversal généralement encaissé. Certaines ont un bassin versant peu étendu (quelques centaines de km<sup>2</sup>) qui ne s'élève pas au-dessus de 5 000 m d'altitude ; les eaux de fonte des glaciers ne participent pas ici à l'alimentation des écoulements. D'autres ont un vaste bassin de drainage et sont occupées en amont par les glaciers actuels.

### MILIEUX DE SÉDIMENTATION

Les milieux fluviaux actuels sont contrôlés par un régime saisonnier de précipitations orageuses. Le ravinement des versants, la mise en place de puissants cônes grossiers de déjection et un creusement actif des fonds de vallées sont les caractéristiques principales de la morphogénèse. Au Quaternaire récent, d'importantes modifications de cette morphogénèse sont décelées dans les remblaiements fluviaux. Ceux-ci comprennent 3 ou 4 séquences successives de dépôts relativement fins à tourbes intercalées. Les séquences sont séparées par des surfaces d'érosion et/ou par des couches caillouteuses discontinues.

Les surfaces d'érosion et les couches caillouteuses sont associées à d'anciens ravinements sur les versants. Ces ravinements ont alimenté des cônes grossiers de déjection qui sont particulièrement bien développés dans les régions où les formations géologiques affleurantes sont conglomératiques.

Les dépôts relativement fins sont argileux, limoneux, sableux ou graveleux. Leur granulométrie moyenne dépend de la nature géologique du bassin versant. Leurs conditions de mise en place dans les fonds des vallées ont été définies par une analyse détaillée de la géométrie des couches et de leurs structures sédimentaires, de même que par une corrélation avec les versants. Schématiquement, nous montrons que ces dépôts sont liés à des écoulements anastomosés en petits chenaux divagants. Les détritiques sont issus du remaniement par un ruissellement modéré des versants. Les plus grossiers de ces détritiques ont pu localement s'accumuler au pied des pentes sous la forme de cônes plats, pelliculaires. Dans l'axe des vallées, les sédiments lités sont fréquents, les lits étant granoclassés. Ce granoclassement est lié à de faibles variations (saisonniers ?) d'écoulement. Les tourbes intercalées dans ces dépôts sont le plus souvent associées à des zones humides qui étaient alimentées par des sorties d'eau à la base des versants. Certaines de ces tourbes paraissent s'étendre

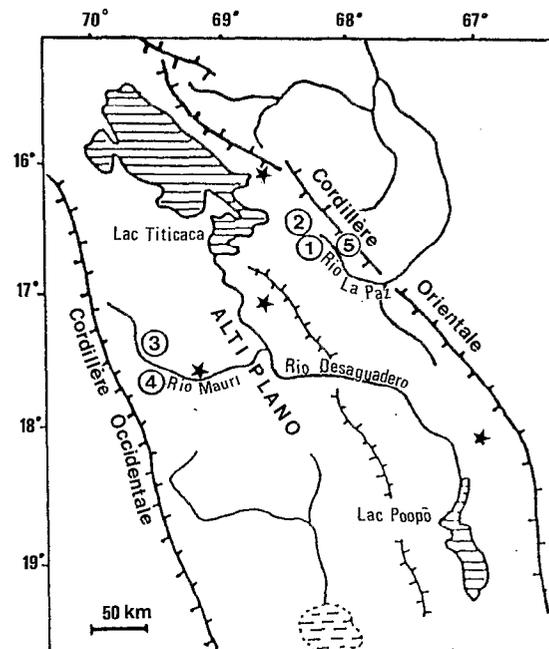


Fig. 1. — Localisation des sites étudiés.

(1) Misión ORSTOM, Casilla 8714, La Paz, Bolivia (Programme GEOCIT).

(2) ORSTOM, 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy, France.

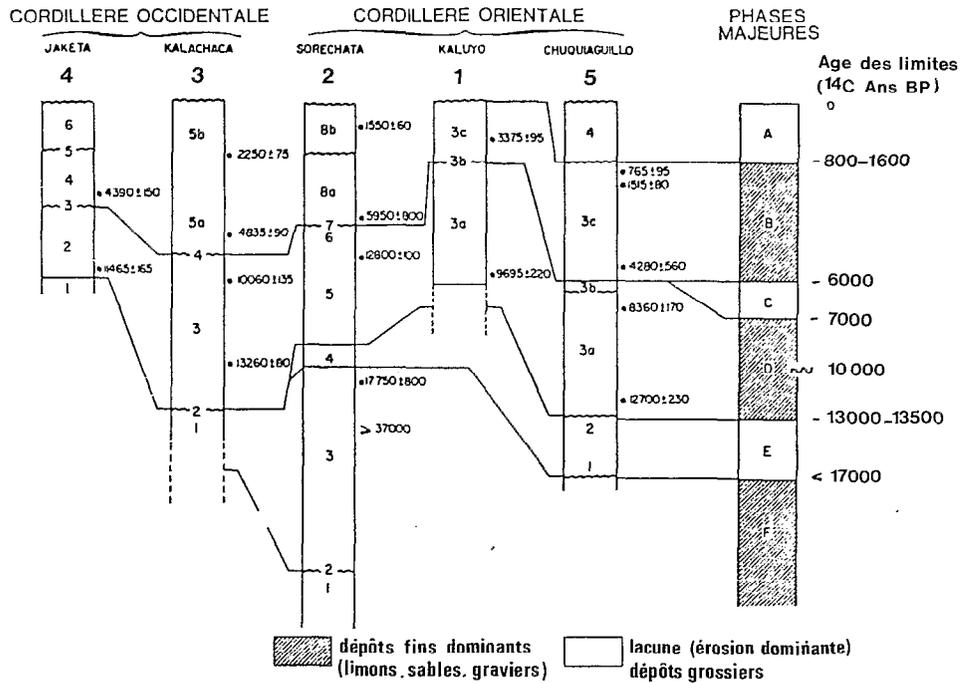


Fig. 2. — Corrélations stratigraphiques entre les sites situés entre 3 900 et 4 200 m d'altitude et les phases hydroclimatiques majeures. Description détaillée in : SERVANT et FONTES, 1984.

sur la presque totalité des anciens fonds des vallées ; elles indiquent une extension des zones en permanence humides.

STRATIGRAPHIE. PHASES PALÉOHYDROLOGIQUES

Une cinquantaine de datations par le <sup>14</sup>C d'échantillons de tourbes à macrorestes végétaux montre que les séquences de dépôt sont synchrones aux erreurs de datations près.

Trois phases majeures d'érosion généralisée sont décelées dans tous les sites étudiés. La première est immédiatement postérieure au dernier maximum glaciaire et se situe entre 17 000 et 13 000 ans B.P., peut-être plus près de 13 000 que de 17 000 ans B.P. Les deux autres sont d'âge holocène, après 1 500 ou 500 ans B.P. Ces phases d'érosion sont liées à des écoulements de crues dans les fonds des vallées et à un ruissellement érosif sur les versants.

Deux phases majeures d'accumulation de sédiments fins sont datées de 13 000-7 500 ans B.P. et 6 000-1 500 ou 500 ans B.P. La première de ces deux phases d'accumulation se subdivise en 3 unités : (1) de 13 000 à 10 000 ans B.P., la sédimentation des fonds des vallées est alimentée par des apports en détritiques relativement fins issus des versants ; les intercalations de tourbes sont présentes mais rares et peu épaisses ; ce faible développement des tourbes indique que les bas fonds en permanence humides ne sont pas largement développés dans les vallées. (2) Une reprise du creusement de rivières est observée localement vers 10 000 ans B.P. (3) Entre 9 500 et 8 000 ans B.P., les tourbières se sont largement développées dans les fonds des vallées et ont ensuite régressé au profit d'une sédimentation d'un milieu qui n'était plus en permanence humide.

ALTITUDE	MORPHOGENESE	PRECIPITATIONS	
		Dec - Avril 80 %	Mai - Dec 20 %
>4300 ± 100	- Pas de ravinement - Tourbières de bas de versant - (et morphogénèse liée au gel en haute altitude)	Neiges domi- nantes	Neiges domi- nantes
<4300 ± 100	- Ravinements de versants - Cônes grossiers de déjection - Creusements et dépôts grossiers dans les vallées	Pluies orageu- ses. Ecoulements de crues.	Neiges domi- nantes (Alt. 3650-3800m) Pluies fines (sauf oct.nov.)
		Z.C.I.T. Vents du NE ou d'E.	Vents d'W ou SW (circulation d'Ouest à 500 mb) Episodiquement: circulations mé- ridiennes.

Fig. 3. — Précipitations et morphogénèse actuelles.

La phase hydroclimatique datée de 6 000 à 1 500 ou 500 ans B.P. est caractérisée par une large extension des tourbières entre 6 000 et 4 500 ans B.P. environ. Des milieux très fluctuants de sédimentation se sont ensuite instaurés dans les vallées ; ils sont marqués par une extension épisodique des tourbières, des reprises locales de l'érosion et du ravinement sur les versants, des épisodes d'assèchement signalés par des tourbes carbonisées...

#### DONNÉES AUX ALTITUDES INFÉRIEURES À 3 900 m

Les remblaiements du Quaternaire récent sont présents dans la plupart des vallées entre 3 000 et 3 900 m d'altitude. Les dépôts sont des limons gris ou des sables fins, à sols hydromorphes intercalés, où les tourbes sont exceptionnelles. Ils passent au pied des versants à des accumulations plus grossières. Les phases d'accumulation sont donc présentes dans cette tranche d'altitude mais pour le moment seule la séquence holocène, datée de 6 000-5 000 ans B.P. à la base, est bien repérée par les datations au  $^{14}\text{C}$ .

#### ÉLÉMENTS D'INTERPRÉTATION

Le climat actuel des Andes boliviennes est caractérisé par deux types de précipitations :

— Les précipitations d'été (80 % du total annuel) sont liées à la présence de la ZCIT sur la Bolivie. En dessous de 4 200-4 300 m d'altitude, ce sont le plus souvent des pluies orageuses, génératrices d'écoulements de crues et d'un ruissellement érosif sur les pentes. Au-dessus de 4 200-4 300 m, ce sont généralement des neiges ; les versants sont peu ravinés ; une active infiltration des eaux météoriques alimente de nombreuses sources de bas de pente et favorise une large extension des tourbières.

— Les précipitations de mai à novembre ont lieu à une époque de l'année qui est caractérisée par un déplacement de la ZCIT vers l'hémisphère nord. Ces précipitations sont liées à des échanges méridiens épisodiques de masses d'air entre moyennes et basses latitudes. Ce sont le plus souvent des neiges au-dessus de 3 600-3 800 m, ou des pluies fines à plus basse altitude. Quelques orages peuvent avoir lieu à la saison de transition entre l'hiver et l'été.

Ces données de base suggèrent que les phases généralisées d'érosion que nous avons identifiées vers 3 900-4 200 m d'altitude, dans le Quaternaire récent, furent liées aux précipitations orageuses associées à la ZCIT. Celle-ci aurait donc été présente, sur les Andes boliviennes, pendant l'été austral, vers 15 000±2 000 ans B.P., 7 500-6 000 ans B.P. et au cours des derniers siècles, après 1 500 ou 500 ans B.P.

Pour les autres périodes du Quaternaire récent, l'absence de pluies orageuses génératrices d'écou-

lements de crues est démontrée par un ruissellement modéré sur les versants et les accumulations de sédiments fins dans les fonds des vallées. A l'Holocène, et au moins pour les époques postérieures à 6 000 ans B.P., cette absence de pluies orageuses est décelée jusqu'à des altitudes relativement basses (3 000 m). Il est peu probable que les chutes de neige soient étendues jusqu'à ces altitudes. Il faut donc envisager des pluies fines (ou des neiges en montagne vers 4 000 m) pour expliquer l'absence des écoulements de crues. Cela peut s'expliquer par un décalage vers le Nord de la ZCIT par rapport à sa position actuelle pendant l'été austral. Les seules précipitations possibles seraient alors du type de celles que l'on observe de nos jours en hiver. Mais ces précipitations n'ont pas pu être abondantes et une sécheresse très marquée doit être envisagée. Cela est en bon accord avec l'ensemble des données disponibles (bas niveaux lacustres, réduction des glaciers...).

La fin du Pleistocène (13 000-10 000 ans B.P.) est plus difficile à interpréter. Les sites étudiés à 3 900-4 200 m d'altitude indiquent que les écoulements superficiels ne présentaient pas de crues très marquées mais on sait que de très hauts niveaux lacustres ont existé à cette époque dans les bassins de l'Altiplano.

En conclusion, la présence de la ZCIT sur les Andes boliviennes est décelée pendant de brèves périodes du Quaternaire récent (15 000±2 000 ans B.P., 7 500-6 000 ans B.P., 1 500 ou 500 ans B.P.-Actuel). Un décalage de la ZCIT vers le Nord par rapport à sa position actuelle est probable à l'Holocène, entre 10 000 et 7 500 ans B.P., de même qu'entre 6 000 et 1 500 ou 500 ans B.P.

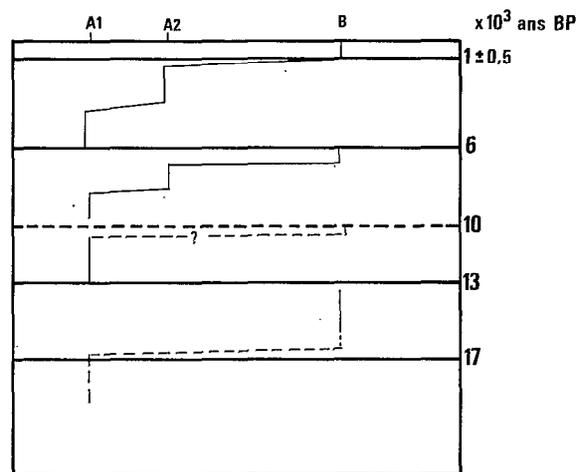


Fig. 4. — Séquences hydroclimatiques (écoulements). A. Pas d'écoulements de crues, précipitations non orageuses. A1 : extension des tourbières. A2 : réduction des tourbières. B. Écoulement de crues. Ravinement des versants. Précipitations orageuses.

## Spectres palynologiques de tourbières et de sédiments lacustres de la fin du Pléistocène et de l'Holocène des Andes de Bolivie

J.P. YBERT<sup>(1)</sup>

Les données palynologiques actuellement disponibles sur la fin du Pléistocène et sur l'Holocène de Bolivie concernent soit des dépôts lacustres (lac Titicaca à une altitude de 3 810 m), soit des dépôts fluviaux plus ou moins organiques de fonds de vallées vers 4 000 m d'altitude.

Les analyses effectuées sur la carotte TD du lac Titicaca et sur la coupe de Chuquiaguillo illustrent les résultats obtenus sur ces deux types de dépôts.

LA CAROTTE TD a été obtenue dans le bassin Sud-Ouest du lac Titicaca (Petit lac) par une profondeur de 19 m. Elle a une longueur de 4,83 m et l'altitude du sommet est de 3 690 m. Une date de 9 620 ans B.P. a été obtenue entre 291,5 et 295,5 cm.

L'analyse palynologique a permis de différencier 7 zones qui présentent, de bas en haut, les caractéristiques suivantes :

*Zone G*, de la base à 390 cm. Une faible concentration pollinique caractérisée par une grande abondance relative de pollens allochtones (*Podocarpus*) par rapport aux éléments de tourbières ou de lagunes autochtones (*Isoetes*, *Juncaceae*, *Cyperaceae*, Fougères, Mousses). Les algues d'eau douce, *Botryococcus* et *Pediastrum* sp. 1 à 4 sont abondantes.

On trouve de nombreux pollens et spores de plantes vivantes actuellement à des altitudes beaucoup plus élevées (supérieures à 4 200 m) comme *Valériane*, *Isoetes* et *Distichia*.

*Zone E*, de 345 à 310 cm. Les *Podocarpus* disparaissent ainsi que la majorité des éléments de milieu humide. Il y a encore des *Isoetes* et des *Distichia*. Les 4 espèces de *Pediastrum* et *Botryococcus* sont très abondantes.

*Zone D*, de 310 à 245 cm. Les éléments de climat froid et de milieu humide disparaissent ainsi que les *Caryophyllacées*. Les graminées sont à leur maximum. Les *Botryococcus* sont peu abondants ainsi que les *Pediastrum* sp. 1 à 3. Le *Pediastrum* sp. 4 a disparu.

*Zone C*, de 245 à 110 cm. On note une augmentation sensible des pollens de *Composés* et de *Chénopodiacées*. Parmi les éléments de milieu humide, seuls les *Plantago* sont présents de façon continue. On trouve des pollens d'*Hydrocharitacées*. Les algues

d'eau douce sont rares, seul *Pediastrum* sp. 2 est présent de façon discontinue ainsi que *Botryococcus*. On trouve des *Spirogyra* seulement dans cette zone.

*Zone B*, de 110 à 35 cm. Les pollens de *Cypéracées* réapparaissent, les *Hydrocharitacées* et *Spirogyra* disparaissent. Les algues d'eau douce, *Botryococcus* et *Pediastrum* sp. 2 sont de nouveau très abondantes.

*Zone A*, de 35 à 0 cm. La composition palynologique est équivalente à celle de la zone B, elle s'en différencie par l'abondance de *Pediastrum* sp. 1.

LA COUPE DE CHUQUIAGUILLO est située à une altitude moyenne de 3 950 m, elle se trouve sur le flanc droit de la vallée, au-dessus d'une moraine pléistocène et est surmontée par des éboulis de cône. Six âges ont été obtenus par le <sup>14</sup>C, 12 700 ans B.P. à 1,26 m de la base ; 9 065 à 3,18 m ; 8 330 à 3,92 m ; 4 280 à 5,00 m ; 1 515 à 7,60 m et 765 à 8,10 m.

L'analyse palynologique a permis de différencier 5 zones principales dont les caractéristiques sont les suivantes :

*Zone E*, de la base à 95 cm. Les éléments de climat froid sont bien représentés ainsi que ceux de milieu humide. Les graminées sont peu abondantes.

*Zone D*, de 95 à 420 cm. Les graminées sont abondantes, il y a encore des éléments de tourbière mais en quantités plus faibles. Les éléments froids sont toujours présents.

*Zone C*, de 420 à 720 cm. Les graminées sont en proportions plus faibles, les éléments de tourbières d'altitude sont pratiquement absents ainsi que les éléments froids, sauf vers le haut de cette zone.

*Zone B*, de 720 à 810 cm. Les graminées sont abondantes, les tourbières d'altitude sont présentes.

*Zone A*, de 810 à 900 cm. Les graminées régressent et les éléments froids sont plus importants. Il y a toujours des plantes de tourbières d'altitude.

### INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

Des études sur la sédimentation sporopollinique actuelle sont en cours, aussi bien pour le lac Titicaca que pour les vallées d'altitude et c'est seulement lorsqu'elles seront terminées qu'il sera possible d'interpréter les spectres fossiles. Il est toutefois possi-

(1) Centre ORSTOM, 70-74. route d'Aulnay, 93140 Bondy, France (Programme GEOCIT).

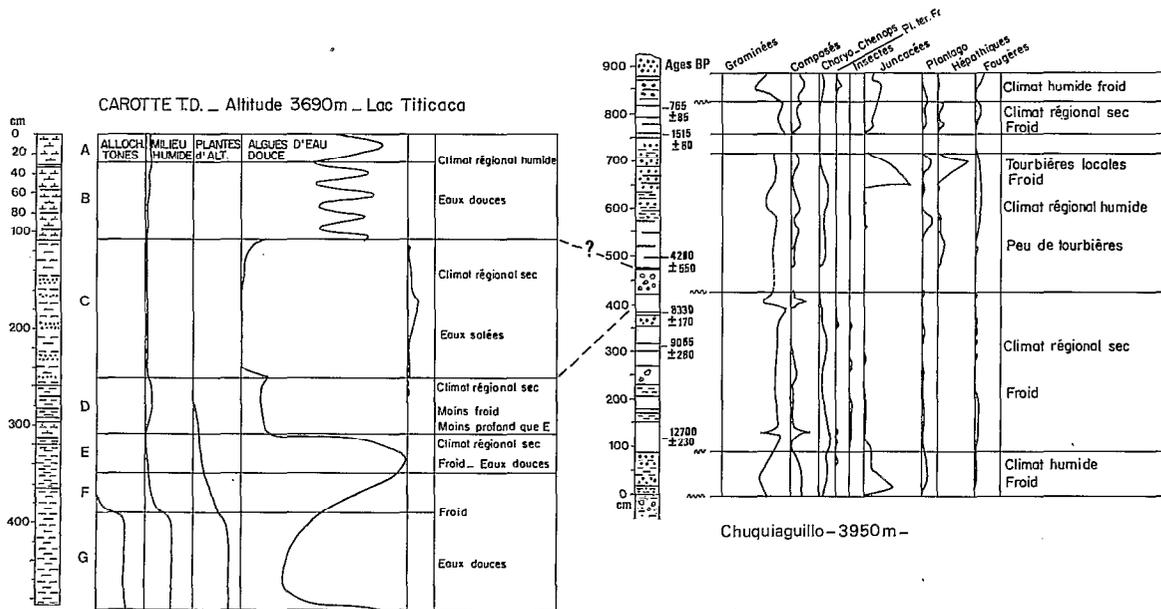


Fig. 1. — Spectres palynologiques de la carotte TD et de Chuquiaguillo.

ble, dès maintenant, de proposer les éléments de scénarios suivants.

Pour la carotte TD, les zones G à D correspondent à un climat froid se réchauffant progressivement vers le haut et devenant également plus sec à l'échelle régionale. Les eaux du lac sont hautes en G, F et E, elles sont plus basses en D. La zone C correspond à un climat régional sec, les eaux du lac sont basses et salées.

Les zones B et A correspondent à un climat régional humide, les eaux du lac sont douces.

Pour la coupe du rio Chuquiaguillo, la zone E correspond à un climat humide et froid.

La zone D, entre 13 000 et 7 000 ans correspond à un climat froid, sec sur le plan régional mais avec existence de tourbières. Elle correspond aux zones D, E, F de la carotte TD.

La zone C entre 5 000 et 2 000 ans correspond à un climat régional humide mais sans formation de tourbières dans sa partie inférieure. Elle correspond à la zone B de la carotte TD.

La zone B, entre 1 500 et 700 ans correspond à un climat régional sec et froid, avec formation de tourbières.

La zone A, après 700 ans correspond à un climat humide et froid.

## Végétation actuelle et fossile de haute altitude (exemple d'une vallée glaciaire : Hichu Kkota, Cordillère Royale des Andes de Bolivie)

C. OSTRIA<sup>(1)</sup>

### INTRODUCTION

La vallée d'Hichu Kkota, située au nord-est de La Paz, dans la Cordillère Royale (16° 10' lat. S., 68° 22'

long. O.), appartient au « domaine alto-andin » défini entre 4 100 m et 5 200 m (CABRERA, 1957). Elle s'étage de 4 300 m à 5 000 m d'altitude. Le réseau hydrique, alimenté par un cirque de glaciers, se compose de trois grands lacs (4 310 m, 4 450 m, 4 690 m).

(1) Laboratoire de Botanique tropicale, Université Paris VI, 12, rue Cuvier, 75005 Paris (Programme GEOCIT).

La végétation alto-andine a fait l'objet de nombreux travaux, en particulier en Argentine, en Colombie, au Venezuela, au Chili et au Pérou. Par contre, en Bolivie, les rares études sont principalement consacrées à des inventaires floristiques. Les travaux sur l'écologie et le fonctionnement des végétations ne font que commencer.

En ce qui concerne la végétation holocène, l'étude des macrorestes n'a été réalisée qu'en Colombie.

## PRÉSENTATION DU MILIEU ACTUEL

### *Le climat*

Le climat de la région est déterminé par l'alternance de deux saisons caractérisées par le régime des précipitations. Les variations saisonnières de la température sont peu contrastées, au contraire les amplitudes thermiques nycthémerales sont élevées tout au long de l'année (12,8 °C en moyenne annuelle) :

	saison sèche (avril à septembre)	saison humide (octobre à mars)
Température moyenne annuelle	4,3 °C	6,2 °C
Précipitations moyennes	19,1 mm	120,0 mm
Humidité relative moyenne	55,0 %	69,5 %

Le gradient altitudinal de la température est de 0,53 °C/100 m. Il a été obtenu à partir des mesures de températures dans le sol, effectuées à différentes profondeurs et à plusieurs altitudes.

Les conditions climatiques, la topographie et l'altitude ne permettent pas les cultures. La population humaine (4 hab./km<sup>2</sup>) se consacre à l'élevage de camélidés (lamas, alpagas) et ovins (moutons).

### *La végétation*

La physionomie de la vallée est marquée par deux paysages :

- les versants ;
- le fond de vallée.

*Les versants secs*, abrupts sont occupés par une végétation très clairsemée principalement constituée par des graminées en touffes, qui dominent dans la couverture végétale, et par quelques arbustes (Compositées, Papilionacées).

*Le fond de la vallée*, humide, est occupé par une végétation morphologiquement homogène : herbacée-rase. Mais la physionomie des tapis végétaux, la composition floristique, et les conditions édaphiques amènent à subdiviser cet ensemble en deux :

— *Les prairies humides* ou « *vegas* » s'étendent du bas de la vallée jusqu'à environ 4 500 m. Elles sont caractérisées par un tapis végétal continu, sur un sol argileux sursaturé en eau en saison des pluies. Le réseau de drainage se compose de nombreux ruisselets et trous d'eau, système superficiel disparaissant en saison sèche. Les plantes en rosettes acaules confèrent à ces prairies leur physionomie propre (Plantaginacées, Cyperacées, nombreuses Composées...).

— *Les tourbières* ou « *bofedales* » remplacent les prairies à une altitude supérieure à 4 500 m. Trois espèces en coussin forment la base du tapis végétal : *Distichia muscoides*, *Distichia filamentosa*, *Oxycloe andina* (Juncacées). Les conditions du milieu : basses températures, raréfaction de l'oxygène et de l'azote entraînent une activité réduite des microorganismes décomposant les végétaux (RUTHSATZ, 1978). Ceux-ci poussent donc directement sur les restes de matière organique accumulés sur la roche-mère (granitique) ou sur un sol d'origine morainique (gravier, sables). L'apport en eau est constant (écoulements glaciaires, nappe phréatique), un réseau de ruisseaux profonds (10 à 50 cm) découpe le tapis végétal en îlots de tailles variables.

## LA VÉGÉTATION HOLOCÈNE

L'étude des macrorestes végétaux a été réalisée sur une coupe affleurant à 4 800 m d'altitude (haute de 4,61 m) située au milieu de la zone des tourbières au niveau des moraines de la dernière génération (220 ± 50 ans B.P., cf. GOUZE *et al.*, 1986).

### *Description de la coupe Wila Llojeta*

La méthodologie utilisée est celle mise au point au laboratoire du Professeur Van Der Hammen (Université d'Amsterdam). Nous avons prélevé 10 cm<sup>3</sup> de sédiments tous les 10 cm environ, soit 44 échantillons.

Les résultats sont donnés dans le diagramme synthétique ci-joint. Ne sont représentés que les pourcentages de végétaux de flore sèche et de flore de tourbière, le complément à 100 % de matière organique est constitué par des racines indéterminables. 5 zones ont été mises en évidence :

— V : 461-394 cm : tourbes plus ou moins argileuses où sont présents des restes de plantes de tourbières (*Distichia* sp., mousses aquatiques) surtout concentrés à la base.

— IV : 394-332 cm : zone de transition ; les niveaux à tourbe sont moins épais et en alternance avec des argiles et des sables. Disparition des éléments de tourbière et apparition d'une flore plus sèche au sommet (graminées).

— III : 332-204 cm : tout au long de cette séquence, présence de restes végétaux caractérisant une flore sèche : graminées, mousses terrestres. Deux niveaux renferment un fort pourcentage (20-50 %) d'épidermes de graminées carbonisés.

— II : 204-124 cm : réapparition de restes de végétaux de tourbière.

— I : 124-0 cm : macrorestes très mal conservés, identification possible sur 3 niveaux seulement, présence d'éléments de flore sèche, existence de quelques mousses aquatiques à un niveau.

### *Discussion*

Plusieurs hypothèses peuvent être émises à partir de l'étude de cette coupe :

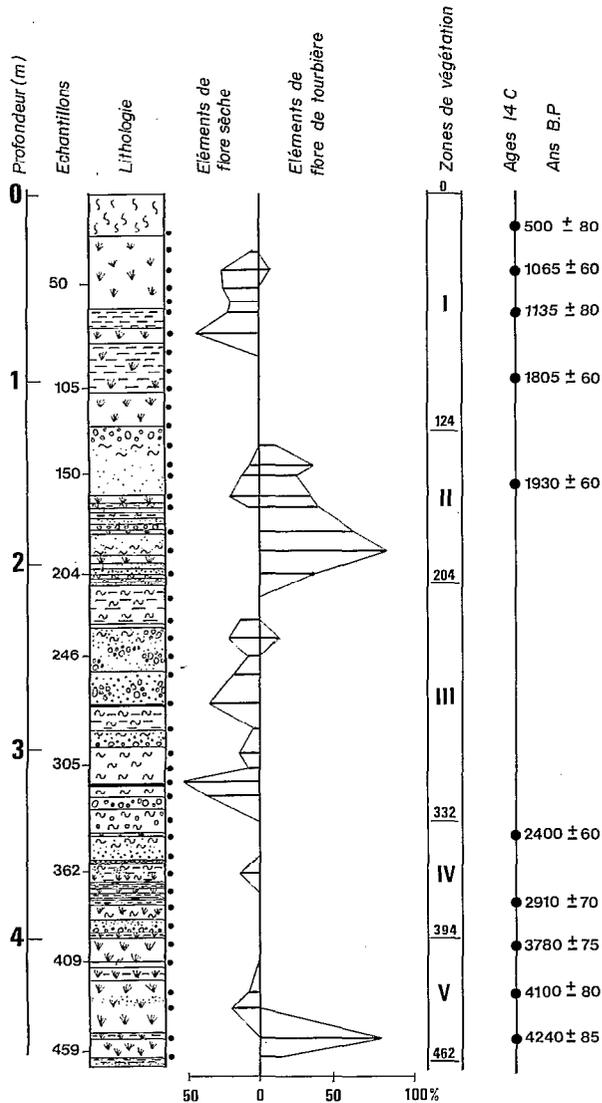


Fig. 1. — Coupe Wila Llojeta 4 800 m à Hichu Kkota. Représentations synthétiques.

a) à la base (V), la flore de l'époque serait semblable à l'actuelle ;

b) en IV et III, les macrorestes trouvés indiquent la présence d'une flore plus sèche que l'actuelle, avec un maximum de sécheresse entre 312 et 280 cm où l'on trouve des épidermes carbonisés ;

c) en II et I, retour à une flore de tourbière reflétant l'évolution propre de la tourbière : les coussins de *Distichia* sp. s'assèchent, ils sont envahis par des graminées, puis apparaissent les mousses aquatiques.

Ces différentes zones sont mises en relation avec les datations effectuées sur la coupe :

Zone V. Avant 4 240 ± 85 ans B.P. : tourbières.

Zones IV et III. Après 4 240 et avant 1 930 ± 60 ans B.P. : flore sèche, assèchement des tourbières au niveau régional. En effet, on retrouve dans d'autres coupes, aux mêmes époques, des zones de tourbes carbonisées (SERVANT et FONTES, 1984). L'étude des pollens, effectuée sur la coupe du Rio Chuquiaguillo, permet de penser que le climat était alors plus froid que l'actuel (YBERT, 1984). L'étude des macrorestes montre que le climat était aussi plus sec.

Zones II et I. Un peu avant 1 930 ans B.P. : retour à un paysage de tourbière.

L'étude des macrorestes a permis de définir une phase plus sèche que l'actuel comprise entre 4 240 et 1 930 ans B.P., la réapparition des tourbières, donc retour à une phase plus humide, comme l'actuel, se situerait vers 2 000 ans B.P.

## CONCLUSION

Le travail de terrain effectué pendant un an et demi en Bolivie nous a permis d'avoir une bonne base de connaissance sur le fonctionnement des végétations alto-andines et sur leur composition floristique. Ce travail a été très utile pour l'étude des macrorestes qui ne peuvent être déterminés qu'en se référant à la flore actuelle. Les résultats obtenus montrent que les végétaux fossiles sont des marqueurs précis des variations climatiques au cours du quaternaire récent. L'étude d'autres coupes permettrait de préciser ces variations. La constitution d'un catalogue d'épidermes, graines, et fruits susceptibles de se retrouver dans les sédiments devra être maintenant réalisée pour continuer le travail paléobotanique.

## BIBLIOGRAPHIE

CABRERA (A.L.), 1957. — La vegetación de la Puna Argentina. *Revta. Invest. Agric.*, 11 (4) : 317-412. Buenos-Aires.

GOUZE (P.), ARGOLLO (J.), SALIÈGE (J.F.) et SERVANT (M.), 1986. — Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales ; exemple des Andes boliviennes. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 303, Sér. II (3) : 219-224.

RUTHSATZ (B.), 1978. — Las plantas en cojines de los semi-

desiertos andinos del Noroeste argentino. *Darwiniana*, 21 (2-4) : 491-539. Buenos-Aires.

SERVANT (M.) et FONTES (J.C.), 1984. — Les basses terrasses fluviales du quaternaire récent des Andes boliviennes. Datations par le <sup>14</sup>C. Interprétation paléoclimatique. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. XIV (1) : 15-28.

YBERT (J.P.), 1984. — Diagramme sporopollinique de la coupe holocène du Rio Chuquiaguillo sur l'Altiplano bolivien. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. XIV (1) : 29-34.

## Inventaire des Diatomées de la Carotte JK1 et implications paléoclimatologiques à Hichu-Kkota

J.F. PIERRE <sup>(1)</sup>

La vallée andine d'Hichu-Kkota (Bolivie) est depuis une dizaine d'années l'objet d'études coordonnées dans le cadre du programme GEOCIT. C'est ainsi que nous avons eu l'occasion d'étudier la flore diatomique de sédiments récents de cette région, fournis par D. WIRRMANN. Le présent travail résume les résultats obtenus à partir de prélèvements opérés tous les dix centimètres sur la carotte JK1 (lac Jankho Kkota, altitude 4 680 m), entre la surface et -141 cm.

Chacun des 15 échantillons observés rassemble la microflore d'un dépôt de 1 cm, entre la dizaine et la dizaine + 1 cm.

C'est au total 179 espèces et variétés de Diatomées qui ont été reconnues, chaque relevé comptant entre 50 et 70 taxons environ <sup>(2)</sup>. Cette diversité est élevée, par comparaison avec les résultats de l'étude réalisée sur les sédiments du lac Khara Kkota [PIERRE et WIRRMANN, sous presse].

Dans les dépôts originaires de ces deux lacs, quelques Diatomées assurent à elles seules la majeure partie de la biomasse diatomique. Il s'agit de *Cyclotella stelligera* (Cleve) Grun., *C. glomerata* Bachm. et du genre *Fragilaria* avec notamment les espèces *F. pinnata* Ehr., *F. intermedia* Grun., *F. inflata* (Heiden) Hust. [*sensu* A.C.I.E.].

Par contre, *Cocconeis placentula* Ehr. et *Epithemia pl. sp.* qui pouvaient cumuler jusqu'à 25 % de l'abondance à certains niveaux du sédiment issu du lac Khara Kkota, ne sont ici que peu ou pas représentés, ce qui pourrait être la conséquence logique du caractère épiphytique préférentiel de ces espèces.

Le genre *Cyclotella* est généralement donné comme planctonique, avec des nuances. Pour HUSTEDT (1930), GASSE (1980), SERVANT-VILDARY (1986), *C. stelligera* est planctonique dans les zones littorales. *C. glomerata*, pour sa part, est considérée pélagique, parfois préférentielle d'eaux profondes.

GASSE signale que l'ensemble *C. glomerata* + *C. stelligera* devient parfois abondant, caractérisant une situation lacustre peu profonde où l'influence des rivières peut encore se faire sentir. Il est remarquable qu'à Jankho Kkota les formes typiquement lacustres et euplanctoniques soient absentes (*Stephanodiscus*) ou peu représentées (*Melosira*). Seule *Melosira distans* (Ehr.) Kütz. est régulièrement observée, mais elle est littorale et benthique (GASSE).

Nous sommes en accord avec GERMAIN (1981) qui considère les *Fragilaria* comme périphtiques ou littorales, la vie planctonique étant pour elles l'exception. Leur milieu d'élection est souvent peu profond et ce genre peut devenir très abondant, avec des fréquences atteignant 80 à 90 % (GASSE). Elles sont littorales et tychoplanctoniques pour SERVANT-VILDARY et BLANCO (1984).

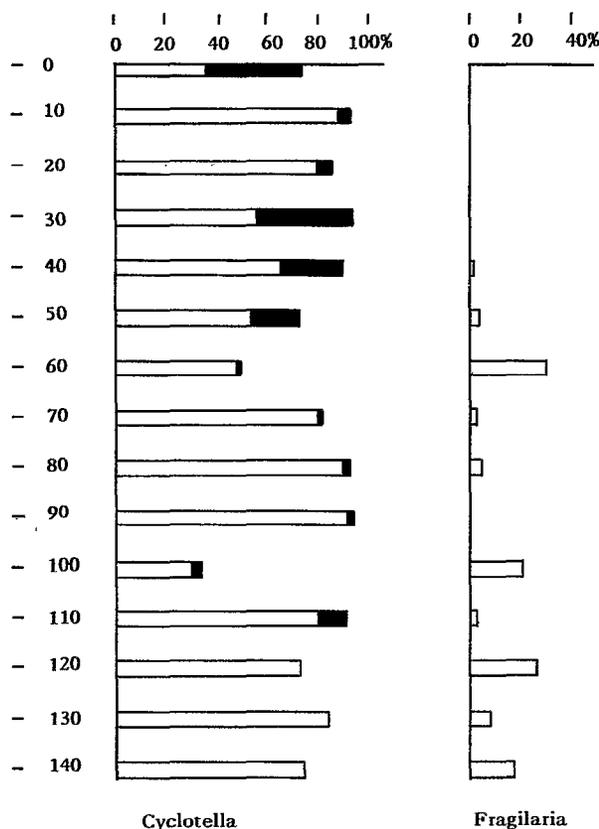


Fig. 1. — Histogramme d'abondance des genres *Cyclotella* et *Fragilaria* dans les prélèvements décimétriques de la carotte JK1. *Cyclotella stelligera* en blanc, *C. glomerata* en noir.

(1) Biologie végétale 1<sup>er</sup> Cycle, Université de Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandœuvre Cedex (Programme GEOCIT).

(2) Les relevés détaillés et les considérations taxonomiques seront publiés par ailleurs

La figure 1 met en évidence la compétition entre *Cyclotella* et *Fragilaria* à différents niveaux de la carotte JK1.

Nous avons signalé à Khara Kkota (PIERRE & WIRRMANN) l'appauvrissement en Cyclotelles entre les niveaux -40 et -100, compensé par une prolifération concomitante des Fragilaires.

Des fluctuations du même ordre sont mises en évidence à Jankho Kkota, avec deux épisodes principaux aux niveaux -60 et -100.

La comparaison de ces événements dans les deux lacs fait apparaître une coïncidence certaine, qu'il est nécessaire de vérifier par d'autres méthodes.

Nous manquons de renseignements sur la durée de ces épisodes, tel par exemple le temps nécessaire au dépôt d'un centimètre de sédiment. Nous avons contrôlé, aux niveaux 59-60 et 61-62 encadrant le relevé 60-61, que l'inversion de dominance entre Cyclotelles et Fragilaires pouvait être un phénomène rapide, centrimétrique.

Les changements floristiques observés pourraient

légitimement rendre compte de variations des niveaux lacustres, en relation avec des modifications paléoclimatiques. Nous avons émis l'hypothèse d'une variation géologiquement brutale, du niveau du paléolac Khara Kkota. Nos derniers résultats nous incitent à envisager des épisodes plus courts n'ayant qu'un faible impact sur le niveau. Dans la zone centrale d'où provient la carotte, le stade climatique « normal » se traduirait par une sédimentation des frustules de *Cyclotella*, planctoniques d'eaux relativement peu profondes. Les stades climatiques « perturbés » résulteraient d'épisodes de fortes précipitations pendant quelques années, le ruissellement accru en résultant entraînant les *Fragilaria* depuis les zones périphytiques littorales vers le centre du lac, les mouvements d'eaux pouvant de plus freiner le développement des Cyclotelles, voire les déplacer.

La poursuite de l'étude des Diatomées des sédiments lacustres des Andes boliviennes, tout en complétant la connaissance de cette microflore, pourrait procurer des arguments s'intégrant dans une reconstitution des paléoclimats de ces régions.

#### BIBLIOGRAPHIE

- GASSE (F.), 1980. — Les Diatomées lacustres plio-pléistocènes du Gadeb (Éthiopie). Systématique, Paléoécologie, Biostratigraphie. *Rev. Algol.*, Mém. H.S., 3, 249 p., tabl. h.t.
- GERMAIN (H.), 1981. — Flore des Diatomées. Boubée Edit., Paris, 444 p.
- HUSTEDT (F.), 1930. — Die Kieselalgen Deutschlands, Oesterreichs und des Schweiz, VII, 1. Rabh. Krypt. Fl., Leipzig.
- PIERRE (J.F.), WIRRMANN (D.), 1986. — Diatomées des sédiments

holocènes du lac Khara Kkota (Bolivie). *Géodynamique*, 1 (2) : 135-145.

SERVANT-VILDARY (S.), BLANCO (M.), 1984. — Les Diatomées fluviolacustres, plio-pléistocènes de la formation charana (Cordillère occidentale des Andes, Bolivie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, XIV, 1 : 55-102.

SERVANT-VILDARY (S.), 1986. — Les Diatomées actuelles des Andes de Bolivie (Taxonomie, écologie). *Cah. Micropaléont. N.S.*, 1, 3-4 : 99-124, 14 pl. h.t.

## Composition isotopique ( $^{18}\text{O}$ ) de la matière organique des tourbières actuelles et holocènes en Bolivie Résultats préliminaires et perspectives d'application en paléoclimatologie

Ph. GOUZE <sup>(1)</sup>, A. FERHI <sup>(2)</sup>, J.-Ch. FONTES <sup>(3)</sup>, M. ROCHE <sup>(4)</sup>

Les vallées retenues pour cette étude, sur le flanc Ouest de la Cordillère Orientale (16° lat. S), sont

soumises à un climat relativement sec (précipitations : 800 mm/an environ) caractérisé par une longue

(1) ORSTOM, 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy, France (Programme GEOCIT).

(2) Centre de Recherches Géodynamiques, 47, av. de Corzent, B.P. 11, 74203 Thonon-les-Bains, France.

(3) Université Paris Sud, Bât. 504, 91405 Orsay, France.

(4) Mision ORSTOM, Casilla 8714, La Paz, Bolivia.

saison sèche hivernale d'avril à novembre. Les températures connaissent d'amples variations journalières en fonction de l'insolation. Le gradient altitudinal de température ( $0,53^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) a été obtenu à partir de mesures dans le sol, à 50 cm de profondeur (OSTRIA, *Géodynamique*, 2 (2) 87 : 109-111).

#### LES SITES ÉTUDIÉS - L'ÉCHANTILLONNAGE

La vallée d'Hichu-Kkota est une ancienne vallée glaciaire dont le fond est actuellement occupé par des lacs, des tourbières et de vastes prairies marécageuses. Les écoulements sont assurés surtout par les précipitations (principalement durant l'été austral), mais aussi par la nappe phréatique et par les eaux de fonte des glaciers qui occupent actuellement la partie haute des bassins de drainage.

La « quebrada » Sorechata est un axe mineur de drainage dont le profil longitudinal ne dépasse pas 3 ou 4 km. Les écoulements sont temporaires et alimentés surtout par les précipitations estivales puisque les eaux de fonte des glaciers n'atteignent pas cette vallée.

Deux types de prélèvements ont été effectués :

— A Hichu-Kkota, nous avons prélevé simultanément les plantes actuelles (parties aériennes de *Distichia*) et les eaux courantes où baignent ces végétaux.

Les sites d'échantillonnage, au nombre de six, se distribuent en moyenne tous les 100 m, entre 4 400 et 5 000 m d'altitude.

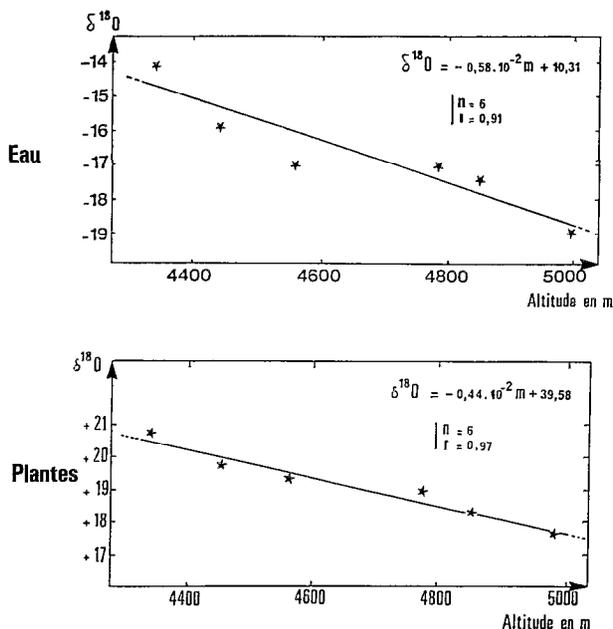


Fig. 1. — Variations des teneurs en  $^{18}\text{O}$  de l'eau des tourbières et des plantes actuelles en fonction de l'altitude à Hichu Kkota.

— A Hichu-Kkota et Sorechata, nous avons prélevé les macrorestes végétaux de deux anciennes tourbières datées de l'Holocène moyen à récent.

A Hichu-Kkota, la coupe Wila Llojeta, située à 4 800 m d'altitude est surmontée par des moraines de la dernière avancée glaciaire.

A Sorechata (4 150 m d'altitude) la tourbière est au bord de la « quebrada », au pied d'un versant et à proximité d'anciennes sources qui sont encore aujourd'hui épisodiquement et faiblement actives.

#### LES RÉSULTATS

Les valeurs relatives aux teneurs en  $^{18}\text{O}$  sont exprimées selon la notation classique en unités  $\delta$  par rapport à l'étalon SMOW. Les résultats  $^{14}\text{C}$  situent la coupe de Wila Llojeta à Hichu-Kkota dans une tranche de temps comprise entre 4 240 et 500 ans B.P., celle de Sorechata entre 7 650 et 2 230 ans B.P., avec cependant de nombreuses lacunes liées à des phases de ravinement.

La figure 1 montre les variations des teneurs en  $^{18}\text{O}$  de l'eau et de la matière organique en fonction de l'altitude à Hichu-Kkota. Dans cette gamme d'altitude la variation est linéaire. Les équations des courbes d'ajustement calculées par la méthode des moindres carrées sont :

$$\begin{aligned} \delta^{18}\text{O} (\text{eau}) &= -0,58 \cdot 10^{-2} m + 10,31 \quad (r=0,91) \\ \delta^{18}\text{O} (\text{m.o.}) &= -0,44 \cdot 10^{-2} m + 39,58 \quad (r=0,97) \end{aligned}$$

Dans les profils de tourbes, les teneurs en  $^{18}\text{O}$  varient entre +15,73 % et +20,65 % pour la coupe de Hichu-Kkota (fig. 2). L'ensemble des valeurs, à l'exception de trois, se situe en dessous de la teneur actuelle en  $^{18}\text{O}$  à 4 800 m, altitude de la coupe.

Pour la tourbière fossile de Sorechata (fig. 2), les valeurs sont comprises entre +18,35 % et +19,93 %. Toutes ces valeurs s'inscrivent également en dessous de la teneur actuelle en  $^{18}\text{O}$  à l'altitude de la coupe (4 150 m).

#### ÉLÉMENTS D'INTERPRÉTATION

La similitude des gradients altitudinaux ( $0,58 \delta/100\text{ m}$  pour l'eau ;  $0,44 \delta/100\text{ m}$  pour la matière organique) suggère que les teneurs en  $^{18}\text{O}$  des plantes reflètent essentiellement celles de l'eau d'alimentation.

Si l'on admet que la composition isotopique des macrorestes végétaux fossiles ne s'est pas modifiée après leur fossilisation, il faut donc admettre que l'écart observé avec les plantes actuelles reflète une composition isotopique plus basse pour les eaux de tourbières de l'époque considérée.

Sur la base de ces résultats préliminaires et sous réserve d'un inventaire plus complet (notamment  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  des eaux météoriques, des eaux de ruissellement, de la matière organique actuelle et fossile) on peut proposer que la composition isotopique des

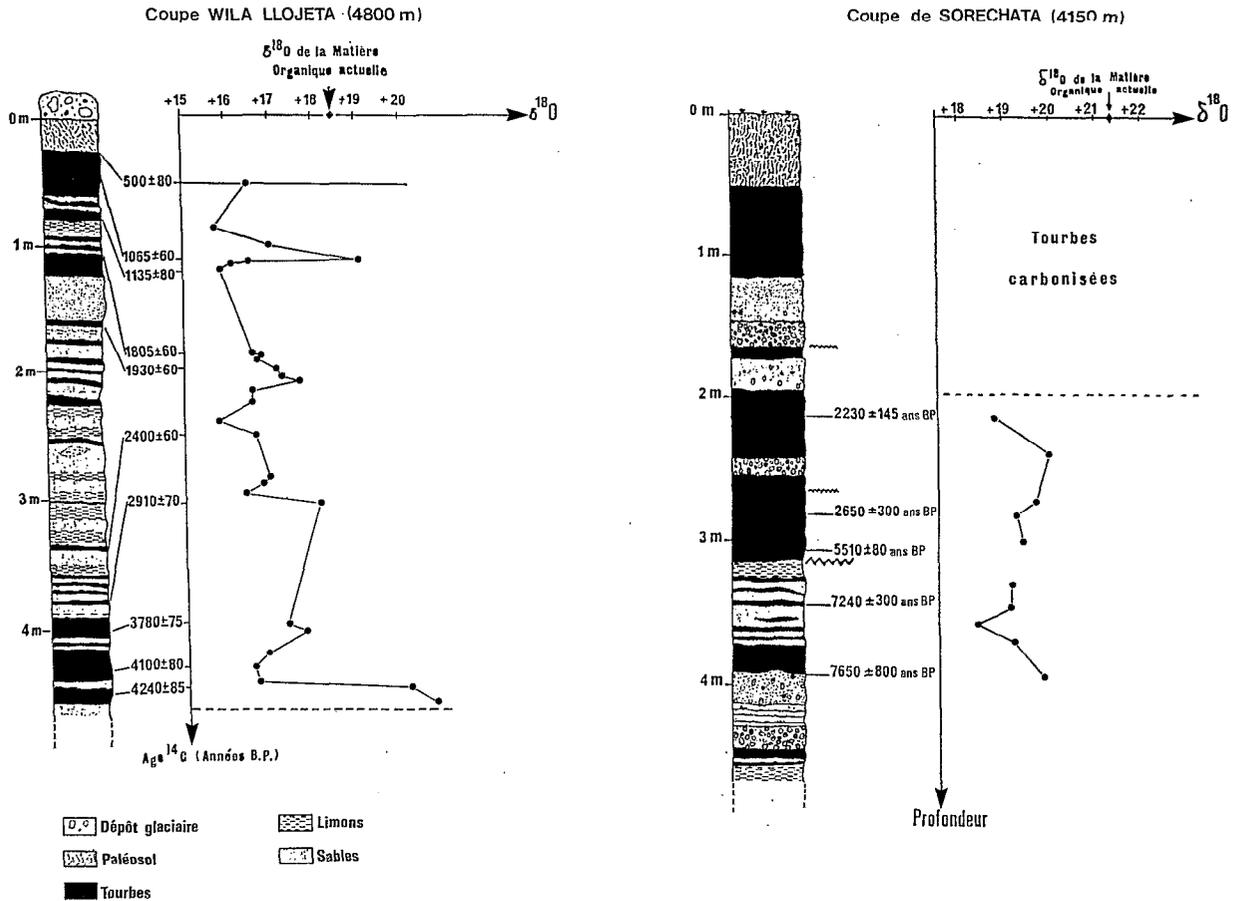


Fig. 2. — Variations des teneurs en  $^{18}\text{O}$  des macrorestes végétaux fossiles.

écoulements de subsurface était en moyenne plus basse qu'actuellement, tant à Hichu-Kkota qu'à Sorechata.

Il est encore difficile d'interpréter ce résultat en termes paléoclimatiques. Le problème majeur est de savoir si les eaux des bassins reflètent celles des précipitations à l'altitude considérée ou si la majeure partie de cette alimentation procède d'une origine plus haute et peut notamment inclure une partie d'eau de fonte des glaciers.

Dans le premier cas, le gradient observé refléterait un gradient en altitude des précipitations tel que l'on en connaît de nombreux exemples en particulier en Europe et aux USA (valeurs de l'ordre de  $-0,4\%$ /100 m). Toutefois, les mesures provenant du réseau bolivien PHICAB (ROCHE, comm. pers.) montreraient que la région andine est probablement

soumise à un régime complexe de précipitation où les gradients en altitude se trouveraient oblitérés par une variation dans l'origine des masses de vapeur ainsi que par des mécanismes de condensation où les effets thermiques ne seraient pas exclusifs d'effets de pression. En ce cas, le gradient observé dans l'eau (et dans les tourbes) serait davantage le produit d'une évaporation progressive des eaux au fur et à mesure de leur transit.

Dans l'attente des résultats de l'étude en cours sur les teneurs en deuterium, on est provisoirement conduit à privilégier l'hypothèse de conditions moins évaporantes qu'aujourd'hui lors de la croissance des tourbes. Cela pourrait être dû à des circulations hydriques plus rapides (perméabilités plus fortes) engendrant des temps de transit plus courts et/ou à des conditions atmosphéro-climatiques moins favorables à l'évaporation.

## BIBLIOGRAPHIE

- DANSGAARD (W.). 1964. — Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, XVI : 435-468.
- FERHI (A.). 1980. — Variation des teneurs en oxygène 18 de la matière organique d'origine végétale. Application à l'étude des paléoenvironnements. *Thèse doctorat d'État*, Univ. P. et M. Curie, Paris VI. 233 p.
- FONTES (J.Ch.), LETOLLE (R.), OLIVE (Ph.), BLAVOUX (B.). 1967. — Oxygène 18 et Tritium dans le bassin d'Évian. In « Isotopes in Hydrology ». *Proceed. Symp.*, I.A.E.A., Vienna : 401-405.
- GOUZE (Ph.). — Reconstitution paléoclimatique du Quaternaire récent de Bolivie. Approches géologique et isotopique. (Thèse Univ. Orsay, en préparation).
- OSTRIA (C.). — Phytoécologie et paléoécologie d'une vallée glaciaire alto-andine. Hichu-Kkota (Cordillère Orientale, Bolivie). (Thèse Univ. P. et M. Curie, en préparation).

# Diatomées et milieux aquatiques de Bolivie Application des méthodes statistiques à l'évaluation des paléotempératures et des paléosalinités

M. ROUX<sup>(1)</sup>, S. SERVANT-VILDARY<sup>(2)</sup>, S. MELLO E SOUSA<sup>(3)</sup>

Deux études ont été conduites avec des méthodes semblables. La première avait pour but d'évaluer la paléosalinité d'un lac du Pléistocène supérieur, situé dans la région des « Salars », Sud Lipez ; la deuxième était destinée à évaluer les paléotempératures à l'Holocène récent, à partir de la coupe Wila Llojeta, située au sommet de la vallée d'Hichu Kkota, dans la Cordillère orientale des Andes. La méthode consiste à comparer les flores actuelles et les flores fossiles de diatomées, provenant d'une même aire géographique d'extension restreinte.

Les méthodes statistiques employées sont, d'une part, la régression linéaire multiple, d'autre part, la régression par les plus proches analogues. Cependant pour limiter les instabilités liées aux erreurs d'échantillonnage et de détermination des espèces, une analyse factorielle des correspondances est pratiquée au préalable ; elle permet, en outre, de valider l'échantillon actuel en relation avec l'échantillon fossile étudié. C'est ainsi que, dans le cas des salars, cette étape préalable a conduit à utiliser préférentiellement la régression linéaire classique ; le point crucial de cette étude est l'effectif restreint des échantillons actuels.

On abordera successivement les points de méthodologie puis l'interprétation paléoclimatique que l'on peut tirer des évaluations de la salinité et de la température.

## Méthodologie

### ANALYSE FACTORIELLE DES CORRESPONDANCES

Initialement conçue pour traiter les tableaux de contingence « croisant » deux variables qualitatives, l'analyse des correspondances se révèle fort utile pour étudier tous les tableaux contenant des effectifs, comme c'est le cas des relevés floristiques. Elle fournit une représentation approchée des relevés en fonction des différentes proportions des espèces qu'ils contiennent, ainsi que des espèces en fonction de leur répartition dans les différents relevés. Certains éléments, appelés passifs ou supplémentaires, peuvent être temporairement mis de côté dans l'analyse, ce sera le cas des relevés fossiles, ils sont ensuite replacés après traitement auprès des éléments actifs en fonction de leur composition floristique.

L'intérêt de l'AFC dans le cas présent est triple : les coordonnées factorielles sont très stables par rapport à des erreurs d'échantillonnage ou de détermination ; ensuite un petit nombre de coordonnées factorielles rendent compte des fluctuations de nombreuses espèces ; enfin elle permet de contrôler la validité de l'échantillon actuel pour inférer des résultats sur les relevés fossiles.

### LA RÉGRESSION LINÉAIRE MULTIPLE

Cette méthode classique consiste à évaluer la varia-

(1) CNRS, Route de Mende, B.P. 5051, 34033 Montpellier Cedex (Programme GEOCIT).

(2) ORSTOM, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue Buffon, 75005 Paris.

(3) Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Caixa Postal 20899, São Paulo, Brésil.

ble Y à estimer (salinité, température...) à l'aide d'une formule du 1<sup>er</sup> degré en l'abondance des espèces.

$$Y = a_0 + a_1 S_1 + a_2 S_2 + \dots + a_p S_p$$

(S1, S2... Sp représentant les abondances des espèces).

Elle suppose implicitement une relation continue et monotone (toujours de même sens) entre la variable à estimer et les abondances des différentes espèces, ce qui la conduit à minimiser le rôle des espèces à amplitude écologique étroite, en revanche elle peut interpoler convenablement les valeurs relatives à des relevés n'ayant pas d'analogues actuels corrects.

#### RÉGRESSION PAR LES PLUS PROCHES ANALOGUES

Pour tout échantillon fossile on examine les K échantillons actuels qui lui ressemblent le plus, du point de vue de la composition floristique. La valeur de la variable étudiée (salinité, température...) est estimée comme étant la moyenne des valeurs qu'elle prend chez ces K plus proches analogues actuels.

Cette méthode repose fortement sur l'existence de bons analogues actuels, ce qui peut être vérifié par une analyse factorielle préalable ; moyennant quoi elle permet de prendre en compte des espèces de faible amplitude écologique.

### Première application : paléosalinités

#### CHOIX DES DONNÉES ET MÉTHODES

Les résultats que l'on peut obtenir sont étroitement dépendant du choix des milieux actuels. Par conséquent, il est assez évident que les salars actuels du Sud de l'Altiplano fournissent un matériel favorable par leur nombre, la variété de leur salinité (entre 0,4 et 270 g/l) et de leur faciès hydrochimique, dans un cadre géographique peu étendu qui permet de négliger le rôle de facteurs difficilement contrôlables comme celui des roches encaissantes ou certains facteurs climatiques sur les associations de diatomées. La flore actuelle a été étudiée dans 13 lacs, 48 échantillons ont été analysés, prélevés sur trois années non consécutives, mais 26 seulement ont été retenus en raison de la similitude de la flore d'une année sur l'autre.

L'AFC effectuée sur les échantillons actuels met en évidence cinq groupements floristiques expliqués par la composition chimique des eaux.

Groupe I : *Navicula* nov sp. caractérise les lacs essentiellement chlorurés sodiques (Pastos Grandes et Laguna Colorada).

Groupe II : *Navicula* caractérise les lacs essentiellements sulfatés sodiques (Chulluncani, Canapa).

Groupe IIIa : *Amphora* caractérise les lacs chloro-sulfatés sodiques, pauvres en calcium (Hedionda, Pujio, Puripica, Honda, Chiar Kkota).

Groupe IIIb : *Nitzschia* caractérise les lacs chloro-sulfatés sodiques riches en calcium (Ballivian, Ramaditas, Laguna verde).

Groupe IV : *Stauroneis* sp. caractérise les lacs carbonatés sodiques.

L'analyse de la flore fossile a été effectuée sur une coupe de 20 m d'épaisseur qui affleure sur le bord du salar Ballivian. Cette coupe matérialise la sédimentation du lac au cours de l'extension Minchin qui a débuté à une date indéterminée jusque vers 20 000 ans B.P. et au cours de l'extension Tauca située entre 12 000 et 10 000 ans B.P. (SERVANT et FONTES, 1978).

La régression linéaire multiple permet de quantifier les variations de la teneur globale en sels dissous (STD), mais aussi les teneurs des cations et des anions tels que le chlore, les sulfates et le calcium. L'évolution au cours du temps de ces éléments est représentée dans la figure 1, ces différents éléments étant reportés sous forme de pourcentages pour faciliter les comparaisons entre les différents niveaux fossiles.

#### RÉSULTATS (fig. 1)

##### *Le lacustre « Minchin »*

Épisode A, échantillons 24 à 43 : les eaux étaient chloro-sulfatés sodiques, pauvres en calcium et correspondent aux lacs actuels du groupe IIIa. La salinité varie entre 28 et 66 g/l.

Épisode B, échantillon 44 : les eaux sont sulfatées et

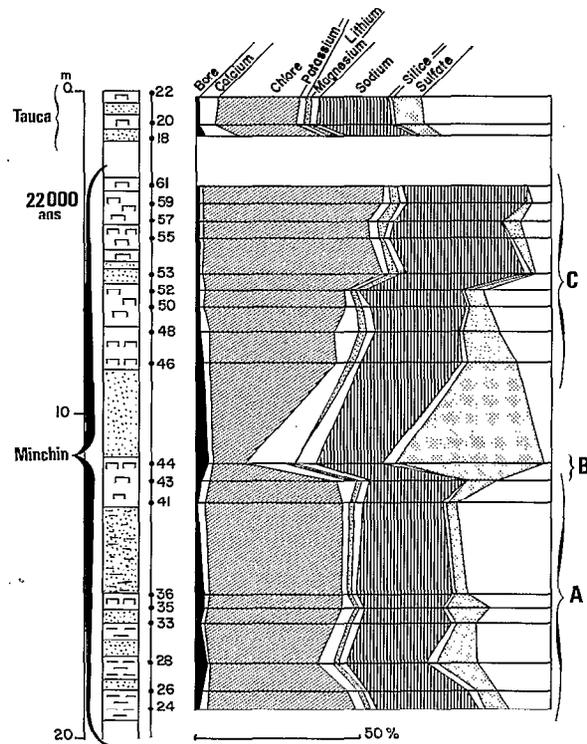


Fig. 1. — Laguna Ballivian. Teneurs des différents ions exprimées en pourcentage.

riches en potassium. Ce changement brutal du chimisme des saumures ne peut pas s'expliquer par une modification du bassin versant, ni par des recyclages de niveaux plus anciens qui étaient relativement pauvres en sulfates. Il semble donc logique de faire appel à un apport extérieur d'eaux plus sulfatées au moment d'une remontée du niveau lacustre qui dépasse l'altitude du seuil qui sépare Ballivian des autres lacs, et notamment du lac Ramaditas. La composition chimique des eaux correspond à celle des lacs du groupe II. La salinité est de 11 g/l.

Épisode C, échantillons 46 à 61 : après un épisode de baisse du niveau lacustre, entre les échantillons 44 et 46, on assiste à un retour des conditions proches de la situation A au début de l'épisode C, le sulfate est dans les saumures à la suite de cet apport extérieur en B, mais il ne sera pas renouvelé à partir du moment où le lac est à nouveau isolé, donc il va évoluer progressivement vers le chimisme qui lui est propre

(échantillons 46 à 52, la salinité est de 35 à 63 g/l), pour arriver à une situation caractérisée par une prépondérance des chlorures (échantillons 53 à 61) qui reflète soit un déficit des sulfates dans le bilan global, soit une augmentation de l'évaporation, soit un temps de séjour plus long des eaux. La salinité augmente, elle est de 67 à 130 g/l. La composition chimique des eaux est celle du groupe I.

### Le lacstre « Tauca »

Il s'agit des échantillons 18 à 22. Après un hiatus dans la sédimentation, correspondant à la longue période de déficit hydrologique qui s'est mise en place entre les épisodes lacustres « Minchin » et « Tauca », le lac se remet en eau vers 12 000 ans et le faciès hydrochimique qui apparaît est celui qui s'observe actuellement dans le salar Ballivian. Identique tant au point de vue de la flore que du point de vue hydrochimique à celui du lac le plus proche, Ramaditas, ces deux lacs communiquent par l'intermédiaire de la nappe phréatique, ce qui explique la légère augmentation des sulfates par rapport à l'épisode précédent. Ces lacs sont chloro-sulfatés sodiques riches en calcium, et correspondent au groupe IIIb. La salinité est de 33 à 62 g/l, légèrement plus faible que la salinité actuelle du lac Ballivian qui est de 79 g/l.

### Deuxième application : paléotempératures

#### PRÉSENTATION DES DONNÉES ET MÉTHODES

Les milieux actuels les plus favorables à l'évaluation de ce paramètre se trouvent situés dans les lacs et les prairies humides de haute altitude où la salinité des eaux extrêmement faible, ne joue pas un rôle prépondérant sur la flore de diatomées. Ces milieux s'étendent entre 4 900 et 4 200 m d'altitude sur une distance de 20 km dans la vallée glaciaire d'Hichu Kkota. La flore fossile a été étudiée dans un affleurement (coupe de Wila Llojeta) situé derrière un verrou glaciaire correspondant au petit âge de la glace. Ces sédiments organiques matérialisent la sédimentation d'une « tourbière » (OSTRIA, *Géodynamique*, 2 (2) 87) : 109-111 qui s'est mise en place entre 4 200 et 500 ans B.P.

La comparaison entre la flore actuelle et la flore fossile a été effectuée avec les méthodes décrites dans la première partie. Grâce à un nombre plus important d'échantillons actuels, la méthode de régression par les plus proches analogues a pu être utilisée et les résultats comparés avec la méthode de régression linéaire multiple.

Connaissant l'altitude, le pH et la température des trois plus proches analogues actuels pour chaque niveau fossile, on établit des courbes de variation quantitative de ces trois paramètres au cours du temps. On constate qu'ils évoluent de manière parallèle et que leurs variations sont comparables aux courbes de variations qualitatives obtenues en faisant

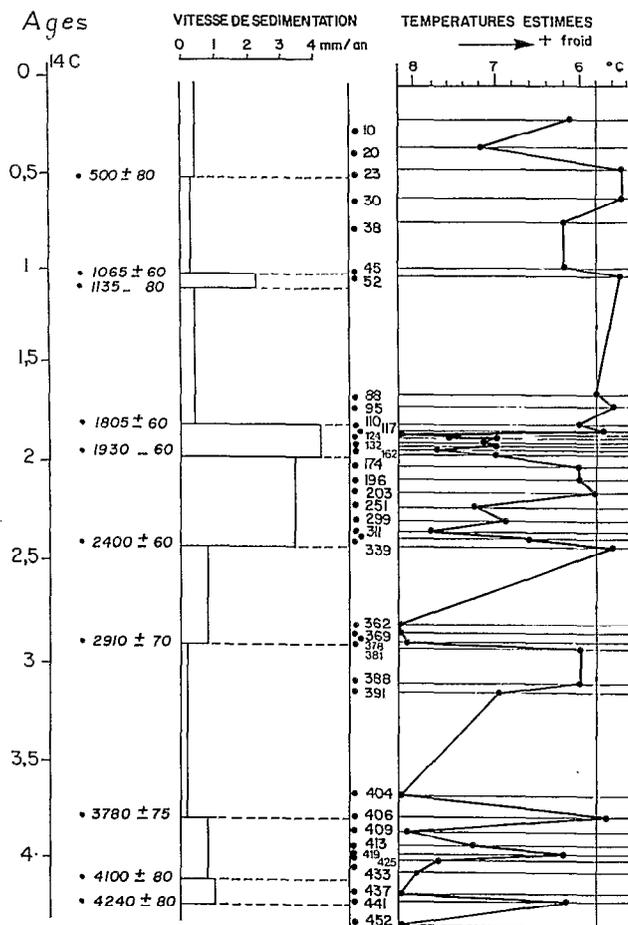


Fig. 2. — Coupe Wila Llojeta 4 800 m à Hichu Kkota. Évaluation des paléotempératures

intervenir les pourcentages des espèces respectivement liées soit au pH, soit à la température selon les données de la littérature.

Ces trois paramètres étant liés, si l'on détermine l'un, on peut déduire les autres. C'est ainsi que l'on peut démontrer que la régression linéaire multiple effectuée sur le seul paramètre altitude donne une courbe tout à fait similaire. Les pics sont cependant émoussés. Mais ce résultat est expliqué par un lissage, lié au fait que les échantillons actuels ont été regroupés dans des classes d'altitude, contrairement à la régression linéaire par les plus proches analogues dans laquelle l'altitude de chaque échantillon actuel a été utilisée telle quelle.

Pour calculer la température à partir de ces courbes de variations d'altitude, on peut utiliser les températures mesurées sur les échantillons actuels analogues ou utiliser pour ces plus proches analogues une température moyenne déterminée à partir d'un gradient altitudinal calculé dans cette même vallée à partir de la température du sol à 50 cm de profondeur ; ce gradient est de 0,53 °C/100 m.

#### RÉSULTATS (fig. 2)

Dans la figure 2, sont représentées les variations de température entre 4 240 et un peu moins de 500 ans B.P., calculées avec la température des trois plus proches analogues selon le gradient de 0°53 pour 100 m. La différence de température entre le bas et le haut de la coupe est d'environ 2 °C. Le refroidissement à partir des températures les plus hautes (environ 8 °C) à 4 240 ans B.P., vers les plus basses températures proches des températures actuelles (entre 6°2 et 5°8) vers 1 800 ans B.P., s'effectue globalement de manière progressive, en passant par des pics extrêmement prononcés de l'ordre de 2 °C.

#### Conclusion

Les valeurs obtenues, soit en ce qui concerne les paléosalinités, soit en ce qui concerne les paléotempératures sont très semblables entre elles quelle que soit la méthode employée ; c'est pourquoi, malgré les effectifs modérés des échantillons, les résultats que nous avons avancés nous paraissent assez sûrs.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ROUX (M.), 1985. — Algorithmes de classification. Méthodes + Programmes. Masson, Paris, 151 p.
- SERVANT (M.), FONTES (J.C.), 1978. — Les lacs quaternaires des Hauts Plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. ORSTOM, sér. Géologie*, X, 1 : 9-23.

- SERVANT-VILDARY (S.), 1986. — Les diatomées actuelles des Andes de Bolivie. (Taxonomie, Écologie). *Cahiers de Micro-paléontologie*, 1, 3-4 : 99-124, 14 pl.

## Mise en évidence d'une périodicité de 640 ans dans la variation de la température estimée dans la vallée d'Hichu Kkota (Bolivie)

A. FOUCAULT <sup>(1)</sup>

La variation de la température en fonction du temps constitue un signal climatique. Il est intéressant de chercher si elle présente des périodicités, notamment afin de les comparer avec celles qui sont relatives aux variations de flux du rayonnement solaire reçu sur la terre, ce qui peut déboucher sur une interprétation causale et un modèle climatique.

Dans la vallée d'Hichu Kkota, une estimation des températures, de 0 à 4 000 ans B.P. environ, a été calculée par ROUX et SERVANT-VILDARY (*Géodynamique*, 2 (2) 87 : 116-119) à partir des associations de diatomées lacustres (fig. 1). L'étude spectrale de cet enregistrement a été réalisée sur la fonction d'auto-corrélation après interpolation linéaire à partir des points calculés.

Le spectre de variance résultant (fig. 2) montre un pic de longue période, représentant la tendance générale du signal, et un pic à 640 ans qui y révèle une forte structuration.

On ne connaît pas de périodicité de cet ordre dans les variations de l'orbite terrestre, ce qui fait écarter une explication relative à la variation de la répartition du flux solaire. En revanche, on peut proposer d'y voir l'écho d'une variation cyclique de l'activité solaire elle-même.

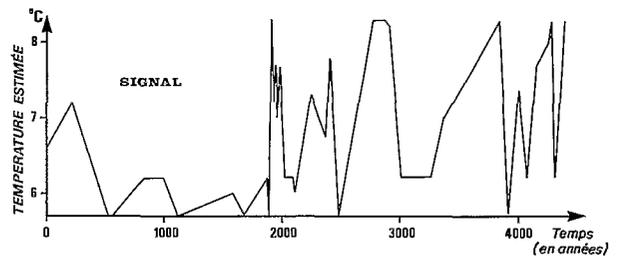


Fig. 1. — Coupe Wila Llojeta. Signal température en fonction du temps.

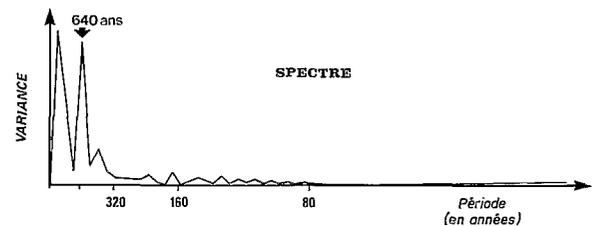


Fig. 2. — Spectre du signal ci-dessus.

(1) Muséum national d'Histoire naturelle. Laboratoire de Géologie, 43, rue Buffon, 75005 Paris (Programme GEOCIT).

### 3. Brésil

## Inversion de la direction de la houle dominante au cours des 5 000 dernières années, dans la région de l'embouchure du Rio Doce (Brésil), en liaison avec une modification de la circulation atmosphérique

L. MARTIN<sup>(1)</sup>, J.M. FLEXOR<sup>(1)</sup>, K. SUGUIO<sup>(2)</sup>

#### INTRODUCTION

Au cours des 5 000 dernières années, la partie centrale du littoral brésilien a connu, en moyenne, un abaissement du niveau relatif de la mer de 4 à 5 m. Cet abaissement, associé à la dérive littorale, a entraîné la formation de vastes terrasses sableuses constituées par l'empilement horizontal de nombreux cordons littoraux. A partir d'une étude détaillée de la géométrie de ces derniers, il a été possible de reconstruire la direction de la houle dominante au cours de la même période, pour un secteur du littoral s'étendant de 10°S à 22°S.

#### RECONSTRUCTION DE LA DIRECTION DE LA HOULE DOMINANTE À PARTIR DE LA GÉOMÉTRIE DES CORDONS LITTORAUX

##### *Cas général*

Sur les côtes sableuses en émergence, l'abaissement du niveau relatif de la mer entraîne un apport important de sable de la proche plate-forme vers la plage. Dans le cas où les fronts de houle atteignent obliquement la côte (le plus fréquent), il se forme un courant de dérive qui entraîne un transport latéral des sables de la plage. Le sens de ce transport est fonction du quadrant dans lequel les fronts de houle atteignent la côte. Il est donc évident que la connaissance, pour une période de temps donnée, du sens du transport littoral permettra de connaître le quadrant dans lequel la houle atteignait la côte au cours de cette même période.

Le transport latéral se poursuit jusqu'à ce qu'il soit entravé par un obstacle. Dans ce cas, il se produit une accumulation qui se caractérise par l'empilement horizontal de cordons littoraux.

##### *Directions actuelles des houles sur la partie centrale du littoral brésilien*

Il existe, sur la partie centrale du littoral brésilien, deux directions principales de houles. La première, en provenance du secteur S-SE, est liée à la pénétration



Fig. 1. — Carte de situation.

(1) Antenne ORSTOM, Observatorio Nacional, Rio de Janeiro, Brasil (Programme GEOCIT).

(2) Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899, São Paulo, Brasil.

des masses d'air polaire sur le continent sud américain. Elle est surtout fréquente en automne et en hiver austral et peut faire sentir ses effets jusque vers 10°S. La deuxième en provenance du NE, est liée aux alizés et peut faire sentir ses effets assez loin vers le sud. Il faut cependant noter que la houle de S-SE, beaucoup plus forte que la houle de NE, joue un rôle prépondérant dans le transport littoral des régions où ces deux directions de houle existent alternativement.

### *Directions de la houle dominante au cours des 5 000 dernières années sur la partie centrale du littoral brésilien*

Il a été possible de montrer qu'au cours des 5 000 dernières années, le transport littoral avait été en permanence de direction N-S dans la région de la plaine côtière du Rio São Francisco (10°S) et que par conséquent, la houle dominante a toujours été en provenance du N.E. Par contre, dans la plaine côtière du Rio Paraíba do Sul (22°S), le transport littoral a été en permanence de direction S-N et par conséquent, la houle dominante a toujours été en provenance du S-SE. Enfin, dans la plaine côtière du Rio Doce (19°S), l'une et l'autre de ces directions ont été alternativement prédominantes. Ainsi, nous avons pu montrer qu'entre 5 100 et 3 900 ans, le transport s'était effectué du nord vers le sud (houle de NE) et qu'après

3 600 ans, le transport s'était effectué du sud vers le nord (houle de S-SE). Tout semble donc se passer comme si pendant la première période, la remontée de la houle de S-SE avait été bloquée dans la région nord de l'état de Rio de Janeiro ; ce qui permit à la houle de NE de devenir dominante dans la région de l'embouchure du Rio Doce. Or, l'année 1983 a été caractérisée par un blocage de ce type en relation avec le phénomène « El Niño ». Ainsi, les masses d'air polaire n'ont pas dépassé, en hiver et en automne austral, le nord de l'état de Rio de Janeiro ; il en a été de même des houles de S-SE.

### SCHEMA DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE

Les conditions normales de circulation, en automne et en hiver, sur l'Amérique du Sud sont caractérisées par le passage dans la moyenne et haute atmosphère d'une succession d'ondes méridiennes et, en surface, par celui des systèmes frontaux correspondants. Sur la mer, ces derniers sont accompagnés de houles de direction S-SE. Le long de la côte brésilienne, certains de ces systèmes frontaux atteignent la latitude de 10°S. Ils sont un important mécanisme de production de précipitations dans une grande partie du nord et nord-est du Brésil. Par contre, en période de forte activité du phénomène « El Niño », le passage des ondes méridiennes est bloqué par la présence d'un fort et permanent « courant de jet » subtropical. Ce dernier s'étend de la côte est du Pacifique au sud du Brésil en passant par le nord du Chili et de l'Argentine. En période de blocage, les zones frontales restent pendant de longues périodes de temps sur le sud et sud-est du Brésil. Le sud du Brésil reçoit alors des précipitations excessives et le nord reste sec. Par ailleurs, la houle de S-SE ne remonte pas vers le nord, ce qui permet à la houle de NE de devenir dominante.

### CONCLUSIONS

L'inversion du sens du transport littoral, et donc de la direction de la houle dominante que nous avons enregistrée dans la plaine côtière du Rio Doce (19°S), peut s'expliquer par l'existence successive de 2 systèmes de circulation atmosphérique. De 5 100 à 3 800 ans B.P., il semble avoir existé un blocage de la remontée des fronts froids équivalent à celui provoqué par le phénomène El Niño. Pour être plus précis, il faut dire que ce type de circulation pouvait exister avant 5 100 ans B.P. mais, avant cette époque, il n'existait pas de cordons littoraux et le phénomène n'a pu être enregistré.

Il faut donc envisager une longue période de temps avec, sinon un « El Niño » permanent, du moins des « El Niño » annuels. Naturellement, tout mécanisme autre que le phénomène « El Niño » qui entraînerait la présence d'eaux chaudes sur les côtes du Pérou, aurait le même effet.

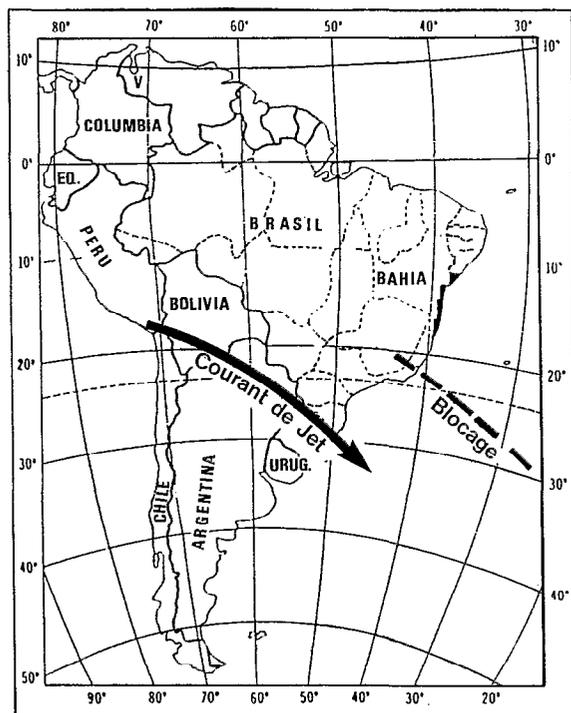


Fig. 2. — Position Nord de la zone de blocage.

A partir de 3 600 ans B.P., le blocage de la circulation méridienne disparaît et la houle de S-SE devient dominante.

Par ailleurs, nous avons vu qu'en période de « El

Niño » (blocage), la pluviosité diminue dans le nord du Brésil. Une disparition partielle de la forêt amazonienne entre 6 000 et 3 700 ans B.P. notée par SOUBIES (1980) semble renforcer notre hypothèse.

## Enregistrement des variations d'énergie du Rio Paraíba do Sul (Brésil) au cours des 5 000 dernières années Implications paléoclimatiques

L. MARTIN <sup>(1)</sup>, K. SUGUIO <sup>(2)</sup>, J.M. FLEXOR <sup>(1)</sup>

### BLOCAGE DU TRANSPORT LITTORAL PAR L'EMBOUCHURE D'UN COURS D'EAU

Le flux d'un cours d'eau, au moment où il pénètre dans la mer, peut constituer un obstacle capable de bloquer le transport littoral des sables. En effet, en période de haute énergie, le flux d'un cours d'eau fonctionne à la manière d'un épi artificiel construit sur une plage. Dans ce cas, les sables, transportés latéralement par le courant de dérive littorale, vont s'accumuler du côté de l'embouchure dans le courant de dérive et les sables transportés par le cours d'eau vont se déposer uniquement du côté de l'embouchure située sous le courant de dérive. Généralement, ces 2 types de sables posséderont des caractéristiques différentes permettant de les différencier facilement. En période de faible débit, l'obstacle formé par le flux du cours d'eau disparaît et la dérive littorale provoque la construction d'une langue sableuse qui tend à fermer l'embouchure. Parallèlement, il se produit une érosion partielle du dépôt qui s'était formé lors de la période précédente et qui se trouvait en saillie par rapport à l'alignement normal de la plage. Si la période de faible énergie dure assez de temps, la langue sableuse atteint une largeur lui permettant de résister à la période de forte énergie suivante. Dans ce cas, seule son extrémité peut être détruite et ainsi le barrage provoqué par le flux du cours d'eau se déplace et une nouvelle accumulation commence. Ces déplacements seront marqués par une succession d'échelons, soulignés par des discordances dans les alignements des cordons.

### CAS DU RIO PARAIBA DO SUL

Le Rio Paraíba do Sul, d'une longueur de 950 km, possède un bassin versant de 45 000 km<sup>2</sup>. De part et

d'autre de son embouchure, des terrasses sableuses de 15 à 20 km de largeur se sont formées en consé-

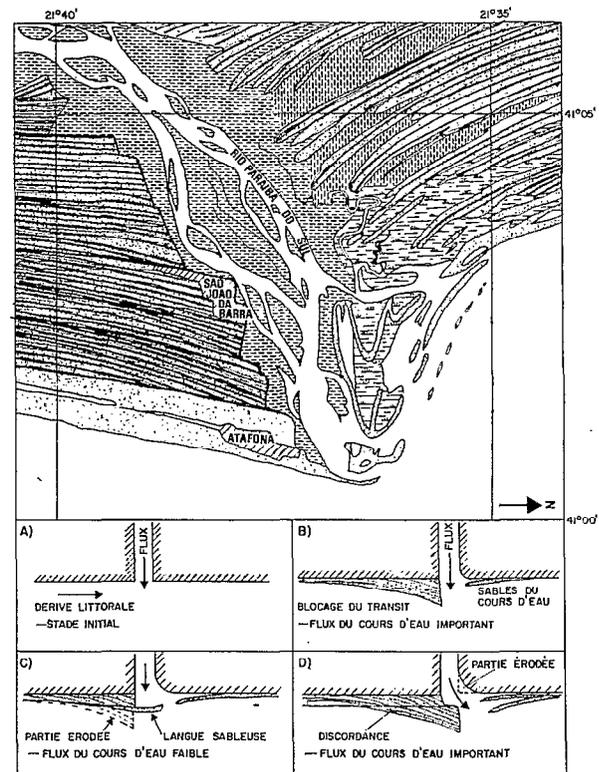


Fig. 1. — Carte de l'embouchure du Rio Paraíba do Sul. A, B, C, D. Schéma du blocage du transport littoral par le flux d'un cours d'eau.

(1) Antenne ORSTOM, Observatorio Nacional, Rio de Janeiro, Brasil (Programme GEOCIT).

(2) Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899, São Paulo, Brasil.

quence de l'abaissement du niveau relatif de la mer au cours de cette même période.

Tous les marqueurs du sens du transport littoral indiqués par la géométrie des cordons montrent qu'actuellement celui-ci se fait du sud vers le nord et qu'il en a été ainsi au cours des 5 000 dernières années. Si nous examinons la carte de la zone de l'embouchure du Rio Paraiba do Sul, nous pouvons constater l'existence :

- d'une dissymétrie entre les parties situées de part et d'autre de l'embouchure ;
- de plusieurs décrochements, marquant le déplacement de l'embouchure ;
- de discordances dans les alignements des cordons littoraux ;
- d'une langue sableuse qui tend à fermer l'embouchure (la situation montrée est celle d'avant 1976, époque à laquelle la langue sableuse a été détruite).

Il apparaît donc clairement que le Rio Paraiba do Sul a connu, au cours des 5 000 dernières années, une succession de périodes de fortes et faibles énergies. Au cours des périodes de fortes énergies, les sables transportés par le cours d'eau n'ont pu se déposer que dans la partie de la plaine située au nord de l'embouchure. Il est donc logique de penser que les caractéristiques des sables, de part et d'autre de l'embouchure, sont différentes.

#### CARACTÉRISTIQUES MORPHOSCOPIQUES DES SABLES DE PART ET D'AUTRE DE L'EMBOUCHURE

##### *De la plage actuelle*

Le degré d'arrondi des grains de sable a été mesuré sur 21 échantillons de plage et sur 3 échantillons du lit actuel du Rio Paraiba do Sul. Au sud de l'embouchure, le sable est caractérisé par la présence de 20 à 60 % de grains très arrondis et par l'absence de grains subanguleux. Au contraire, au nord de l'embouchure, le sable est caractérisé par l'absence de grains très arrondis et la présence de grains subanguleux. Enfin, les 3 échantillons prélevés dans le lit actuel présentent exactement les mêmes caractéristiques que les échantillons de la plage nord.

##### *Des terrasses holocènes*

Le degré d'arrondi des grains de sable a été mesuré sur 24 échantillons prélevés sur 2 profils recoupant les terrasses de part et d'autre de l'embouchure. Tous les échantillons de la terrasse sud présentent les caractéristiques de la plage sud actuelle : présence de grains très arrondis et absence de grains subanguleux. Par contre, les échantillons de la terrasse nord appartiennent à 2 catégories de sables. Certains échantillons présentent les caractéristiques des sables de la plage nord : présence de grains subanguleux et absence de grains très arrondis. D'autres échantillons présentent les caractéristiques des sables de la plage sud : présence de grains sub-arrondis et absence de grains subanguleux.

#### CONCLUSIONS

Dans le cas où la houle dominante d'un océan est oblique sur un système fluvial alluvionnaire, il est possible de lire l'alternance passée des périodes de faibles et fortes énergies fluviales. Et, par combinaison avec des datations chiffrées, il est possible d'établir une chronologie de ces variations d'énergie et éventuellement des modifications climatiques correspondantes.

Dans le cas du Paraiba do Sul, il est logique de relier les périodes de forte énergie à des époques pluvieuses et les périodes de faible énergie à des époques moins pluvieuses. Ces phases pluvieuses peuvent correspondre à des périodes de blocage de la circulation méridienne au nord de l'état de Rio de Janeiro, comme cela s'est produit en 1983 et possiblement entre 5 100 et 3 800 ans B.P. En effet, ce type de blocage se traduit par des précipitations anormalement abondantes sur la moitié sud du Brésil et notamment sur le bassin versant du Rio Paraiba do Sul.

Une étude détaillée de la morphoscopie des sables de la terrasse nord en prélevant un échantillon sur chaque cordon et de la géométrie des cordons de la terrasse sud, devrait permettre d'établir une chronologie de ces événements, au cours des 5 000 dernières années avec une précision de l'ordre de 20 à 30 ans.

# Dépôts fluviaux du Quaternaire récent au Brésil Datation <sup>14</sup>C

F. SOUBIES <sup>(1)</sup>, B. TURCO <sup>(1)</sup>, M. FOURNIER <sup>(2)</sup>,  
M.N. PRESSINOTI <sup>(3)</sup>, K. SUGUIO <sup>(1)</sup>

Une reconnaissance des dépôts continentaux du Quaternaire récent, appuyée par 19 datations <sup>14</sup>C, a été effectuée dans le Brésil central. Elle révèle la présence de deux séquences majeures de sédimentation.

Celles-ci sont bien représentées sur le site de São Simão par les dépôts sablo-argileux du Rio Tamandua. Sa vallée, étudiée sur une longueur d'une dizaine de kilomètres s'élargit de 200 m en amont à 1 500 m en aval avant d'être recoupée par un dyke de diabase provoquant son brusque rétrécissement. Elle présente un fond relativement plat avec de larges dépressions marécageuses et des zones plus hautes où l'extraction des argiles permet l'observation des dépôts. En amont, les sédiments se disposent en séquences à granoclassement positif, typiques de dépôts de méandres. En aval, dans la partie la plus large, les séquences, argileuses à leur base, ont un granoclassement inverse, ce qui indiquerait un milieu fluvio-lacustre où la sédimentation se développe par progradation des dépôts d'amont en aval ou par la migration latérale de bancs sableux longitudinaux. Des niveaux riches en matière organique, dans les faciès argileux, ont permis de dater ces dépôts entre 13 000 et 17 000 ans B.P. Cette sédimentation indique des débits liquides et solides plus importants que ceux de la rivière actuelle qui n'est que légèrement sinueuse, dépose peu et est fixée par une forêt-galerie. Les actuelles zones marécageuses en dépression sont le résultat d'un creusement recoupant la partie supérieure des dépôts précédents. Au-dessus de la surface de creusement se développent des sédimentations tourbeuses de fragments de troncs d'arbres à la base, datés entre 5 000 et 6 000 ans B.P.

Ces deux phases hydrologiques mises en évidence à São Simão se retrouvent en d'autres sites. La plus ancienne, dans la région de Poços de Caldas se traduit par la présence d'un paléosol daté de 15 000 ans B.P. reposant sur une ligne de pierres et recouvert par des colluvions. A Cristalina, plus au nord, nous avons observé une terrasse constituée, de la base au sommet, de galets, sables et limons organiques, la base de ces derniers étant datée de 14 000 ans B.P. Pour certains sites, la partie inférieure des dépôts est antérieure à ceux de São Simão. C'est

le cas de la terrasse de Cristalina où, à quelques dizaines de mètres en aval de la coupe précédente, les limons organiques reposent directement sur les graviers et sont datés de 21 000 ans B.P. De même à Gouveia, les dépôts organiques de la base d'une terrasse présentant plusieurs épisodes fluviaux sont datés de 32 000 ans B.P. A ce stade de notre étude, il est toutefois difficile d'associer un quelconque interprétation paléohydrologique à ces dépôts.

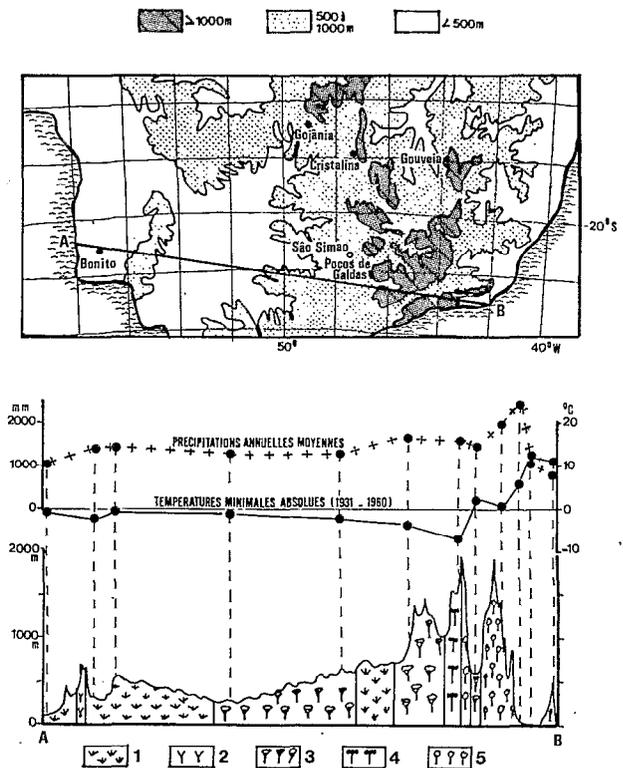


Fig. 1. — Localisation des sites étudiés dans le Centre du Brésil et distribution de la végétation, des précipitations annuelles et de la température minimale absolue le long d'une section Est-Ouest. 1. Savanne arborée dense ; 2. Forêt décidue ; 3. Forêt semi-décidue ; 4. Forêt ombrophile à Araucária ; 5. Forêt ombrophile dense.

(1) Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899, São Paulo, Brasil (Programme GEOCIT).

(2) ORSTOM, 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy, France.

(3) Instituto de Geologia, Coordenadoria de Pesquisas, de Recursos Naturais, São Paulo, Brasil.

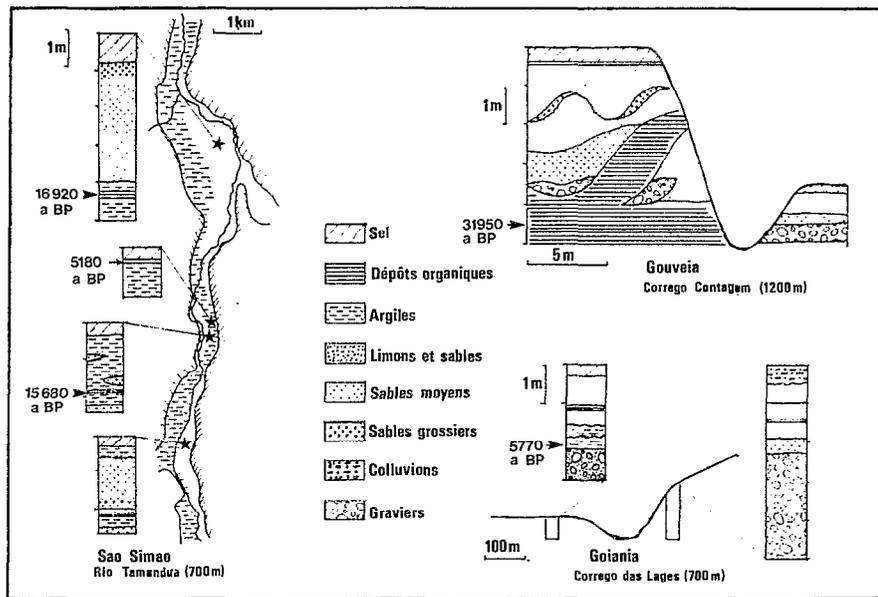


Fig. 2. — Exemples de coupes quaternaires du Brésil central.

La phase d'érosion antérieure à 5-6 000 ans B.P. apparaît également comme un événement représentatif dans le Brésil central. Des troncs d'arbres recouvrant la base graveleuse d'une basse terrasse ont été datés de 6 000 ans B.P. dans la région de Goiânia et 5 000 ans B.P. à Poços de Caldas. Tout à fait à l'est, sur le site de Bonito, dans le Mato Grosso do Sul, nous avons également remarqué un changement important de la sédimentation à cette époque. A des limons calcaires, riches en coquilles de Gastéropodes, dont le sommet est d'âge 5 000 ans B.P., succède une argile organique de 2 000 ans B.P.

Ces résultats, bien que partiels, convergent vers l'identification de deux phases marquées de dépôt dans le Brésil central, d'abord entre 17 000 (ou 21 000) ans B.P. et au moins 13 000 ans B.P., ensuite

à partir de 6 000 ans B.P. Cette dernière est précédée, dans la partie orientale, par une forte érosion.

En conclusion, au stade actuel de reconnaissance, il est maintenant bien établi que le Quaternaire récent du Brésil central offre de nombreuses accumulations fluviales attribuables à la dernière époque glaciaire et à l'Holocène moyen-supérieur. La distribution de ces dépôts, à différentes altitudes et dans des contextes actuels de végétation différents, est favorable au choix de quelques sites représentatifs pour une étude paléoclimatique détaillée. Un travail de ce type pourra, par ailleurs, être réalisé dans un site amazonien où des sondages de reconnaissance ont révélé la présence de séries lacustres ou marécageuses probablement continues qui, à leur base, datent de plus de 30 000 ans B.P.

## 4. Afrique

# Fragmentation de la Forêt Dense Humide ouest-africaine et extension d'une végétation montagnarde à basse altitude au Quaternaire récent : implications paléoclimatiques et biogéographiques

J. MALEY<sup>(1)</sup>

Des données polliniques obtenues dans les Forêts Denses Humides de l'Afrique équatoriale, permettent de renouveler la question des refuges forestiers durant les périodes arides et relativement froides du Quaternaire récent. Durant les périodes froides ou fraîches et suivant les variations de l'humidité, les biotopes montagnards soit forestiers, soit de milieu

ouvert, ont pu s'étendre à basse altitude, remplaçant plus ou moins les forêts de plaine, réfugiées alors dans 3 secteurs isolés, constituant ainsi un refuge dit de Haute-Guinée vers le nord du Liberia, une série de refuges Camerouno-Gabonais et enfin un refuge du Zaïre oriental (fig. 1). Cette vaste extension montagnarde a probablement maintenu un écran entre les

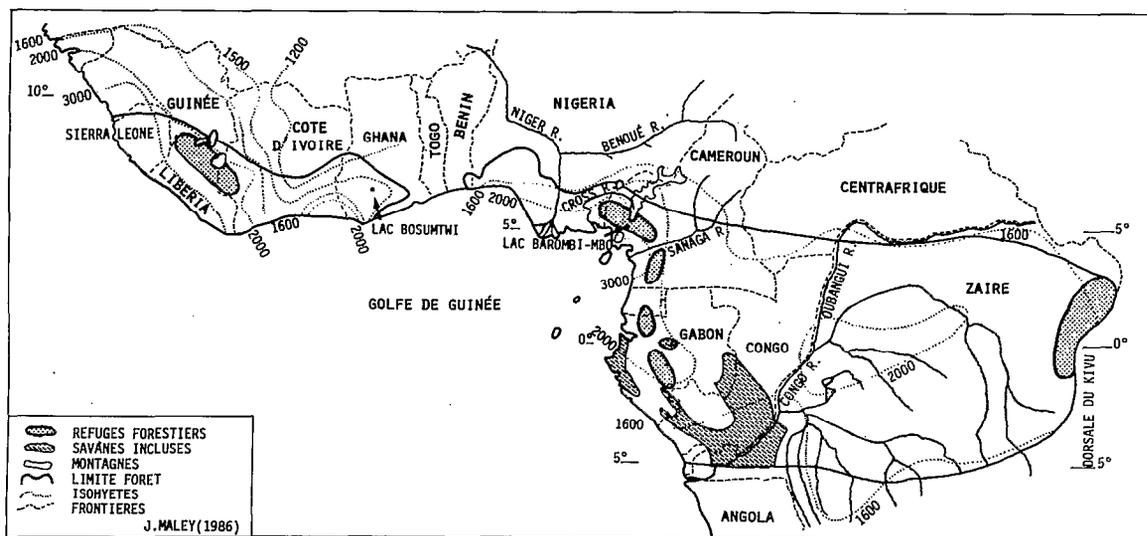
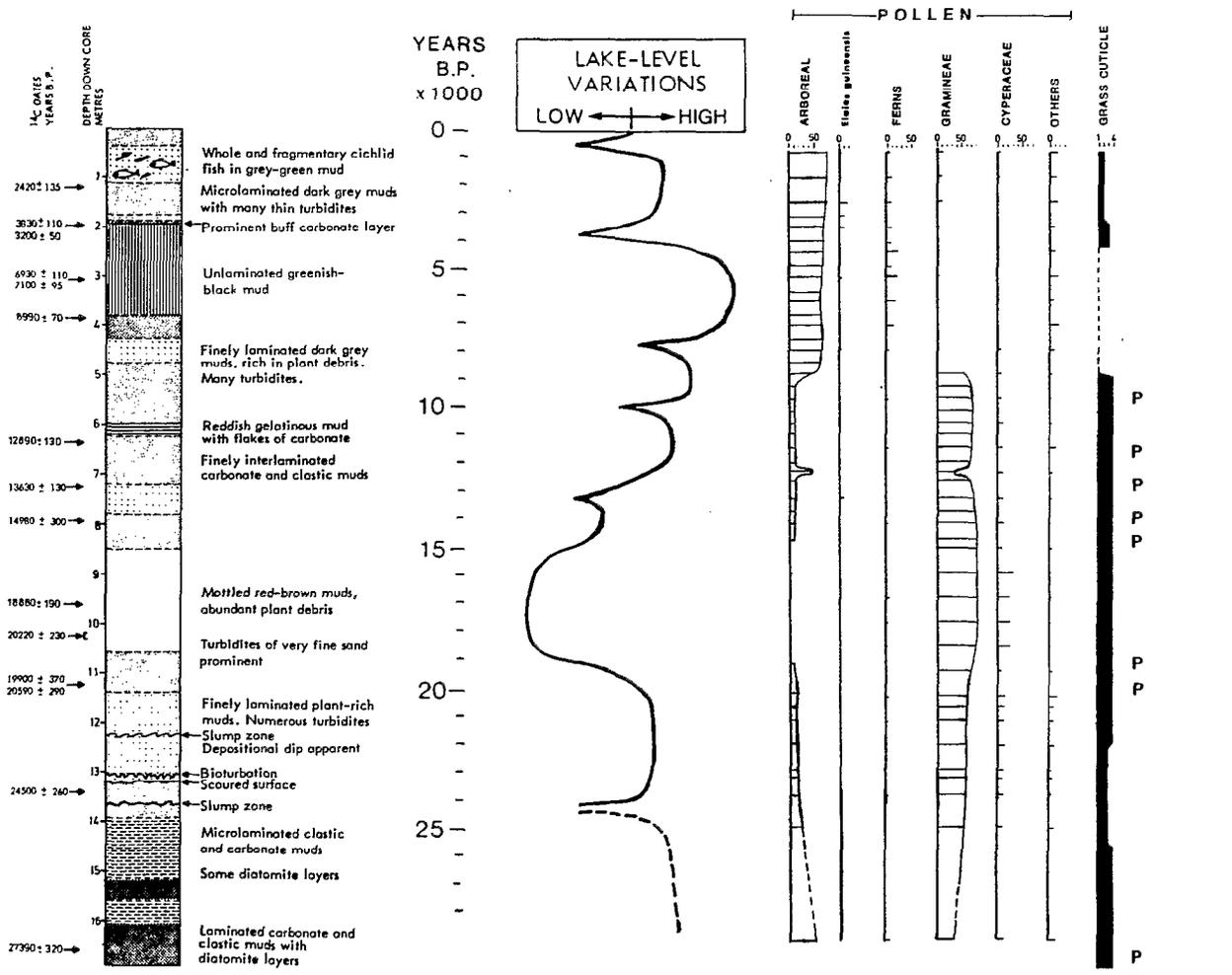


Fig. 1. — Schéma des refuges de Forêts Denses Humides planitaires durant le dernier maximum glaciaire.

(1) ORSTOM, UR 103 & CNRS, UA 327, Laboratoire de Palynologie, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex (Programme GEOCIT).



A - Stratigraphie de la carotte B-7    B - Schéma des variations du niveau du lac Bosumtwi.    C - Données polliniques synthétiques. P, Cuticules de Pooideae (Gramineae afro-montagnardes)

Fig. 2. — Le lac Bosumtwi au Ghana depuis 28 000 ans. A. D'après M.R. TALBOT *et al.*, 1984. B. D'après M.R. TALBOT et K. KELTS, figure à paraître in *Geology*: la partie antérieure à 15 000 ans B.P. a été modifiée par référence aux données polliniques de J. MALEY (cf. fig. 3). C. D'après M.R. TALBOT *et al.*, 1984, adapté avec des données polliniques récentes de J. MALEY. Cuticules de Pooideae d'après P.G. PALMER.

savanes soudaniennes au nord et zambéziennes au sud, expliquant en particulier la différence au niveau spécifique de leurs flores. La coupure biogéographique majeure du bloc forestier guinéo-congolais, située au niveau de la Cross River dans l'est du Nigeria, est le résultat de la fragmentation passée de la forêt et en même temps de l'existence d'un important refuge dans l'Ouest-Cameroun, s'étendant à l'ouest vers cette rivière.

En Afrique orientale, les travaux des géologues et des palynologues convergent pour conclure qu'au cours de la dernière grande phase aride la température s'est

abaissée entre 5° et 8°C, et que la pluviosité a diminué d'environ 25%. Les données polliniques et paléobotaniques obtenues dans le lac Bosumtwi situé au cœur des Forêts Denses Humides du Ghana (fig. 2, 3), montrent qu'avant 9 000 ans B.P. le milieu forestier avait disparu, remplacé par des prairies de type montagnard à flore de Pooideae et avec des bouquets d'arbres épars à *Olea hochstetteri*. La diminution de la température aurait été comprise entre 3° et 6 °C. Entre 15 et 19 000 ans B.P. les pollens d'arbres n'étaient plus que de 3 à 4% alors qu'actuellement ils sont compris entre 75 et 85%. Ceci impli-

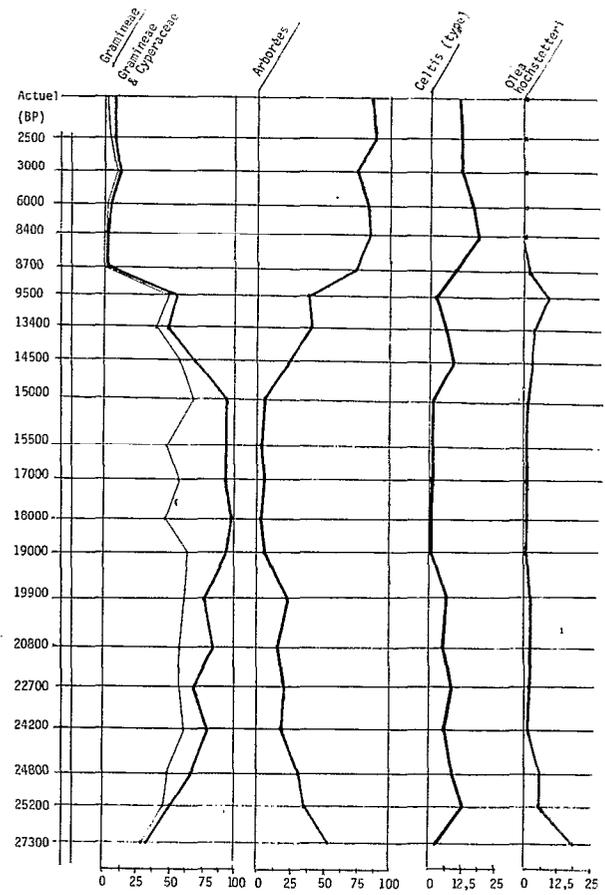


Fig. 3. — Analyses polliniques du lac Bosumtwi par J. MALEY. Datations en partie interpolées d'après la figure 2. A.

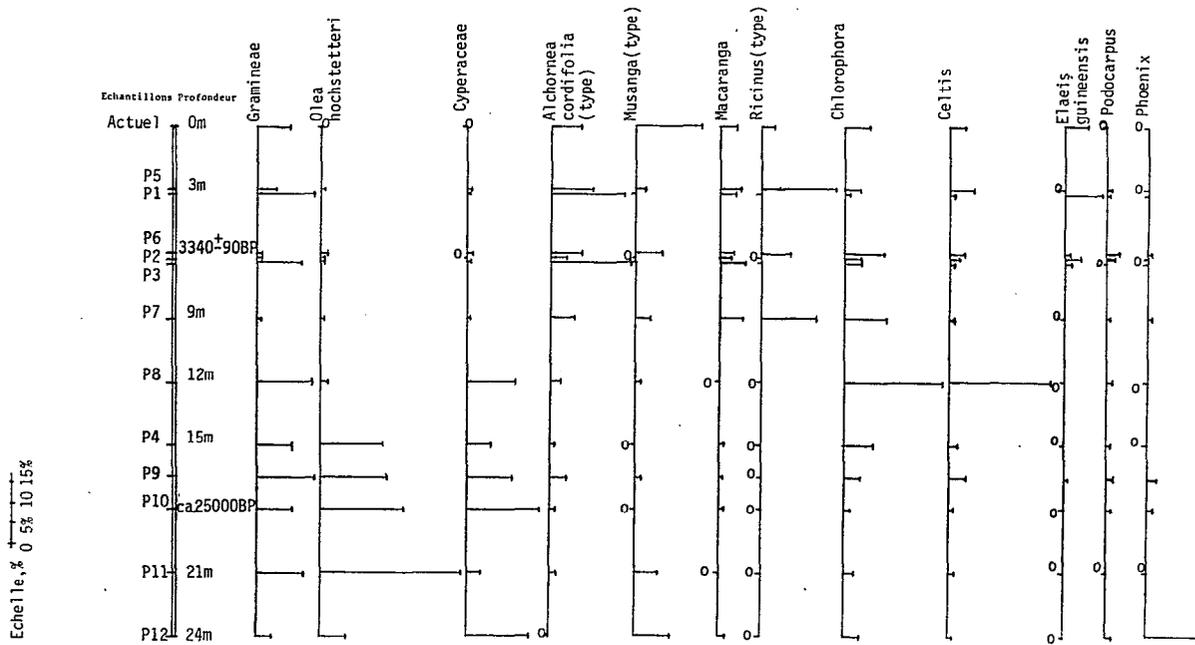


Fig. 4. — Analyses polliniques préliminaires du Quaternaire récent de l'ouest-Cameroun, par J. MALEY et P. BRENAC, 1986.

que une aridification du climat liée à une forte diminution de la pluviosité qui aurait pu dépasser les 50 %.

Dans les Forêts Denses Humides de l'Ouest-Cameroun, les données polliniques obtenues au lac Barombi-Mbo (fig. 4) mettent aussi en évidence un certain assèchement du climat entre 15 et 20 000 ans B.P., mais qui a été modéré puisque les pollens d'arbres sont toujours restés compris entre 30 et 50 %. Un abaissement de la température a été aussi mis en évidence par la présence d'un élément montagnard caractérisé par *Olea hochstetteri*.

D'un point de vue paléoclimatique, il a été difficile jusqu'à maintenant de concilier les températures de surface des océans tropicaux estimées par CLIMAP comme étant en moyenne comparables aux actuelles et seulement d'une manière très localisée, inférieures de 1° à 3 °C. Toutefois, lorsqu'on prend en compte la grande intensification des remontées d'eaux froides (upwellings) à cette époque, avec par exemple pour la bande équatoriale de l'Atlantique un abaissement

de 8° à 9 °C en été, mis en évidence par l'étude des Foraminifères (fig. 6), il est possible d'expliquer les changements importants survenus sur l'Afrique tropicale par l'action refroidissante et aridifiante des couvertures nuageuses stratiformes qui sont générées par les eaux froides de l'Atlantique tropical (fig. 5). Ces nuages, qui se présentent souvent sous forme de manteaux nuageux persistants et généralement pas ou peu précipitants, interceptent le rayonnement solaire et provoquent un abaissement des températures de surface.

Des exemples actuels d'extension localisée de biotopes montagnards à basse altitude sont décrits. Ces modèles actuels montrent comment des couvertures nuageuses persistantes peuvent expliquer l'extension des conditions montagnardes en plaine durant les périodes froides du Quaternaire. Les upwellings, actuellement synchrones à travers le Golfe de Guinée, amplifient donc le signal des alizés qui seraient ainsi à l'origine des changements climatiques et biogéographiques survenus sur l'Afrique tropicale humide.

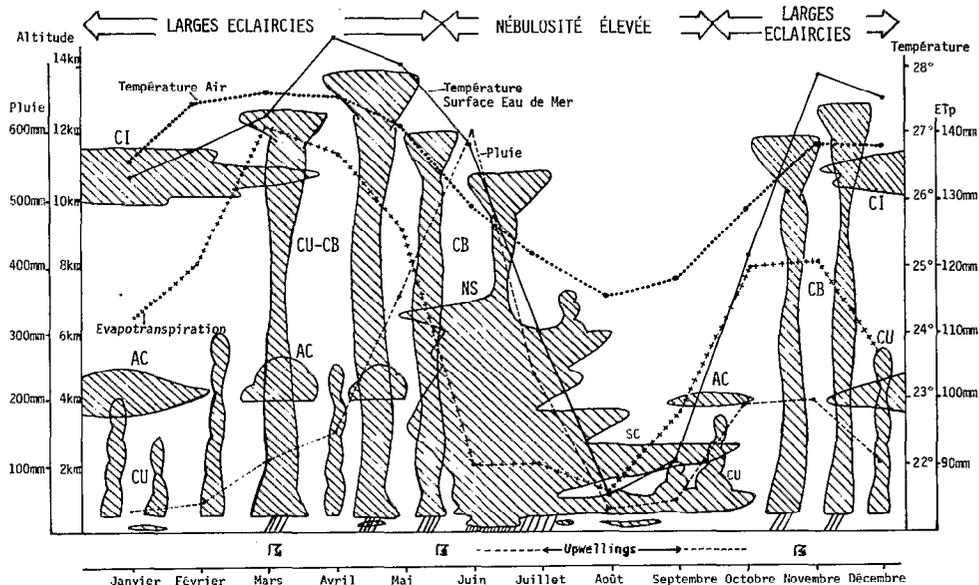


Fig. 5. — Schéma de l'évolution annuelle du temps à Abidjan, montrant la succession des principaux types de nuages (d'après DROCHON, 1976, ASECNA) et des éléments principaux du climat (température de surface de l'eau de mer, température de l'air, pluie et évapotranspiration : données ASECNA et ORSTOM). La station d'Abidjan est représentative du climat de la zone forestière occidentale.

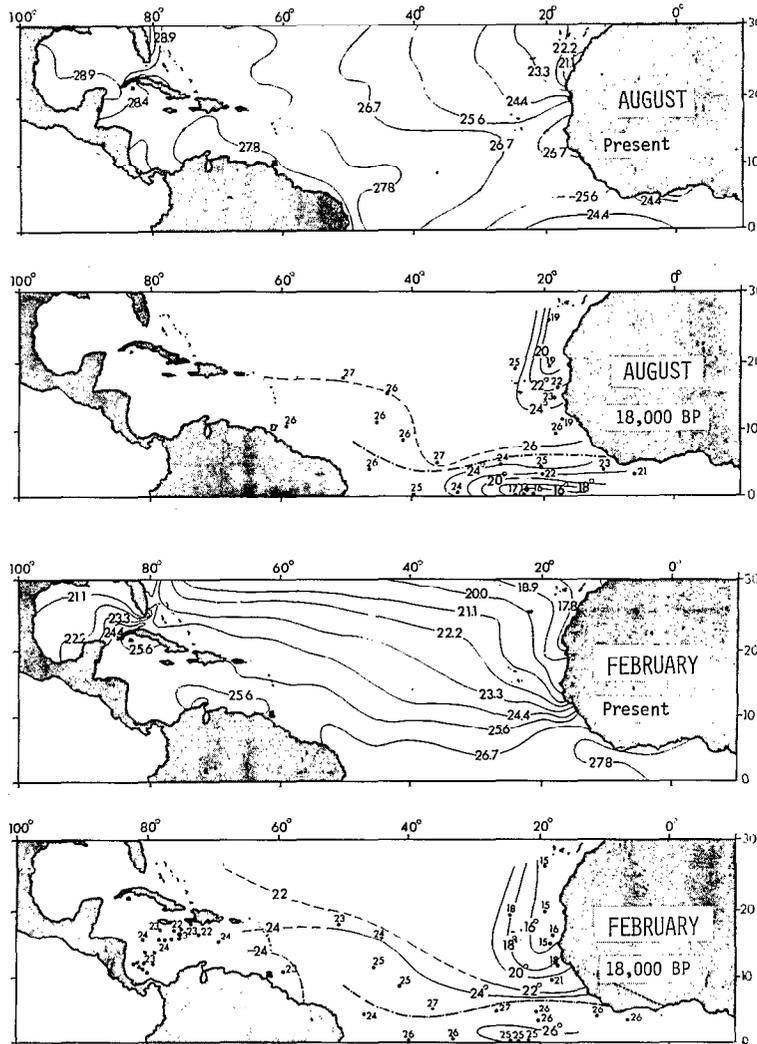


Fig. 6. — Reconstruction par les Foraminifères des températures de surface (août et février) sur l'Atlantique nord tropical durant le dernier maximum glaciaire, vers 18 000 ans B.P. Valeurs actuelles en comparaison (extrait de PRELL *et al.*, 1976, fig. 11 et 12, *Geol. Soc. of America Memoir*, 145).

## BIBLIOGRAPHIE

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. *Palaeoecol. Africa*, 18.

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.*, Paris, série 2, 296 : 1287-1292.

MALEY (J.), BRENAC (P.), 1987. — Analyses polliniques préliminaires du Quaternaire récent de l'Ouest Cameroun : mise en évidence de refuges forestiers et discussion des problèmes paléoclimatiques. *Mémoire Trav. E.P.H.E.*, Inst. Montpellier, 17 p.

## Les dépôts quaternaires du lac Barombi-Mbo (Ouest-Cameroun)

### Lithostratigraphie, minéralogie, paléomagnétisme et palynologie : analyses préliminaires

J. MALEY<sup>(1)</sup>, P. GIRESSE<sup>(2)</sup>, P. BRENAC<sup>(1)</sup>, N. THOUVENY<sup>(3)</sup>, M. FOURNIER<sup>(4)</sup>

Les 24 m de sédiments carottés ont été datés grâce au radiocarbone de l'Actuel à environ 25 000 ans B.P. Les variations séculaires du champ magnétique local présentent une courbe qui peut être située dans l'intervalle 4 000-27 000 ans B.P. ; les périodicités observées sur cet enregistrement sont équivalentes à celles décrites en Europe et en Amérique du Nord.

L'accumulation se compose essentiellement d'argilites brun foncé à vert, riches en matière organique (5 à 10 % de carbone organique) et très fortement laminées. Entre 18 000 et 10 000 ans B.P. environ, cette accumulation est interrompue par des lits de cendres millimétriques à centimétriques et par des perturbations ou des glissements des couches ; le plus important, sur environ deux mètres d'épaisseur, est localisé vers la base du dépôt.

Les lamines sont d'épaisseur inégale (un mm à trois à quatre cm). Le plus souvent, chaque séquence se décompose en un microlit de base brun foncé à noir, riche en débris végétaux, en quartz, en muscovites et en spicules de spongiaires et en un microlit supérieur gris à jaune, plus argileux où se développent des cristaux de sidérite et, plus rarement, de vivianite. La vitesse de la sédimentation est inégale :

65 cm/1 000 ans entre 24 080 et 20 420 B.P.,  
72 cm/1 000 ans entre 20 420 et 13 170 B.P.,  
73 cm/1 000 ans entre 13 170 et 8 490 B.P.,  
135 cm/1 000 ans entre 8 490 et 3 680 B.P. et, enfin,  
94 cm/1 000 ans après 3 680 B.P. Le rythme de formation des lamines suit ces mêmes ordres de grandeur dans une succession semblable : une lamine tous les 6,3 ans, 18,6 ans, 12,5 ans et 17,2 ans. Les phases de dépôts les plus rapides, notamment dans la première moitié de l'Holocène, sont plus riches en argile kaolinique, mais plus pauvres en particules sableuses et en matière organique.

Les spectres polliniques montrent que le milieu forestier a toujours persisté et que de la base de la carotte au Pléistocène terminal, le climat était plus frais que l'Actuel. Entre 24 000 et 20 000 B.P., l'environnement était de type montagnard, caractérisé par l'abondance des pollens d'*Olea hochstetteri*. La période moins pluvieuse entre 18 000 et 14 000 B.P. est soulignée par une certaine diminution des pollens d'arbres au profit de ceux des graminées et des cypéracées ; le développement des plantes aquatiques montre un abaissement sensible du niveau du lac pendant cette même période. Par contre les spectres polliniques de l'Holocène sont proches du spectre actuel.

(1) Antenne ORSTOM, Laboratoire de Palynologie, Université Science et Technique du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex.

(2) Centre de Recherche Sédiment. marine, Université de Perpignan, avenue de Villeneuve, 66025 Perpignan, France.

(3) Université Marseille Luminy, Case 907, 13288 Marseille Cedex 2.

(4) ORSTOM, 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy.

## Les dépôts quaternaires du lac Barombi-Mbo (Ouest-Cameroun)

### Lithostratigraphie, rythmes sédimentaires et minéralogie

P. GIRESSE<sup>(1)</sup>

L'accumulation de 24 m offerts à l'observation se compose essentiellement d'argilites brun foncé, ri-

ches en matière organique (5 à 10 % de carbone organique) et très fortement laminés. La monotonie

(1) Centre de Recherche Sédiment. marine, Université de Perpignan, avenue de Villeneuve, 66025 Perpignan (Programme GEOCIT).

de l'accumulation est interrompue entre -18 m et -11,5 m par des lits de cendres millimétriques ou centimétriques et, surtout, par des niveaux déposés par glissement : le plus important (au moins 2 m d'épaisseur) se situe à la base du dépôt et a été mis en place avant 24 000 ans B.P.

Les lamines sont d'épaisseur inégale (1 mm à 3 à 4 cm). La microséquence la plus habituelle et la plus complète permet de noter plusieurs étapes dans l'accumulation :

— le microlit de base, brun à noir foncé, est riche en particules micacées visibles à l'œil nu, en débris végétaux parfois assez grossiers (bois, feuilles), en bâtonnets de spicules de Spongiaires et, plus rarement, en frustules de Diatomées. Ce microlit qui peut atteindre jusqu'à 5 cm d'épaisseur, est le témoin des phases maximales d'apport détritifique ;

— le microlit supérieur est composé d'une argile grise à bleutée qui devient verte vers le sommet où se développent des cristallisations jaunes de sidérite. Ce minéral est le plus souvent sous la forme de petits prismes de quelques microns qui déterminent la pigmentation de la fin de chacune des microséquences ; souvent, la lamine s'achève par des lits jaunes millimétriques de concrétions de sidérite.

Si l'accumulation du microlit de base signale le paroxysme de la sédimentation tant d'origine minérale qu'organique, le microlit supérieur correspond à des conditions plus calmes où la décantation des particules argileuses encore en suspension est associée à une matière organique moins ligneuse et probablement, pro parte, d'origine planctonique. Le développement des concrétions sommitales de sidérite, exprime un ralentissement du rythme de dépôt qui, en prolongeant le temps de réaction à l'interface eau-sédiment, est favorable à la minéralogénèse.

La vitesse de la sédimentation est liée à l'importance des apports détritiques des microlits de base, mais plus encore au rythme de répétition des lamines. Parfois l'intervalle de temps entre deux lamines sera insuffisant pour permettre la minéralogénèse de la sidérite ou encore des microlits bruns organiques viendront s'interstratifier dans le niveau argileux de décantation. Huit datations au radiocarbone ont permis une première appréciation de cette vitesse de sédimentation dont le rythme est relativement inégal : 65 cm/1 000 ans entre 24 080 et 20 420 B.P., 72 cm/1 000 ans entre 20 420 et 13 170 B.P., 73 cm/1 000 ans entre 13 170 et 8 490 B.P., 135 cm/1 000 ans entre 8 490 et 3 680 ans B.P. et enfin 94 cm/1 000 ans après 3 680 B.P. Il est remarquable

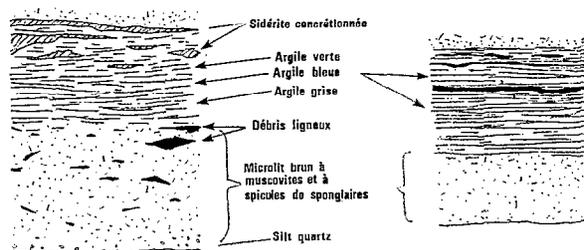


Fig. 1. — Détail des laminations.

de souligner que la répétitivité des lamines suit schématiquement ces mêmes ordres de grandeur dans une succession semblable, soit une lamine tous les 6,3 ans, 18,6 ans, 19 ans, 12,5 ans et 17,2 ans. L'accélération du rythme de dépôt entre 24 080 et 20 420 B.P. pourrait, en fonction d'une pluviosité plus faible, rendre compte d'une plus grande érosion par des ruissellements plus intermittents, mais plus agressifs malgré la présence générale d'un faciès montagnard forestier (MALEY et BRENAC, 1986). La reprise d'érosion entre 12 et 11 000 ans B.P. symptomatique de l'intensification des pluies sur les grands bassins versants équatoriaux (GIRESSE, 1984) n'est pas enregistrée ici où le couvert forestier est demeuré permanent. L'accélération du rythme entre 8 490 et 3 680 ans B.P. coïncide avec le développement des plantes pionnières en relation probable avec le développement des chablis sur des pentes relativement fortes (MALEY et BRENAC, 1986) ; phénomène aussi climatique, car associé à l'effet érosif des pluies orageuses les lignes « de grains » (MALEY, 1981). Enfin, après 3 680 ans B.P., la fréquence de ces pluies orageuses a pu, en partie, régresser.

La formation de la sidérite est favorisée par la libération de  $\text{CO}_2$  pendant la dégradation des composés organiques : le  $\text{CO}_2$  accélère la dissolution des minéraux ferreux et ferriques et concentre le fer ferreux dans les eaux intersticielles (LUNDGREN et DEAN, 1969). Mais une trop grande quantité de  $\text{CO}_2$  peut inhiber la formation des carbonates : ce serait le cas d'une matière organique trop ligneuse qui dégage une quantité de  $\text{CO}_2$  supérieure à celle fournie par une matière organique plus planctonique (TISSOT et WELTE, 1978). Ici la sidérite n'est jamais associée aux lits bruns ou noirs à débris ligneux. La vivianite est associée souvent aux microlits supérieurs à sidérite des 6 m les plus anciens de la coupe analysée.

# Sédimentologie et variations climatiques dans les tourbières holocènes sénégalaises

J.L. SAOS <sup>(1)</sup>, M. FALL <sup>(1)</sup>

## INTRODUCTION

L'étude sédimentologique des tourbières de la côte nord-ouest sénégalaise permet de retracer les grandes phases de l'évolution climatique de cette région au cours de l'Holocène.

Après le dernier grand glaciaire, marqué au Sahel par un épisode aride, la remontée du niveau marin et l'installation d'un climat humide vont faire monter la nappe phréatique. Certaines dépressions intermédiaires alors ennoyées vont évoluer en tourbières. Mais l'accumulation de ces tourbes tropicales est accompagnée d'un dépôt de fraction minérale détritrique dont la qualité et la quantité sont conditionnées par les agents de transport hydrodynamiques et éoliens contrôlés par le régime climatique.

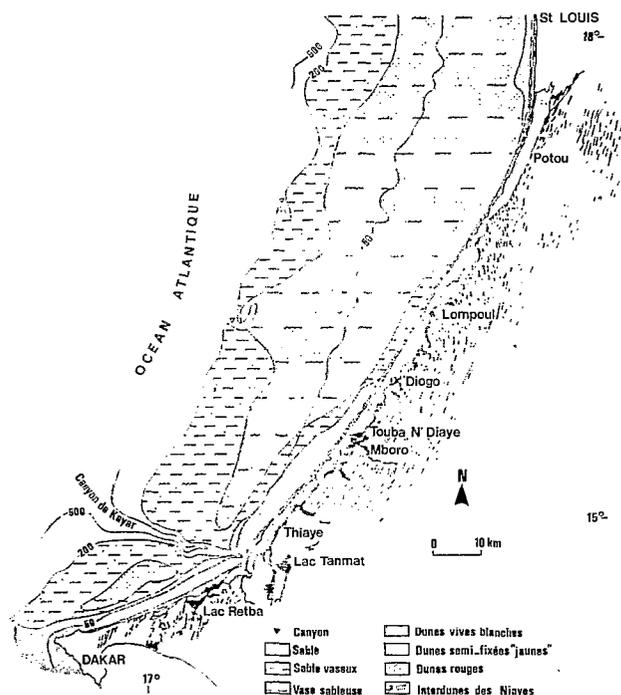


Fig. 1. — Morphologie du littoral sénégalais au nord de la presqu'île du Cap Vert. Coupe schématique de la zone centrale des niayes.

(1) ORSTOM, B.P. 1386, Dakar, Sénégal (Programme GEOCIT).

## CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA RÉGION DES NIAYES

Les tourbières de la région des Niayes sont situées entre 14°50' et 16°N, sur une bande très proche du rivage (entre 2 et 8 km) (fig. 1), dans les interdunes d'un erg ancien (Ogolien). L'altitude de la surface de ces tourbières varie de 3 à 10 m en fonction de l'éloignement de la Côte. Le climat y est très largement influencé par l'alizé maritime (LEROUX, 1983). La pluviométrie est plus faible (250 à 350 mm) qu'à l'intérieur du continent (400 à 500 mm). La température moyenne est relativement basse (24 °C environ) avec de faibles écarts diurnes et une faible amplitude annuelle. Elle monte très rapidement vers l'intérieur, en s'éloignant du littoral. Le régime climatique est donc largement influencé par la proximité de la ligne de rivage.

La région des Niayes est caractérisée par des systèmes dunaires reposant sur un substratum Eocène marmo-calcaire. En allant de l'intérieur vers l'Océan, on en dénombre quatre qui se succèdent dans l'espace comme ils se sont succédés dans le temps.

— Le premier, constitué de longues dunes rouges, arasées, de direction NE-SW, parallèles à la ligne de rivage, serait le témoin de la phase régressive et aride (Ogolien) du dernier glaciaire (18 000 ans B.P.).

— Le deuxième système est marqué par des dunes rouges plus courtes, plus hautes, de direction changeante, pouvant être perpendiculaires à la côte. Ces dunes seraient selon P. MICHEL (1973) un remaniement des cordons Ogoliens sous l'action de l'alizé maritime.

— Ensuite, des dunes jaunes, semi-fixées, forment un massif dunaire de largeur variable (1 à 4 km). Ces dunes orientées NNW-SSE, souvent très hautes (20 m) se terminent par un front abrupt. Une nette tendance à la remobilisation se fait sentir actuellement, et certaines dunes avancent en ensevelissant d'anciennes dépressions (fig. 2). La mise en place de ces dunes correspondrait à la phase régressive post-Nouakchotienne (après 5 500 B.P.).

— Enfin, près du rivage des dunes vives, blanches, forment une bande large de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Ce cordon littoral, sous l'action de l'alizé, se réorganise en petites dunes vives paraboliques orientées NNW.

## PRINCIPAUX LITHOFACIÈS

L'étude sédimentologique des carottes prélevées dans 8 tourbières nous a permis d'individualiser trois

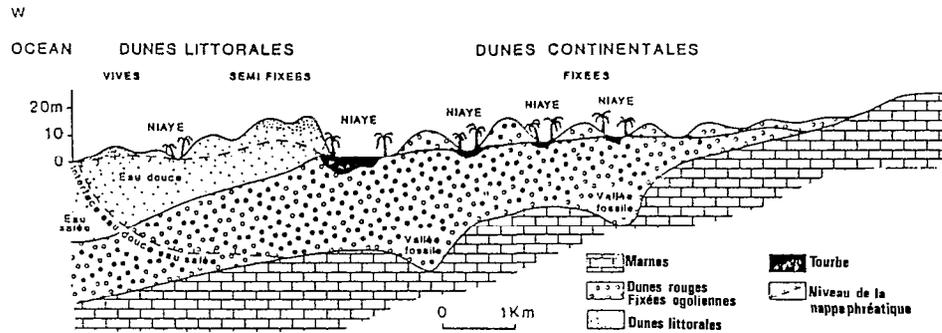


Fig. 2. — Schéma du littoral au nord de la presqu'île du Cap Vert (PEZERIL *et al.*, 1986).

principaux lithofaciès : un faciès purement organique sans charge minérale : la tourbe franche ; et deux faciès caractérisés par la fraction minérale : les vases organiques silto-argileuses, les vases organiques silto-sableuses.

#### La tourbe

Elle présente plusieurs aspects (PEZERIL *et al.*, 1986) :  
 — tourbe brune peu humifiée à éléments figurés et à structures végétales conservées ;  
 — tourbe à faciès amorphe, humifiée, à tissus gélifiés de couleur foncée brun à noir ;  
 — tourbe à faciès intermédiaire, brun noir, plus ou moins humifiée à passées de faciès « tabac » et de pyrofusinite.

#### Les vases organiques silto-argileuses

Cette formation rencontrée essentiellement à la base de certaines carottes profondes (Touba-Ndiaye, Mboro et Diogo), renferme une fraction minérale fine à très fine (fig. 3). Les paramètres, diagrammes et indices granulométriques indiquent un transport en suspension uniforme, et un dépôt par décantation dans un milieu d'eaux calmes immobilisées par la végétation aquatique.

La minéralogie des argiles montre un cortège composé de kaolinite dominante, d'illite et une relative abondance de goethite et d'oxydes de fer amorphes. Ce faciès traduit une phase d'évolution subaérienne latérisante. Au sommet de ces formations, le cortège s'enrichit d'interstratifiés et de vermiculite.

Ces sédiments argilo-silteux s'apparentent sur le plan granulométrique et stratigraphique aux dépôts continentaux loessiques décrits par MALEY (1982) dans des sondages localisés en zone sahélienne.

#### Les vases silto-sableuses

Elles se rencontrent dans toutes les carottes. Elles renferment une fraction minérale formée d'un mélange binaire d'une fraction fine plus ou moins abon-

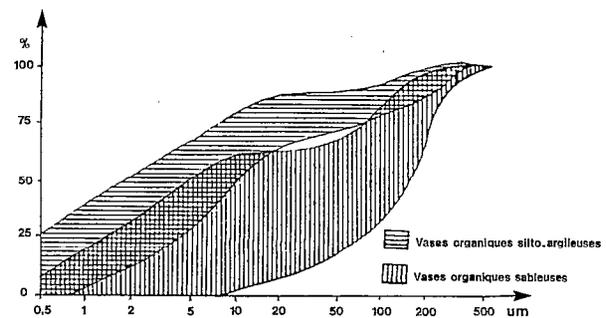


Fig. 3. — Domaines granulométriques.

dante et d'une fraction grossière abondante (fig. 3). Contrairement à l'unité inférieure, cette fraction minérale a été transportée par un flux aquatique turbulent, puis déposée dans les cuvettes par décroissance de la compétence du courant. Dans ce cas, la participation du matériel dunaire à la sédimentation est importante et concerne des sables fins à très fins arrachés à l'environnement immédiat par vannage aquatique.

D'un point de vue minéralogique, cette unité est caractérisée de bas en haut par un cortège de kaolinite devenant moins abondante, mieux cristallisée, d'illite ouverte constante, d'interstratifiés, suivis plus haut par la vermiculite, la smectite et la palygorskite.

Les deux faciès silto-argileux et silto-sableux définissent deux unités bien distinctes, qui sont marquées toutes les deux par une phase de dépôt et une phase de pédogenèse. Le faciès tourbeux fait partie de l'unité supérieure, il reflète les phases d'apport presque exclusivement organique lié au développement optimal de la végétation.

Les datations  $^{14}\text{C}$  obtenues par A.M. LEZINE (1987) permettent de situer l'arrêt des dépôts de l'unité inférieure vers 9 000 ans B.P. et ceux de l'unité supérieure vers 2 000 ans B.P. (fig. 4).

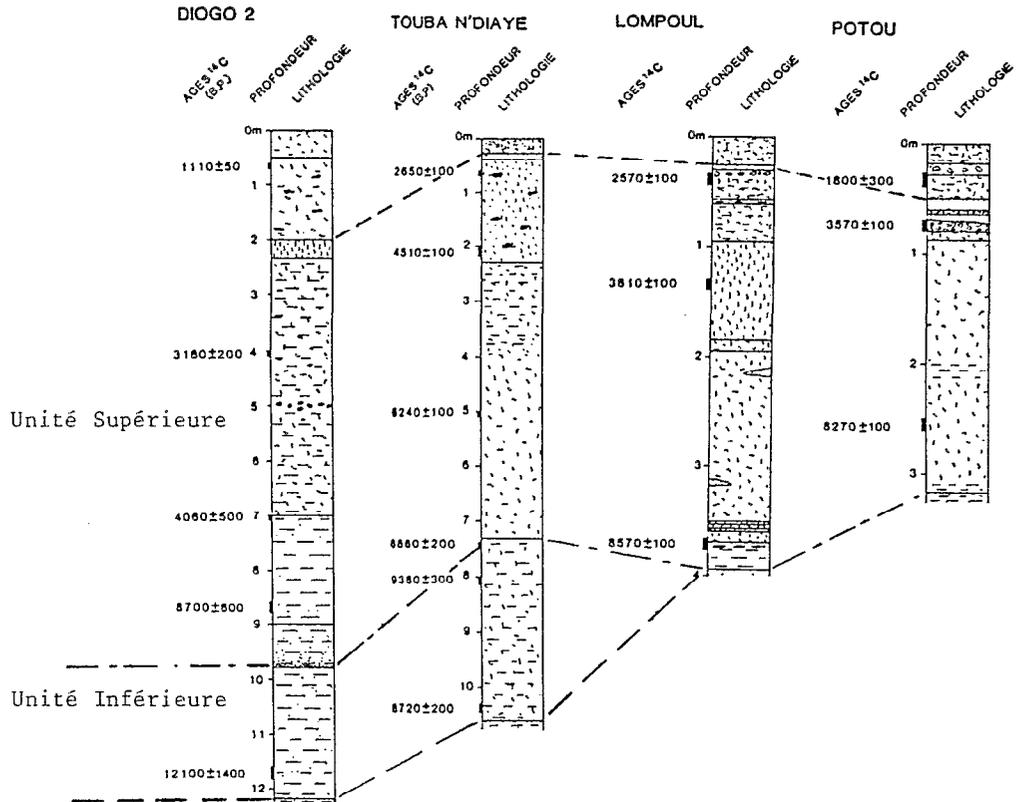


Fig. 4. — Répartition des lithofacies (datations d'après A.M. LEZINE, 1987).

#### INCIDENCE DE LA VARIATION DU NIVEAU MARIN

Il y a 11 000 ans, le niveau marin était à environ 30 mètres sous le niveau actuel ; en tenant compte de la morphologie actuelle du plateau continental, cela suppose une ligne de rivage située à environ 10 km de

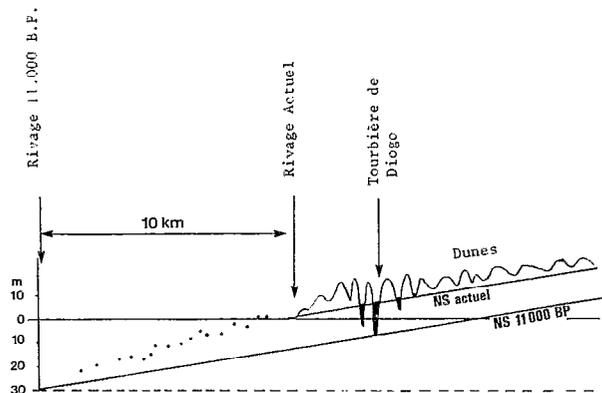


Fig. 5. — Influence de la variation de la ligne de rivage sur la position de la nappe phréatique.

la côte actuelle, et cela implique un déplacement vers l'Ouest de la zonation climatique méridienne. Il est probable que, dans ce cas, l'influence de l'alizé maritime soit beaucoup plus restreinte sur les tourbières étudiées qui se trouvaient alors à une distance de 13 à 15 km de la mer.

En ce qui concerne le niveau de la nappe phréatique, en postulant que la surface piézométrique avait la même forme à 11 000 ans B.P., on constate qu'une translation latérale de 10 km vers l'Ouest et un abaissement vertical de 30 mètres du niveau de base induit un niveau phréatique situé à 12 mètres environ sous le niveau actuel de la tourbière de Diogo, c'est-à-dire très proche de l'horizon où sont situés les dépôts de vases organiques silto-argileuses (fig. 5).

Pour envoyer les fonds de dépressions, la nappe devrait être légèrement plus gonflée qu'elle ne l'est maintenant, ce qui implique une alimentation légèrement plus forte, donc des pluies légèrement plus abondantes ou mieux réparties.

#### ÉLÉMENTS D'INTERPRÉTATION

Trois types de variations sont identifiés dans les Niayes :

- les variations paléohydrologiques : remontée et oscillation de la nappe phréatique ;
- les variations du couvert végétal ;
- les variations du régime climatique : apport éolien local ou lointain (loess).

Les variations de la nappe peuvent avoir deux origines : une meilleure alimentation (donc une augmentation des précipitations), une remontée du niveau de base (variations du niveau marin). Ces deux origines ne peuvent que difficilement être séparées ; et c'est seulement par comparaison avec d'autres régions du Sahel que l'on suppose des précipitations accrues à la fin de l'Holocène inférieur, quand les dépressions interdunaires sont mises en eau.

La présence à l'Holocène d'une végétation soudano-guinéenne (A.M. LEZINE, 1987) et son développement à certaines époques, implique des variations climatiques plus humides qu'actuellement. Deux facteurs principaux peuvent en ce cas être évoqués :

- la remontée de la nappe qui assure l'humidité du sol du fond des interdunes ;
- l'humidité atmosphérique dont on peut présumer qu'elle restait élevée durant une grande partie de l'année.

Ces facteurs peuvent être contrôlés de deux façons :

- déplacements latitudinaux de la zone climatique contrôlée par la pénétration des queues de mousson ;
- remontée du niveau marin entraînant l'élévation des nappes et le déplacement de l'alizé maritime humide.

#### CONCLUSIONS

Les données sédimentologiques permettent de retracer les grandes tendances climatiques majeures. Les

changements vers 9 000 ans B.P. et 2 000 ans B.P. concordent avec les résultats obtenus par l'analyse palynologique (A.M. LEZINE, 1987). Cependant, l'hétérogénéité du milieu et les difficultés de corrélation entre les sondages, ne permettent pas de rendre compte des variations de moindre importance. Les Niayes, qui sont plus ou moins profondes, peuvent être, en fonction du niveau de la nappe, continuellement, épisodiquement ou pas du tout ennoyées ; suivant le cas, les dépôts sédimentaires y seront différents. Cette hétérogénéité est encore accentuée par la position du prélèvement par rapport au centre de la dépression.

Les grandes lignes de l'évolution climatique peuvent se résumer de la façon suivante :

Avant 9 000 B.P., les dépôts minéraux sont très fins, ils sont hérités de la couverture pédologique des dunes et complétés par un apport d'aérosols d'origine lointaine. Le climat était alors humide et caractérisé par des pluies de mousson à « gouttes fines » (MALEY, 1982).

Après 9 000 B.P., une tendance à l'aridification est marquée par l'évolution minéralogique des argiles, mais le début de cette tendance est difficile à dater.

Ensuite, le climat redevient humide, la végétation de type soudano-guinéenne s'installe, elle donne des dépôts organiques importants (tourbe ligneuse, bois fossile) les dépôts minéraux sont plus grossiers, les apports de sable dunaire sont importants, les pluies devaient être de type orageuses à « grosses gouttes » (MALEY, 1982).

Après 2 000 ans B.P., une nouvelle tendance à l'aridification se dessine, le confinement très marqué est montré par la néoformation d'attapulgite et les transformations minéralogiques dégradantes du type illite, interstratifiés, vermiculite et smectite.

## Paléoenvironnements végétaux d'Afrique occidentale nord-tropicale depuis 12 000 B.P. Analyse pollinique de séries sédimentaires continentales (Sénégal-Mauritanie)

A.M. LEZINE <sup>(1)</sup>

Le contenu pollinique des sédiments quaternaires de l'Ouest africain est étudié sur la base de l'observation d'analogues actuels à la surface du sol ou en milieu

lacustre et fluviale. Les spectres polliniques caractérisent les végétations zonales et azonales localisées entre 12 et 21°N en bordure de l'Océan atlantique, notamment la forêt guinéenne et la steppe saharienne, et permettent d'évaluer le transport actuel du pollen sur de longues distances (aérien et fluviale).

(1) Université Marseille Luminy, case 907, 13288 Marseille, Cedex 2.

L'analyse pollinique de 10 carottes du Sénégal et de la Mauritanie, présentant des données continues depuis 12 000 B.P., apporte des informations essentielles sur l'évolution de la végétation aux latitudes actuellement sahélienne et saharienne d'Afrique occidentale : des modifications de très grande amplitude ont affecté la couverture végétale ; la complexité et la variété du milieu continental sont par ailleurs soulignées.

Deux changements brutaux apparaissent ca. 9 000 B.P. et ca. 2 000 B.P. Le premier correspond à l'extension rapide des végétations humides vers le nord liée à l'intensification des flux de mousson atlantique. Le pic d'intensité est daté ca. 8 500 B.P. et correspond au plus grand nombre de témoins d'extension lacustre aux latitudes sahéliennes et sahariennes subtropicales. Pour la période postérieure à 8 000 B.P., l'analyse pollinique met en relief un certain décalage dans l'évolution des grandes zones écoclimatiques. Des espèces soudaniennes s'étendent

dans les Niayes (15-16° N) après 8 000 B.P., ainsi que dans toute la zone sahélienne actuelle entre 6 000 et 4 000 B.P., ce qui indique, par rapport à la période antérieure, une dégradation climatique avec diminution de la pluviosité et allongement de la saison sèche. Au nord (19-21°N), la dégradation de l'environnement se produit plus tard : ca. 7 000 B.P. à l'ouest (Chemchane), ca. 6 100 B.P. à l'est où la végétation prend sa physionomie actuelle steppeique dès 4 000 B.P. Entre 4 000 et 2 000 B.P., un épisode hydroclimatique positif est très nettement marqué sur le littoral sénégalais et se caractérise par le développement important d'espèces végétales guinéennes dans les Niayes. Des témoins d'extension lacustre sont également présents aux latitudes sahélienne et saharienne. Ca. 2 000 B.P., une seconde coupure brutale marque, sans transition, la destruction des formations forestières des Niayes et la mise en place des conditions actuelles du milieu, semi-arides à 15-16° N.

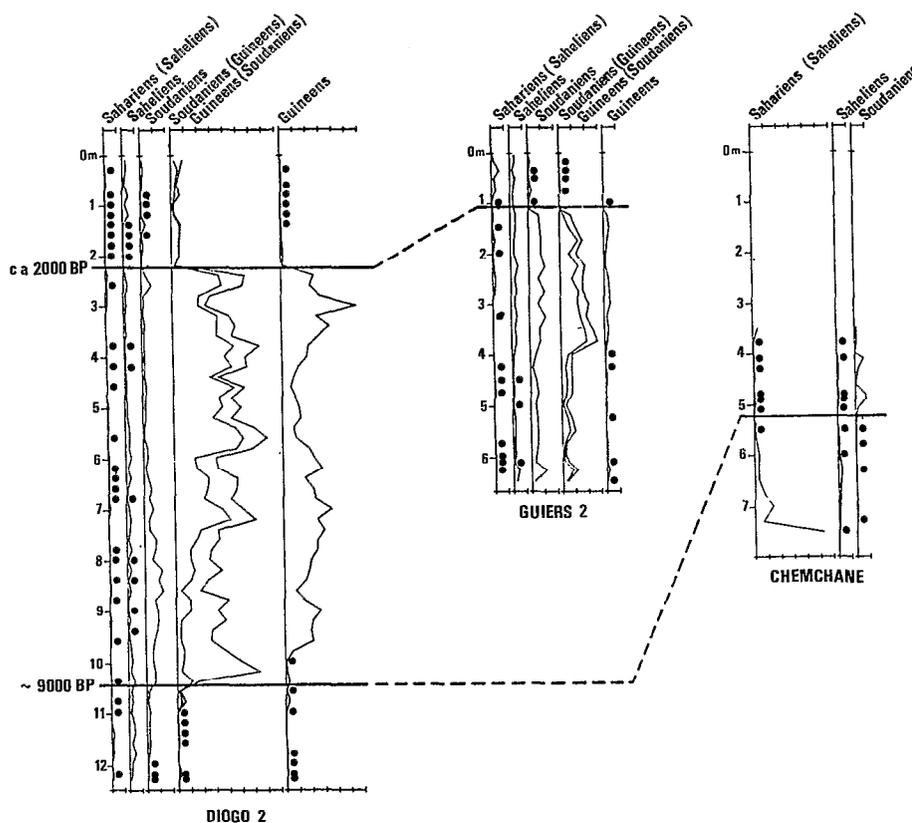


Fig. 1. — Schéma des variations palynologiques des 12 derniers millénaires dans l'Ouest africain : *Diogo* : dépression interdunaire de la région des Niayes (côte Nord sénégalaise), *Guiers* : lac côtier à la jonction du fleuve Sénégal et du Ferlo. *Chemchane* : Sebhka continentale à l'Est d'Atar (Mauritanie)

# Programme Palhydaf État d'avancement, janvier 1987

J.Ch. FONTES <sup>(1)</sup>, F. GASSE <sup>(2)</sup>

et selon les secteurs :

- *Tunisie méridionale* : CARBONEL, P. <sup>(3)</sup>, CAUSSE, C. <sup>(4)</sup>, BEN KHELIFA, L. <sup>(2)</sup>, BEN OUEZDOU, H. <sup>(5)</sup>, ZAOUALI, J. <sup>(5)</sup>, ZOUARI, K. <sup>(1)</sup>
- *Nord Niger* : CARBONEL, P. <sup>(3)</sup>, DUBAR, C. <sup>(1)</sup>, EL HAMOUTI, N. <sup>(2)</sup>, PLAZIAT, J.C. <sup>(1)</sup>, SERVANT, M. <sup>(6)</sup>
- *Sud Niger* : DURAND, A. <sup>(7)</sup>, OUSMANE, B. <sup>(8)</sup>, PLAZIAT, J.C. <sup>(1)</sup>, SALOMÉ, G. <sup>(1)</sup>, SCHULZ, E. <sup>(9)</sup>
- *Grand Erg Occidental* : CALLOT, Y. <sup>(10)</sup>, CARBONEL, P. <sup>(3)</sup>, DE DEKKER, P. <sup>(11)</sup>, DUPEUBLE, P.A. <sup>(12)</sup>, PLAZIAT, J.C. <sup>(1)</sup>, SOULIÉ-MARSCHÉ, I. <sup>(13)</sup>

## RAPPEL DES OBJECTIFS

Reconstitution des variations hydrologiques et climatiques en Afrique boréale depuis 125 ka, à partir de sondages réalisés selon deux directions méridiennes (Tunisie-Niger, Algérie-Mali, 30° N-10° N), dans des zones endoréiques ou aréiques.

On cherche à relier : variations hydrologiques des bassins, variations climatiques, origine et migrations des dépressions génératrices de précipitations.

## TECHNIQUES

Datations radiométriques (<sup>14</sup>C conventionnel et à l'accélérateur, déséquilibre U/Th), paléomagnétisme, biomarqueurs (diatomées, charophytes, ostracodes, mollusques, foraminifères, pollens), géochimie élémentaire et isotopique sur carbonates.

L'un des enseignements essentiels des investigations est le rôle déterminant des facteurs hydrologiques locaux et des fluctuations de niveau et de salinité des milieux aquatiques. L'interprétation paléoclimatique ne peut être abordée qu'après correction de ces effets.

## PALHYDAF : MÉRIDIEN ORIENTAL : SUD TUNISIE - SUD NIGER

### Site 1 : Tunisie méridionale

#### *Basse vallée de l'Oued El Akarit*

Le site livre un enregistrement exceptionnel des conditions de milieu au cours du Quaternaire supérieur, en raison de sa situation hydrologique particulière : alimentation par des eaux souterraines (remontées de la nappe artésienne du Ponto-Pliocène), colmatage des fonds par des dépôts fins, zones de rétention et de confinement à l'amont de barrages du cours engendrés par des dépôts de sources (FONTES *et al.*, 1983).

Deux carottages ont été réalisés : le premier (23,7 m) dans un secteur de rétention (« poche à Cardium »), le second à proximité de l'embouchure de l'oued (20 m). Ils livrent une accumulation de dépôts fins reflétant plusieurs épisodes lacustres ou palustres (silts argileux, carbonates, tourbes, gypse) séparés par des phases détritiques (dépôts fluviaux ou éoliens). Les datations <sup>14</sup>C fournissent le calendrier des événements jusque vers 40 000 B.P. (à 21 m) et 47 000 B.P.

(1) Université de Paris Sud, Bât. 504, F 91405 Orsay Cedex, UA 723, CNRS.

(2) École Normale Supérieure, BP 81, F 92261 Fontenay-aux-Roses Cedex, UA 723, CNRS.

(3) I.G.B.A., Université Bordeaux I, F 33405 Talence Cedex.

(4) LGQ, Case 907, Université Marseille-Luminy, F 13288 Marseille Cedex 2.

(5) Centre des Sciences de la Terre, Bordj Cédria, Tunisie.

(6) ORSTOM, 70-74, route d'Aulnay, F 93140 Bondy.

(7) Institut des Sciences de la Terre, Université de Dijon, F 21100 Dijon.

(8) Département des Sciences de la Terre, Université de Niamey, Niger.

(9) Geographisches Institut der Universität, D 8700 Würzburg, RFA.

(10) Département de Géographie, Université d'Oran, Es Sénia, Algérie.

(11) Monash University, 3168 Clayton Victoria, Australia.

(12) Université de Rouen-Haute Normandie, F 76130 Mont-Saint-Aignan.

(13) Université du Languedoc, F 34060 Montpellier Cedex.

(à 12,40 m) pour les sondages 1 et 2 respectivement. Les biomarqueurs, diversifiés et abondants dans certains niveaux (diatomées, charophytes, ostracodes, mollusques, foraminifères) témoignent de larges fluctuations de la salinité qui atteint parfois celle de l'eau de mer. Les teneurs en isotopes lourds peuvent être rapportées à une alimentation en eau d'origine continentale, plus ou moins évoluée sous l'effet de l'évaporation.

**Région des chotts Fedjej, Djerid et Bou Chareb**

Un carottage dans le chott Bou Chareb a révélé deux niveaux d'origine aquatique (argile carbonatée vers

3 m, et carbonates laminés vers 8,50 m) datés ( $^{14}C$ ) de 13 000 et 33 000 B.P. respectivement. Dans les chotts Djerid et Fedjej, des dépôts à *Cardium* avaient été attribués au Villafranchien et au Pléistocène supérieur (âges  $^{14}C$  : 35 000-20 000 B.P.), et considérés comme marins et témoins de soulèvement tectonique. Nos investigations, qui s'appuient sur des âges U/Th (140 000-100 000 B.P.), les rapports isotopiques de l'uranium, et les microorganismes (ostracodes, diatomées) démontrent l'origine continentale des eaux, qui, sous l'effet de l'évaporation, pouvaient atteindre une salinité proche de celle de l'eau de mer.

L'ensemble des résultats permet d'établir un lien

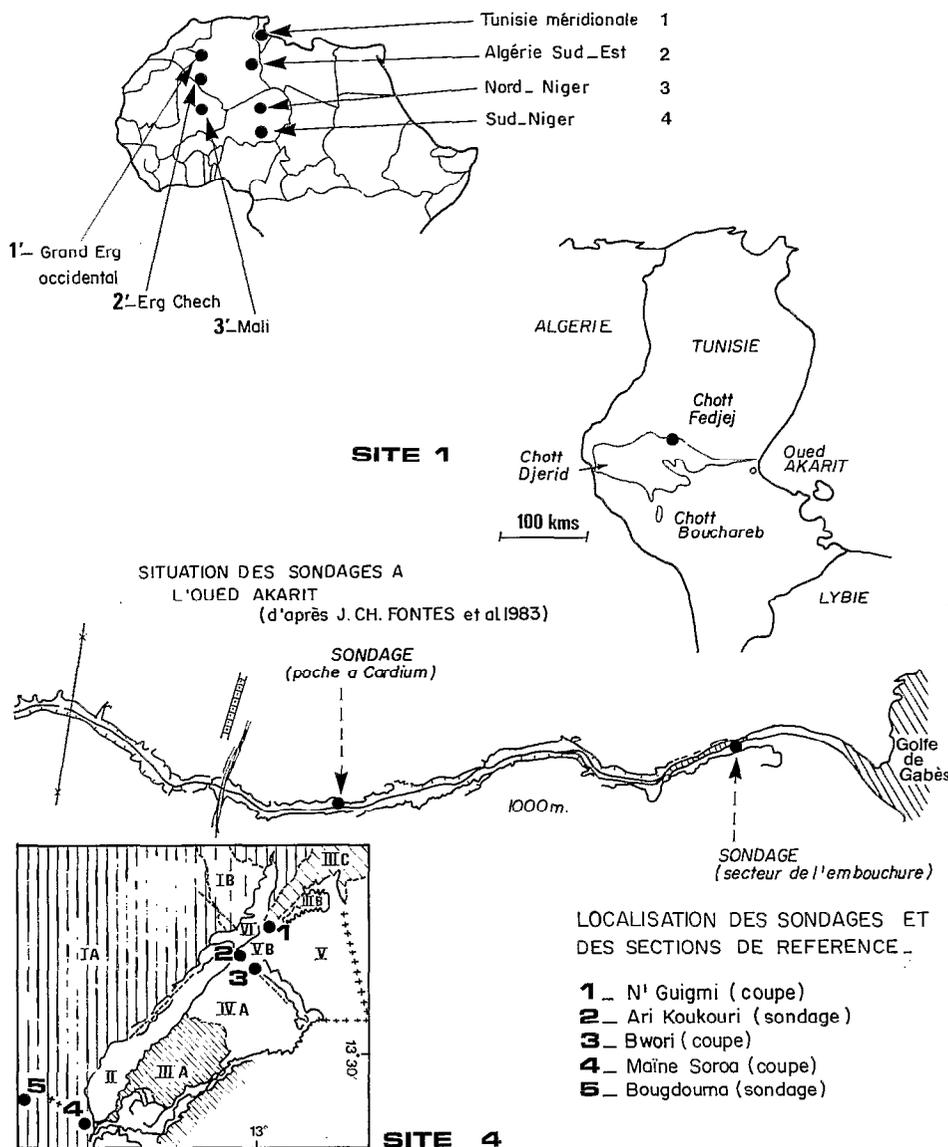


Fig. 1. — Palhydraf : localisation des sites.

entre l'histoire hydrologique des grands chotts, les variations de l'hydraulicité du bassin versant et des conditions de drainage commandées par les fluctuations du niveau marin.

## Site 2 : Nord Tinrhert

Reconnaissance prévue, avril 1987.

## Site 3 : Nord Niger

Le résultat essentiel des travaux de reconnaissance est la mise en évidence de sédiments lacustres d'âge Pléistocène supérieur, dans les bassins des bordures orientales de l'Air.

### *Dépression de l'Adrar Bous, au pied des montagnes de l'Air*

Quatre forages à la tarière (5 à 7,50 m) complètent les coupes à l'affleurement. Le Pléistocène supérieur (deux âges  $^{14}\text{C}$  : 25 000-14 000 B.P., qui restent toutefois à contrôler et éventuellement à corriger des effets de vieillissements dus à l'apport d'eaux souterraines) est représenté par une accumulation d'origine aquatique, fluvio-lacustre. Des niveaux de calcite authigène très purs alternent avec des sédiments riches en éléments détritiques (argiles, graviers et sables). L'ensemble est pauvre en organismes (à l'exception des diatomées dans certains niveaux). Les teneurs en isotopes lourds traduisent une tendance croissante au confinement du milieu et à l'augmentation de l'évaporation.

Après un dépôt de sable fin (Kanémien ?) à nodules calcaires, vient un niveau carbonaté qui traduit un changement brutal des conditions de milieu : remise en eau, et forte activité biologique. Ce niveau se caractérise par un pic très négatif des teneurs en  $^{13}\text{C}$ , et par l'abondance et la diversité des restes organiques (diatomées, charophytes, ostracodes, poissons...). D'après la flore de diatomées (*Cyclotella caspia*, *Campylodiscus clypeus*, *Mastogloia* spp...), les eaux seraient mésosalines et de type chloruré et/ou sulfaté.

On passe progressivement aux diatomites silteuses de l'Holocène (plusieurs épisodes), pauvres en carbonates, et à flore d'eau douce (dominance de *Melosira granulata*, aux frustules très fragmentés, pendant la phase d'extension maximale ca 8 500 B.P., ou des épiphytes cf. *Epithemia zebra*, *Rhopalodia gibba* durant les stades palustres).

### *Dépression interdunaire de Tin Ouaffadene, en bordure du Ténére*

En raison de son alimentation par une nappe souterraine, les sédiments lacustres sont pratiquement dépourvus d'éléments détritiques. La taille réduite de cette dépression a permis une étude fine des variations du niveau des eaux (par corrélations entre

coupes de fond et coupes littorales, et mesures de l'altitude relative des lignes d'anciens rivages).

Le Pléistocène supérieur est représenté par une diatomite très pure reposant directement sur le socle rocheux. Elle est dépourvue de carbonate, finement laminée, à flore planctonique d'eau diluée. A l'Holocène, les sédiments (>9 800 à 7 300 B.P.), sont carbonatés (calcite authigène) et riches en organismes variés. Une excellente corrélation s'observe entre changements d'associations de diatomées, paléosalinités (déduites des organismes), teneurs en isotopes lourds, et courbe de fluctuations du niveau des eaux. Dans le fond du bassin, chaque remontée de la nappe (déduite de la courbe  $^{18}\text{O}$ ) induit un bloom de diatomées d'eau diluée (en particulier *Melosira ambigua* et *Synedra acus*), suivie d'une phase évaporatoire et d'une augmentation progressive (mais modérée) de la salinité.

Malgré la proximité de ces deux bassins, les faciès sédimentaires et les microflores recensés diffèrent profondément en fonction du contexte géologique et hydrologique local.

## Site 4 : Sud Niger (nord-ouest du lac Tchad)

Le choix des bassins a été orienté par l'étude géomorphologique du Kadzell et du Manga (DURAND *et al.*, 1984, et *Géodynamique*, 2 (2) 87 : 144-145).

Les résultats obtenus sur les sédiments lacustres ou palustres confirment, dans l'ensemble, les résultats de SERVANT (1973) et SERVANT-VILDARY (1978) pour la période 13 000 B.P.-Actuel. Toutefois, nous n'avons pas observé de témoins d'un grand lac Tchad à 320 m vers 6 000 B.P. (voir résumé DURAND *et al.*).

L'étude a porté sur plusieurs dépressions interdunaires liées au système du lac Tchad (nombreuses coupes à l'affleurement, sondages à la tarière à Ari Koukouri, bordure du lac Tchad (8,35 m) et à Bougdouma dans le Manga (3,35 m). Les tendances générales suivantes se dégagent de l'évolution des différentes dépressions :

— >12 000 B.P. : absence de sédiments lacustres dans la plupart des bassins, mares hypersalées dans quelques dépressions du Manga (alimentées par la nappe), telle que Bougdouma ;

— 12 000-10 000 B.P. : des dépressions antérieurement asséchées (Bwori, Ari Koukouri, Maïne Soroa) sont occupées par des mares à salinité fluctuante. A Ari Koukouri, les teneurs en isotopes stables et les biorestes reflètent, vers 10 700-10 300 B.P., un milieu confiné avec fluctuations (saisonnnières ?) de la salinité (eau douce à mésosaline) attribuées aux effets de l'évaporation au cours de chaque cycle hydrologique. Un lac dilué s'installe à Bougdouma. Dans l'ensemble, les faciès (calcite de précipitation chimique dominante) suggèrent que la mise en eau est liée à la remontée des nappes ;

— vers 8 400-8 000 B.P., plusieurs lacs d'eau douce peu profonds (Ari Koukouri, Maïne Soroa, Boug-

douma) coexistent. La microflore planctonique supporte bien les eaux turbides et de faible transparence, et les sédiments sont riches en matériel détritique fin. Cet épisode pourrait donc être lié à l'intensification des écoulements de surface ;

— de < 6 400 B.P. ca 4 000 B.P., les sites de N'Guigmi et d'Ari Koukouri paraissent connectés, en surface, au lac Tchad. Les biomarqueurs y témoignent d'une bonne régulation saline. Les conditions fluctuent, de oligosalines à mésosalines-alcalines, à Bougdouma ;

—à l'Holocène supérieur, un marécage aux eaux de fond acides et réductrices s'installent à N'Guigmi (3 800-1 800 B.P.), alors que la dépression de Bougdouma évolue vers une saline hyperalcaline.

Les variations recensées dans les différentes dépressions sont interprétées en termes de fluctuations de bilans hydrologiques et salins régis par les perméabilités et les gradients propres à chaque bassin. Il en

## BIBLIOGRAPHIE

DURAND (A.) *et al.*, 1984. — *Palaeoecology of Africa*, 16 : 215-243.  
DURAND (A.) *et al.*, 1987. — Nord-ouest du lac Tchad : Manga et Kadzell. *Géodynamique*, 2 (2) 87 : 52-53.  
FONTES (J.Ch.) *et al.*, 1983. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 3, 43 : 41-62.

SERVANT (M.), 1973. — Thèse, Université Paris VI, *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 159, Paris, 1983, 573 p.

SERVANT-VILDARY (S.), 1978. — Thèse, *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 84, 2 vol., 346 p.

## Biomarqueurs et paléoenvironnements en régions désertiques Exemples des lacs holocènes du Nord Sahara

F. GASSE<sup>(1)</sup>, J.C. PLAZIAT<sup>(2)</sup>, Y. CALLOT<sup>(7)</sup>, P. CARBONEL<sup>(3)</sup>,  
P. DE DECKKER<sup>(4)</sup>, I. SOULIÉ-MARSCHÉ<sup>(5)</sup>, P.A. DUPEUBLE<sup>(6)</sup>

### PROGRAMME PALHYDAF, DEUXIÈME MÉRIDIEN

#### Site 1'

Des sédiments lacustres ou palustres, carbonatés, affleurent dans plusieurs dépressions fermées en bordure nord du Grand Erg Occidental (Algérie). Un dossier analytique détaillé (biorestes, géochimie et isotopes stables sur carbonates) a été établi (FONTES *et al.*, 1985 ; GASSE *et al.*, 1987). Il conduit à une interprétation paléohydrologique des fluctuations recensées dans les différentes dépressions entre 9 800 et 2 800 B.P., liées aux variations de la nappe de l'Erg et à la topographie locale.

Les biorestes y sont abondants et diversifiés (158 taxons incluant diatomées, chrysophytes, charophytes, ostracodes, mollusques et foraminifères).

Les associations d'organismes reflètent un large

éventail écologique, allant depuis des marécages permanents aux eaux très diluées, jusqu'à des sebkhas mimant le milieu marin. L'un des faits les plus remarquables est la coexistence, dans un échantillon donné, d'organismes ayant des exigences écologiques très différentes. L'ampleur des fluctuations à court terme et la diversité des microhabitats dans les écosystèmes sont ainsi décelées et estimées.

#### *Reconstitution des conditions écologiques moyennes*

Une attention particulière est accordée au facteur salinité. Les organismes et les assemblages fossiles sont classés en fonction de leurs exigences et de leurs tolérances vis-à-vis de la salinité totale (TDS). Une calibration du TDS est tentée à partir des diatomées, sur la base d'échantillons actuels d'Afrique du Nord, prélevés dans des eaux douces à hypersalines.

(1) École Normale Supérieure, BP 81, F 92261 Fontenay-aux-Roses Cedex, UA 723, CNRS.

(2) Université Paris-Sud, Bâtiment 504, F 91405 Orsay Cedex, UA 723, CNRS.

(3) I G B A., Université Bordeaux I, F 33404 Talence Cedex

(4) Monash University, 3168 Clayton Victoria, Australia.

(5) Université du Languedoc, F 34060 Montpellier Cedex.

(6) Université de Rouen-Haute Normandie, F 76130 Mont-Saint-Aignan.

(7) Département de Géographie, Université d'Oran Es Sénia, Algérie.

Cette calibration permet de proposer une estimation des paléosalinités pour chaque échantillon fossile.

Les faciès chimiques des eaux, généralement chlorurés sodiques, sont déduits de l'autoécologie des diatomées et des ostracodes.

Le type de milieu (macrohabitat) est reconstitué à partir de l'abondance relative des macrorestes de végétaux aquatiques (charophytes), et des organismes benthiques, épiphytes et planctoniques.

*Mise en évidence des fluctuations à cours terme (saisonniers ?) du milieu au cours d'un cycle hydrologique*

Ces fluctuations sont une des caractéristiques essentielles des milieux aquatiques sans régulation saline (fonds imperméables) des régions arides ou semi-arides.

L'instabilité des conditions écologiques enregistrée dans un échantillon donné est déduite des arguments suivants : 1. dominance des organismes extrêmement eurytopiques (favorisés dans les milieux fluctuants), 2. mélange de formes sténotopiques à exigences différentes, 3. fréquence des spores de résistance (chrysophytes, diatomées), 4. présence exclusive de formes juvéniles chez les gastéropodes d'eau douce, 5. très larges fluctuations des rapports Mg/Ca et Sr/Ca mesurés sur des valves isolées de l'ostracode *Cyprideis torosa* (extrêmement euryhalin).

A partir d'exemples, nous tentons de reconstituer la succession des communautés biologiques et des conditions écologiques, induites par les fluctuations hydrologiques (apport sporadique d'eau douce suivi d'une concentration des eaux sous l'effet de l'évaporation).

*Stratification du milieu ; juxtaposition des microhabitats*

Les marais et lacs peu profonds tropicaux sont souvent fortement stratifiés (intensité lumineuse, pres-

sion partielle de O<sub>2</sub> et CO<sub>2</sub>, pH...), en raison d'une production primaire intense dans les couches très superficielles et d'une active dégradation bactérienne de la matière organique sur le fond. Plusieurs communautés biologiques coexistent donc dans la colonne d'eau. Les communautés d'ostracodes, et la diversité morphologique des tests appartenant à la même espèce permet d'estimer les fluctuations de pCO<sub>2</sub>, pH et alcalinité à l'interface eau-sédiment.

*La colonisation des milieux continentaux par des organismes « marins »*

Nous montrons, à partir des paléolacs ici étudiés, d'exemples actuels et d'une revue bibliographique, que la présence d'organismes réputés marins (tels que les diatomées *Actinocyclus subtilis*, *Cyclotella stylonum*..., l'ostracode *Aurila woodwardi*, le gastéropode *Pirenella conica*, le foraminifère *Trichohyalus aquayoi*...), trop souvent interprétée comme témoin d'une transgression marine ou d'une mer résiduelle, est possible en milieu continental lorsque les conditions de salinité sont adéquates.

La présence de ces milieux aquatiques en bordure du Sahara témoignent d'une phase climatique dans l'ensemble plus humide que l'Actuel entre 9 300 et 2 800 B.P. Toutefois, chacun des bassins subit une évolution indépendante. A un temps t, les bassins de la bordure nord du Sahara, de la Tunisie au Maroc, présentent des conditions écologiques très différentes. *Aucun synchronisme clair n'apparaît entre les événements et tendances majeurs recensés dans chaque dépression. Ceux-ci ne peuvent donc pas être directement interprétés en terme de paléoclimats.*

**Site 2' : Erg Chech**

Reconnaissance prévue mars 87.

**Site 3' : Mali**

Reconnaissance prévue automne 87.

**BIBLIOGRAPHIE**

FONTES (J.Ch.) *et al.*, 1985. — *Nature*, 317 : 608-610.

GASSE (F.) *et al.*, 1987. — *Palaeo* 3, sous presse.

## Nord-ouest du lac Tchad : Manga et Kadzell Incidence des milieux de dépôts sur le cadre géomorphologique et chronologique

A. DURAND<sup>(1)</sup>, J.Ch. FONTES<sup>(2)</sup>, F. GASSE<sup>(3)</sup>, M. ICOLE<sup>(4)</sup>, J. LANG<sup>(1)</sup>

### ABSENCE DE DÉPÔTS LACUSTRES IMPORTANTS AU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR

Le premier travail d'ensemble sur le Quaternaire de cette région a été réalisé par PIRARD (1965, 1967). Il retenait l'hypothèse d'un gigantesque paléolac Tchad ayant atteint la cote 400 m, avant de régresser par paliers successifs (350, 330, 320, 305 et 290 m) jusqu'au niveau moyen récent de 282 m environ. Des travaux récents ont conduit à abandonner cette hypothèse (DURAND *et al.*, 1984). Ils ont montré la rareté des dépôts et des formes du relief liés à des lacs, et au contraire l'importance des formations éoliennes et fluvio-deltaïques.

### IMPORTANCE DES DÉPÔTS ÉOLIENS ANTÉRIEURS À 50 000 ANS AU MOINS

L'essentiel du matériel de cette région est sableux et provient d'un erg ancien dont l'âge est estimé à 50 000 ans B.P. au moins. Au nord et à l'ouest (Manga méridional ou Tchidi N'Gourbayé), on reconnaît encore la morphologie dunaire malgré une dégradation et un aplanissement par plusieurs phases postérieures de ruissellement, de pédogenèse et d'activité éolienne. Les phénomènes éoliens sont d'ailleurs toujours actifs dans cette région.

### LES FORMATIONS FLUVIO-DELTAÏQUES DEPUIS 20 000 ANS

Au sud-est (Kadzell), l'erg ancien a été totalement démantelé et remanié par la Komadougou, affluent aujourd'hui temporaire du lac Tchad. Elle y a édifié quatre formations fluvio-deltaïques emboîtées. Ces dernières déterminent des terrasses qui permettent des corrélations avec les deltas du Chari (PIAS, 1970 ; DURAND et MATHIEU, 1979-1980), les massifs sahariens du Tibesti (JÄKEL, 1979 ; MALEY, 1981) et de l'Air (DURAND *et al.*, 1983 ; MOREL, 1985) et les régions proches du bassin du Moyen-Niger (DURAND *et al.*, 1981, 1982 ; DURAND et LANG, 1986). Pour la période postérieure à

20 000 ans B.P., ces corrélations permettent de situer entre 19 000-16 500 et 7 000-6 500 ans B.P. environ la période maximale de formation d'une « moyenne terrasse » et entre 4 000 et 1 800 ans B.P. environ celle d'une « basse terrasse ».

L'importance des dépôts fluvio-deltaïques de la « moyenne terrasse » mise en place en partie pendant la période réputée hyperaride du Kanémien (20 000 à 12 000 ans B.P. environ ; SERVANT, 1973), pose la

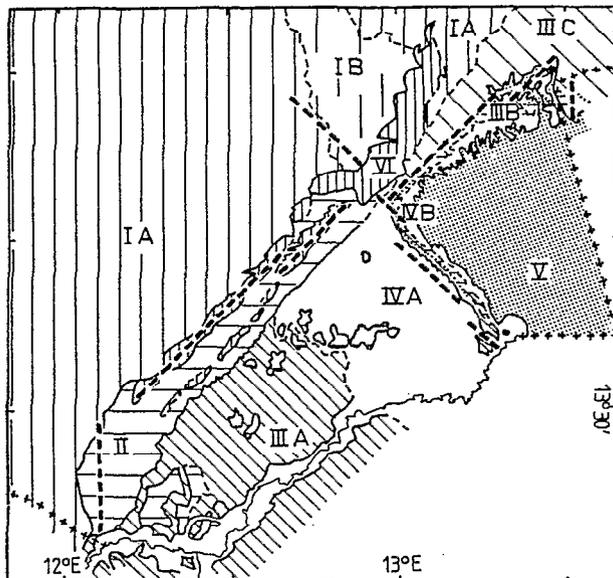


Fig. 1. — Unités géomorphologiques et esquisse structurale in DURAND *et al.* (1984). IA. Plateau du Tchidi N'Gourbaye. IB. Dépression de la Dillia. II. Haute terrasse. IIIA. Moyenne terrasse. IIIB. Plage lacustre du Nigerio-Tchadien inf. IIIC. Plateau de Mitimi. IVA. Basse terrasse. IVB. Plage lacustre du Nigerio-Tchadien sup. V. Lac actuel. VI. Dépôts et remaniements éoliens récents et actuels. ----, Failles probables.

(1) Centre de Géodynamique sédimentaire et évolution géobiologique, PIGC-UNESCO 210. Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne. UA 157 du CNRS, F 21100 Dijon.

(2) Université Paris Sud. UA 723, Bât. 504, F 91405 Orsay Cedex.

(3) ENS, BP 81, F 92261 Fontenay-aux-Roses Cedex, UA 723, CNRS.

(4) CNRS, LGQ. Université Marseille-Luminy, Case 907, F 13288 Marseille Cedex.

question de la durée et de l'ampleur réelles de cette phase aride (DURAND et LANG, 1986).

#### DÉPÔTS PALUSTRES, LACUSTRES ET ÉVAPORITIQUES POSTÉRIEURS À 12 000 ANS B.P.

C'est dans le cadre géomorphologique défini précédemment que des dépôts palustres, lacustres et

évaporitiques se sont mis en place après 12 000 ans B.P. environ : dans les anciennes interdunes du Manga méridional, en bordure du domaine fluvio-deltaïque et en bordure du lac Tchad qui ne semble d'ailleurs pas avoir eu alors une superficie nettement supérieure à l'actuelle (ICOLE *et al.*, 1983 ; DURAND *et al.*, 1984, et résultats du Programme Palhydraf, FONTES et GASSE, 1986 et *Géodynamique* 2 (2) 87 : 139-142).

#### BIBLIOGRAPHIE

- DURAND (A.), et MATHIEU (P.), 1979-1980. — *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 11 (2) : 189-203.  
 DURAND (A.) *et al.*, 1981-1982. — *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 12 (1) : 77-90.  
 DURAND (A.) *et al.*, 1983. — *Rev. Géol. dyn. géogr. phys.*, 24 (1) : 47-59.  
 DURAND (A.) *et al.*, 1984. — *Palaeoecology of Africa*, 16 : 215-243.  
 DURAND (A.) et LANG (J.), 1986. — *Bull. Soc. géol. France*, 8, 2 (2) : 267-278.  
 FONTES (J.Ch.) et GASSE (F.), 1986. — *Symp. INQUA, Dakar* : 149-152.  
 ICOLE *et al.*, 1983. — *Palaeogéogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 42 : 273-284.

- JÄKEL (D.), 1979. — *Palaeoecol. Afr.*, 11 : 13-44.  
 MALEY (J.), 1981. — *Trav. et Doc. ORSTOM*, 129, 586 p.  
 MOREL (A.), 1985. — Thèse Univ. Grenoble, 404 p., 1 carte.  
 PIAS (J.), 1970. — *Mém. ORSTOM*, 43, 408 p. et 2 cartes, ORSTOM, Paris.  
 PIRARD (F.), 1965. — BRGM, Orléans, carte géologique du Manga.  
 PIRARD (F.), 1967. — BRGM, Orléans, notice de la carte du Manga, 34 p.  
 SERVANT (M.), 1973. — Thèse, Univ. Paris VI, *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 159, Paris, 1983, 573 p.

## Paléohydrologie dans le rift d'Afrique orientale de 240 000 ans B.P. à l'Actuel

M. TAIEB<sup>(1)</sup>, J. CAŠANOVA<sup>(1)</sup>, B. FRITZ<sup>(2)</sup>, C. HILLAIRE-MARCEL<sup>(1)</sup>,  
 M. ICOLE<sup>(1)</sup>, P. MANEGA<sup>(3)</sup>, N. PAGE<sup>(1)</sup>, P. ZINS<sup>(2)</sup>

La paléohydrologie de l'Afrique orientale a été basée depuis les années 1970 sur les variations des niveaux lacustres. Ces changements ont été établis essentiellement à partir des affleurements qui sont en général ponctuels et seulement conservés en certains points de la périphérie des lacs. Néanmoins, dans la branche orientale au volcanisme prépondérant, quelques sites ont été carottés (lacs : Abhé, — 50 m ; Abiyata, — 150 m ; Bogoria, — 16 m ; Naivasha, — 28 m ; Magadi, — 60 m ; Manyara, — 55 m). Sur la vingtaine de sites lacustres compris entre 12° lat. N et 3° lat. S, seuls quatre sites ont été analysés en fonction des données d'affleurements et de sondages. La chronologie en « continu » des trente derniers millénaires a été précisée (<sup>14</sup>C).

Ainsi, les auteurs ont proposé pour les hauts niveaux lacustres présents en affleurements et marqués dans

la topographie (niveaux coquilliers, diatomites, stromatolites...) des courbes de bilan hydrique. Les bas niveaux lacustres, voire intermédiaires (diatomites, pollens — AP —, minéraux d'« évaporites »...) en général absents des affleurements, sont représentés quelquefois dans les données de sondage et ont permis de préciser les « variations climatiques ».

Depuis 1982, une étude des bassins des lacs Magadi-Natron, de la vallée Suguta et du lac Manyara a été engagée. Les principaux résultats portent sur les eaux et les sédiments actuels des lacs, les variations des niveaux lacustres (stromatolites) et la géodynamique et la sédimentologie des bassins lacustres. L'étude de la sédimentation moderne du lac Natron (carottes courtes) a dégagé deux provinces minéralogiques et défini les éléments authigènes témoins du climat actuel (calcite, aragonite, carbonates alcalins,

(1) LGQ, Université Marseille Luminy, case 907, F 13288 Marseille, Cedex 2.

(2) Institut de géologie, Université Louis Pasteur, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg.

(3) Instaar Campus, University of Colorado, Box 450, 80309 Colorado, USA.

fluorite, zéolite). La géochimie des eaux (sources, rivières, saumures) et en particulier les tests de saturation ont défini les conditions d'équilibre en particulier pour la précipitation des minéraux tels que calcite, calcite Mg, trona, thermonatrite, halite, kenyaite, magadiite, silice amorphe. Ces séquences minérales servent de marqueurs d'environnement éclairant la sédimentation quaternaire.

Pour l'Holocène et le Pléistocène supérieur, autrement dit pour le dernier cycle climatique (140 000 ans), des témoignages basés uniquement sur des affleurements (stromatolites), donc ponctuels, ont néanmoins permis d'établir la chronologie et la paléohydrologie des hauts niveaux lacustres d'après la composition isotopique ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ , Th/U). Le facteur de variation entre le niveau actuel du lac et les hauts niveaux, calculé à partir des surfaces, est de 1,63. Deux générations de stromatolites (peut-être trois) (240 000, 135 000, 12 000 à 10 000 ans B.P.) semblent caractériser des épisodes humides ayant

affecté la branche Est du rift d'Afrique orientale au cours de chaque transition entre les périodes glaciaires et interglaciaires. Les teneurs élevées en  $^{18}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}$  reflètent un long temps de résidence de l'eau des paléolacs démontrant que le  $\text{CO}_2$  est en équilibre avec l'atmosphère malgré le fort rapport du carbone d'origine volcanique (réservoir profond).

Au lac Manyara, deux niveaux intermédiaires vers 35 000 et 25 000 ans B.P. sont présents en affleurements alors qu'à Suguta, un haut niveau à 129 000 (?) est marqué par des stromatolites.

En ce qui concerne l'Afrique orientale, l'étude en continu des variations lacustres au cours des derniers 140 000 ans B.P. de la région tropicale ne peut se faire qu'à partir de sondages profonds (100 à 200 m). Cela permettrait alors d'envisager des corrélations avec les carottes océaniques (océan Indien) et peut-être de répondre partiellement aux questions fondamentales des variations climatiques à long terme (courbes de Milankovitch, cycles de 40 000 ans ?).

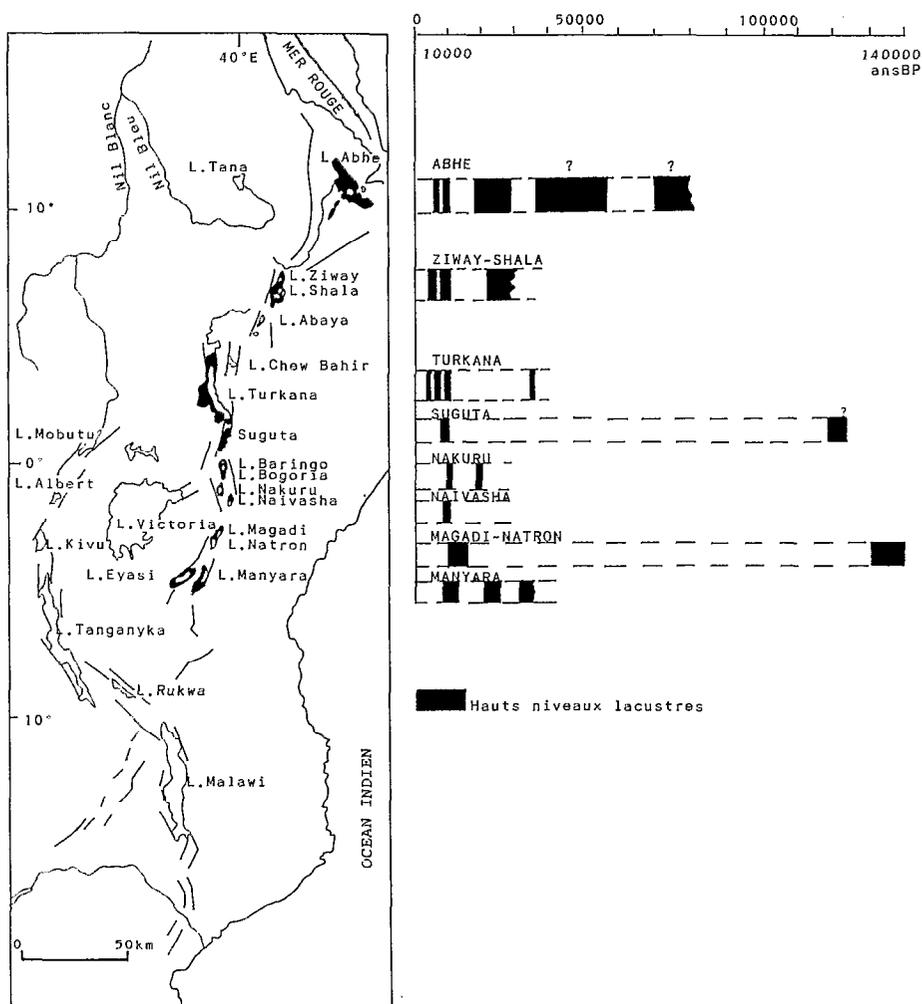


Fig. 1. — Hauts niveaux lacustres (0-140 000 ans B.P.) des paléolacs de la branche orientale du Rift africain.

## BIBLIOGRAPHIE

- CASANOVA (J.), 1986. — Les stromatolites continentaux : paléo-écologie, paléohydrologie, paléoclimatologie. Application au Rift Gregory. Thèse Doct. État. Fac. Sci. Luminy, Aix-Marseille II.
- EUGSTER (H.P.), 1970. — Chemistry and Origin of the brines of Lake Magadi, Kenya. *Mineral. Soc. America, Spec. pap.*, 3 : 215-255.
- GASSE (F.), 1977. — Evolution of Lac Abhé (Ethiopia, TFAI) from 70 000 Y. B.P., *Nature*, 265 : 42-45.
- GILLESPIE (R.), STREET-PERROTT (F.A.), SWITSUR (R.), 1983. — Post-glacial arid episodes in Ethiopia have implications for climate prediction, *Nature*, 306 : 680-683.
- HAY (R.L.), 1968. — Cherts and its sodium Silicate precursors in Carbonate lakes of East Africa. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 17 : 255-274.
- HILLAIRES-MARCEL (C.), TAIEB (M.), 1985. — Opération : Forages dans le rift est-africain. Rapp. L.G.Q., CNRS, Marseille, 32 p.
- HILLAIRES-MARCEL (C.), CARRO (O.), CASANOVA (J.), 1986. — <sup>14</sup>C and Th/U dating of Pleistocene and Holocene stromatolites from East African paleolakes. *Quaternary Research*, 25 : 312-329.
- HILLAIRES-MARCEL (C.), CASANOVA (J.) (sous presse). — Isotopic Hydrology and paleohydrology of the Magadi (Kenya) - Natron (Tanzania) Basin during the Late Quaternary. *Pal. Pal. Pal.*
- HILLAIRES-MARCEL (C.), CASANOVA (J.) et TAIEB (M.) (sous presse). — Isotopic age and lacustrine environments during late quaternary in the Tanzanian Rift (lake Nation). In "Climate : History, Periodicity and Predictability" M.R. RAMPINO, J.E. SANDERS, W.S. NEWMAN, L.K. KONIGSSON (eds.). Van Nostrand Reinhold Co.
- 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.
- LEZINE (M.), BONNEFILLE (R.), 1982. — Diagramme pollinique holocène d'un sondage du lac Abiyata (Éthiopie), 7°42' N). *Pollen et Spores*, XXIV, 3-4 : 463-480.
- RENAUT (R.W.), 1982. — Late quaternary geology of the Lake Bogoria fault-trough, Kenya Rift Valley. Ph.D. thesis. Univ. London, 498 p.
- RICHARDSON (J.L.), RICHARDSON (A.E.), 1972. — History of an African rift lake and its climatic implications. *Ecol. Monogr.*, 42 : 499-534.
- STOFFERS (P.), HOLDSHIP (S.A.), 1975. — Diagenesis of sediments in an alkaline lake : Lake Manyara (Tanzania). IXth Intern Congr. Sedim. : 211-218.
- STREET (F.A.), 1979. — Late Quaternary Lakes in the Ziway-Shala Basin, Southern Ethiopia. Thèse Univ. Cambridge (U.K.) non publiée.
- TAIEB (M.), 1983. — Bassins sédimentaires cénozoïques du rift est-africain. In : Bassins sédimentaires en Afrique. Résum. Comm. Séance spéciale S.G.F., Marseille, mars 1983. (Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille St-Jérôme, A 15 : 89-90).
- TIERCELIN (J.J.), 1981. — Rifts continentaux : Tectonique, climats, sédiments. Exemples : la sédimentation dans le nord du Rift Gregory (Kenya) et dans le Rift de l'afar (Éthiopie) depuis le Miocène. Thèse Doct. État, Sciences, Univ. Aix-Marseille II, 260 p.
- VINCENS (A.), CASANOVA (J.), TIERCELIN (J.J.), 1986. — Palaeolimnology of Lake Bogoria (Kenya) during the 4 500 B.P. high lacustrine phase. In : FROSTICK L.E. et al. (eds.), "Sedimentation in the African Rift". *Geological Society Spec. Publ.* 23 : 315-322.

## Progrès récents dans l'étude des séries continues d'Afrique orientale et centrale pour les derniers 30 000 ans

R: BONNEFILLE <sup>(1)</sup>, G. RIOLLET <sup>(1)</sup>

En Afrique orientale, de nombreux travaux ont mis en évidence l'existence de variations climatiques durant l'Holocène et le Pléistocène supérieur. Pour la période antérieure à 20 000 ans B.P., les témoins des anciens affleurements lacustres sont rares, dispersés, difficiles à corréler entre eux. Les datations obtenues sur des matériaux différents (carbonates, matière organique, charbon de bois...) ne permettent pas d'établir avec précision la contemporanéité des dépôts.

### LES SÉRIES D'ÂGE > 30 000 ANS B.P.

En Afrique intertropicale, la période correspondant au maximum du froid des régions tempérées est celle où l'on enregistre les niveaux lacustres les plus bas qui

n'ont pas laissé de témoins sur les affleurements. Pour l'étude de la dynamique climatique, la compréhension de cette période est importante parce qu'elle représente des conditions extrêmes. Des progrès ne peuvent être réalisés que par l'obtention de séries continues résultant de sondages dans des lacs et dans des tourbières ou marécages de haute altitude.

Au cours des cinq dernières années, de nouvelles séquences ont été obtenues entre 10° Nord et 10° Sud, respectivement pour le lac Abiyata en Éthiopie (BONNEFILLE et LEZINE, 1982), pour le lac Bogoria au Kenya (VINCENS, 1986) ainsi que pour les tourbières du Rwanda (HAMILTON, 1982). Une calibration détaillée a été fournie par l'obtention de très nombreuses datations <sup>14</sup>C. Elle montre que le caractère continu de la séquence sédimentaire n'est en fait qu'apparent. La

(1) Laboratoire de Géologie du Quaternaire, CNRS, Case 907, Luminy, 13288 Marseille Cedex 2.

séquence du lac Abijata ne contient pas de pollen dans les sédiments correspondant au maximum glaciaire. Celle du lac Bogoria présente une lacune pour cette période alors que la transition glaciaire interglaciaire y est bien représentée. L'Holocène est absent de la séquence du Rwanda.

LA TOURBIÈRE DE KASHIRU, BURUNDI

Nous présentons ici le résumé des résultats qui concernent la séquence pollinique d'un sondage de 10 mètres effectué dans la tourbière de Kashiru (3°28"S, 29°34"E), située à 2 100 mètres d'altitude. Ce sondage a été fait à l'aide d'une sonde couramment utilisée en Europe par le laboratoire de Palynologie du Professeur PONS. Le carottage s'effectue par tronçons de 50 cm qui sont prélevés alternativement dans deux trous distants de 20 cm, de façon à ne perdre aucune

information. 13 datations <sup>14</sup>C ont été réalisées qui permettent d'attribuer un âge supérieur à 30 000 ans pour le niveau situé à 725 cm, ce qui laisse penser que la base de la carotte pourrait se situer aux environs de 50 000 ans B.P. La carotte a été échantillonnée tous les 2,5 cm et pas moins de 78 niveaux ont été analysés pour lesquels plus de 500 pollens ont été comptés. Ce travail a abouti à l'identification de 157 taxa dont 60 peuvent être attribués à des arbres. Les résultats détaillés de ces analyses ont été données dans une précédente publication (BONNEFILLE et RIOLLET, sous presse).

L'INTERPRÉTATION PALÉOCLIMATIQUE

La figure 1 reproduit le diagramme synthétique qui présente les pourcentages relatifs des pollens d'arbres comparés à ceux des plantes herbacées. Ces

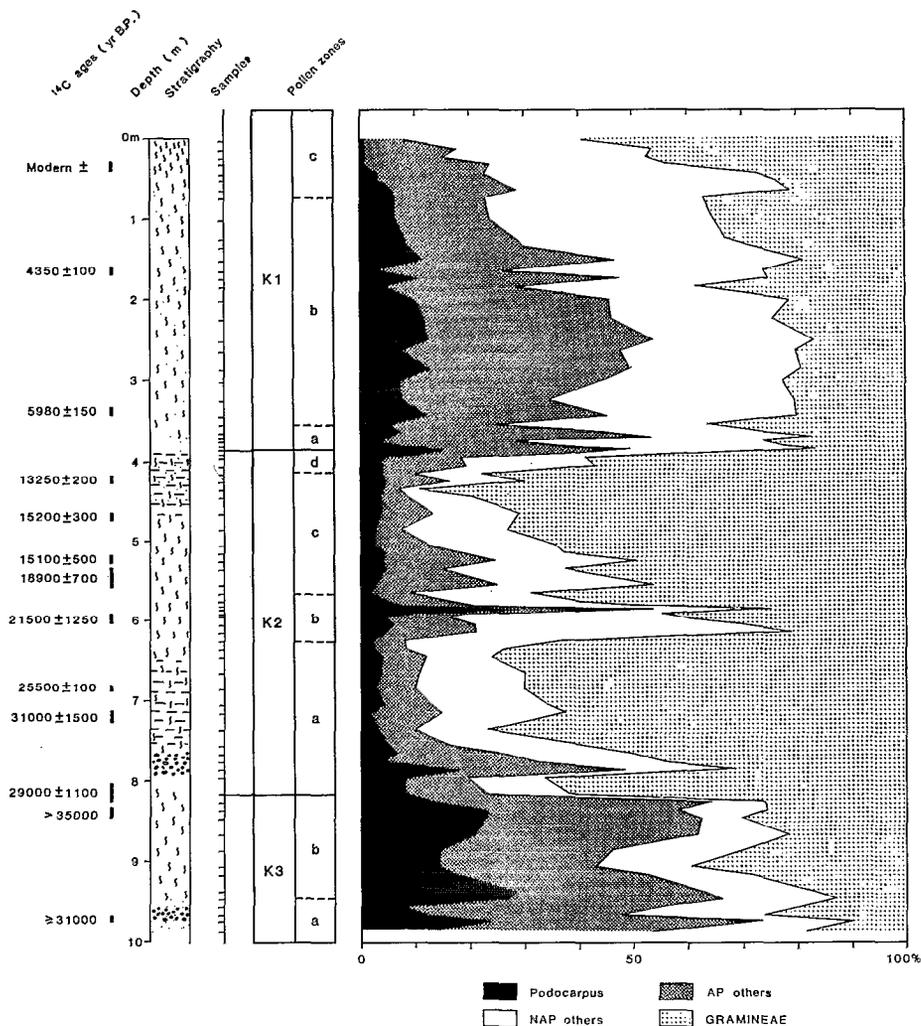


Fig. 1. — Diagramme pollinique synthétique de la tourbière de Kashiru (2 104 m), Burundi.

pourcentages ont été calculés en excluant de la somme pollinique les plantes aquatiques ainsi que les spores de Ptéridophytes qui correspondent à la végétation locale du marécage. A l'intérieur de la courbe des pollens d'arbres, a été distinguée la courbe du *Podocarpus*, composant principal de la forêt de Conifères de montagne. Les graminées constituent la majorité des pollens d'herbacées.

Le diagramme pollinique de la figure 1 montre nettement que deux phases forestières encadrent une période de développement des pelouses afroalpines comprise entre  $13\,250 \pm 200$  ans B.P. et  $29\,000 \pm 1\,100$  ans B.P. Les deux périodes forestières ne sont pas équivalentes. Celle qui est antérieure à 30 000 ans contient davantage de *Podocarpus* que celle qui correspond à l'Holocène. L'interprétation paléoclimatique met en évidence une phase froide et sèche pendant le maximum glaciaire. Elle est conforme à la première interprétation proposée pour la séquence du Mont Kenya par E.M. VAN ZINDEREN BAKKER et J.A. COETZEE (1967). La période froide fut précédée, avant 30 000 ans B.P., par une phase plus humide mais presque aussi froide au cours de laquelle les forêts de Conifères et de la limite supérieure des arbres marquée par les pourcentages importants de *Cliffortia* et des Ericacées sont descendus jusqu'à 2 000 m.

En liaison avec le réchauffement et un climat plus humide, la remontée des pollens d'arbres s'effectue dès  $13\,250 \pm 200$  ans, avec un maximum atteint entre 10 000 et 8 000 ans B.P. Dans la séquence de Kashiru, l'Holocène inférieur est très condensé, ce qui ne permet pas pour le moment de dire avec plus de précision où se situe le maximum humide. L'épisode à 6 000 ans B.P. semble aussi humide que l'Holocène inférieur à en juger par la composition des forêts.

#### LA PHASE HUMIDE À $21\,500 \pm 1\,250$ ANS B.P.

D'un intérêt tout particulier est la mise en évidence dans la carotte de Kashiru d'une extension importante mais brève de la forêt de montagne, datée de  $21\,500 \pm 1\,250$  ans B.P. Cette extension est synchrone d'une augmentation des pollens de *Potamogeton*, plante aquatique immergée qui indique qu'un plan

d'eau libre a succédé à la tourbière. Il s'agit donc d'un épisode humide ayant lieu à l'intérieur de la période froide et sèche du maximum glaciaire. Une phase de haut niveau lacustre a été repérée entre 23 000 et 25 000 ans B.P. par différents auteurs depuis le Sahara (FAURE, 1969), le Tchad (SERVANT, 1973), jusqu'en Afrique orientale (ISAAC, 1976) (GASSE et DELIBRIAS, 1977) (STREET, 1979) (STREET A. and STREET-PERROTT, 1982). Mais son existence réelle avait été mise en doute, par suite de son absence au lac Turkana, de l'incertitude des âges obtenus sur les carbonates, et par le manque d'évidences autres que les affleurements (BUTZER, 1979). La séquence de Kashiru qui en apporte la preuve par les pollens témoigne indiscutablement de l'existence d'une phase humide entre 23 000 et 20 000 ans B.P. Elle permet non seulement d'en confirmer la réalité conformément aux données relatives des hauts niveaux lacustres mais, en plus, de distinguer très nettement cette phase de celle supérieure à 30 000 ans B.P., reconnue pour la première fois au Tchad (SERVANT, 1973) puis dans le lac Abhe (GASSE, 1977).

La séquence de Kashiru est située en Afrique centrale, sur la crête Zaïre-Nil, ligne de partage des eaux entre le bassin du Zaïre et celui du Nil. Il est intéressant de la comparer avec les résultats des analyses des sondages marins qui ont été réalisés dans l'Atlantique et la Méditerranée à l'embouchure respective de ces deux grands fleuves. L'épisode humide K2b de la tourbière de Kashiru est contemporain du dépôt de tourbe du delta du Congo (CARATINI et GRESSE, 1979) et de celui du sapropel S2 de la Méditerranée orientale (CITA *et al.*, 1977). L'utilisation du taux moyen de sédimentation dans la séquence continue de Kashiru permet d'évaluer à 3 000 ans la durée de la phase humide, durée comprise entre 500 à 4 500 ans si l'on tient compte de l'épaisseur d'échantillonnage et de la marge d'erreur des datations  $^{14}\text{C}$ . Cet épisode humide est donc situé très précisément dans la fourchette 20 à 23 000 ans B.P. Sa brièveté explique que, dans certains cas, les témoins en affleurement aient pu disparaître par érosion au cours de la période correspondant au maximum glaciaire. Elle permet aussi de comprendre l'extension plus restreinte du sapropel S2 de la Méditerranée par rapport à ceux plus récents de l'Holocène et à ceux qui sont antérieurs à 30 000 ans B.P.

## BIBLIOGRAPHIE

BONNEFILLE (R.), LEZINE (A.M.), 1982. — Évolution des climats dans les zones intertropicales d'Afrique orientale. *1st Meeting R & D Programme in the field of Environment - Climatology sub-programme, Contact group "Reconstitution of past climates"*, Brussels, dec. 1981 - Abstracts : 89-96. - (C.E.E. - XII/CLI/2/82).

BONNEFILLE (R.), RIOLLET (G.) (sous presse). — The Kashiru pollen sequence (Burundi), paleoclimatic implications for the last 35 000 yr B.P. in the tropics. *Quaternary Research*.

BUTZER (K.W.), 1976. — The Mursi, Nkalabong and Kibish formations, lower Omo Basin, Ethiopia. In : COPPENS Y. *et al.* (Eds.) - *Earliest man and environment in the lake Rudolf Basin* : 12-23. - Chicago : Univ. Press.

CARATINI (C.), GRESSE (P.), 1979. — Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *C.R. Acad. Sci. Paris (D)*, 288 : 379-382.

CITA (M.B.), VERGNAUD-GRAZZINI (C.), ROBERT (C.), CHA-

- MLEY (H.), CIARANFI (N.), D'ONOFRIO (S.), 1977. — Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 8/2 : 205-235.
- COETZEE (J.A.), 1967. — *Pollen analytical studies in East and Southern Africa*. - Cape Town : Balkema. - (Palaeoecology of Africa. 3).
- FAURE (H.), 1969. Lacs quaternaires du Sahara. *Mitt. Int. Verein. Limnol.*, 17 : 131-146.
- GASSE (F.), 1977. — Evolution of lake Abhé (Ethiopia and T.F.A.I.) from 70.000 B.P. *Nature*, 265 : 42-45
- GASSE (F.), DELIBRIAS (G.), 1977. — Les lacs de l'Afar central (Éthiopie et T.F.A.I.) au Pléistocène supérieur. In : HORIE S. (Ed.), *Palaeolimnology of lake Biva and the Japanese Pleistocene*, 4 : 529-575
- HAMILTON (A.), 1982. — *Environmental history of East Africa. A study of the Quaternary*. London : Academic Press, 328 p.
- PERROTT (A.), STREET-PERROTT (F.A.), 1982. — New evidence for a Late Pleistocene wet phase in the northern intertropical Africa. In : COETZEE J.A., VAN ZINDEREN BAKKER E.M. (Eds.), *Palaeoecology of Africa*, 14 : 57-75. Rotterdam : Balkema.
- SERVANT (M.), 1973. — *Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur*. Univ. Paris : Thèse Doct., *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 159, Paris, 1983, 573 p.
- STREET (F.A.), 1979. — *Late Quaternary lakes in the Ziway-Shala basin, southern Ethiopia*. Cambridge Univ. : PhD Thesis.
- VINCENS (A.), 1986. — Diagramme pollinique d'un sondage Pléistocène supérieur-holocène du lac Bogoria-Kenya. *Rev. Palaeobot. Palyno.*, 47 : 169-192.

## Végétations holocènes dans le Sahara central

K. NEUMANN, E. SCHULZ<sup>(1)</sup>

### INTRODUCTION

Pour définir les climats anciens, on ne dispose que d'un nombre restreint de témoignages directs. Pour pouvoir parler en terme de paléotempérature, il est nécessaire d'essayer de reconstruire les types de paysages et notamment la végétation. C'est seulement une comparaison des résultats obtenus à partir de méthodes diverses qui peut servir de base à des discussions constructives pour interpréter les paléoclimats.

La végétation actuelle du Sahara est limitée au Nord par les « semi-déserts » et au Sud par une zone de transition aux savanes du Sahel. (Carte 1 (MONOD, 1954, SCHULZ, 1986)). Au Niger, deux enclaves de savanes persistent sur les Hauts Plateaux de l'Air et sur les plateaux d'Agadem Homodji vers l'Est, ce qui démontre l'existence d'un seuil écologique de transition, du désert à la savane.

Pendant longtemps, l'existence à l'Holocène d'un seuil de transition désert, savane, ne nous paraissait pas claire, malgré les profonds changements de

paysage mis en évidence par diverses études pédologiques, géomorphologiques, limnologiques ou archéologiques.

### LES DONNÉES PALYNOLOGIQUES ET ANTHRACOLOGIQUES

Nous avons obtenu récemment des profils polliniques, dans le Nord du Mali (Taoudenni), dans le Sud-Ouest de la Lybie (Tadrart Acacus, dans le Nord-Est du Niger (Séguédine). Dans le Ténéré central (Fachi-Dogombolo) l'étude d'une concentration de charbons de bois apporte des informations paléobotaniques complémentaires. Ces sédiments riches en pollen et en macrorestes se sont déposés pendant une période comprise entre 8 000-6 000 ans B.P., sauf à Taoudenni et à Tadrart Acacus où les sédiments se sont déposés durant une période un peu plus récente. A Taoudenni, Séguédine et Fachi, ce sont des dépôts lacustres ou de sebkhas, situés dans des dépressions fermées, face à des cuestas ; dans l'Acacus, il s'agit de couches intercalées dans des sites archéologiques (PETIT-MAIRE, 1986 ; SCHULZ, 1986).

(1) *Geographisches Inst. Des Universität Würzburg, Würzburg D-8700. RFA.*

### LÉGENDE DE LA FIGURE 1

1 : Forêts méditerranéennes (*Quercus, Cedrus, Pistacia, Pinus*, etc.). 2 : Steppes méditerranéennes (*Stipa, Lygeum*). 3 : Végétation côtière et des chotts, à *Chenopodiaceae*. 4 : Semi-désert (*Artemisia, Ephedra, Retama, Chenopodiaceae*). 5 : Végétation contractée désertique (*Acacia, Panicum, Tamarix, Stipagrostis*). 6 : Végétation éphémère. Acheb. 7 : Landes diffuses dans les hautes montagnes du Sahara central (*Artemisia, Ephedra, Pentzia*). 8 : Savane à *Acacia, Commiphora, Rhus*, des hauts Plateaux de l'Air méridional. 9 : Savanes à *Maerua* des Plateaux du Sud-Est du Niger. 10 : Végétation semi-diffuse à *Acacia, Panicum*. Végétation des grands Oueds. 11 : Végétation diffuse à *Acacia, Panicum*. Désert - Savane. 12 : Savane à *Commiphora, Acacia*. 13 : Savane à *Acacia, Leptadenia, Commiphora*. 14 : Savane à *Piliostigma, Bauhinia, Acacia*. 15 : Brousse épineuse (« thorn bush ») à *Acacia* sur les plaines d'inondation autour du lac Tchad. 16 : Savane à *Combretaceae*. 17 : Savane à *Parkia, Butyrospermum, Terminalia*. 18 : Savane à *Isobertinia, Daniellia, Pterocarpus*. 19 : Savane à *Isobertinia, Carissa, Ficus* sur le plateau de Jos. 20 : Savanes et Forêts claires/sèches à *Azefelia, Lophira lanceolata*. 21 : Savanes à *Albizzia, Milletia, Fagara*. 22 : Mosaïque de Savanes et Forêts à *Terminalia, Piptadeniastrum*. 23 : Forêt à *Lophira alata, Piptadeniastrum, Caesalpiniaaceae*. 24 : Savanes et Forêts submontagnardes à *Carapa, Pentadesma, Ficus*. 25 : Forêts et Landes montagnardes à *Adenocarpus, Gnidia, Hypericum*. 26 : Forêts côtières à *Ficus, Celtis, Cynometra*. 27 : Mangroves à *Avicennia, Rhizophora*. 28 : Végétation ripicole dans ces diverses formations. Localisation des sites ① Taoudenni, ② Tadrart Acacus, ③ Seguedine, ④ Fachi Dogombolo, d'après SCHULZ, 1986 b.

*Taoundenni et Séguédine* (fig. 1, sites 1 et 3)  
 Les résultats des analyses palynologiques des strates de l'Holocène moyen mettent en évidence l'existence d'une végétation ouverte caractérisée par des groupements à *Acacia*, *Maerua*, *Capparis*, *Grewia*, *Cassia*,

etc., et surtout des Graminées et des Cypéracées (*Cyperus conglomeratus*) dans les parties dunaires. Dans les régions dunaires du Sahara central, les forts pourcentages de Graminées et de Cypéracées dans la pluie pollinique actuelle indiquent la transition du

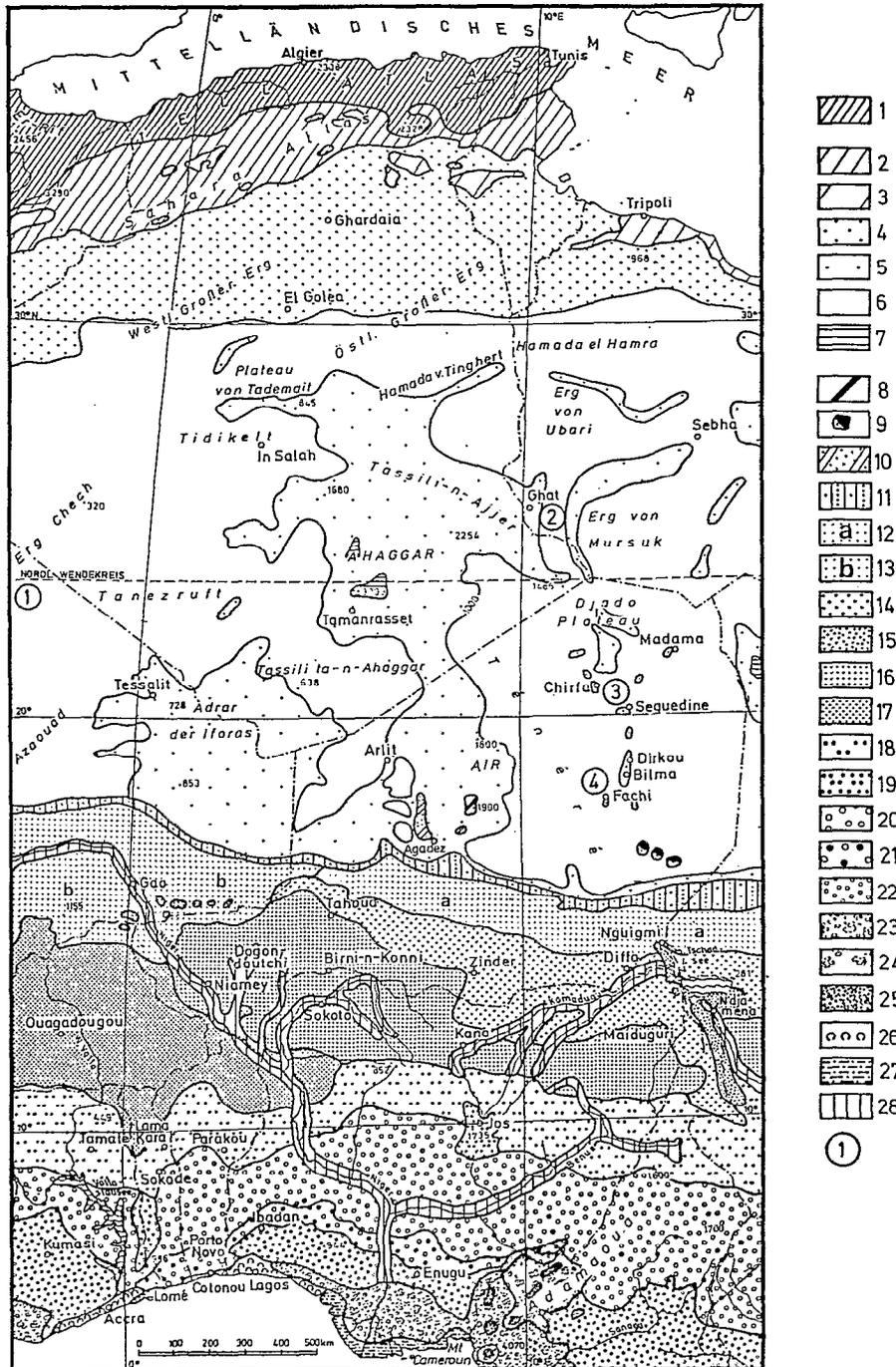


Fig. 1. — Carte schématique de la végétation actuelle dans les parties centrales de l'Afrique du Nord et de l'Ouest.

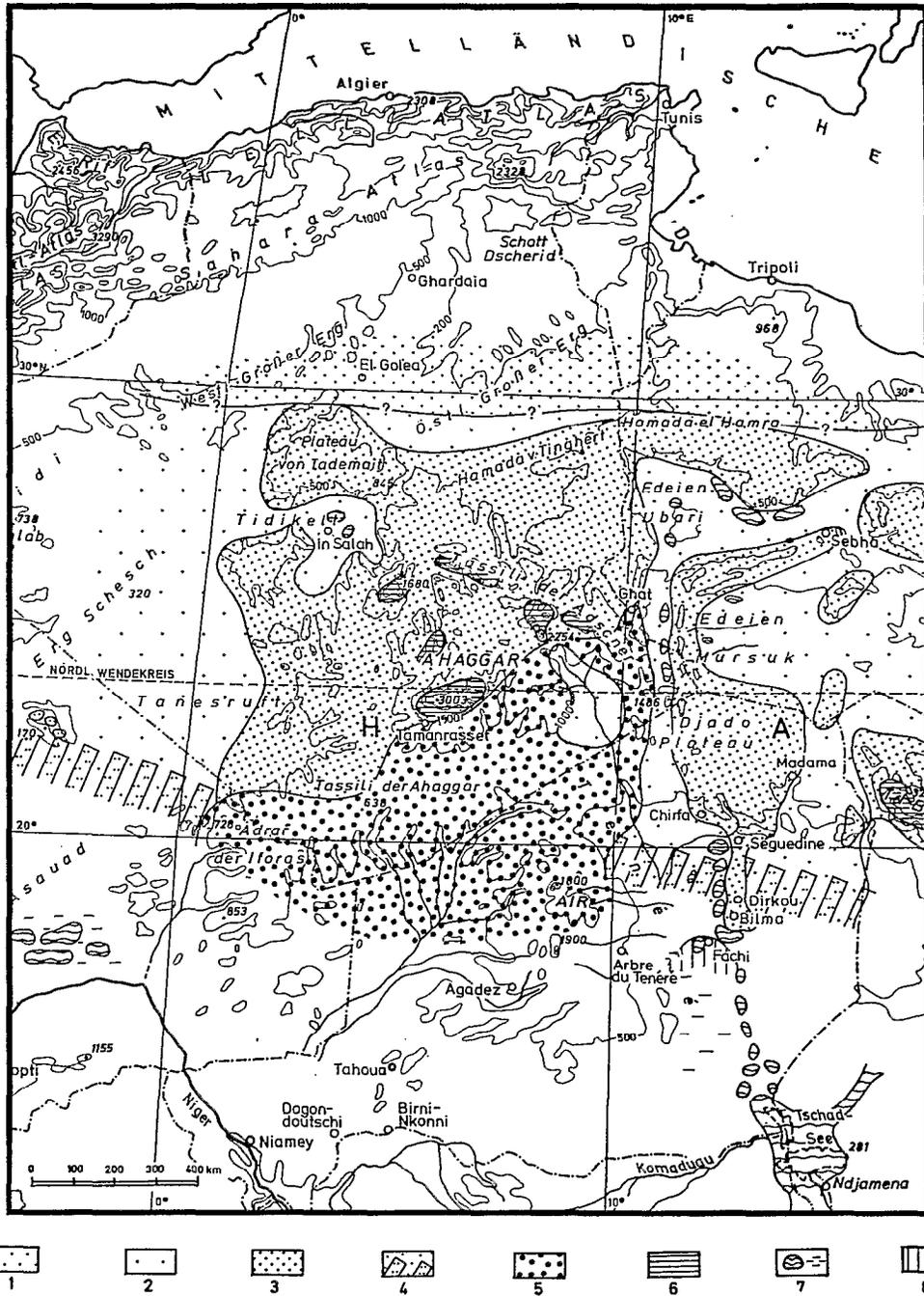


Fig. 2. — Reconstruction schématique de la végétation du Sahara central et méridional à l'Holocène moyen (8 000-6 000 ans B.P.).

1 : Semi-désert. 2 : Végétation ouverte à Graminées et Arbustes divers. 3 : Savane à *Maerua*, *Acacia*, *Capparis* sur les plateaux de Bilma, Djado, Mangueni, Messak, ainsi que Formations à *Acacia* et *Panicum*. 4 : Transition avec les Savanes Sahéliennes à *Acacia*, *Gramineae*, *Cyperus conglomeratus*. 5 : Savane à *Acacia*, *Commiphora*, *Bauhinia*. 6 : Landes à *Artemisia*, *Ephedra* et Boisements à *Olea*, *Myrtus*, *Erica* sur les hautes montagnes du Sahara central. 7 : Lacs, rivières et marécages (schéma). 8 : Savane soudanaïenne à *Terminalia*, *Euphorbia* et *Sterculia*, d'après SCHULZ, 1986 b.

désert à la savane (COUR, DUZER, 1976 ; SCHULZ, 1986). On peut donc penser que le seuil écologique a été franchi pendant l'Holocène moyen.

#### *Tadrart Acacus* (fig. 1, site 2)

Les spectres polliniques montrent que la végétation de type *Acacia*, *Panicum* était plus étendue qu'actuellement mais sans avoir atteint la savane véritable.

#### *Fachi-Dogombolo* (fig. 1, site 3)

Des charbons de bois, situés dans un niveau sableux intercalé dans des diatomites, ont permis de déterminer une flore de type soudanien avec *Ximenia*, *Terminalia*, *Euphorbia*, *Sterculia*, *Celtis*, *Ficus*, *Crataeva*, et *Boscia salicifolia*. Cette flore est datée de  $7\ 010 \pm 150$  ans B.P.

#### CONCLUSIONS

Pour l'Holocène moyen (8 000-6 000 ans B.P.) on constate que la limite Sahara-Sahel s'est déplacée vers le Nord, du 22° au 20° de latitude N, c'est-à-dire approximativement d'environ 400 km au Nord de sa limite actuelle.

Au Niger et en Libye, on a pu mettre en évidence un gradient écologique du Sud vers le Nord, caractérisé au Sud par une végétation soudanienne (mise en évidence pour la première fois par l'étude de charbons de bois) et plus au nord par une végétation

sahélienne et saharienne déterminées par l'étude des spectres polliniques (fig. 2).

En ce qui concerne la partie montagneuse du Sahara méridional et central, en se basant tout d'abord sur la dynamique de la végétation actuelle et ensuite sur les données polliniques obtenues dans ces montagnes et dans les sites de Tadrart Acacus. On peut conclure pour cette époque à la présence d'une savane de type *Acacia*, *Commiphora*, *Bauhinia* et *Rhus*.

Vers l'Est, sur les plateaux de Bilma, Djado, Mangeni et Messak, il y avait également une savane, mais plus pauvre, de type *Maerua*, *Capparis* et *Acacia*.

Vers le Sud, l'absence actuelle de sites et le rôle prépondérant du facteur humain sur la composition et l'extension actuelle des savanes ne nous permettent pas pour le moment de proposer une répartition de la végétation dans cette région.

Au cours des périodes plus récentes de l'Holocène moyen (6 000-4 000 ans B.P.) on constate un appauvrissement de cette végétation et l'installation d'une végétation saharienne.

A partir de 4 000 ans B.P., on aboutit à l'état actuel de la végétation.

En ce qui concerne les paléoclimats au cours de l'Holocène moyen, cette région était influencée par la prédominance de la mousson dont le rôle est déduit par les apports polliniques à longue distance.

Une interaction avec les cyclones atlantiques a pu exister, mais son importance devait être faible.

#### BIBLIOGRAPHIE

- COUR, DUZER, 1976. — Persistance d'un climat hyperaride au Sahara méridional et central au cours de l'Holocène. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 17 : 175-198.
- MONOD (Th.), 1986. — The Sahel zone north of the Equator. *In* EVENARY *et al.* (eds) : Hot deserts and arid shrublands : 203-243.
- PETIT-MAIRE (N.), 1986. — Paleoclimates in the Sahara of Mali : a multidisciplinary study. *Episodes*, 9/1 : 7-16.

- SCHULZ (E.), 1986 a. — Present pollen rain between the Mediterranean and the Atlantic Ocean. A Libya-Togo transect. *In* Inqua Conf. « Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire » (Dakar) : 431-433.
- SCHULZ (E.), 1986 b. — Zur vegetation der Sahara und Ihrer Randgebiete. *Würzburger Geogr. manuskript*, 16 : 52-64.

## La dépression de Taoudenni (Sahara malien) à l'Holocène\*

N. PETIT-MAIRE <sup>(1)</sup>, J. FABRE <sup>(2)</sup>, P. CARBONEL <sup>(3)</sup>,  
E. SCHULZ <sup>(4)</sup>, A.-M. AUCOUR <sup>(1)</sup>

La partie malienne du Sahara s'étend au Nord de la boucle du Niger, entre 17° et 24° N. C'est une région hyperaride peu connue où les précipitations annuelles moyennes ne dépassent guère 60 mm au Sud et 5 mm au Nord (chiffres donnés par Dubief en 1963). Nous y avons étudié trois régions qui constituent des bassins hydrologiques différents (fig. 1). A l'Est, jusqu'à Tagnout-Chaggeret et l'Erg Ine Sakane, celle qui est encore proche de la vallée du Tilemsi, de l'Adrar des Iforas et du Timétrine a pu, pendant les périodes humides passées, recevoir les eaux de ces derniers mais aussi peut-être du Hoggar même, par l'oued Tamarrasset. Au Sud, l'Azaouad, très plat (la pente n'est que de 8 m sur les 250 km au N. de Tombouctou), est lié à la nappe du Niger et en a reçu à l'Holocène des effluents de surface (RISER et PETIT-MAIRE, 1986). Enfin, la région située entre le Dhar Knachich et Thraza, proche du Tropique du Cancer, est la plus isolée géographiquement. Ces trois régions se sont révélées très riches en dépôts lacustres ou marécageux holocènes, associés à des flores et des faunes sahéliennes ou même, au Sud, soudanaises : par 19°20' N, à 70 km au N.W. d'Araouane, une chaîne trophique complète de savane boisée existait vers 7 000 B.P. (même la girafe n'y manquait pas) alors que douze espèces de grandes antilopes, des rhinocéros, des hippopotames et des éléphants fréquentaient, à Tagnout-Chaggeret et jusqu'à Kesret-el-Gani, les bords de lacs peuplés de poissons et de crocodiles (PETIT-MAIRE et RISER, 1981 et 1983 ; PETIT-MAIRE, 1986). Nous ne reprendrons pas ici les résultats, déjà connus, de ces recherches et nous bornerons aux nouvelles données obtenues sur un point précis de la plus septentrionale de ces régions : la dépression de Taoudenni qui s'étend sur quelques 150 km entre Agorgott (23° N/4° W) et El Guettara (22° N/3° W) (FABRE, 1983).

**La région de Taoudenni**, célèbre dans toute l'Afrique de l'Ouest par ses mines de sel, constitue un bassin endoréique dont l'altitude moyenne n'est que de 200-250 m. Elle ne reçoit aucune eau de surface

hors de son propre bassin versant (environ 3 400 km<sup>2</sup>) et la structure géologique profonde interdit toute communication souterraine entre elle et les aquifères liés au Niger (VILLEMUR, 1967 et rapports comm. pers.). Sa situation très continentale élimine toute influence océanique de quelque importance. En outre, aucun effet anthropique n'a jamais perturbé son évolution naturelle : la vie préhistorique n'a jamais été assez développée pour agir sur les biotopes et, en dehors d'une ou deux pistes caravanières de moins en moins fréquentées, l'homme, même nomade, ne peut actuellement y vivre, en dehors du village même de Taoudenni, à proximité de trois puits. Ainsi, cette région constitue, par son climat extrême et par son isolement géographique et hydrologique, un témoin idéal : les variations observées pourront être attribuées à des facteurs climatiques locaux purs. En outre, il était encore douteux que la phase humide connue à l'Holocène au Sahel ou au Sahara méridional et septentrional ait atteint le cœur même du désert, proche du Tropique, l'une des zones les plus désolées du monde.

Nous y avons observé dans deux paléolacs distincts des séquences sédimentaires continues fossilifères, déposées à l'Holocène dans la zone de contact entre le grand glaciaire karstique de la Hammada-el-Haricha, au NE, et les argiles gypsifères imperméables du « pays rouge » carbonifère, au SW (fig. 2). Le lac saumâtre d'Agorgott, au creux du bassin, a évolué en sebkha et le sel y est exploité depuis le XVI<sup>e</sup> siècle. Celui d'Hajjad a laissé des accumulations carbonatées de 4 à 6 m d'épaisseur dont les restes ruiformes, bien lités, découpés par les vents violents de cette zone soumise à une forte déflation (FABRE et MAINGUET, 1984), ont fourni une riche faune d'Ostracodes et de Mollusques d'eau douce (cf. photos couvertures PETIT-MAIRE et RISER, 1983 et PETIT-MAIRE, 1986). L'évolution hydrologique de ces deux lacs a pu être bien datée et corrélée.

On peut distinguer trois épisodes : l'installation de la phase humide (9 000-8 300 B.P.), un optimum hydrologique (8 300-6 700 B.P.) et une détérioration clima-

\* Cet article est une contribution au PICG n° 252.

(1) Lab. Géol. Quaternaire, CNRS, Case 907, Université Marseille-Luminy, 13288 Marseille Cedex 2.

(2) Centre Géol. Géophysique, Place Eugène-Bataillon, 34060 Montpellier Cedex.

(3) Lab. Géol. et Océanol., Université Bordeaux I, 33405 Talence Cedex.

(4) Geographisches Inst. der Universität Würzburg, D 8700 Würzburg, RFA.

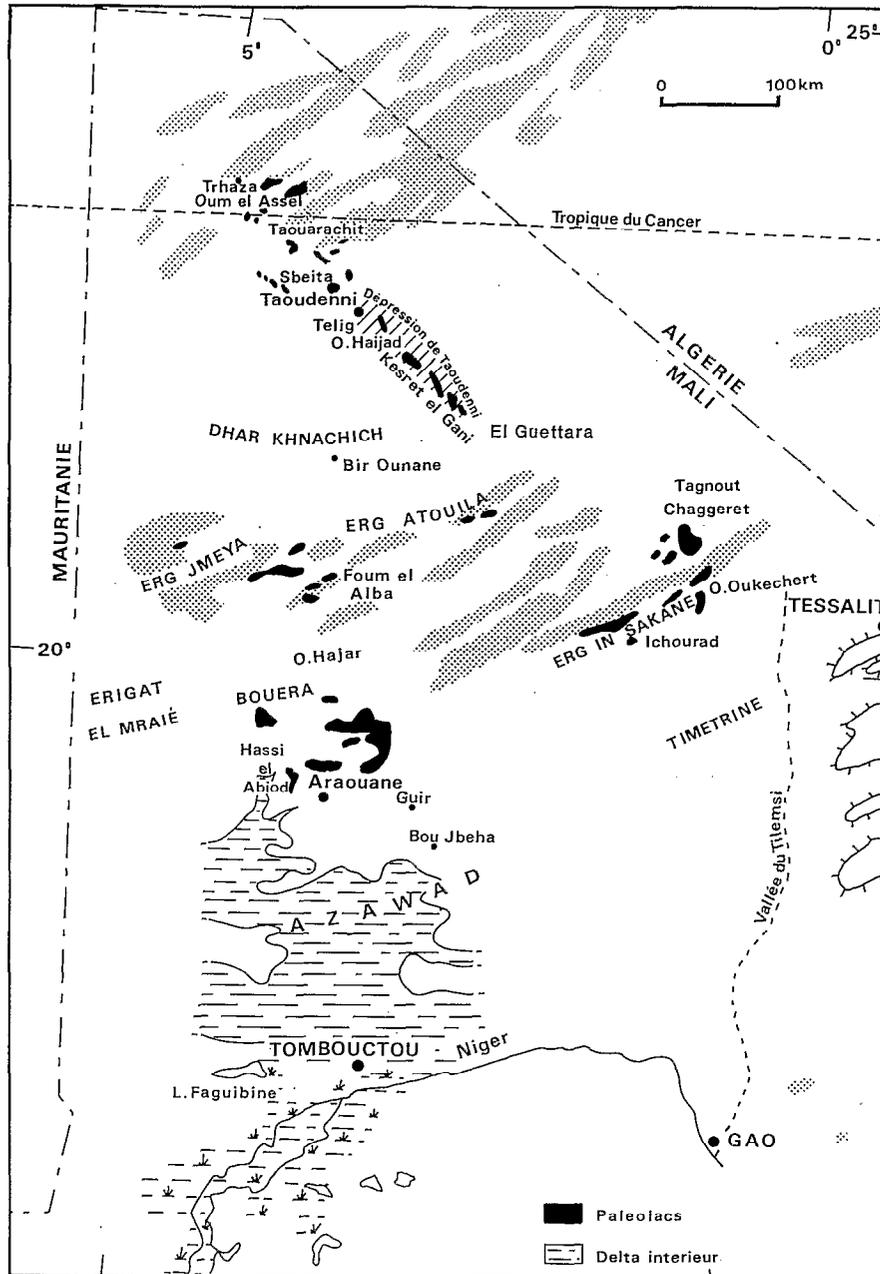


Fig. 1. — Lacs holocènes observés au Sahara malien. Noter, au Nord, la dépression de Taoudenni.

tique (6 700-4 500 B.P.) suivie de l'entrée dans une nouvelle phase aride (4 500-4 000 B.P.). Ainsi, dans cette région, l'humide a-t-il été plus court que dans les deux autres, mentionnées *supra*, soumises à des influences extérieures (fig. 3).

#### DÉBUT DE LA PHASE HUMIDE

Dans d'autres coupes au Sahara malien (PETIT-MAIRE, 1986), les premières traces d'humidité consistent en un remaniement hydrique des épaisseurs

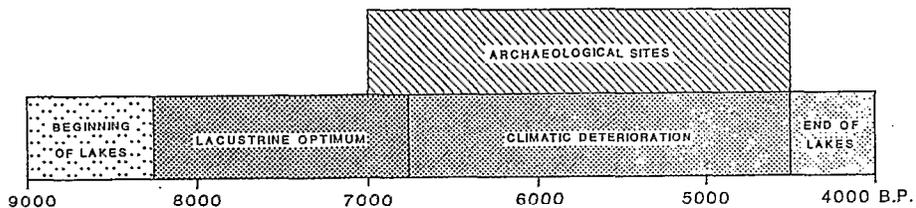
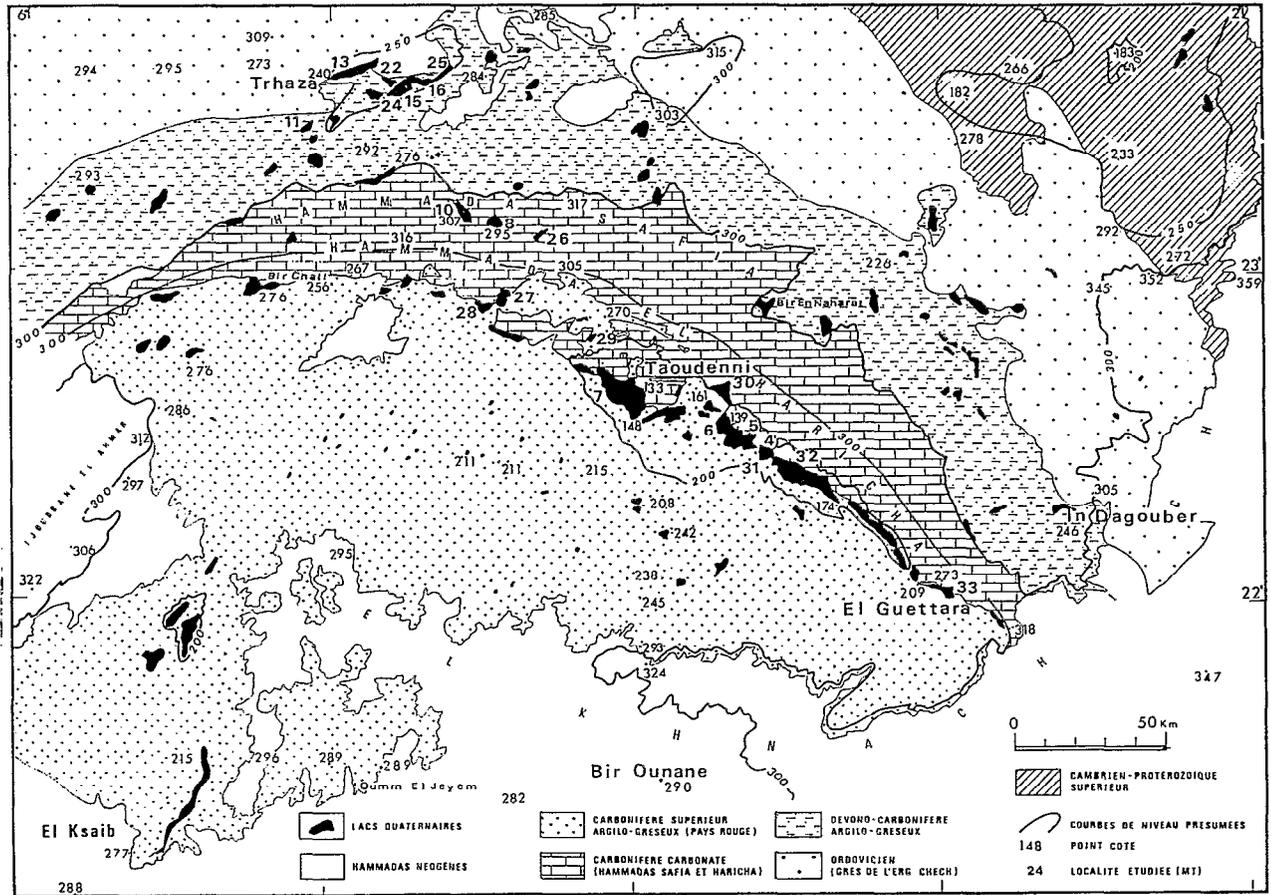


Fig. 2. - Lacs et évolution holocène des environnements dans la dépression de Taoudenni (22°-23° N) (carte J. FABRE).

sableuses du Pléistocène supérieur. Dans la dépression de Taoudenni, la déflation a enlevé tous les dépôts récents et mis à nu le plancher argileux carbonifère : ce sont donc ses argiles rouges qui y sont remaniées ; des sols marécageux se forment. A 8 800 B.P., des nappes d'eau peu profondes existent à Telig et Sbeita (fig. 1). L'on peut fixer à environ 9 000 B.P. l'âge du changement climatique à cette latitude. Cependant, bien que des Mollusques d'eau douce colonisent déjà les marais, de petites fentes de dessiccation et de fines croûtes calcaires évoquent encore des précipitations faibles et irrégulières, peut-être à saisonnalité marquée.

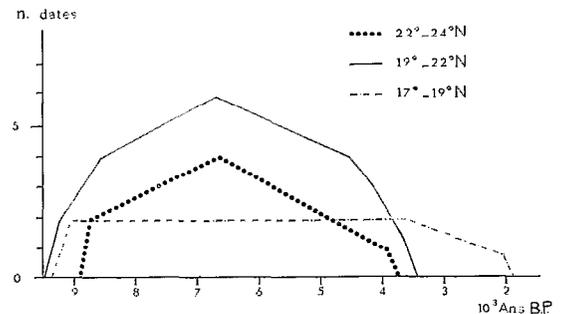


Fig. 3. - Phases lacustres au Sahara malien.

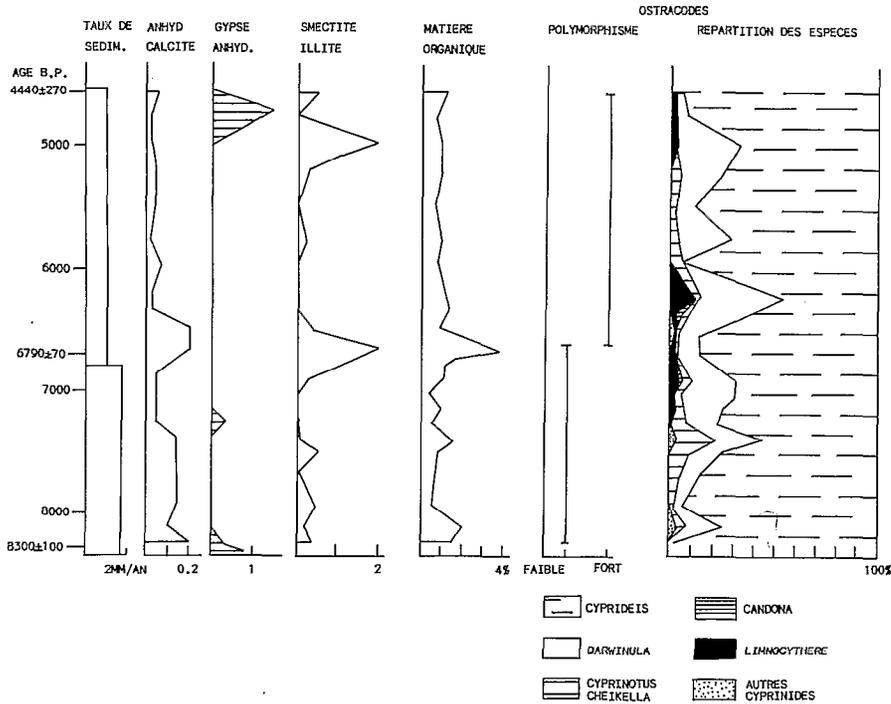


Fig. 4. — Dépôts lacustres de l'Oued Haijad. Variations de la sédimentation et des faunes d'Ostracodes.

Rappelons que, dans la région de l'Erg Ine Sakane, par  $20^{\circ}40'/21^{\circ}$  N, de grands lacs existaient déjà à  $9\,320 \pm 260$  B.P. (RISER *et al.*, 1983 ; HILLAIRE-MARCEL, 1983 ; PETIT-MAIRE, 1986).

#### PHASE LACUSTRE (EAU PERMANENTE)

Sur la bordure du lac d'Haijad, des coupes naturelles continues exposent des boues carbonatées et des argiles, très fossilifères, datées sur coquilles de Mollusques de  $8\,300 \pm 100$  B.P. à la base et  $4\,440 \pm 270$  B.P. au sommet. Ces sédiments contiennent très peu de fragments siliclastiques ; à la base, on retrouve quelques éléments remaniés du substratum mais, dans l'ensemble, l'absence de traces de courants ou de rides est remarquable. Le taux de sédimentation a pu être estimé, dans deux secteurs du lac, à 2,6 mm/an et 1,6 mm/an. Le rapport illite/smectite et la proportion de matière organique varient dans les coupes. Des fentes de dessiccation marquent les buttes témoins proches du rivage lacustre et des niveaux à *Phragmites in situ*, à 100-150 m du haut rivage, témoignent également de variations de niveau importantes, bien que le lac n'ait jamais connu de dessiccation totale jusqu'à 4 500 B.P.

Aucun pollen n'a été retrouvé à Haijad (sans doute en raison de processus d'oxydation).

La faune aquatique, au contraire, est très riche. Les Mollusques, parmi lesquels les espèces indiquant une faible salinité (*Bulinus truncatus*, *Biomphalaria*

*pfeifferi*, *Lymnaea natalensis*, *Corbicula africana*, *Caelatura lacoini*) sont irrégulièrement associés à *Melania tuberculata*, plus euryhaline, confirment de légères variations du milieu lacustre. Les Ostracodes sont très abondants (plus de 1 000 individus par échantillon). Le spectre faunique, relativement monotone, est toujours composé au moins à 50 % (mais le plus souvent à plus de 75 %) de *Cyprideis* ; d'autres espèces (*Darwinula* sp. 1 et *Cyprinotus*) se retrouvent également tout au long de la coupe dans la proportion de 1 à 8 %. L'abondance des *Cyprideis* indique des eaux à salinités faibles, bien que variables ; l'analyse des rapports Sr/Ca et Mg/Ca dans les carapaces de cette espèce les situent entre 2 et 5 à 6‰ (de DECKER, comm. pers.). Pendant cet épisode, le polymorphisme est faible : seuls deux morphotypes sont présents avec une dominance de l'un à 90 %, ce qui témoigne d'un contraste saisonnier peu marqué. La présence constante de *Darwinula* implique des eaux permanentes ; leur courbe varie à l'inverse de celle des *Cyprinotus* qui indiquent des périodes de bas niveaux avec émergence de la zone littorale et confirment les observations *supra*.

Le lac d'Agorgott, dans l'attente d'un carottage plus profond (prévu par notre équipe en 1987) a permis l'observation de coupes continues couvrant la période de 7 000 B.P. à l'actuel. Son évolution a pu être mise en parallèle avec celle du lac d'Haijad ; bien qu'il s'agisse cette fois d'un lac saumâtre où la vie animale n'a guère pu se développer, des bois flottés abondants ont permis d'en dater l'histoire.

La base des coupes correspond encore à l'optimum lacustre ; elle est constituée de boues glauabériques et magnésiennes, riches en matière organique, en smectites et thénardite qui contiennent des cristaux de sel épars. Trois minces couches de sel impliquent de courts épisodes de bas niveaux ; la couche médiane contient des restes végétaux (*Acacia* et plantes aquatiques) qui ont livré un âge de  $6\,760 \pm 110$  B.P. : cette date correspond également à un bas niveau du lac d'Haijad daté, sur un sol marécageux remplissant des fentes de dessiccation, à  $6\,790 \pm 70$  B.P. (PETIT-MAIRE, 1986). Les argiles intercalées montrent des lamines varvées, claires et foncées, qui pourront être étudiées (en termes de variations saisonnières ?) avec précision.

Les Ostracodes ne sont présents que très sporadiquement dans ces couches. Il s'agit toujours d'une monospécificité à *Cyprideis*. Les individus, peu nombreux (moins de 10 par échantillon) sont mal calcifiés, monomorphes et souvent juvéniles. Ils témoignent donc déjà d'un biotope peu favorable.

A la différence de Haijad, ces dépôts d'Agorgott ont livré un contenu important de pollens soudaniens et sahéliens (*Combretaceae*, *Sapindaceae*, *Securinega*, *Diospyros*, *Celtis*, *Lannaea*, *Acacia*, *Maerua*, *Salvadora*, *Capparis*, *Cadaba*, *Fagonia*, *Cassia*, *Grewia*) démontrant — comme les bois flottés de plantes non halophiles — l'existence d'un biotope terrestre très différent de l'actuel (SCHULZ, 1987).

DÉTÉRIORATION CLIMATIQUE (6 700-4 500 B.P.)

Tous les éléments (sédimentation, flores, faunes) réunis dans les deux lacs considérés s'accordent pour définir un changement climatique à partir de 6 700 B.P. environ.

A Haijad, le taux de sédimentation tombe à 0,5 mm/an à partir de cette date. Un changement net se manifeste dans la faune d'Ostracodes par l'apparition sporadique de *Candona neglecta* (jusqu'à 5 000 B.P.) et *Limnocythere africana* (jusqu'à 4 500 B.P.), dans une proportion de 5 à 15%. Par ailleurs, la présence et l'abondance locale de *Limnocythere*, dans un niveau peu postérieur à 6 700 B.P., indiquent une alcalinité relativement forte. Pendant cet épisode, le polymorphisme des *Cyprideis* augmente avec la présence de quatre morphotypes en proportions relativement comparables. Ces données confirment l'augmentation de la salinité du lac après 6 700 B.P. et concordent avec des observations du même type dans le Sahara septentrional, où un contraste saisonnier beaucoup plus marqué est également indiqué alors par la faune d'Ostracodes (FONTES *et al.*, 1986).

A Agorgott, d'épaisses couches de halite, séparées par des lits d'argile et de glauabérite, vont se déposer (on peut les estimer à 7 millions de tonnes au total dans un lac de 16 km<sup>2</sup>!).

Pendant cet épisode, les lacs restent permanents, mais, relativement à l'épisode optimal précédent, un changement important du rapport Précipitation/Évaporation est cependant traduit par l'ensemble des données (fig. 4).

Notons qu'aucune couche sableuse n'a été observée dans les coupes pendant toute la phase lacustre (même sous forme de voile léger), ce qui exclut une reprise de l'activité éolienne (et donc un épisode climatique aride) pendant les 4 000 ans de la vie du lac de Haijad. Ces données sont en contradiction avec les données d'autres auteurs sur l'existence d'un épisode aride intercalé dans l'Holocène.

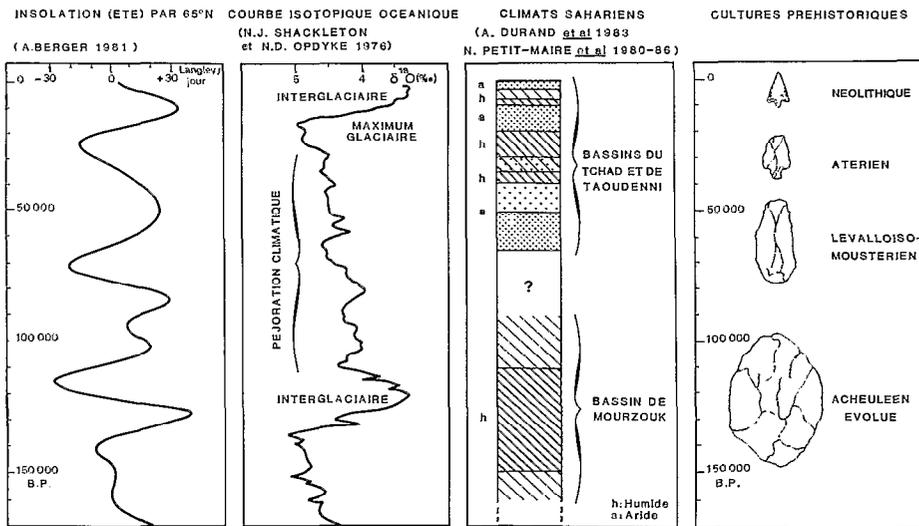


Fig. 5 — Relations entre les variations de l'insolation terrestre et de la cryosphère avec les climats de deux bassins sahariens et des civilisations préhistoriques.

L'environnement terrestre, traduit par les pollens, accuse un éclaircissement et un appauvrissement progressifs de la végétation à partir de 6 000 B.P. La présence de sites préhistoriques, datés 7 000-5 700 B.P. dans cette région, et les restes de grands mammifères de savane sahélienne (éléphants, rhinocéros, hippopotames, antilopes) qui leur sont associés à Kesret-el-Gani (fig. 1) confirment la persistance d'un biotope terrestre favorable à la vie. La courte durée de l'occupation humaine peut être attribuée au temps de migration après le long aride du Pléistocène supérieur (20 000-9 000 B.P.) à cette latitude et à la rapide dégradation des sources de nourriture après l'optimum.

#### FIN DE LA PHASE HUMIDE

Les lacs de la partie SE de la dépression (entre Guettara et Maglizen), situés quelques mètres plus haut que ceux précédemment décrits, accusent les premiers l'apparition de plus en plus fréquente de travertins qui finissent par couvrir toute la série. A Guettara, des fragments décimétriques de travertins mêlés à des *Melania* témoignent de l'irruption dans le lac de coulées impliquant un ruissellement brutal, caractéristique des climats arides. Le lac d'Haijad s'assèche vers 4 500 B.P., tandis qu'à Agorgott, ce n'est que vers 4 000 B.P. que l'approche de la fin du lac est annoncée par des fentes de dessiccation sur ses bords. Des saupoudrages sableux indiquent une reprise éolienne. Le sommet des sections passe brusquement à des grès argileux rouges grossiers, aujourd'hui labourés par les efflorescences salines de la sebkha. L'absence de sel dans les couches supérieures doit indiquer une brusque baisse de la nappe, due à une réduction drastique des précipitations.

Des Pulmonés terrestres (*Zoothecus insularis*, dét. J.C. Rosso) vivent encore dans le remplissage argi-

leux de travertins pléistocènes jusque vers 4 500 B.P. mais l'homme a quitté la région. La végétation, à 4 000 B.P., a rejoint le type saharien fondamental. Le désert est à nouveau installé.

Notons, à titre préliminaire, que les dépôts lités bien datés de Haijad, comme ceux d'Agorgott, ont permis de tenter une première approximation de calcul de séquences séculaires ou annuelles. Il semble que des rythmes de l'ordre de 360, 250 et 50 ans sont enregistrés : ils pourraient correspondre à ceux décrits par FAIRBRIDGE (1986), FAURE (1981), MÖRNER (1984) et LORIUS (1985). Cependant, une étude devra être menée sur carottes, en laboratoire, pour préciser ces premières données relevées sur le terrain.

#### CONCLUSIONS

La région isolée et aujourd'hui hyperaride de Taoudenni a donc connu, à l'Holocène, un climat lié à des précipitations locales que l'on peut estimer, étant donné le fort taux d'évaporation à ces latitudes, 50 à 100 fois plus importantes que celles reçues actuellement (5 mm) dans cette zone de hautes pressions quasi-permanentes. Le modèle présenté par BERGER (1978) montrait qu'à 8 000 B.P. les pressions devaient être beaucoup plus faibles sur l'Afrique entre 15° et 35° N. Nos données le confirment et cette situation a donc favorisé l'arrivée d'air humide jusqu'à une zone située 600 km au Nord du front actuel des moussons et l'installation d'un biotope permettant une vie végétale, animale et humaine de type sahélo-soudanien.

L'étude de la dépression de Taoudenni nous fournit l'exemple d'un cas limite, *minimal*, des effets sur un continent de la situation interglaciaire enregistrée par la cryosphère (LORIUS, 1985) en liaison avec les variations d'insolation (BERGER, 1981 ; BERGER et TRICOT, 1986) (fig. 5).

#### BIBLIOGRAPHIE

- BERGER (A.L.), 1978. — Long-term variations in daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmosph. Sci.*, 35/12 : 2362-2367.
- BERGER (A.), (ed.), 1981. — Climatic variations and variability. Facts and theories. Reidel. Dordrecht.
- BERGER (A.J.), et TRICOT (C.), 1986. — Global climatic change and astronomical theory of palaeoclimates. In : A. CAZENAVE Ed. Earth Rotation : solved and unsolved problems. Reidel Publ.
- DUBIEF (J.), 1963. — *Le climat du Sahara*. Alger : Institut des Recherches sahariennes. 270 p. (Mémoire).
- FABRE (J.), 1983. — Esquisse stratigraphique préliminaire des dépôts lacustres quaternaires. In : PETIT-MAIRE N., RISER J. (Eds.). *Sahara ou Sahel ? Quaternaire récent du Bassin de Taoudenni* : 421-441.
- FABRE (J.), MAINGUET (M.), 1984. — L'ablation éolienne en climat hyperaride : son rôle dans la genèse de la dépression de Taoudenni (Mali). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299 (II), 13 : 887-892.
- FAIRBRIDGE (R.W.), 1986. — Monsoons and paleomonsoons. *Episodes*, 9/3 : 143-149.
- FAURE (H.), GAC (Y.), 1981. — Will the sahelian drought end in 1985 ? *Nature*, 291, 5815 : 475-478.
- FONTES (J.C.), GASSE (F.), CALLOT (Y.), PLAZIAT (J.C.), CARBONEL (P.), DUPEUBLE (P.), KACZMARSKA (I.), 1985. — Freshwater to marine-like environments from Holocene lakes in northern Sahara. *Nature*, 317 : 608-610.
- HILLAIRE-MARCEL (C.), 1983. — Paléohydrologie isotopique des lacs de l'erg Ine Sakane. In : PETIT-MAIRE N., RISER J. (Eds.). *Sahara ou Sahel ? Quaternaire récent du Bassin de Taoudenni* : 87-96.
- LORIUS (C.), JOUZEL (J.), RITZ (C.), MERLIVAT (L.), BARKOV (N.), KOROTKEVICH (Y.), and KOLYATKOV (V.), 1985. — A 150 000 years climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 316 : 591-596.
- MÖRNER (N.A.), 1984. — Concluding remarks. In : MÖRNER N.A. and KARLEN W. (Eds.). *Climatic changes on a yearly to millennial basis* : 637-652.
- PETIT-MAIRE (N.), 1986. — Paleoclimates in the Sahara of Mali : a multidisciplinary study. *Episodes*, 9/1 : 7-16.

- PETIT-MAIRE (N.), RISER (J.), 1981. — Holocene lake deposits and palaeoenvironment in central Sahara, northeastern Mali. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 35 : 45-61.
- PETIT-MAIRE (N.), RISER (J.) (Eds.), 1983. — *Sahara ou Sahel ? Quaternaire récent du Bassin de Taoudenni* : 473 p. Librairie du Muséum nat. d'Histoire nat., Paris.
- PETIT-MAIRE (N.), RISER (J.), 1987. — Holocene palaeohydrography of the Niger. *Paleoecology of Africa*, 18 : 135-142.
- RISER (J.), HILLAIRES-MARCEL (C.), ROGNON (P.), 1983. — Les phases lacustres holocènes. In : PETIT-MAIRE N., RISER J. (Eds.). *Sahara ou Sahel ? Quaternaire récent du Bassin de Taoudenni* : 65-86.
- RISER (J.), PETIT-MAIRE (N.), 1986. Paléohydrographie du bassin d'Araouane à l'Holocène. *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.*, 27/3-4 : 205-212.
- SCHULZ (E.), 1987. — Die Holozäne Vegetation der Zentralen Sahara (N. Mali, N. Niger, S.W. Libyen). *Paleoecology of Africa*, 18 : 143-162.
- VILLEMUR (J.R.), 1967. — *Reconnaissance géologique et structurale du Nord du Bassin de Taoudenni*. Paris : Bur. rech. géol. Min., 151 p. (Mémoire 51).

## 5. Climat actuel

### A Sea-Level Pressure index and the Warm Events in the Tropical Atlantic Ocean

Y.M. TOURRE <sup>(1)</sup>, J. MERLE <sup>(1)</sup>, Y. QUILFEN <sup>(1)</sup>

A 16-year data set (1964-1979) of Sea Level Pressure (SLP) from ship observations has been compiled on a  $2^\circ \times 2^\circ$  grid-point system using data from the National Climatic Center, Asheville, North Carolina. Empirical Orthogonal Function analysis were performed on the correlation matrix from data straddling the equatorial rail (between  $6^\circ\text{N}$  and  $6^\circ\text{S}$ ).

The first spatial function, which accounts for 72 % of the total variance, displays maximum values on the western equator. The associated amplitude function, which modulates the spatial patterns, shows a powerful interannual signal, with clearly defined periods linked to El Nino/Southern Oscillation episodes (ENSO) (1965, 1972, 1976) (fig. 1 a, b).

Accordingly, a SLP index between Tahiti and Saint Peter and Saint Paul Rocks (SPP), located in the area of maximum amplitude of the first spatial function, is

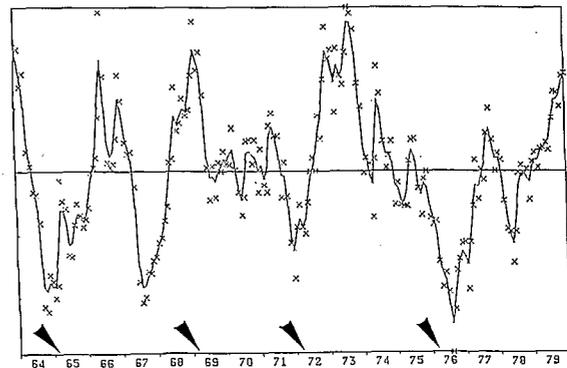


Fig. 1b. — Time history of first amplitude function that modulates the spatial pattern shown in figure 1a. Heavy line indicates low-pass filtered data (11 month Gaussian filter). Arrow indicates El Niño years.

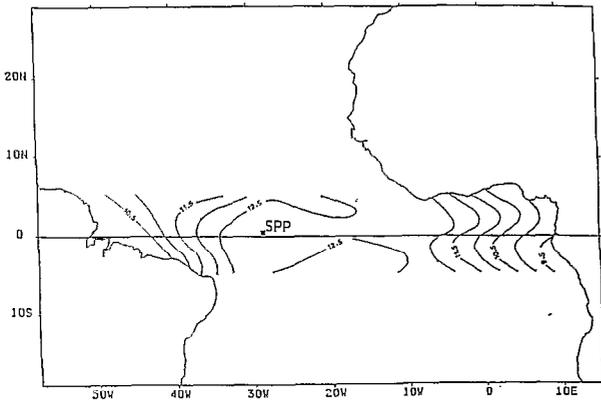


Fig. 1a. — First empirical spatial function of SLP for the equatorial rail. This pattern accounts for 72 % of the total variance.

tested against the Southern Oscillation Index (SOI) and the Sea Surface Temperature (SST) of the equatorial Atlantic.

The new Tropical Oceans Index (TOI) is not only in phase with the SOI (0.83 correlation at lag 0 and 95 % significance) but precedes the warm events in the tropical Atlantic Ocean by almost one year (0.41 correlation at lag 11 months and 95 % significance) (fig. 2 a, b).

It is shown that the global redistributions of atmospheric mass, along with a strong south equatorial trapped signal (SO) is not only associated to El Niño episodes through subtle air/sea interactions but has a positive feedback on the Tropical Atlantic warmings, which are due to tropospheric teleconnection. The fact that the warmings lag the TOI should facilitate their forecast and aid the studies of the interannual variations of Sahelian rainfall.

(1) Université P. et M. Curie, Paris VI, Laboratoire d'Océanographie dynamique et de Climatologie, Unité Associée 1206 au C.N.R.S., Tour 14, 2<sup>e</sup> étage, 4, place Jussieu. 75252 PARIS CEDEX 05.

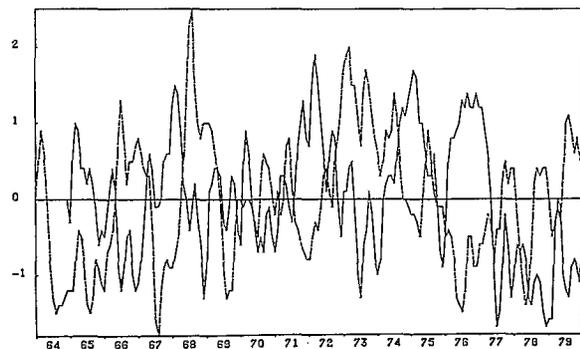


Fig. 2a. — Time histories of standardized SOI and TOI. Solid line indicates Tahiti minus Darwin, surface-pressure-difference anomaly. Dashed line indicates Tahiti minus SPP surface-pressure-anomaly.

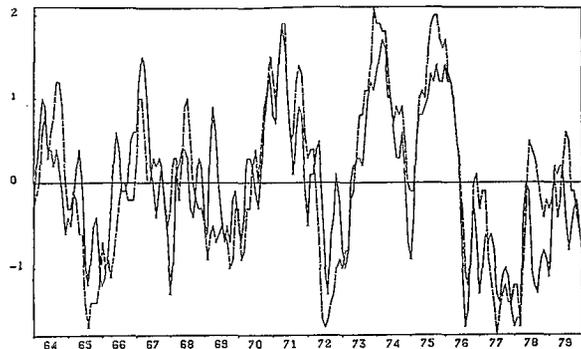


Fig. 2b. — Time histories of SST solid line and TOI (dashed line) for the equatorial rail. Note + The TOI is 11 month lagged.

## L'Anticyclone mobile Polaire, relais des échanges méridiens : son importance climatique

M. LEROUX <sup>(1)</sup>

Les phénomènes météorologiques tropicaux dépendent naturellement des conditions offertes par la zone tropicale elle-même, et notamment des conditions énergétiques et structurales qui lui sont spécifiques [1]. Mais ces conditions strictement zonales ne suffisent généralement pas à rendre compte de la complexité des phénomènes tropicaux, qui dépendent aussi dans une très large mesure de facteurs aérolo-

giques extratropicaux. La circulation atmosphérique formant un tout — qui ne peut être appréhendé que *globalement* — il est ainsi nécessaire d'observer, à la source, des phénomènes qui, après avoir traversé les zones tempérées, pénètrent ensuite dans la zone tropicale et interfèrent avec les conditions qui lui sont alors offertes. Ces transferts méridiens sont réalisés par les Anticyclones mobiles Polaires dont il convient de rappeler les caractères essentiels [2].

### L'ANTICYCLONE MOBILE POLAIRE (A.m.P.)

L'Anticyclone mobile Polaire [3] réalise, dans les basses couches de la troposphère, le transfert du froid polaire (à travers les zones tempérées) en direction de la zone tropicale (cf. fig. 1). Initialement simple apophyse des Hautes Pressions Polaires permanentes d'origine thermique, puis s'en détachant progressivement (comme un iceberg se détache d'un inlandsis), l'Anticyclone mobile Polaire est de vaste dimension (naturellement très variable, mais en moyenne de 2 000 à 2 500 kilomètres de diamètre), et de forme grossièrement circulaire comme le révèle, de façon particulièrement éloquent, l'image du satellite Météosat du 28 avril 1986. Comme les Hautes Pressions Polaires dont il est issu, il est également froid (en valeur relative ou absolue) et par conséquent pelliculaire, son épaisseur qui dépend notamment de la saison et de la latitude atteinte étant en moyenne de l'ordre de 1 500 à 2 000 mètres.

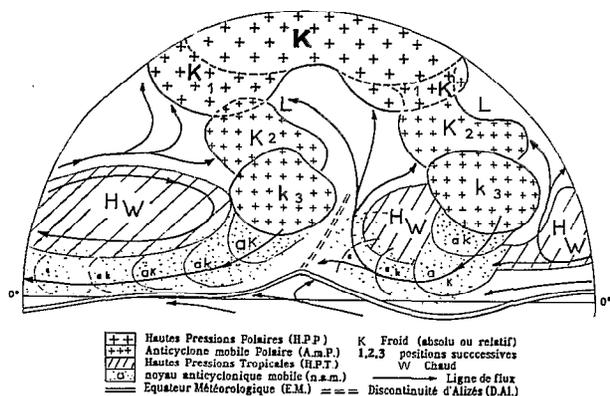


Fig. 1. — Processus des échanges méridiens (basses couches)

(1) Lully. 74890 Bons-en-Chablais.

### Phénomènes associés

L'Anticyclone mobile Polaire modifie le champ de pression et le champ de vent au-dessus et autour de lui, tant que sa puissance (conférée par la plus forte densité de l'air froid) lui permet d'éclater les autres flux de son passage. Au-dessus de lui, à cause de l'origine thermique de l'Anticyclone, la diminution de pression (qui s'accroît avec l'altitude) se manifeste par un talweg d'orientation méridienne (fig. 2, à 6 km par exemple). Sur son pourtour l'ascendance provoquée entraîne le creusement d'un couloir dépressionnaire périphérique (fig. 2, Surface) ; la baisse de pression est plus importante sur la face avant de l'Anticyclone où l'étalement de l'air froid et le sens de la translation se conjuguent, mais elle est également fonction de la puissance de l'Anticyclone mobile, et des différences de température et d'humidité des flux qui s'affrontent.

Sur la face antérieure de l'Anticyclone (face qui est déterminée par la direction du déplacement), l'intensité des mouvements ascendants entraîne des formations nuageuses denses, dites de « front froid »,

accompagnées de phénomènes pluvio-orageux. Sur la face arrière, où l'étalement de l'air froid et le déplacement de l'Anticyclone sont de sens contraire, les formations nuageuses dites de « front chaud » sont moins développées et moins orageuses. Au cœur de l'Anticyclone, la stabilité se manifeste par des brouillards (givrants en hiver), ou éventuellement par une couverture nuageuse stratifiée et peu épaisse (coiffant l'Anticyclone), qui masque totalement ou partiellement le soleil (cf. fig. 2, coupe verticale).

### Déplacement et interférences

L'Anticyclone mobile Polaire se dirige vers l'Est, tout en glissant progressivement vers les régions tropicales (cf. fig. 1). Les océans lui offrent en permanence les conditions lui permettant de respecter ce schéma de translation ; c'est ainsi au-dessus d'eux, notamment dans l'hémisphère Sud des quarantièmes rugissants aux soixantièmes hurlants, qu'ont été définis les « braves vents d'Ouest » (ou « westerlies »), notion non généralisable à l'ensemble de la zone tempérée, en raison de l'intervention (thermique et orographique) provoquée par la présence des continents.

Le facteur thermique établi en hiver sur les continents adossés à la zone polaire septentrionale des hautes pressions désignées « anticyclones continentaux » ; ces maxima (dits « du Manitoba » et « de Sibérie ») sont en fait composites puisqu'ils sont traversés par des Anticyclones mobiles encore plus denses parce que directement issus des Hautes Pressions Polaires plus froides. Les anticyclones continentaux, froids et pelliculaires, constituent des « anticyclones de blocage » qui interdisent, ou ralentissent considérablement (en fonction des densités respectives), la translation d'Ouest en Est des Anticyclones mobiles ; ainsi, par exemple, le continent eurasiatique, par l'énorme centre d'action saisonnier qu'il induit, bloque sur l'Ouest de l'Europe les Anticyclones venus de l'Atlantique, et provoque leur déviation vers le Sud sur la Méditerranée, et notamment vers l'Afrique.

Le relief est susceptible de modifier fortement l'écoulement de la masse d'air polaire. Tel est le cas en Amérique du Nord où la disposition méridienne des Montagnes Rocheuses détermine la distribution des Anticyclones mobiles, soit vers le Pacifique, soit par les grandes plaines vers l'Atlantique. En Amérique du Sud, la façade Ouest de la Cordillère des Andes, barrière sur la trajectoire des Anticyclones, canalise l'air polaire très profondément vers le Nord et propage ainsi jusqu'au voisinage de l'Équateur la fraîcheur, l'humidité et la non-pluviosité [1]. Ainsi s'explique encore la protection dont bénéficie le subcontinent indien, sachant que les Anticyclones détachés de la masse froide sibéro-mongole ne peuvent migrer vers le Sud qu'à l'Est de la barrière Himalayo-Tibétaine. Les exemples sont nombreux, et de toutes échelles ; il convient pour les analyser de tenir compte, d'une part de l'importance, de l'orientation et

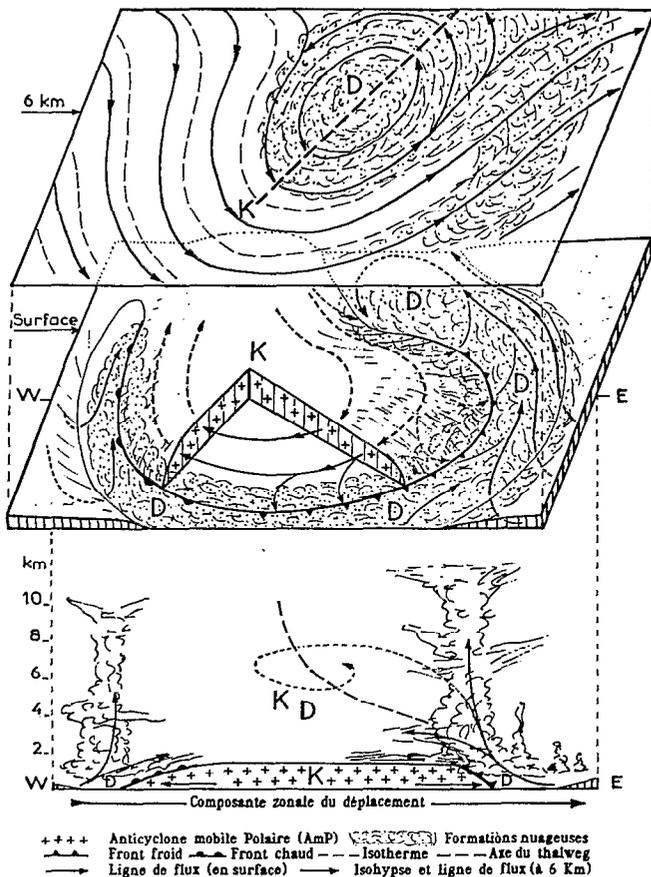


Fig. 2. — Anticyclone mobile polaire, structure et phénomènes associés.

de l'altitude des reliefs, et d'autre part de la dimension et de l'épaisseur des Anticyclones mobiles.

Lorsqu'ils parviennent à la latitude des Hautes Pressions Tropicales, les Anticyclones mobiles Polaires n'ont aucune peine à poursuivre leur route vers l'intérieur de la zone tropicale [4]. Disposées en ceintures zonales, ces Hautes Pressions ont pour origine les mouvements subsidents issus des couches supérieures ; elles ne sont ainsi pas limitées aux basses couches comme les centres d'action thermiques froids, mais elles se développent en altitude, tout en se décalant vers l'Équateur. L'air qui les constitue est donc chaud (par compression) et elles sont par conséquent incapables de s'opposer au passage des cellules mobiles, toujours plus denses. Les Anticyclones mobiles Polaires se propagent encore à l'intérieur des ceintures anticycloniques tropicales, s'affaiblissent progressivement, et se fragmentent en noyaux anticycloniques mobiles qui alimentent la strate inférieure de la circulation d'alizé (fig. 1 et 3). Leur pénétration dans une structure hostile aux ascendances limite les habituels phénomènes associés à l'ouverture d'un couloir dépressionnaire sur leur face antérieure ; cette brèche autorise le passage direct de flux tropicaux vers la zone tempérée, transfert méridien de compensation qui s'opère lors d'échanges vigoureux par l'intermédiaire d'un « jet », d'orientation SW-NE, dans l'hémisphère Nord (cf. fig. 3-3).

Tels sont sommairement rappelés les caractères essentiels des Anticyclones mobiles Polaires dont l'importance climatique est primordiale.

#### CONSÉQUENCES CLIMATIQUES ET PALÉOCLIMATIQUES TROPICALES

##### *Conséquences thermiques*

L'Anticyclone mobile Polaire est le relais obligatoire du transport du froid polaire vers les zones tropicales.

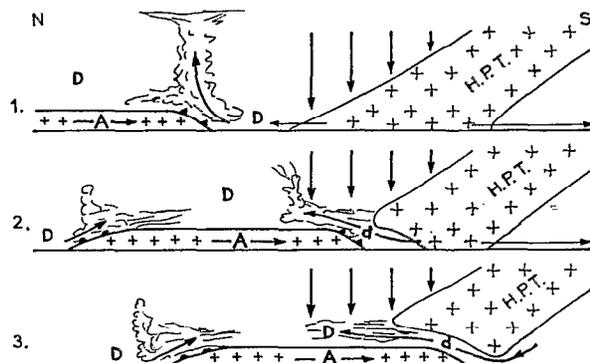


Fig. 3. — Anticyclone mobile polaire et hautes pressions tropicales.

Il contribue aussi fortement à favoriser le transfert du « chaud » vers le Pôle, par les centres d'action dépressionnaires qu'il induit, autour et au-dessus de lui-même. Le départ de l'Anticyclone mobile laisse en outre dans la zone polaire un « vide », dépression momentanée dont l'attraction accélère le processus des échanges méridiens.

Ainsi que le montrent (à l'échelle actuelle) les différences de puissance et de fréquence entre l'hiver et l'été, la dimension et l'épaisseur des Anticyclones mobiles sont plus grandes, tandis que le nombre d'expulsions est plus élevé, lorsque la quantité de froid à exporter est plus importante. Cette variation saisonnière offre une image vraisemblable (élargie à l'échelle annuelle) des processus de la circulation troposphérique générale lors des épisodes climatiques passés.

En période chaude, alors que la chaleur tropicale demeure relativement constante, le réchauffement se manifeste davantage dans les zones tempérées et polaires ; les Hautes Pressions Polaires voient leur puissance décliner, et avec elles la fréquence et le dynamisme des Anticyclones mobiles (cf. fig. 4-1).

En période froide, les régions polaires et tempérées voient leur déficit thermique vigoureusement renforcé par effet cumulatif (couverture neigeuse à fort albedo, accumulation de glace) ; les Hautes Pressions Polaires sont alors plus puissantes, s'étendant encore sur des régions continentales voisines. Les Anticyclones mobiles, dont le point de départ est décalé, sont vigoureux en toutes saisons (cf. fig. 4-2). Le refroidissement extratropical est alors transmis vers les Tropiques, les affectant diversement au gré des modalités de translation des Anticyclones mobiles ; le rafraîchissement est ainsi de moins en moins prononcé au fur et à mesure de la tropicalisation de l'air polaire, c'est-à-dire d'une manière générale en direction de l'Équateur, mais aussi (notamment au-dessus des océans) sur les façades occidentales des cellules anticycloniques tropicales qui ne sont atteintes qu'après une très longue trajectoire (comme par exemple dans l'Ouest de l'océan Indien où les températures sont faiblement affectées).

##### *Conséquences aérologiques*

Les Anticyclones mobiles Polaires alimentent de façon permanente la strate inférieure de l'alizé (fig. 1), dont l'écoulement est rythmé par les noyaux anticycloniques mobiles (alimentation extratropicale de basses couches qui est à l'origine de la stratification aérologique caractéristique de l'alizé [1]. Il s'ensuit par conséquent une *accélération des flux tropicaux en période froide* (qui s'inscrit dans une *accélération générale* de la circulation atmosphérique), et à l'inverse un ralentissement de la circulation en période chaude.

Appliqué au Würm tardif, ce processus confirme, par exemple, les conclusions d'études sur les constructions éoliennes au Sahara et au Sahel selon lesquelles

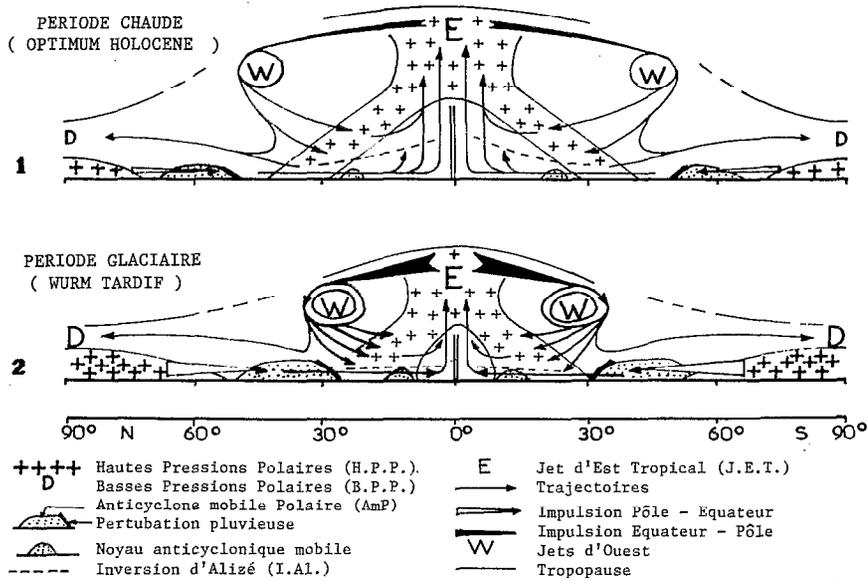


Fig. 4. — La circulation troposphérique générale : schémas.

les « toutes les observations aboutissent à l'idée que les vents au Sahara n'ont pas changé, dans leurs grandes lignes, d'une phase aride à l'autre » [5], et que « la dominance des processus éoliens à cette époque semble avoir été produite par les effets conjugués de précipitations décroissantes et de vents alizés plus forts en provenance du Nord et de l'Est » [6].

La figure 5 rappelle d'abord l'influence de l'Atlas qui détermine deux secteurs de distribution de l'air polaire, l'un à l'Ouest à partir du littoral marocain, et l'autre à l'Est de la Tunisie à l'Égypte, secteur pouvant encore être atteint directement par des Anticyclones mobiles d'origine continentale et de trajectoire méridienne. Entre les deux, le secteur situé sous le vent de l'Atlas ne peut être immédiatement concerné qu'à l'Est du Haut-Atlas (trop élevé pour être franchi), lorsque l'épaisseur des Anticyclones mobiles Polaires est suffisante pour que leur partie supérieure puisse franchir l'obstacle (l'Erg occidental et l'Erg oriental — de direction méridienne — se trouvent ainsi au débouché de ce « débordement » d'air polaire). Elle révèle que les « trajectoires de transport du sable au Sahara » (d'après M. MAINGUET et L. CANON [5]) et les trajectoires hivernales de l'alizé maritime et de l'alizé continental (d'après M. LEROUX [7]) sont quasiment confondues. La direction est donc conjointement organisée par l'action canalisatrice du relief (qui ne varie pas, à l'échelle de temps évoquée), et par la distribution du champ de pression (qui semble n'avoir que peu varié, la migration des Hautes Pressions Tropicales en direction de l'Équateur étant compensée par une dilatation de l'espace qu'elles coiffent (cf.

fig. 4-2). Cela montre que l'action morphogénétique est associée à un élément variable, et par conséquent essentiellement dictée par la force du vent qui accompagne les périodes froides, en raison de l'alimentation polaire renforcée de la strate inférieure. L'édification de dunes caractérise le Würm tardif, mais elle caractérise aussi d'autres époques, comme par exemple la période centrée sur 7 500 B.P. (+ ou - 500), ou encore celle centrée sur 4 500 B.P. (+ ou - 300). La mobilisation des sables, marqueur de la direction et de la vitesse des vents, comme dans une certaine mesure de la pluviométrie (ou de l'humidité), est-elle ainsi — de surcroît — un marqueur thermique ?

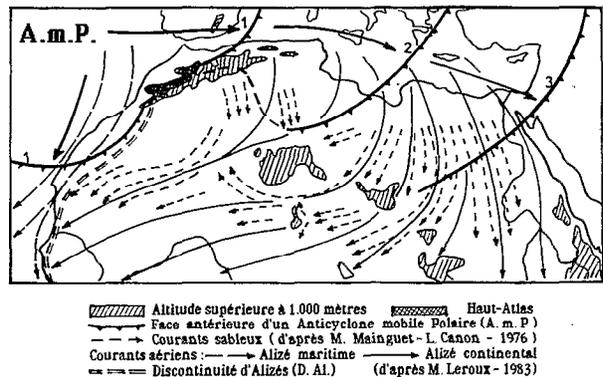


Fig. 5. — Circulation et transport du sable au Sahara.

*Les conséquences pluviométriques*

Ces conséquences sont moins immédiates puisque la pluviosité dépend de la réunion d'au moins trois conditions favorables : un potentiel précipitable, une structure aérologique sans cisaillement et sans subsidence, et un facteur déclenchant les mouvements ascendants. La distribution spatiale des pluies est en outre fonction de l'espace qui demeure dépressionnaire, dans les zones tempérées entre les Hautes Pressions Polaires et les Hautes Pressions Tropicales (en dehors du passage des A.m.P. et lorsque l'espace n'est pas occupé par un anticyclone thermique continental), et dans le domaine tropical dans la zone de balancement de l'Équateur Météorologique, axe des Basses Pressions Intertropicales. Élargis en période chaude, ces espaces se réduisent en période froide, aussi bien en zone tempérée qu'en zone tropicale (cf. fig. 4).

A ces conditions météorologiques se rajoutent les particularités géographiques qui introduisent de multiples combinaisons pluviogéniques. Ainsi, par exemple, en Afrique australe l'altitude moyenne du Grand Escarpement limitant le plateau étant 1 500 mètres, un Anticyclone mobile Polaire dont l'épaisseur est du même ordre de grandeur est scindé en deux parties lorsqu'il parvient dans la région du Cap, l'une s'écoulant vers le Nord le long du littoral namibien, l'autre remontant sur les côtes du Natal vers le Canal de Mozambique [7]. Les parties basses littorales subissent alors une nette chute de la tempé-

rature, tandis que le plateau généralement épargné demeure chaud. Lorsque le plateau est concerné (par la partie supérieure d'un A.m.P. de forte épaisseur), ce n'est que par une mince lame d'air froid qui se réchauffe rapidement : l'invasion polaire gagne toutefois le plateau, après le Drakensberg, par les échancrures des vallées du Limpopo et du Zambèze ouvertes au mouvement anticyclonique. Dans le Sud du Canal, la Grande Ile opère une nouvelle scission de l'Anticyclone qui poursuit sa translation vers l'Est.

Ces processus actuels fournissent les composantes de scénarios paléoclimatiques, illustrés par la figure 6. En période froide (par exemple au Würm tardif de 17 000 à 15 000 B.P.), les Anticyclones mobiles puissants, qui renforcent leur emprise sur les régions littorales, franchissent aisément l'Escarpement occidental, et mettent en œuvre le potentiel précipitable (moindre en raison de la baisse des températures) advecté par l'alizé issu de la cellule des Mascareignes, alizé maritime plus ou moins continentalisé. Le Sud du plateau intérieur bénéficie de pluies plus abondantes, localement évaluées au double de l'actuel [8]. Dans le même temps, le renforcement du vent (qui accroît l'upwelling) provoque la remontée vers le Nord des édifices dunaires sur le littoral namibio-angolais, tandis que l'air polaire parvenu sur le plateau mobilise les sables dans la partie Ouest de la cuvette du Kalahari, en combinaison avec une baisse de la pluviométrie qui accompagne la remontée vers le Nord de la Confluence Inter-Océanique (fig. 6-1). La direction des édifices dunaires [9] est encore imposée par le relief et par les axes de

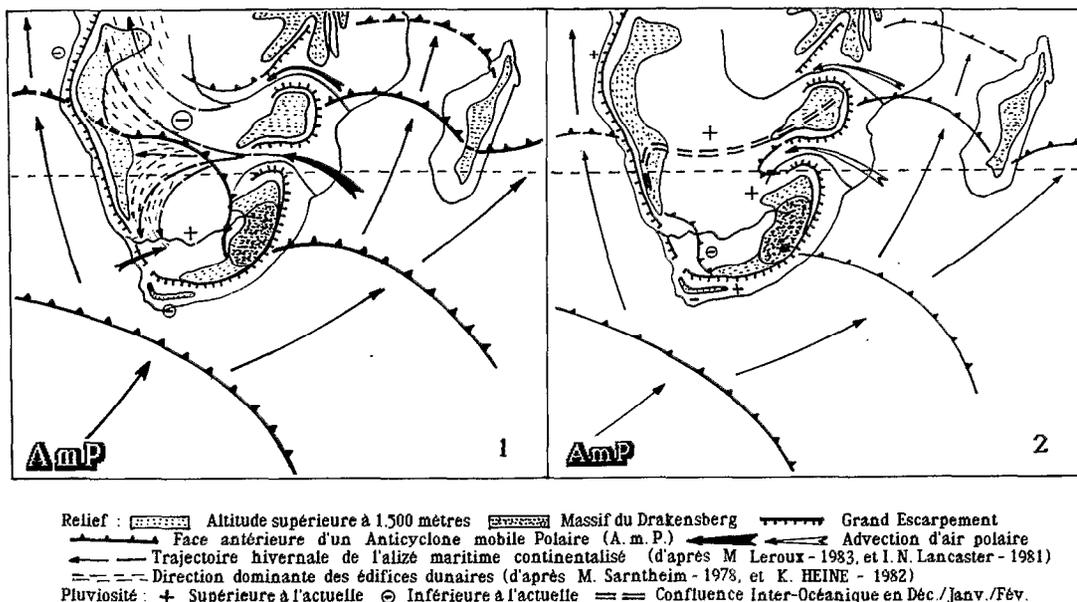


Fig. 6. — Scénarios paléoclimatiques en Afrique australe. 1. Période froide ; 2. Période chaude.

pénétration renforcée de l'air polaire, l'advection principale empruntant la vallée du Limpopo, pour diverger ensuite. En période chaude (par exemple lors de l'Optimum Holocène vers 6 000 B.P.) les Anticyclones mobiles Polaires faibles et peu épais ne peuvent franchir l'Escarpement et ne balaient donc que le littoral ; les pluies hivernales sont alors limitées au Sud, tandis que le plateau intérieur (de la province du Cap), moins arrosé et soumis à une évaporation plus intense, devient plus sec [10]. L'alimentation polaire diminuée réduit la vitesse de l'alizé, et l'intensité de l'upwelling. L'augmentation du potentiel précipitable et l'intervention de structures favorables, comme la Confluence Inter-Océanique et la structure F.I.T. de l'Équateur Météorologique descendues vers le Sud, entraînent une augmentation générale des pluies estivales (fig. 6-2).

Les conséquences climatiques les plus évidentes sont directement associées aux Anticyclones mobiles Polaires. Il conviendrait également d'évaluer les manifestations dérivées associées aux noyaux anticycloniques mobiles, moteurs de la majorité des perturbations tropicales [7] pour démontrer encore le rôle fondamental des transferts méridiens dans les mécanismes paléoclimatiques de la zone tropicale.

[1] LEROUX (M.), 1986. — L'importance de la stratification aérologique de la troposphère tropicale. Proc. Symposium Tropical Meteorology. Intern. School of Meteorology of the Medit., Roma, O.M.M., Geneva.

[2] LEROUX (M.), 1986. — L'Anticyclone mobile Polaire : facteur premier de la climatologie tempérée, Bulletin de l'Association de Géographes Français, Paris 1986-4, 311-328.

[3] « Polaire » par son origine géographique.

[4] Contrairement à l'idée reçue selon laquelle les Hautes Pressions Tropicales forment une « barrière », « une limite fondamentale entre la circulation des moyennes latitudes et celle du monde intertropical » (cf. ESTIENNE P., GODARD A., 1970, Climatologie, A. COLIN, p. 131), ou « un rempart anticyclonique » qui « ... contient les coulées polaires » (cf. DORIZE L., 1982, L'aridité saharienne, Bull. A.G.F., n° 483-484 : 30-33).

[5] MAINGUET (M.) et CANON (L.), 1976. — Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn. (2), vol. XVIII, fasc. 2-3 : 241-250.

[6] TALBOT (M.R.), 1980. — Environmental responses to climatic change in the west african Sahel over the past 20 000 years, citation extraite du Résumé, in The Sahara and the Nile (M.A.J. WILLIAMS, H. FAURE Eds), A. Balkema, 37-62. Cf. également de M.R. TALBOT (1984) : "The intensified winds of Late Pleistocene times were, however, much more effective at producing aeolian sand bodies than the winds of the modern Sahel" in Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel. *Palaeoecology of Africa* n° 16, A. Balkema : 203-214.

[7] LEROUX (M.), 1983. — Le climat de l'Afrique tropicale. Ed. H. Champion, Paris, t. 1. 636 p., 349 fig., t. 2, notice, 250 cartes.

[8] Parmi les très nombreux travaux, citons les synthèses de E.M. VAN ZINDEREN BAKKER (1980) : Comparison of Late-Quaternary climatic evolutions in the Sahara and the Namib-Kalahari region (*Palaeoecology of Africa*, vol. 12, 381-384), de K. HEINE (1982) : The main stages of the late Quaternary evolution of the Kalahari region, Southern Africa. (*Palaeoecology of Africa*, vol. 15, 53-76), de E.M. VAN ZINDEREN BAKKER (1982) : African palaeoenvironments 18 000 yrs B.P. (*Palaeoecology of Africa*, vol. 15, 77-99), de P.D. TYSON (1986) : Climatic change and variability in Southern Africa, Oxford University Press, Cape Town, 220 p.

[9] HEINE (K.), 1982, voir réf. 8, LANCASTER (I.N.), 1981. — Palaeoenvironmental implications of fixed dune system in southern Africa. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 33, 327-346. SARNTHEIM (M.), 1978. — Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, vol. 272, n° 5648 : 43-46.

[10] BEAUMONT (P.B.), 1986. — Where did all the young men go during 0-18 stage 2 ? *Palaeoecology of Africa*, vol. 17, 79-86.

## Géodynamique vol. 2

### TABLE ANNUELLE 1987

ARGOLLO (J.), GOUZE (Ph.), SALIEGE (J.F.), SERVANT (M.). — Fluctuations des glaciers de Bolivie au Quaternaire récent .....	103
ARGOLLO (J.). — cf. SERVANT (M.) .....	105
AUCOUR (A.M.). — cf. PETIT-MAIRE (N.) .....	153
BONNEFILLE (R.), RIOLLET (G.). — Progrès récents dans l'étude des séries continues d'Afrique orientale et centrale pour les derniers 30 000 ans .....	147
BRENAC (P.). — cf. MALEY (J.) .....	132
CALLOT (Y.). — cf. GASSE (F.) .....	142
CARBONEL (P.). — cf. GASSE (F.) .....	142
CARBONEL (P.). — cf. PETIT-MAIRE (N.) .....	153
CASANOVA (J.). — cf. TAIEB .....	145
DEBENAY (J.P.). — cf. ODIN (G.S.) .....	27
DE DECKKER (P.). — cf. GASSE (F.) .....	142
DELAUNE-MAYÈRE (M.). — cf. ISMAEL (H.) .....	69
DUMONT (J.F.). — Étude structurale des bordures nord et sud du plateau de l'Adamaoua : influence du contexte atlantique .....	55
DUPEUBLE (P.). — cf. GASSE (F.) .....	142
DURAND (A.), FONTES (J.Ch.), GASSE (F.), ICOLE (M.), LANG (J.). — Nord-Ouest du lac Tchad : Manga et Kadzell. Incidence des milieux de dépôts sur le cadre géomorphologique et chronologique ....	144
FABRE (J.). — cf. PETIT-MAIRE (N.) .....	153
FALL (M.). — cf. SAOS (J.L.) .....	134
FERHI (A.). — cf. GOUZE (Ph.) .....	113
FLEXOR (J.M.). — cf. MARTIN (L.) .....	121, 123
FONTES (J.Ch.), GASSE (F.) <i>et al.</i> — Programme Palhydaf. État d'avancement, janvier 1987 .....	139
FOURNIER (M.). — cf. MALEY (J.) .....	132
FOURNIER (M.). — cf. SERVANT (M.) .....	105
FOURNIER (M.). — cf. SOUBIES (F.) .....	125
FRITZ (B.). — cf. TAIEB (M.) .....	145
FRITZ (B.). — cf. TRAVI (Y.) .....	43
FROGET (C.). — cf. ODIN (G.S.) .....	27
GAC (J.Y.). — cf. TRAVI (Y.) .....	43
GASSE (F.), PLAZIAT (J.C.), CALLOT (Y.), CARBONEL (P.), DE DECKKER (P.), SOULIÉ-MARSCHE (I.), DUPEUBLE (P.). — Biomarqueurs et paléoenvironnements en régions désertiques. Exemple des lacs holocènes du Nord Sahara .....	142

GASSE (F.). — cf. DURAND (A.) .....	144
GASSE (F.). — cf. FONTES (J.Ch.) .....	139
GIRESE (P.). — Les dépôts quaternaires du lac Barombi-Mbo (Ouest-Cameroun). Lithostratigraphie, rythmes sédimentaires et minéralogie .....	132
GIRESE (P.). — cf. MALEY (J.) .....	132
GOUZE (Ph.), FERHI (A.), FONTES (J.Ch.), ROCHE (M.). — Composition isotopique ( <sup>18</sup> O) de la matière organique des tourbières actuelles et holocènes en Bolivie. Résultats préliminaires et perspectives d'application en paléoclimatologie .....	113
GOUZE (Ph.). — cf. ARGOLLO (J.) .....	103
HILLAIRE-MARCEL (C.). — cf. TAIEB (M.) .....	145
ICOLE (M.). — cf. DURAND (A.) .....	144
ICOLE (M.). — cf. TAIEB (M.) .....	145
ISMAEL (H.), DELAUNE-MAYÈRE (M.). — La sédimentation au quaternaire récent dans le delta du Nil : évolution de la dynamique et de la minéralogie des dépôts .....	69
LANG (J.). — cf. DURAND (A.) .....	144
LEROUX (M.). — L'Anticyclone mobile Polaire, relais des échanges méridiens : son importance climatique .....	162
LEZINE (A.M.). — Paléoenvironnements végétaux d'Afrique occidentale nord-tropicale depuis 12 000 B.P. Analyse pollinique de séries sédimentaires continentales (Sénégal - Mauritanie) .....	137
MALEY (J.). — Fragmentation de la Forêt Dense Humide ouest-africaine et extension d'une végétation montagnarde à basse altitude au Quaternaire récent : implications paléoclimatiques et biogéographiques .....	127
MALEY (J.), GIRESE (P.), BRENAC (P.), THOUVENY (M.), FOURNIER (M.). — Les dépôts quaternaires du lac Barombi-Mbo (Ouest-Cameroun). Lithostratigraphie, minéralogie, paléomagnétisme et palynologie : analyses préliminaires .....	132
MANEGA (P.). — cf. TAIEB (M.) .....	145
MARTIN (L.), FLEXOR (J.M.), SUGUIO (K.). — Inversion de la direction de la houle dominante au cours des 5 000 dernières années dans la région de l'embouchure du Rio Doce (Brésil), en liaison avec une modification de la circulation atmosphérique .....	121
MARTIN (L.), SUGUIO (K.), FLEXOR (J.M.). — Enregistrement des variations d'énergie du Rio Paraíba do Sul (Brésil) au cours des 5 000 dernières années. Implications paléoclimatiques .....	123
MELLO E SOUSA (S.). — cf. ROUX (M.) .....	116
MERLE (J.). — cf. TOURRE (Y.M.) .....	161
MONTAGGIONI (L.F.). — cf. PIRAZZOLI (P.A.) .....	13
MOURGUIART (Ph.). — Les Ostracodes actuels de l'Altiplano bolivien. Modèle de répartition .....	101
MOURGUIART (Ph.). — cf. WIRRMANN (D.) .....	98
NEUMANN (K.), SCHULZ (E.). — Végétations holocènes dans le Sahara central .....	150
ODIN (G.S.), DEBENAY (J.P.), FROGET (C.), RIGOLOT (P.). — Le faciès verdine : néoformation d'une phyllite en milieu subécifal .....	27
ORTLIEB (L.). — Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du golfe de Californie, Mexique. Résumé de thèse .....	83
OSTRIA (C.). — Végétation actuelle et fossile de haute altitude. (Exemple d'une vallée glaciaire : Hichu-Kkota, Cordillère Royale des Andes de Bolivie) .....	109
PAGE (M.). — cf. TAIEB (M.) .....	145
PETIT-MAIRE (N.), FABRE (J.), CARBONEL (P.), SCHULZ (E.), AUCOUR (A.M.). — La dépression de Taoudenni (Sahara malien) à l'Holocène .....	153
PIERRE (J.F.). — Inventaire des Diatomées de la carotte JK1 et implications paléoclimatologiques à Hichu-Kkota .....	112
PIRAZZOLI (P.A.), MONTAGGIONI (L.F.). — Les îles Gambier et l'atoll de Temoe (Polynésie française) : anciennes lignes de rivage et comportement géodynamique .....	13
PLAZIAT (J.C.). — cf. GASSE (F.) .....	142
PRESSINOTI (M.N.). — cf. SOUBIES (F.) .....	125

QUILFEN (Y.). — cf. TOURRE (Y.M.) .....	161
RIGOLOT (P.). — cf. ODIN (G.S.) .....	27
RIOLLET (G.). — cf. BONNEFILLE (R.) .....	147
ROCHE (M.A.). — Les bilans hydriques des Andes et de l'Amazonie .....	97
ROCHE (M.A.). — cf. GOUZE (Ph.) .....	113
ROUX (M.), SERVANT-VILDARY (S.), MELLO E SOUSA (S.). — Diatomées et milieux aquatiques de Bolivie. Application des méthodes statistiques à l'évaluation des paléotempératures et des paléosalinités .....	116
SALIEGE (J.F.). — cf. ARGOLLO (J.) .....	103
SAOS (J.L.), FALL (M.). — Sédimentologie et variations climatiques dans les tourbières holocènes sénégalaises .....	134
SCHULZ (F.). — cf. NEUMANN (K.) .....	150
SCHULZ (F.). — cf. PETIT-MAIRE (N.) .....	153
SERVANT (M.), ARGOLLO (J.), FOURNIER (M.). — Dépôts fluviatiles en Bolivie. Variations du régime des écoulements au cours du Quaternaire récent .....	105
SERVANT (M.). — cf. ARGOLLO (J.) .....	103
SERVANT-VILDARY (S.). — cf. ROUX (M.) .....	116
SOUBIES (F.), TURCO (B.), FOURNIER (M.), PRESSINOTI (M.N.), SUGUIO (K.). — Dépôts fluviatiles du Quaternaire récent au Brésil. Datation <sup>14</sup> C .....	125
SOULIÉ-MARSCHE (I.). — cf. GASSE (F.) .....	142
SUGUIO (K.). — cf. MARTIN (L.) .....	121, 123
SUGUIO (K.). — cf. SOUBIES (F.) .....	125
TAIEB (M.), CASANOVA (J.), FRITZ (B.), HILLAIRE-MARCEL (C.), ICOLE (M.), MANEGA (P.), PAGE (N.), ZINS (P.). — Paléohydrologie dans le rift d'Afrique orientale de 240 000 ans B.P. à l'Actuel .....	145
THOUVENY (N.). — cf. MALEY (J.) .....	132
TOURRE (Y.M.), MERLE (J.), QUILFEN (Y.). — A Sea-Level Pressure index and the Warm Events in the Tropical Atlantic Ocean .....	161
TRAVI (Y.), GAC (J.Y.), FONTES (J.C.), FRITZ (B.). — Reconnaissance chimique et isotopique des eaux de pluie au Sénégal .....	43
TURCO (B.). — cf. SOUBIES (F.) .....	125
VAN DER HAMMEN (T.). — The pliocene and the Quaternary history of the northern Andes .....	95
VASSAL (J.), VILLENEUVE (J.C.). — Mesures du champ magnétique en Afrique de l'Ouest (1983-1986). Comparaison avec le modèle IGRF 1985-1990. Variations séculaires .....	3
VILLENEUVE (J.C.). — cf. VASSAL (J.) .....	3
WIJMSTRA (T.A.). — The relationships between Vegetation and Climate in the Andean mountains approached by a Mathematical model .....	93
WIRRMANN (D.), MOURGUIART (P.). — Oscillations et paléosalinités des lacs du Quaternaire récent en Bolivie .....	98
YBERT (J.P.). — Spectres palynologiques de tourbières et de sédiments lacustres de la fin du Pléistocène et de l'Holocène des Andes de Bolivie .....	108
ZINS (P.). — cf. TAIEB (M.) .....	145