

LE QUATERNAIRE SUPÉRIEUR SUR LA RIVE SUD DU LAC TCHAD

Alain DURAND*, Philippe MATHIEU**

* Service de Géologie, Université de Niamey, B.P. 10662, Niger.

** O.R.S.T.O.M., 24, Rue Bayard, 75008 Paris.

RÉSUMÉ

Pendant le Quaternaire supérieur, la sédimentation au sud du lac Tchad présente une succession de formations fluvi-deltaïques étagées du Pleistocène supérieur à l'Holocène. La seule phase lacustre importante clairement identifiée est d'âge ghazalien (terme introduit par Servant, 1973, pour désigner un épisode lacustre s'étendant de 40.000 à 20.000 ans B.P. environ). Elle est représentée par des carbonates et des argiles à diatomées séparés par les traces d'un assèchement situé vers 30.000 ans B.P.

Les dépôts du Kanémien (20.000-12.000 ans B.P. environ) témoignent de la persistance des écoulements pendant cette période marquée par une très forte aridité dans la partie septentrionale du bassin. L'accroissement des surfaces inondées à partir de 17.000 ans B.P. permet d'envisager que le maximum de sécheresse relative s'est situé entre 20.000 et 17.000 ans B.P., ce qui semble confirmé par les observations faites sur les massifs de la périphérie du bassin.

Le haut niveau lacustre, proche de 320 m, de l'Holocène moyen n'a pas été identifié. Aux séquences nigero-tchadiennes décrites antérieurement dans la partie septentrionale du bassin correspondent, là encore, des dépôts de type fluvi-deltaïque avec accroissement probable des surfaces inondées. L'absence de dépôts équivalents aux sédiments lacustres des interdunes du Manga notamment, qui atteignent des cotes voisines de 315 m, nous font suggérer que ces interdunes ont été alimentées par l'affleurement de la nappe phréatique. Celle-ci pouvait présenter en effet localement un bombement piézométrique sensiblement plus accusé, en cette période relativement humide, que celui que l'on observe actuellement au nord du lac Tchad et qui surplombe le lac actuel d'une trentaine de mètres.

MOTS-CLÉS : Bassin du lac Tchad — Quaternaire supérieur — Stratigraphie — Géochronologie — Variations du niveau lacustre.

ABSTRACT

THE UPPER QUATERNARY IN THE SOUTHERN BANK OF LAKE CHAD

During Upper Quaternary, sedimentation shows successive fluvi-deltaic formations ranging from Upper Pleistocene to Holocene south of Lake Chad. The only important lacustrine phase which was clearly identified is of ghazalian age (expression coined by Servant, 1973, in order to describe a lacustrine period ranging from about 40.000 to 20.000 years B.P.). It is characterized by carbonates and clays with diatoms separated by the traces of a drying which occurred towards 30.000 years B.P.

Deposits in the Kanemian (about 20.000-12.000 years B.P.) reveal the existence of steady flows during this period which is characterized by a very high aridity in the northern part of the basin. The increase in the flooded areas from 17.000 years B.P. makes it possible to consider that the maximum relative drought occurred between 20.000 and 17.000 years B.P. years B.P. which seems to be confirmed by the observations made on the massifs situated on the periphery of the basin.

The high lake level which is closed to 320 m in the middle Holocene has not been identified. Fluvi-deltaic deposits along with a probable increase in the flooded areas correspond once more to the Niger-Chad sequences which

were described previously in the northern part of the basin. The absence of deposits similar mainly to the lacustrine sediments of the Manga troughs which reach elevations close to 315 m imply that these troughs were fed by the outcrop of the underground water. As a matter of fact, the latter could be characterized locally by a piezometric swelling which was considerably more marked during this rather humid period than this which is observed currently north of Lake Chad and overhangs the current lake by some thirty metres.

KEY WORDS : Basin of Lake Chad — Upper Quaternary — Stratigraphy — Geochronology — Variations of the lake level.

INTRODUCTION

Le remplissage sédimentaire dans le centre de la cuvette tchadienne repose en discordance sur les gneiss et les migmatites du socle précambrien. Les premiers dépôts lacustres sont mis en place au moment où commence à s'individualiser à l'Oligo-Miocène la cuvette tchadienne. Celle-ci résulterait du déplacement vers l'est de l'onde épeirogénique qui, selon FAURE (1966), provoque la migration des bassins sédimentaires et de véritables inversions de relief. Ces mouvements à large rayon de courbure se seraient poursuivis pendant le Pleistocène.

Les grandes lignes de la stratigraphie, au centre du bassin, ont pu être établies grâce à des forages récents (SCHROETER et GEAR, 1973) et peuvent être résumées de la manière suivante :

— Holocène à Quaternaire ancien : 50 à 80 m de sables à intercalations argileuses.

— Plio-Quaternaire ancien : 200 à 250 m d'argiles lacustres à diatomites et cristaux de gypse.

— Tertiaire supérieur (Pliocène inférieur) : 75 m de sables fluviatiles.

— Tertiaire moyen (Oligo-Miocène) : 275 m de grès ferrugineux à oolithes surmontant des grès versicolores.

Les argiles lacustres plio-quaternaire à cristaux de gypse témoignent d'une importante et durable extension lacustre au centre du bassin. Elles affleurent entre les 15° et 16° parallèles dans la région du Bahr-el-Ghazal où elles ont révélé à leur base des gisements de vertébrés étudiés par COPPENS (1967, 1972). L'abondance de la microflore de diatomées étudiée en détail par SERVANT-VILDARY (1977) a permis de définir cinq stades d'évolution successifs pouvant correspondre à des zones biostratigraphiques avec à la base des espèces archaïques et éteintes connues dans le Pliocène d'Europe et d'Amérique du nord et au sommet le développement d'espèces à cachet moderne.

Ces argiles, qui semblent être continues de la région du lac Tchad à Koro-Toro, constituent ce que SERVANT (1973) appelle la série du Bahr-el-Ghazal.

L'âge du sommet de ce dépôt ne peut être donné avec précision. Dans la partie septentrionale cette série s'achève par des intercalations de sables éoliens et par l'apparition de carbonates et de diatomées psychrophiles (SERVANT, 1973), témoignant d'importants changements climatiques. Dans la partie méridionale, des forages réalisés sur la bordure sud du lac actuel montrent au sommet de cette série des intercalations sableuses fluviatiles auxquelles se substituent des sables francs vers 30 m sous la surface du sol (forage de Kukawa, au nord-est du Nigeria). Sans pouvoir avancer un âge précis, il est possible que, tout au moins dans le sud, cette série argileuse se poursuive par des faciès régressifs argilo-sableux jusqu'au Pleistocène moyen.

Après la régression de cette vaste mer intérieure plio-pleistocène, le paysage actuel s'est mis progressivement en place, le lac Tchad résiduel actuel n'occupant qu'une toute petite partie (24.000 km²) d'un vaste bassin d'une superficie totale de 1,5.10⁶ km². Les dernières fluctuations lacustres du Quaternaire supérieur ont été analysées en détail par SERVANT (1973) pour la région située au nord du 13° parallèle, dans le Kanem, le Bahr-el-Ghazal et le Manga. Les interprétations paléo-climatiques antérieures se sont appuyées sur l'étude des diatomées (SERVANT-VILDARY, 1977) et sur celle des pollens (MALEY, 1980).

Aux différents niveaux lacustres ainsi identifiés correspondent au sud du lac actuel une série de deltas emboîtés qui ont été reconnus par PIAS (1970).

L'étude sédimentologique des formations fluvio-deltaïques et de leurs intercalations lacustres doit fournir à terme de bonnes indications sur les variations des régimes hydrologiques commandées par les fluctuations climatiques du bassin versant méridional.

Cette note a pour objectif de définir les unités lithostratigraphiques mises en évidence au sud du lac Tchad actuel et d'établir des corrélations avec la stratigraphie de la partie septentrionale du bassin, ce qui est indispensable pour une interprétation de l'évolution géodynamique de celui-ci pendant le Quaternaire supérieur.

ÉTUDE LITHOLOGIQUE

Caractères généraux

Les prélèvements ont été effectués à partir d'une série de puits nouvellement implantés dans le cadre du projet de l'Assalé (fig. 1) à l'instigation de la Commission du Bassin du Lac Tchad (CBLT). Sur chaque échantillon, les analyses sédimentologiques suivantes ont été réalisées : granulométrie de la fraction insoluble, morphoscopie des sables, teneurs en CaCO_3 , minéraux de la fraction lourde des sables, minéralogie des argiles. Le détail des résultats analytiques a été exposé par DURAND (1978).

Un certain nombre de caractères constants apparaissent sur l'ensemble des coupes relevées.

— Partout les sables fins dominent (médianes de l'ordre de $150 \mu\text{m}$). Cependant à l'extrême sud de la zone étudiée, au puits de N'Guéto, apparaissent des niveaux sableux grossiers pouvant correspondre à des dépôts pérideltaïques. Les sables sont généralement très bien triés, parfois plurimodaux.

— L'analyse morphoscopique ne révèle jamais de sable éolien typique. Des grains éolisés apparaissent néanmoins de manière ératique et en mélange avec un matériel essentiellement fluvial. Dans ce cas, le sédiment peut avoir un faciès bimodal. Il faut remarquer cependant que la petite taille des grains se prête mal à une analyse morphoscopique, mais la présence fréquente de micas ne laisse aucun doute sur la faiblesse de l'empreinte éolienne.

— Parmi les minéraux argileux, la montmorillonite domine généralement la fraction argileuse (60 à 90 %) aux côtés de la kaolinite et de faibles proportions d'illite (5 à 10 %). Cependant, au sommet des coupes, dans un niveau discontinu d'argile gris-bleu, la montmorillonite régresse pour être en proportions identiques avec la kaolinite. Ce faciès rappelle celui des argiles deltaïques actuelles à subactuelles.

— La fraction lourde des sables est composée dans sa majeure partie de minéraux résistants ubiquistes. Cependant, des variations mineures dans les proportions de staurotide, de hornblende et d'épidote ou des apports importants mais limités dans le temps de minéraux altérés peuvent traduire une reprise de l'érosion au détriment des sédiments moins évolués de la partie méridionale du bassin. Un tel critère a été retenu dans une étude des variations récentes de l'embouchure du Chari (MATHIEU, 1978).

— Enfin l'accent doit être mis sur l'hétérogénéité latérale des faciès dans un tel milieu. Il convient de considérer que des dépôts sableux dans des chenaux, ou les cordons lacustres et les bourrelets de berges, peuvent passer latéralement à des dépôts argileux de

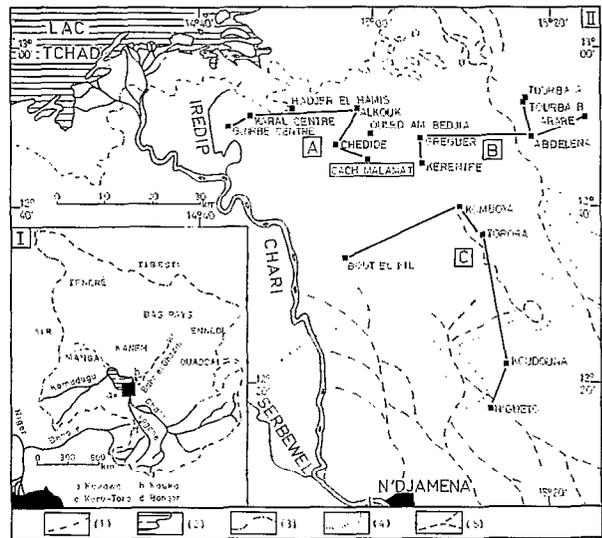


Fig. 1. — Carte de situation : (1) : limite du bassin du lac Tchad ; (2) : Lac Tchad ; (3) : Rivage lacustre à la cote 281,5 m ; (4) : Cote 290 m ; (5) : Écoulements temporaires ; A, B, C : Figures 3, 4 et 5.

plaine d'inondation. Cette hétérogénéité est par ailleurs aggravée par la migration des lits fluviaux. Elle se traduit concrètement par des variations rapides des transmissivités hydrauliques entre puits distants de quelques dizaines de mètres seulement comme le montre une étude récente sur la nappe phréatique de cette région (CHOURRET *et al.*, 1977). Ces variations latérales de faciès compliquent les corrélations stratigraphiques qui devront s'appuyer en grande partie sur des âges radiométriques.

Description d'une coupe de référence

Le puits de Cach-Malamat (fig. 1) a été retenu car il permet de synthétiser sur une seule coupe les différentes unités lithostratigraphiques individualisées au sud du lac actuel. De haut en bas du puits, nous avons identifié (fig. 2) :

- 1 — 0,70 m de sable fin, blanc, à faible teneur en argile.
- 2 — 1,30 m d'argile gris-bleu.
- 3 — 2,20 m de sable blanc, fin, à grains éolisés assez nombreux.
- 4 — 0,40 m de dépôt argilo-silteux en lits alternés à faible teneur en carbonates (2 % CaCO_3).
- 5 — 3,00 m d'argile silteuse alternant avec des sables fins. Traces de carbonates à la base (1 % CaCO_3).
- 6 — 4,40 m de sable blanc, fin. Grains éolisés assez abondants.
- 7 — 1,60 m d'argile sableuse, gris-clair à faible teneur en carbonates (3 % CaCO_3).
- 8 — 1,00 m de dépôt carbonaté blanc, pulvérulent (40 à 85 % de CaCO_3).
- 9 — 7,40 m de sable moyen à la base, devenant plus fin

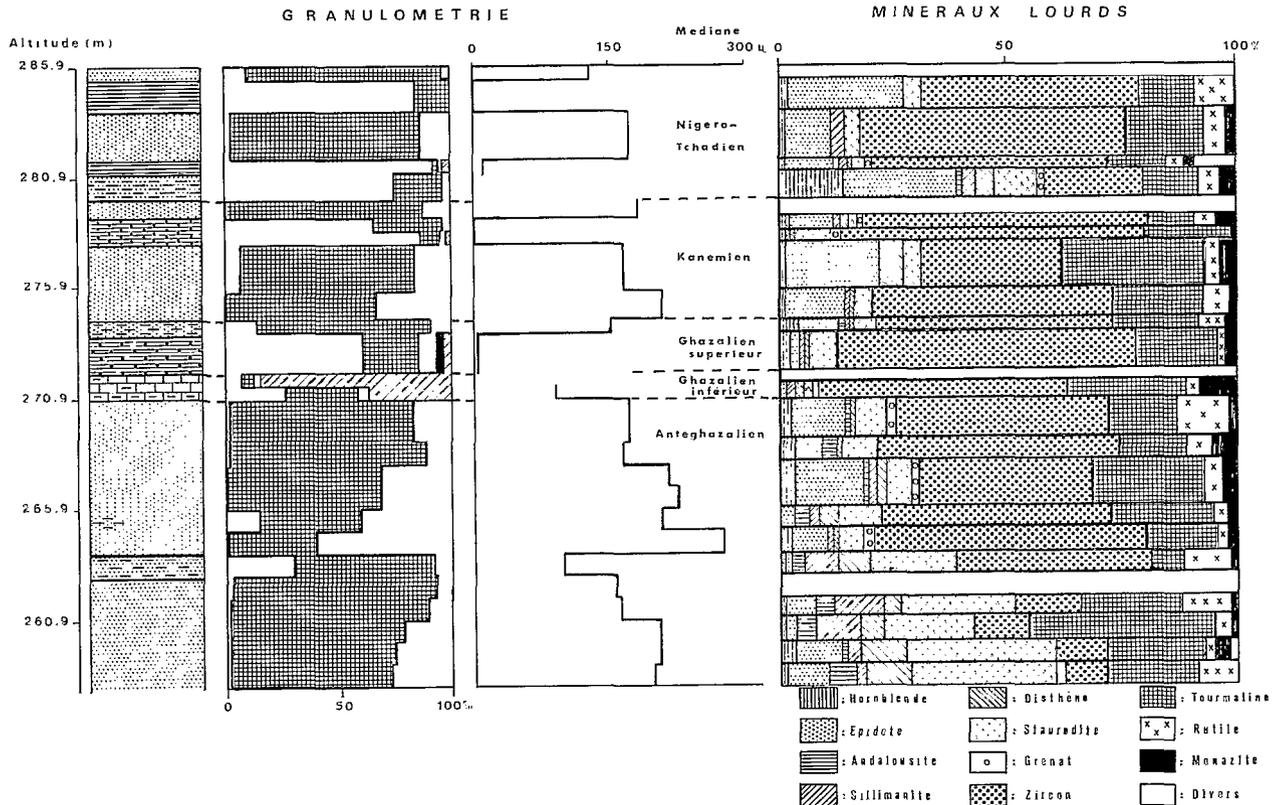


Fig. 2. — Succession lithologique au puits de Cach-Malamat (légende : se reporter à la figure 3).

au sommet. Éolisation des grains plus importante au sommet qu'à la base. Forte proportion de staurolite à la base.

- 10 — 1,00 m de sable fin, légèrement argilo-silteux, à staurolite.
- 11 — 5,00 m de sable fin éolo-fluvial, à staurolite dominant la fraction lourde des sables (niveau non traversé).

Le niveau carbonaté mis ici en évidence a une épaisseur de 1 m à Cach-Malamat. Il atteint 3,50 m de puissance au puits voisin de Chedide. Il est également observé à Alkouk situé à une dizaine de kilomètres plus au nord, mais disparaît complètement des coupes relevées à proximité. A Karal les carbonates sont relayés par une argile diatomitique, faiblement carbonatée (fig. 3 à 5). Il s'agit donc d'un dépôt localisé, d'aspect lenticulaire.

DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Les âges radiométriques ont été obtenus par la méthode du carbone 14 (tabl. I). Le matériau daté est constitué dans la plupart des cas de carbonates.

Dans les coupes étudiées, les coquilles sont généralement absentes.

La base de la dalle calcaire a fourni des âges peu précis, proches des limites de sensibilité de la méthode d'autant que la moindre pollution récente peut considérablement altérer le résultat. La base du calcaire est datée ≥ 35.000 ans B.P. à Cach-Malamat et ≥ 30.000 B.P. à Chedide (fig. 3).

Le sommet du calcaire de Chedide est daté de 20.600 ± 600 ans B.P.

Il est donc possible d'attribuer le dépôt de ces carbonates au cycle lacustre Ghazalien qui, selon SERVANT (1973) commence vers 40.000 ans B.P. et s'achève vers 20.000 ans B.P. En fait, l'âge du début de la transgression lacustre ghazalienne ne peut être donné avec précision pour les raisons évoquées ci-dessus.

D'autres datations confirment cette attribution. Il s'agit des argiles à diatomées de Karal dont le sommet est âgé de 21.800 ± 1.100 ans B.P. et des calcaires de la base de la coupe d'Alkouk qui ont donné un âge de 28.400 ± 1.700 ans B.P.

On peut donc considérer que les sables sous-jacents ont un âge antéghazalien même si l'on ne

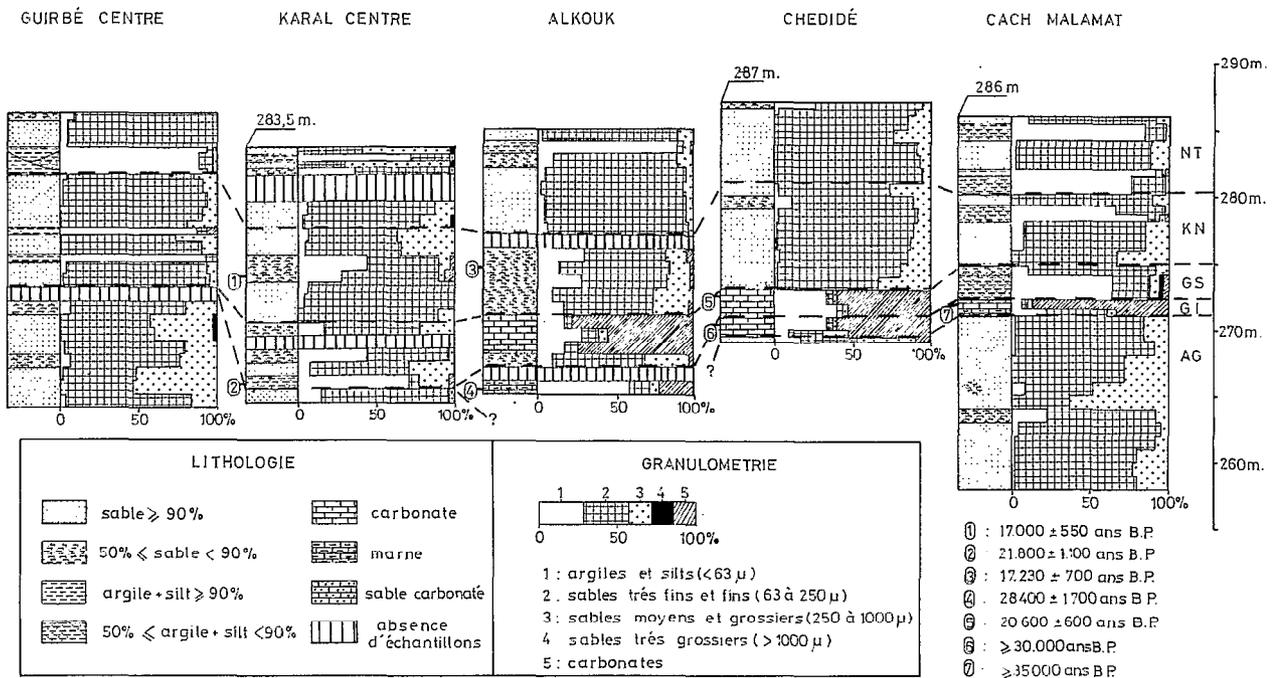


Fig. 3. — Successions lithologiques, zone nord-ouest. (A. Fig. 1).

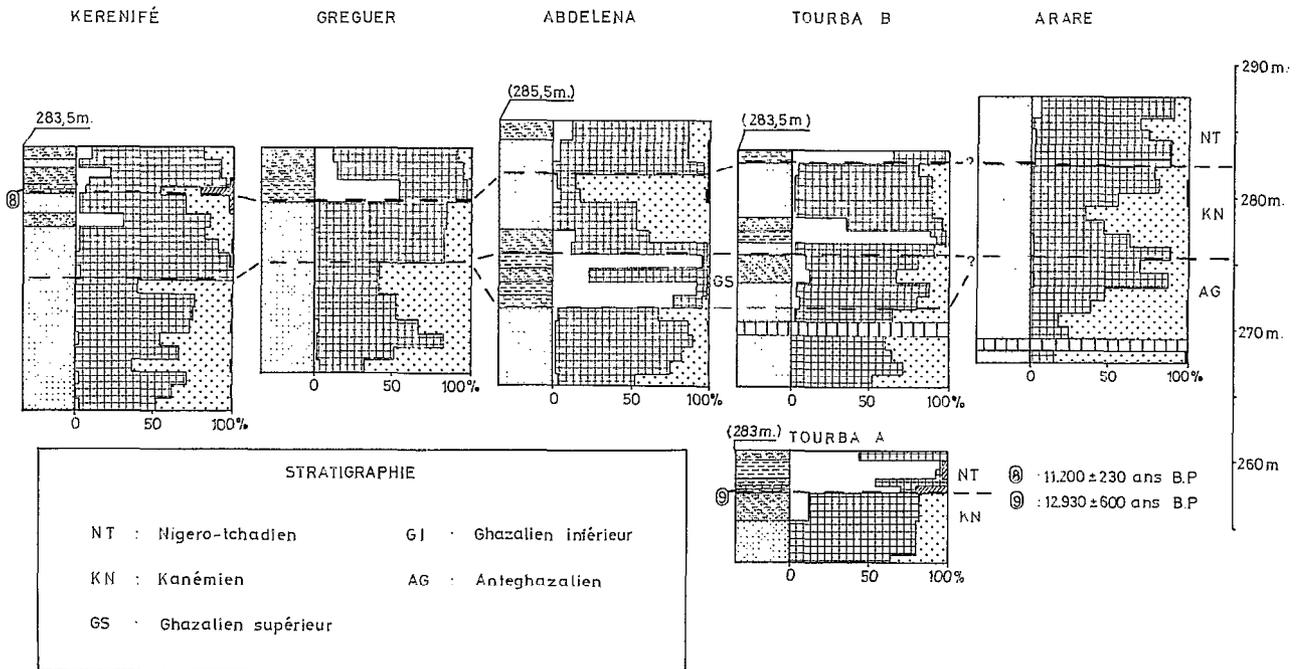


Fig. 4. — Successions lithologiques, zone nord-est. (B. Fig. 1).

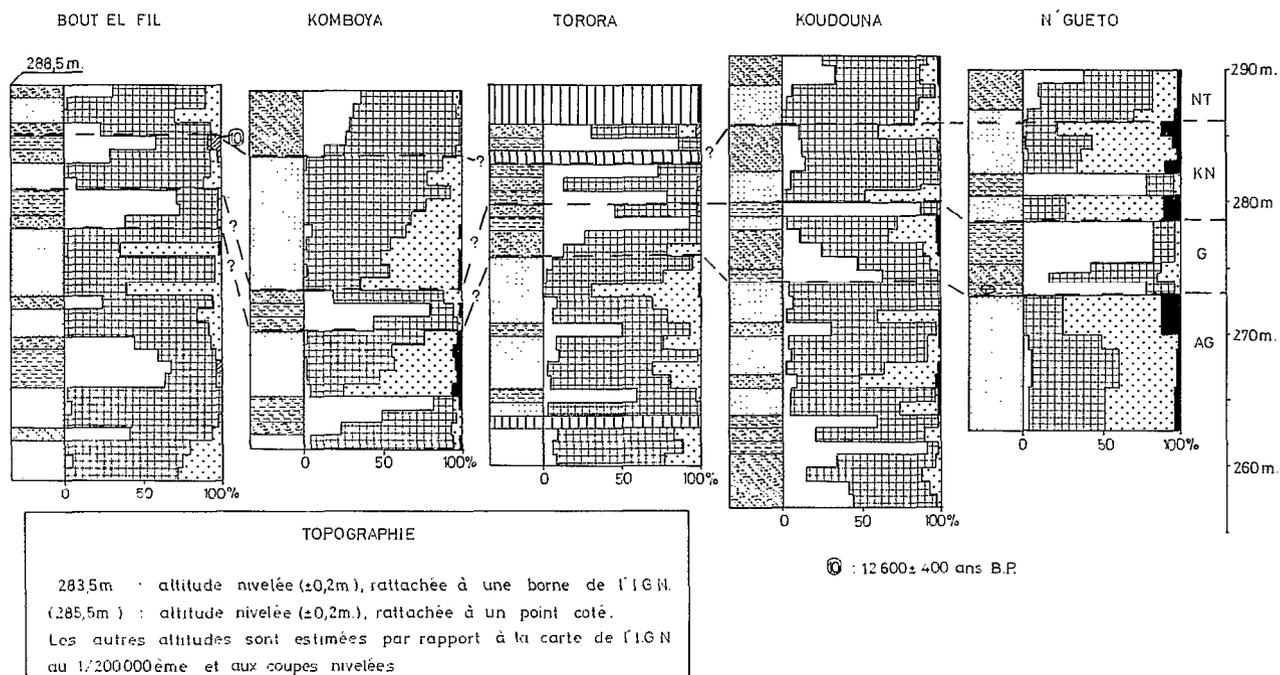


Fig. 5. — Successions lithologiques, zone sud. (C. Fig. 1).

TABLEAU I

Ages ^{14}C des échantillons prélevés au sud du lac Tchad.

Nom du Puits	N° éch.	Niveau	Profondeur (m)	Nature du matériel daté	Age B.P.	Référence Labo. (1)
Cordon sableux...	290 m	Surface	—	Coquilles <i>Caelatura aegyptica</i>	Contemporain	Gif 3837
Cordon sableux...	290 m	Surface	—	Coquilles de lamelli-branches	Contemporain	Gif 3838
CHEDE.....	18	Base carbonates	17	Carbonates	≥ 30.000	Gif 3832
CHEDE.....	16	Sommet carbonates	14	Carbonates	30.600 ± 600	Gif 3831
CACH-MALAMAT...	14	Base carbonates	14,5	Carbonates	≥ 35.000	Gif 3835
ALKOUK.....	23	Sommet marnes	19	Carbonates	28.400 ± 1.700	Gif 3829
ALKOUK.....	13	Argile silteuse	10	Nodules calcaires	17.230 ± 700	G. Dyn. Paris VI
KARAL CENTRE...	20	Sommet argile diatomifère	18	Carbonates	21.800 ± 1.100	G. Dyn. Paris VI
KARAL CENTRE...	9	Base argile silteuse	9	Nodules calcaires	17.000 ± 550	G. Dyn. Paris VI
KERENIFE.....	5	Marnes à mollusques	3	Carbonates encaissants	11.300 ± 230	Gif 3833
KERENIFE.....	5 bis	—	3	Coquilles de <i>Melania</i>	11.300 ± 230	Gif 3834
TOURBA.....	A4	Niveau carbonaté	3	Carbonates	12.930 ± 600	G. Dyn. Paris VI
BOUT-EL-FIL.....	5	Niveau carbonaté	4	Carbonates	12.600 ± 400	G. Dyn. Paris VI
KOUKA.....	6	Niveau organique	5	Débris organiques	9.690 ± 210	Gif 3548

(1) Gif : Laboratoire des Faibles Radioactivités du C.N.R.S. à Gif-sur-Yvette (G. DELIBRIAS).

G. Dyn. Paris VI : Laboratoire de Géologie Dynamique. Université de Paris VI (J. C. FONTES).

peut dater avec exactitude le début de cette phase lacustre.

Par ailleurs, les carbonates correspondent vraisemblablement à un faciès régressif puisqu'ils ne se déposent normalement qu'en milieu sursaturé comme l'a constaté GARMOUZE (1976) dans le lac actuel. Les âges obtenus à leur base ne se rapportent donc pas à la venue des eaux mais à leur concentration progressive par évaporation. La même remarque peut sans doute s'appliquer aux âges obtenus dans les interdunes carbonatées du Kanem (SERVANT, 1973). De plus, les carbonates datés ne sont pas obligatoirement contemporains de la phase détritique résiduelle du sédiment.

Les intercalations argilo-silteuses faiblement carbonatées, rencontrées dans les sables qui surmontent les carbonates du Ghazalien, ont fourni des âges radiométriques concordants à Alkoug (17.230 ± 700 ans B.P.) et à Karal (17.000 ± 550 ans B.P.).

Cette formation sableuse est coiffée localement par des carbonates ou par des marnes coquillères datées respectivement de 12.930 ± 600 ans B.P. à Tourba et 11.200 ± 230 ans B.P. à Kerenife. Ces âges permettent de caler la partie supérieure des coupes par rapport aux séquences nigéro-tchadiennes mises en évidence dans le bassin septentrional par SERVANT (1973) et SERVANT-VILDARY (1977).

Des coquilles (*Caelatura aegyptica* et autres lamellibranches) relevées en surface au pied du cordon sableux de 290 m qui longe le rivage sud du lac et qui est visible au sud-est de Tourba, ont donné des âges contemporains (échantillons Gif 3837 et 3838). Ce cordon est considéré par PIAS (1970) comme délimitant le lac de la dernière transgression située entre 3.200 et 1.800 ans B.P. Ces coquilles ont pu se mettre en place lors des hauts niveaux lacustres des années 1958 et 1962 à 1964.

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES

La lithologie nous enseigne qu'il n'existe pas de sables franchement éoliens au sud du lac actuel. Par contre, on a pu identifier, à l'aide des données géochronologiques, trois phases de remblaiement fluvio-deltaïque à dominante sableuse. Les deux premières sont séparées par des dépôts de carbonates d'âge ghazalien qui n'apparaissent que de façon circonscrite. La troisième datée en deux points à sa base (Kerenife, Tourba) par des dépôts carbonatés ou coquilliers appartient au Nigéro-Tchadien.

La succession des unités lithostratigraphiques, au sud du lac actuel, est donc la suivante :

- Formation fluvio-deltaïque inférieure, d'âge anté-ghazalien (antérieure à environ 40.000 ans B.P.).
- Formation lacustre du Ghazalien (40.000-20.000 ans B.P.).

- Formation fluvio-deltaïque intercalaire du Kanémien (20.000-12.000 ans B.P.).
- Formation fluvio-deltaïque supérieure (à partir de 12.000 ans B.P.).

En comparant cette succession avec la stratigraphie du Pleistocène supérieur établie pour la partie septentrionale du bassin (SERVANT, 1973), on constate qu'aux deux grandes phases d'éolisation ayant donné naissance aux sables inférieurs et intercalaires de la série des Soulias, correspondent au sud des remblaiements fluvio-deltaïques essentiellements sableux.

Les dépôts lacustres du Ghazalien sont localisés à une zone bien circonscrite ne s'étendant pas au-delà d'une vingtaine de kilomètres du rivage lacustre actuel. Ils marquent la limite d'extension vers le sud du système des lacs interdunaires du Ghazalien.

En dehors de ces limites les dépôts des formations fluvio-deltaïques inférieure et intercalaire se font en continuité et certaines coupes (Ouled-Am-Bedja, Arare) présentent même une sédimentation sableuse continue de la base au sommet (tabl. II).

En ce qui concerne le Nigéro-Tchadien, la rareté des données géochronologiques au sud du lac Tchad ne permet pas d'établir des corrélations précises avec les différentes phases lacustres identifiées dans la partie septentrionale du bassin. Seuls deux dépôts fournissent des âges cohérents par rapport aux données géochronologiques existantes. Le premier de ces dépôts, observé à Tourba, est daté de 12.930 ± 600 B.P. Il peut être corrélé à la première transgression lacustre de faible ampleur observée par MALEY (1980) dans la partie méridionale du Bahr-el-Ghazal, et datée de 13.000 à 12.500 B.P.

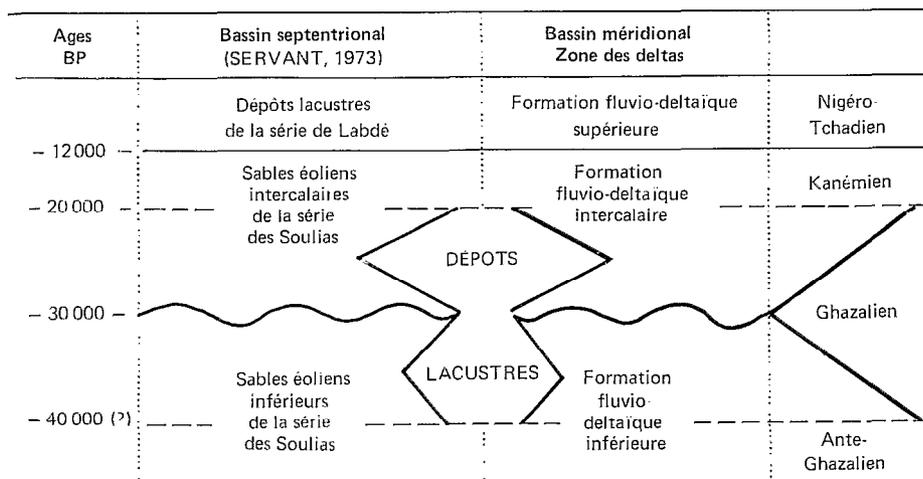
Le second est un dépôt lacustre littoral qui a été identifié à Kéréfif. Son âge de 11.300 ± 230 B.P., obtenu sur des coquilles de *Melania*, permet de le rattacher à divers jalons d'une seconde transgression repérée par SERVANT (1973) et MALEY (1980). Il s'agit des coquilles trouvées à la base de la première séquence lacustre observée à l'extrémité orientale du Kanem, datées de 12.060 ± 350 B.P. ; du niveau directement sous-jacent à la couche à diatomées psychrophiles mise en évidence par SERVANT-VILDARY (1978) dans le Bahr-el-Ghazal méridional, daté de 11.740 ± 150 B.P. et enfin du limon à diatomées de Nédeley (Bahr-el-Ghazal) dont la partie médiane a fourni un âge de 10.900 ± 300 B.P.

Les deux témoins lacustres de Tourba et de Kéréfif peuvent donc être corrélés à la base de la première séquence lacustre nigéro-tchadienne, séquence L_1 , dans laquelle MALEY identifie trois stades successifs (T_1 , T_2 et T_3).

Le lac Tchad est donc transgressif dès 13.000 ans B.P. environ et les témoins de cette transgression recouvrent au nord de la région étudiée les dépôts de la formation fluvio-deltaïque intercalaire.

TABLEAU II

Corrélations stratigraphiques des dépôts du Pleistocène supérieur entre le nord et le sud du lac Tchad actuel.



INTERPRÉTATIONS

La formation fluvio-deltaïque inférieure

Nous regroupons dans cette formation tous les dépôts essentiellement sableux situés sous la dalle calcaire de Cach-Malamat. Elle s'étend largement entre les 9^e et 10^e parallèles. D'une puissance de plus de 15 m elle témoigne d'une phase de remblaiement très active qui remanie à sa base des sables éoliens appartenant à un erg qui était en place antérieurement à au moins 50.000 ans B.P. (d'après une estimation des vitesses moyennes de dépôts).

Un apport de matériel frais est suggéré par la présence, à la base de cette formation, de fortes proportions de staurofide qui caractérise ici les apports du bassin versant méridional.

Aux latitudes plus élevées, hors d'atteinte de l'influence directe des apports fluviaux, persistent des actions éoliennes (sables inférieurs de la série des Soulias). La limite méridionale de l'erg qui s'étendait avant 50.000 ans B.P. au moins jusqu'au 10^e parallèle est donc repoussée vers le nord, tandis qu'une importante pluviosité alimente les écoulements superficiels en provenance du bassin méridional.

L'extension d'un « erg ancien » jusqu'à des latitudes relativement basses semble constituer l'événement majeur de l'évolution de la cuvette tchadienne après la régression du grand lac du Plio-Pleistocène.

La phase régressive de ce lac est visible au forage

de Kukuwa sur la rive sud-ouest du lac actuel en territoire nigérian. Elle apparaît entre 30 et 60 m de profondeur sous la forme d'une argile sableuse à concrétions calcaires qui coiffe la puissante formation d'argile lacustre à cristaux de gypse.

L'important apport sableux qui couvre les sédiments lacustres du Plio-Pleistocène peut provenir d'une intense phase de creusement au détriment des affleurements du bassin méridional au moment où s'installent sur le bassin des conditions climatiques plus arides. Ce remblaiement sableux est repris par des actions éoliennes dans le centre du bassin, où s'installe un régime désertique. Un tel régime est repéré par ALIMEN (1976) dans la partie nord-occidentale du Sahara à la fin du Pleistocène moyen vers une période estimée entre 60 et 50.000 ans B.P.

Au sommet de la formation fluvio-deltaïque inférieure apparaissent à nouveau les traces d'une éolisation prononcée indiquant le retour à des conditions plus arides édifiant, à partir du matériel fluvial déposé, des édifices dunaires.

La formation lacustre ghazalienne

A cette formation nous rattachons des dépôts discontinus carbonatés argilo-silteux ou argilo-diatomitiques (Karál). Les âges obtenus sur cette formation s'échelonnent entre ≥ 35.000 ans B.P. à la base du calcaire de Cach-Malamat, à 20.600 ± 600 ans B.P. au sommet du calcaire de Chedide. la sédimentation carbonatée est continue pendant tout le Ghazalien. A Cach-Malamat les carbonates sont relayés à la partie supérieure du dépôt par des argiles silteuses.

Ghazalien inférieur

La base du calcaire de Cach-Malamat contient une microflore de diatomées dans laquelle les espèces planctoniques et benthiques sont en quantités égales. Parmi elles de nombreuses formes mésohalobes sont rencontrées où dominent *Mastogloia brauni* et *Campylodiscus clypeus*. A côté de nombreuses espèces cosmopolites on observe la présence de *Melosira italica*, var. *valida*, qui peut traduire l'existence de conditions de températures relativement fraîches (SERVANT-VILDARY, 1977). Cependant elle n'a pas été trouvée au sein d'une association typiquement psychrophile.

Cette microflore, associée à de nombreux phytolithes, traduit un milieu d'eau peu profonde, envahi de végétaux aquatiques ou sciaphiles, riche en sels et à température peut être relativement froide.

Au sommet du calcaire de Cach-Malamat la microflore est abondante. Le milieu contient en outre d'abondants phytolithes et des spicules de spongiaires. L'association de diatomées est caractérisée par la prolifération des formes benthiques, parmi lesquelles dominent *Epithemia argus*, *E. sorex* et *Melosira italica* var. *valida*. Le prolifération de diatomées benthiques littorales par rapport à la base du niveau indique une tendance à l'assèchement avec persistance d'une végétation graminéenne en milieu saumâtre peut être encore relativement frais.

La précision des datations ne permet pas de donner avec exactitude l'âge de la mise en eau des lacs du Ghazalien. Il convient ici de se reporter aux données de SERVANT (1973) qui, dans les interdunes de la partie septentrionale du bassin, la situe aux environs de 41.000 ans B.P.

Un premier maximum lacustre intervient avant 35.000 ans B.P. puisqu'à cette date apparaissent déjà des faciès régressifs, évaporitiques. SERVANT (1973) et SERVANT-VILDARY (1977), se fondant sur la microflore de diatomées et sur des données géochronologiques, situent ce maximum lacustre vers 38.000 ans B.P.

Les dépôts de ce premier épisode lacustre ghazalien sont généralement carbonatés et ne s'accompagnent pas d'un apport détritique notable. Ceci peut s'expliquer par l'alimentation des lacs par l'affleurement de la nappe phréatique dans les dépressions interdunaires, lesquelles évoluent comme des petits bassins évaporatoires. L'élévation du niveau piézométrique ne serait pas due à une alimentation directe de la nappe par les pluies incidentes locales, mais par une diminution du taux de l'évaporation due à un abaissement du niveau thermique qu'expliquent, selon l'hypothèse de SERVANT (1973), les coulées d'air polaire ayant atteint la cuvette tchadienne à cette époque. La modicité des pluies locales

explique par ailleurs l'absence de fraction détritique dans les dépôts. Cependant, il est probable que des pluies tombant sur la partie méridionale du bassin ont contribué à soutenir le niveau piézométrique.

Ghazalien supérieur

Les argiles et les silts qui surmontent ces carbonates à Cach-Malamat et les dépôts argilo-diatomitiques de Karal révèlent, par leur microflore, un changement notable dans les conditions de milieu. L'association de diatomées est riche en espèces et en variétés, parmi lesquelles les formes planctoniques à cachet littoral et limnique dominant. Ces espèces sont généralement indifférentes à la salinité. L'espèce dominante est *Melosira granulata* var. *angustissima*. Elle est accompagnée de *M. italica* var. *valida*, *Fragilaria capucina*, *F. constuens*, *Navicula radiosa*, *Synedra ulna*, *Cocconeis placentula*, *Diploneis smilhi*. Nous sommes en présence d'un milieu euplanctonique, non boueux, à apports détritiques fins. Cette même association se retrouve plus à l'est (Ganatir) et au sud (Tororà) ; puis la microflore régresse pour disparaître complètement du dépôt argileux de Koudouna et de N'Gueto. Il semble que l'on puisse ainsi déterminer la limite sud du lac qui n'aurait pas dépassé alors 12° 30' de latitude nord. En fait, de nombreuses lacunes de ces dépôts lacustres et la permanence de la sédimentation sableuse sur certaines coupes (Kenerife, Greger, Ouled-Am-Bedja, Arare) indiquent que le lac ne s'est infiltré vers le sud que dans des bras délimités par des cordons sableux édifiés à la fin de la période ante-ghazalienne (remaniements de la formation fluvio-deltaïque inférieure).

La seconde phase lacustre ghazalienne correspond donc à une recrudescence des écoulements superficiels riches en éléments détritiques fins et en substances nutritives. Le changement des conditions de milieu révélé par les diatomées n'affecte qu'une partie du système interdunaire ghazalien. En effet, certaines dépressions, telle Chedide, présentent une sédimentation carbonatée continue pendant tout le Ghazalien. Ces carbonates, d'une puissance de 3,50 m, peuvent correspondre au stade ultime de deux cycles sédimentaires apparaissant en continuité du fait d'une lacune de sédimentation autour de 30.000 ans B.P. La persistance de ce type de dépôt sous-entend que le lac du Ghazalien supérieur était relativement peu profond, ce que confirme sa faible extension vers le sud révélée par la flore de diatomées. Cette faible extension a permis l'isolement de certaines dépressions ainsi protégées des apports détritiques. Le fait que la dépression ait évolué en milieu confiné est confirmé par la nature des carbonates de Chedide qui sont composés d'ankérite, alors que partout ailleurs il s'agit de calcite.

La continuité de la sédimentation carbonatée dans certaines dépressions au cours du Ghazalien peut être confirmée par une estimation du taux de sédimentation déduite des âges radiométriques obtenus à la base et au sommet des carbonates de Chedide. La valeur obtenue est inférieure ou égale à 3.500 mm en 1.10^4 ans (soit 350 unités Bubnoff). Ce taux correspond à la limite supérieure des valeurs obtenues pour les carbonates d'eaux peu profondes et rapportées par FISCHER (1969). Il n'est donc pas incompatible avec l'hypothèse d'une sédimentation continue dans un petit bassin évaporatoire pendant tout le Ghazalien.

La formation fluvio-deltaïque intercalaire

Cette formation recouvre, à Cach-Malamat, à Chedide et à Karal notamment, les dépôts du Ghazalien. Dans d'autres coupes elle apparaît en continuité avec la formation fluvio-deltaïque inférieure. Pouvant atteindre 14 m de puissance, elle est interrompue par un (ou plusieurs) niveau argilo-silteux à des cotes différentes selon les coupes. La microflore contenue dans l'un de ces niveaux analysés à Cach-Malamat est relativement abondante. Elle est dominée par les espèces *Melosira italica* et *Synedra ulna*. En fait, cette flore paraît très mélangée et les indications écologiques sont peu précises en ce qui concerne la profondeur du plan d'eau. Il s'agit d'un milieu d'eau douce pouvant correspondre à des écoulements de surface de faible ampleur (SERVANT-VILDARY, communication personnelle). Cette série est très semblable aux sables inférieurs par ses caractères sédimentologiques et minéralogiques. Elle témoigne de la persistance des écoulements pendant la grande phase aride du Kanémien (équivalent de l'Ogolien de l'Afrique de l'ouest), postérieure à 20.000 ans B.P. Cependant la présence, en quantités notables, de grains éolisés témoigne d'apports éoliens dus au développement des actions éoliennes sur les terres émergées à la même époque. Cette sédimentation sableuse domine jusqu'à 17.000 ans B.P. environ comme l'indiquent deux datations obtenues sur des carbonates prélevés à la base des argiles silteuses intercalaires (17.000 ± 550 ans B.P. à Karal et 17.230 ± 700 ans B.P. à Alkouk). A partir de cette date, des étendues marécageuses se sont développées, variables quant à leur localisation, témoignant d'une recrudescence des écoulements par ailleurs désorganisés par l'important remblaiement sableux.

L'apparition de marécages reflète l'existence de conditions plus humides sur le sud du bassin. Cependant l'aridité persiste dans le Kanem et le Manga nigéro-tchadien. Notons que l'accroissement de la pluviosité atteint simultanément les deux extrémités méridionales et septentrionales du bassin

tchadien puisque des pluies d'hiver, d'origine méditerranéenne, sont signalées à partir de 16.500 ans B.P. sur le Tibesti (JAKEL, 1977), ainsi que sur les autres massifs du Sahara central (ROGNON, 1967, FAURE, 1969). Il semble donc qu'il y ait eu dans la partie supérieure du Kanémien, à partir de 17.000 ans B.P., une contraction du désert sous les influences conjuguées des pluies d'origine tropicale, au sud, et des pluies d'origine méditerranéenne, au nord.

Le maximum d'extension de la zone désertique pendant le Kanémien se situerait donc entre 20.000 et 17.000 ans B.P. C'est pendant cette période que se serait développé un régime de type sahélien dans les Monts Alantika, au nord-Cameroun (HERVIEU, 1970).

Il est important d'insister sur le fait que pendant toute la période kanémienne, les écoulements superficiels ont persisté et qu'à la phase d'intenses remaniements éoliens reconnus au nord du lac actuel correspond un important remblaiement sableux d'origine fluviale dans la partie méridionale du bassin.

La recrudescence des pluies tropicales réalimente la nappe phréatique dont le niveau n'a probablement jamais été très profond. C'est ainsi qu'apparaissent avant la fin du Kanémien, dès 13.000 ans B.P., des nappes d'eaux superficielles saumâtres dans un environnement désertique au nord du 13^e parallèle (MALEY, 1980). Les écoulements qui se manifestent sous un climat encore fortement marqué par l'aridité ont pu provoquer le creusement à cette époque de la vallée du Bahr-el-Ghazal dans les dépôts des séries plio-quadernaires et pleistocène récent (séries du Bahr-el-Ghazal et de Kouba de SERVANT, 1973).

La formation fluvio-deltaïque supérieure

Une transgression lacustre de faible ampleur est mise en évidence dans la partie nord de la zone étudiée. Elle est matérialisée sur la coupe de Kerenife par des marnes coquillères recouvrant la série fluvio-deltaïque intercalaire. La faune de mollusques est composée de *Melania tuberculata* Muller, *Bulinus* sp., *Gyraulus costulatus* Krauss et *Limnaea natalensis* Krauss. Cette faune a été observée sur le littoral du milieu lacustre actuel par LÉVÊQUE (1972). Ces dépôts marneux sont datés de 11.200 ± 230 ans B.P. à Kerenife et de 12.930 ± 600 ans B.P. à Tourba. En fait, cette remontée du niveau lacustre peut sans doute se décomposer en plusieurs séquences si l'on se réfère aux résultats obtenus dans le Bahr-el-Ghazal et dans le Kanem (SERVANT, 1973, SERVANT-VILDARY, 1977, MALEY, 1980). A cette même époque, la nappe phréatique est très proche de la surface. En effet, les carbonates trouvés sur la coupe de Bout-el-Fil à un niveau équivalent à celui des marnes coquillères de Kerenife, ont fourni un âge de 12.600 ± 600 ans B.P. et l'étude des isotopes

stables (1) révèle que leur cristallisation s'est effectuée en atmosphère de nappe. La faune de mollusques des marnes de Kerenife caractérise un milieu d'eau douce littoral.

Après cet épisode lacustre localisé, la chronologie devient plus floue pendant l'Holocène. Le faciès sableux fluviatile domine dans les dépôts des dix derniers millénaires. Il est entrecoupé, surtout vers le nord, d'un niveau d'argile gris-bleu, azoïque, riche en phytolithes et dont la composition en minéraux argileux (proportions égales de montmorillonite et de kaolinite) est proche de celle des argiles deltaïques subactuelles.

Influence de la nappe phréatique sur les niveaux lacustres à l'Holocène : Hypothèse proposée

L'absence apparente de dépôts caractérisant une extension lacustre généralisée et de grande ampleur à l'Holocène, peut être due à deux causes principales. En premier lieu, on peut penser à une ablation totale ou partielle des dépôts lacustres peu épais compte tenu de la rapidité des variations du niveau lacustre pendant cette période. Cela supposerait une érosion intense au moment du retrait des eaux. Une telle érosion est peu vraisemblable dans des zones d'édifications deltaïques.

La seconde hypothèse serait la permanence du remblaiement fluvio-deltaïque créant en définitive une zone de hauts fonds gênant le passage des eaux et déterminant à l'amont des plaines marécageuses s'appuyant vers le sud à un cordon sableux d'origine plus ancienne (cordon de Bongor). Ces plaines marécageuses auraient fonctionné pendant tout l'Holocène jusqu'à l'époque actuelle. Elles seraient responsables des formations argileuses, dont certaines contiennent des nodules calcaires, de la basse vallée du Logone (région nord de Bongor). Dans cette hypothèse, le grand lac hydrographique holocène serait en fait formé de plusieurs étendues d'eau ne communiquant entre elles qu'épisodiquement.

Cette dernière hypothèse pose le problème du niveau lacustre maximum atteint pendant l'Holocène. Rappelons que ce niveau a été estimé à environ 320 m entre 6.000 et 5.000 ans B.P. par SCHNEIDER (1967, 1968), PIAS (1970), SERVANT (1973) et SERVANT-VILDARY (1977), sur la base de l'existence d'un « cordon sableux » culminant vers 320 m et dessinant un paléorivage lacustre jalonné de gisements néolithiques (SCHNEIDER, 1967).

SERVANT (1973) a identifié des dépôts lacustres attribués à l'Holocène moyen dans des interdunes dont les altitudes sont les suivantes :

- de 275 à 290 m dans le Kanem oriental.
- de 266 à 267 m dans le Kanem septentrional.
- de 275 à 315 m dans le Manga.
- de 260 à 270 m dans le Bahr-el-Ghazal.

Les diatomites repérées à des niveaux plus élevés, à l'est de Koro Toro (fig. 1), n'ont pu être datées.

Les interdunes du Manga tchadien révèlent donc des altitudes proches de 320 m. Ceci conforte l'hypothèse d'un maximum lacustre holocène ayant atteint cette cote. Notons que ces interdunes n'enregistrent pas la totalité des séquences sédimentaires, mais seulement celles qui correspondent au plus haut niveau du plan d'eau.

En fait, l'altitude des lacs interdunaires de l'Holocène moyen n'est pas nécessairement la même que celle du lac hydrographique. La morphologie actuelle de la surface piézométrique à la périphérie du lac Tchad, mise en évidence par BARBER et JONES (1957), PIRARD (1963) et SCHNEIDER (1968), révèle une succession de dômes et de dépressions piézométriques (fig. 6).

Le modelé du toit de la nappe au nord du lac Tchad suggère que les interdunes du Manga ont pu être accessibles aux eaux de la nappe dans sa partie bombée. Il existe en effet à l'heure actuelle un dôme piézométrique centré sur le Kanem entre Nokou et la rive nord du lac Tchad et culminant à 313 m, le lac actuel étant à une cote moyenne de 280 m. Le rebord nord de ce dôme plonge suivant une faible pente sous le Manga où le toit de la nappe est à une cote voisine de 290 m. L'affleurement de la nappe dans les interdunes du Manga à l'Holocène moyen suppose que le bombement piézométrique était alors sensiblement plus accentué et étalé qu'aujourd'hui, le bilan d'alimentation de la nappe étant positif en cette période plus humide que l'actuelle. Rappelons que sous le régime climatique actuel, la stabilité de ce dôme piézométrique est assurée, à l'échelle séculaire, avec une pluviosité locale ne dépassant pas 325 à 250 mm/an, du fait de la protection efficace contre l'évaporation assurée par les sables dunaires (ROCHE, 1973).

Le schéma qui vient d'être proposé suppose que le dôme du Kanem n'est pas hérité d'un état d'équilibre entre un haut niveau lacustre de l'Holocène moyen et la nappe, cette dernière ne s'étant pas réajustée au bas niveau lacustre actuel du fait des conditions locales d'évaporation et d'alimentation (ROCHE, 1973, MAGLIONE, 1974). Par ailleurs, le schéma proposé admet la préexistence du dôme piézométrique du Kanem à l'Holocène moyen. Cela

(1) Résultats dus à J. C. FONTES, laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique, ORSAY.

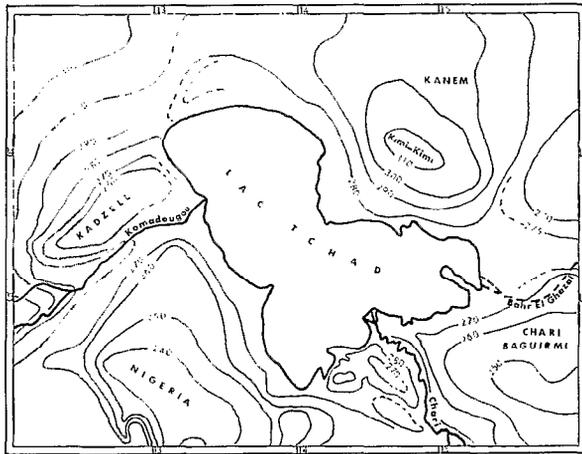


Fig. 6. — Piézométrie de la nappe phréatique à la périphérie du lac Tchad. (Extrait de ROCHE, 1973).

pose sous un angle nouveau le problème de son origine et de son âge.

De la même façon se pose le problème de l'origine et de l'âge du cordon sableux assimilé par les auteurs au rivage lacustre de la cote 320 m.

Pour l'un et pour l'autre, il semble que l'on doive envisager une origine plus ancienne, peut être liée à des phénomènes néotectoniques. Les travaux en cours dans la région du cordon sableux de Bongor (Tchad) et sur la partie nigérienne du bassin tchadien permettront d'apporter des éléments de réponse.

La coupe schématisée de la figure 7 résume l'hypothèse proposée. On voit que les cotes atteintes par le lac d'origine hydrogéologique sont en concordance avec celles déduites des observations lithologiques et paléocologiques.

Quelle aurait été alors l'altitude maximale du plan d'eau du lac hydrographique à l'Holocène moyen ?

En faisant abstraction de tout phénomène néotectonique, CARMOUZE et PEDRO (1977) et GAC (1979) ont estimé que le niveau maximum que peut atteindre le lac dans les conditions climatiques les plus favorables se situe vers 290 m. Ceci est en accord avec l'altitude des dépôts lacustres holocènes peu profonds, reconnus dans la région des deltas, ainsi qu'avec celle des dépôts observés plus au sud sur les berges du Chari (Mailao) par DUPONT et DELAUNE (1970), datés à leur base de 8.220 ± 200 ans B.P. Selon ces auteurs, ils correspondent aux derniers dépôts lacustres de cette région. C'est donc ce maximum lacustre de 290 m environ que nous avons retenu dans notre hypothèse (fig. 7).

CONCLUSIONS

Pendant le Pleistocène supérieur et l'Holocène, la sédimentation au sud du rivage lacustre actuel est soumise en permanence et avec des intensités variables à l'influence des pluies tropicales par l'intermédiaire des grands axes fluviaux. Elle se décompose en deux grandes phases de remblaiement sableux à intercalations argilo-silteuses, de type fluvo-deltaïque qui se sont développées simultanément aux remaniements éoliens ante-ghazalien et kanémien dans la partie septentrionale du bassin (sables inférieurs et intercalaires de la série des Soulias). Ces deux formations encadrent les dépôts lenticulaires riches en carbonates du Ghazalien que nous n'avons trouvés qu'en gisements circonscrits au nord de la zone étudiée. Ces dépôts interdunaires occupent les parties basses d'une topographie mise en place par les remaniements éoliens affectant le sommet de la formation fluvo-deltaïque inférieure.

L'alimentation en eau des interdunes ainsi édifiées ne peut être datée avec précision puisque le matériel correspond à un dépôt en phase régressive. Selon les données paléocologiques (SERVANT-VILDARY, 1977),

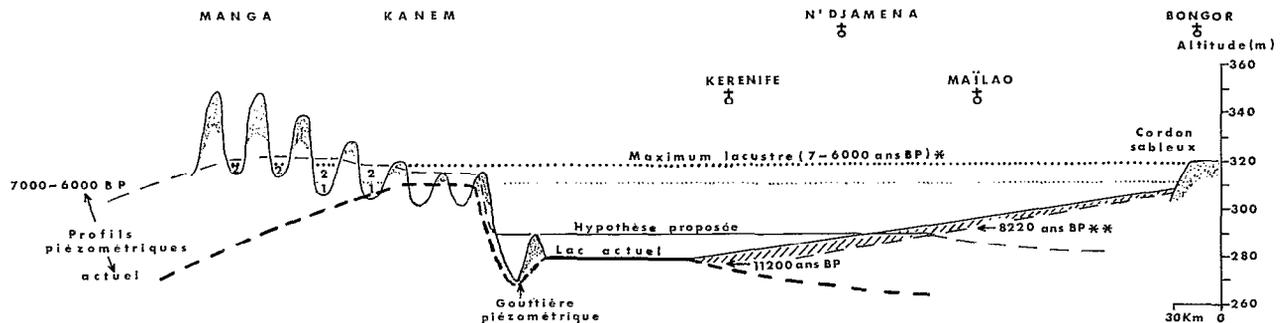


Fig. 7. — Interprétation schématique du niveau du lac Tchad à l'Holocène moyen (6 à 7.000 ans B.P. environ).

- 1.2 : Séquences lacustres holocènes (SERVANT, 1973).
- * : D'après SCHNEIDER (1967); SERVANT (1973).
- ** : DUPONT et DELAUNE (1970).

le maximum de profondeur des lacs ghazaliens se situerait vers 38.000 ans B.P.

Les données géochronologiques et paléocéologiques nous ont conduits à proposer pour le Ghazalien deux épisodes lacustres séparés par une phase d'assèchement amorcée antérieurement à 30.000 ans B.P. Le premier épisode ayant donné naissance à des sédiments carbonatés pauvres en éléments détritiques a été attribué à une remontée du niveau de la nappe phréatique affleurant dans les zones déprimées. Cette variation positive de la surface piézométrique peut être due à la persistance suffisante des pluies à la périphérie méridionale du bassin et à une baisse du niveau thermique sous l'effet des arrivées d'air frais venues du nord (selon l'hypothèse de SERVANT, 1973), ralentissant la ponction évaporatoire. Ces dépressions évoluent ensuite en petits bassins évaporatoires sur un modèle proche des dépressions interdunaires actuelles du Kanem méridional.

Une deuxième phase d'extension lacustre ghazalienne se développe postérieurement à environ 30.000 ans B.P. Ces dépôts sont généralement moins carbonatés, plus argileux. La microflore de diatomées révèle une importante production d'espèces planctoniques. Le lac, dont l'extension semble limitée vers le sud, s'étend entre des cordons sableux. Il est alimenté par des arrivées d'eaux superficielles riches en matériaux détritiques et en substances nutritives. Ce second maximum lacustre se situerait vers 22.000 ans B.P. Les apports détritiques fins sont sans doute favorisés par l'évolution du couvert végétal qui, de 30 à 20.000 ans B.P., subit successivement, selon les données de la palynologie (MALEY, 1980), l'empreinte d'un climat de type méditerranéen puis de type tropical.

Nous pouvons donc constater le parallélisme qui existe pendant cette période entre la cuvette tchadienne, l'Afrique orientale (VAN ZINDEREN BAKKER et DESMOND-CLARK, 1962), l'Éthiopie (GASSE, 1975) et le Sahara nord-occidental (ALIMEN *et al.*, 1966), où a été mise en évidence, entre deux phases humides, une phase sèche aux alentours de 30.000 ans B.P.

Le maximum aride qui suit le Ghazalien a été situé entre 20.000 et 17.000 ans B.P., puisqu'à cette dernière date commencent à apparaître des étendues marécageuses, alimentées par la recrudescence des pluies sur la partie sud du bassin. Simultanément apparaissent au nord des arrivées d'air frais et humide arrosant les massifs centraux sahariens. Ces pluies réactivent les écoulements et alimentent la nappe phréatique. Cela permet dès avant 12.000 ans B.P. la réapparition des lacs du Kanem, la mise en eau des Bas-Pays et le creusement de la vallée du Bahr-el-Ghazal. Dès 13.000 ans B.P., et peut être plus tôt, le lac Tchad est transgressif et l'on peut supposer qu'il n'a jamais totalement disparu du paysage pendant le Pléistocène récent puisque les

écoulements, dans le système endoréique, ne semblent jamais avoir tari.

Les dépôts attribués à l'Holocène au sud du lac Tchad ne révèlent pas l'existence de niveaux lacustres élevés. La permanence de la sédimentation deltaïque dans la zone étudiée permet difficilement d'envisager le stationnement d'un plan d'eau lacustre à la cote 320 m. Par contre, les conditions d'humidité étaient telles que de vastes zones inondables se sont développées vers le sud, s'appuyant au « cordon sableux » de Bongor, tandis que les fluctuations lacustres atteignaient une ampleur moindre que celle généralement admise. Un maximum lacustre holocène ne dépassant pas la cote de 290 m a été proposé.

Dans ces conditions, nous interprétons les niveaux lacustres reprérés à des cotes élevées dans le Kanem oriental et le Manga comme résultant d'une alimentation des interdunes par la partie bombée de la nappe phréatique, dont le toit présentait une topographie proche de l'actuelle, le niveau ayant pu atteindre, pendant les phases les plus humides de l'Holocène, des cotes sensiblement plus élevées. Cette interprétation permet de concilier les données sédimentologiques et paléocéologiques obtenues de part et d'autre du lac actuel.

En définitive, la grande extension lacustre plio-pleistocène, responsable de la formation argileuse puissante de plusieurs centaines de mètres du centre du bassin, est un caractère permanent du bassin tchadien pendant le Quaternaire ancien. Le sommet de ces dépôts lacustres porte la marque de changements notables des conditions climatiques avec l'apparition de faciès régressifs, de carbonates et de sables éoliens. Ces faciès régressifs apparaissent tardivement sur la bordure sud du lac Tchad probablement jusqu'au Pléistocène moyen. L'événement majeur qui a suivi paraît être une phase d'intense activité éolienne permettant le développement d'un erg jusqu'à des latitudes relativement basses (10° parallèle). Dès lors, les grandes lignes du paysage actuel sont ébauchées et le bassin endoréique commence à fonctionner suivant un modèle comparable à celui que l'on peut observer aujourd'hui.

Parallèlement, les importantes réserves d'eaux souterraines constituées par la nappe phréatique, qui occupe actuellement tout le centre du bassin, semblent avoir été constituées, pour l'essentiel, à partir des écoulements permanents anteghazaliens qui ont donné naissance aux épandages sableux de la formation fluvio-deltaïque inférieure qui constitue l'aquifère au centre du bassin. Le mur de cet aquifère est constitué par les argiles épaisses du Plio-Pleistocène. Les données isotopiques (I.A.E.A., 1972, CHOURET *et al.*, 1977) indiquent que ces réserves, qui contiennent une composante ancienne, n'ont pas été intégralement renouvelées par la recharge récente. Cette nappe participera ensuite à plusieurs

reprises à l'alimentation lacustre et ce, dès le Ghazal inférieur. Son rôle ne peut être dissocié de l'histoire géologique du Quaternaire supérieur dans le centre du bassin tchadien.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier M^{me} DELIBRIAS et M. J. C. FONTES, qui ont réalisé les datations ¹⁴C utilisées dans cette note ;

M^{mes} C. GIGOT et S. SERVANT, pour la détermination de diatomées ; M^{me} DELAUNE-MAYÈRE et M. VERDONI, pour les analyses granulométriques et les déterminations de minéraux lourds.

Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M., le 14 mai 1981.

BIBLIOGRAPHIE

- Agence Internationale de l'Énergie Atomique (I.A.E.A.), 1973. — Environmental isotope data in the Chad Basin. *Rapp. multigr.*, 53 p. + annexes.
- ALIMEN (H.), 1976. — Alternances « pluvial-aride » et « érosion-sédimentation » au Sahara nord-occidental. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), vol. XVIII, 4, 301-311.
- ALIMEN (H.), BEUCHER (F.) et CONRAD (G.), 1966. — Chronologie du dernier cycle pluvial-aride au Sahara nord-occidental. *C.R. Acad. Sc.*, Paris (D.), t. 263 : 5-8.
- BARBER (W.) et JONES (D. G.), 1960. — The geology and hydrology of Maidiguri, Borno Province. *Rev. Geol. Surv.*, Nigeria : 5-20.
- CARMOUZE (J. P.) et PEDRO (G.), 1977. — Influence du climat sur le type de régulation saline du lac Tchad ; relations avec les modes de sédimentation lacustre. *Sciences Géologiques* (Strasbourg), 30,1 : 33-49.
- CHOURET (A.), FONTES (J. C.) et MATHIEU (P.), 1977. — La nappe phréatique à la périphérie du lac Tchad (République du Tchad). *Rapp. multigr. O.R.S.T.O.M. / F.A.C. N'Djaména*, 67 p. et 7 annexes.
- COPPENS (Y.), 1967. — Les faunes de vertébrés quaternaires du Tchad. In : *Background to evolution in Africa*. Ed. by W. W. Bishop and J. D. Clark. The Univ. of Chicago. Press : 89-97.
- COPPENS (Y.), 1973. — Tentative de zonation du Pliocène et du Pleistocène d'Afrique par les grands mammifères. *C.R. Acad. Sc.*, Paris (D), 274 : 181-184.
- DUPONT (B.), DELAUNE (M.), 1970. — Étude de quelques coupes dans le Quaternaire récent du sud du lac Tchad. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, 2, 1 : 49-60.
- DURAND (A.), 1978. — Étude du Quaternaire récent dans la région des deltas du Chari (bassin du Tchad) ; rapport préliminaire O.R.S.T.O.M., N'Djaména, 123 p. *multigr.*
- DURAND (A.), 1980. — Cordons dunaires périlacustres et oscillations du lac Tchad au Quaternaire récent. *26^e C.G.I.*, Paris, Résumés, vol. II, p. 650.
- DURAND (A.), MATHIEU (P.), 1981. — Évolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pleistocène supérieur. *Rev. Géol. Dy., Géogr. Phys.*, 22, 4 : 97-109.
- FAURE (H.), 1966. — Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mém. B.R.G.M.*, 47, 630 p.
- FAURE (H.), 1966. — Évolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. *Quaternaria*, 8 : 167-176.
- FAURE (H.), 1969. — Lacs quaternaires du Sahara. *Intern. Symp. Paleolimnology*, Tihany, 17 : 131-146.
- FISCHER (A. G.), 1969. — Geological Time-distances rates : The Bubnoff unit. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80 : 549-552.
- GAC (J. Y.), 1981. — Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.*, n° 123, 241 p.
- GASSE (F.), 1975. — L'évolution des lacs de l'Afar central du Plio-Pleistocène à l'actuel. Reconstitution des paléomilieux lacustres, à partir de l'étude des diatomées. *Thèse Sci.* Paris, 406 p. et annexes.
- HERVIEU (J.), 1970. — Influence des changements de climat quaternaire sur le relief et les sols du nord-Cameroun. *Ann. Géogr.*, t. 433 : 386-398.
- JÄKEL (D.), 1977. — Abfluß und fluviale Formungsvorgänge im Tibesti. Gebirge als Indikaloren zur Rekonstruktion einer Klimageschichte der Zentralsahara im Spätpleistozän und Holozän. *X^e Congrès I.N.Q.U.A.* Birmingham.
- LÉVÊQUE (C.), 1973. — Mollusques benthiques du lac Tchad : écologie, production et bilans énergétiques. *Thèse Sci.*, Paris, 225 p.
- MAGLIONE (G.), 1974. — Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. Les dépressions interdunaires du Tchad. *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.*, 50, 333 p.
- MALEY (J.), 1980. — Études palynologiques dans le bassin du Tchad et Paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30.000 ans à l'époque actuelle. *Thèse Sci.*, Montpellier, 586 p.
- MATHIEU (P.), 1978. — Découverte d'« Oolites ferrugineuses » en stratigraphie sous le delta actuel du Chari (Tchad). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 2 : 203-208.
- MATHIEU (P.), 1980. — Données nouvelles sur la sédimentation quaternaire au sud du lac Tchad. *26^e C.G.I.*, Paris, Résumés vol. II, p. 672.
- PIRARD (F.), 1963. — Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental. Rapport de fin de travaux 1960-1963.

- Essais d'esquisses hydrogéologiques. *Rapp. multigr.*, B.R.G.M., Orléans.
- PIAS (J.), 1970. — Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 43, 408 p.
- ROCHE (M. A.), 1973. — Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. *Thèse Sci.*, Paris, 398 p.
- ROGNON (P.), 1967. — Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). *C.N.R.S.-C.R.Z.A.*, Paris, n° 9, 513 p.
- SCHNEIDER (J. L.), 1967. — Évolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Bas-Pays du Tchad. *Bull. A.S.E.Q.U.A.*, n° 14-15 : 18-23.
- SCHNEIDER (J. L.), 1968. — Carte hydrogéologique du Tchad au 1/500.000°. Rapport de synthèse. *Rapp. B.R.G.M.*
- SCHROETER (P.) et GEAR (D.), 1973. — Étude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement. *Rapp. multigr. C.B.L.T.-P.N.U.D.-F.A.O.*, Rome, 62 p.+annexes.
- SERVANT (M.), 1973. — Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. *Thèse Sci.*, Paris, 348 p.
- SERVANT-VILDARY (S.), 1977. — Étude des diatomées et paléo-limnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur. *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.*, n° 84, 2 vol., 345 p.+annexes.
- VAN ZINDEREN BAKKER (E. M.) et DESMOND CLARK (J.), 1962. — Pleistocene climates and cultures in north-eastern Angola. *Nature*, vol. 191, 4855 : 639-642.
- VAN ZINDEREN BAKKER (E. M.) et MALEY (J.), 1979. — Late Quaternary paleoenvironments of the Sahara region. *Paleoecology of Africa*, 10-11 : 83-104.