

# LE BASSIN DU TCHAD AU QUATERNAIRE RÉCENT : FORMATIONS SÉDIMENTAIRES, PALÉOENVIRONNEMENTS ET PRÉHISTOIRE. LA QUESTION DES PALÉOTCHADS

Jean Maley

La caractéristique majeure du bassin du Tchad est l'*endoréisme* quasi complet de ses réseaux fluviatiles. Ce phénomène va déterminer les grands traits de la géomorphologie du bassin, particulièrement sa subdivision en 2 entités principales : d'une part, la région orientale du bassin où se trouve la partie la plus basse et qui correspond à ce qui est appelé la Cuvette Centrale, située presque totalement au Tchad, et d'autre part la région occidentale qui est plus élevée et se localise essentiellement au Niger oriental.

- *La Cuvette Centrale* (Fig.1) s'étire suivant un axe nord-est/sud-ouest avec des altitudes comprises entre environ 320 m et 165 m pour le point le plus bas, au pied du Tibesti. Cette cuvette, qui concerne la moitié orientale du bassin tchadien, est en rapport avec plusieurs réseaux fluviatiles venant d'une part des régions humides méridionales (bassin du Chari et Logone), d'autre part des montagnes du nord (Tibesti) et enfin de l'est (Ennedi et Ouaddai). Le réseau fluvial septentrional et oriental est actuellement très peu fonctionnel, tandis que le réseau méridional est responsable de quasiment toute l'alimentation fluviale qui joue un rôle majeur dans l'alimentation du lac Tchad et de ses fluctuations depuis la fin du Pléistocène. Les pluies régionales apportent un complément qui est actuellement assez faible (entre 10 et 15 % des apports fluviaux annuels, d'après Carmouze, 1976), mais ces pluies ont aussi un rôle indirect très important par le contrôle de l'évaporation qui est exercé par les nuages générant ces pluies (Riou, 1975). On verra plus loin que concernant les pluies sur le bassin du Tchad, la majeure partie provient de la *mousson*, surtout en période interglaciaire, toutefois durant certaines périodes du Quaternaire une partie plus ou moins importante a pu résulter de *pluies cycloniques, d'origine septentrionale*, et liées à l'activité du Jet Stream Subtropical (Maley, 1977 ; 1981 ; 2000). Les dépôts lacustres de la Cuvette Centrale, comme par exemple ceux de la Formation de Tjéri (Tableau II et Fig. 2, 3 et 5), ont résulté d'apports en eau multiples et variables au cours du temps, surtout météoriques et fluviaux, mais aussi par la nappe phréatique. Tout au long du Quaternaire une succession de dépôts lacustres (périodes humides) se sont

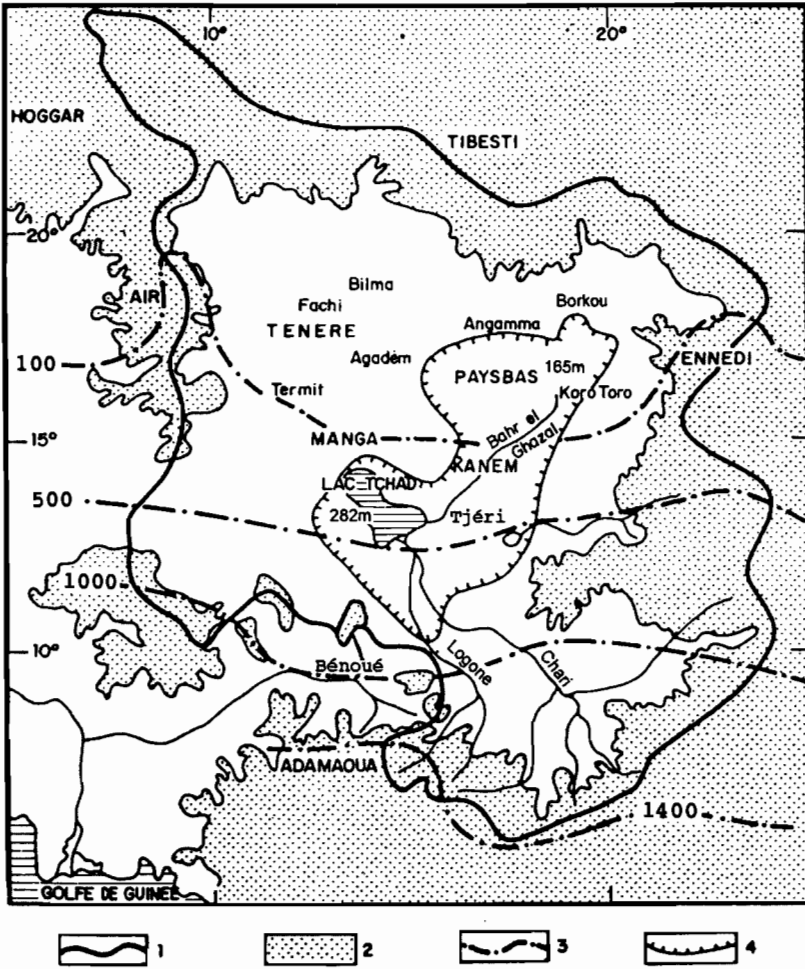


Figure 1: Le bassin du Tchad. 1, Limite du bassin. 2, Courbe de niveau à 500 m d'altitude. 3, Isohyètes principaux. 4, Limite du Méga-Tchad vers 320 m, d'après Schneider, 1969 (d'après Maley, 1981).

interstratifiés avec des formations éoliennes (périodes arides) (Servant, 1973; Maley, 1980). Sur le long terme, l'érosion éolienne a eu une action géomorphologique en modelant les roches et en surcreusant certaines dépressions comme celle du Djourab au sud du Tibesti (Mainguet et Chemin, 1990).

- La partie occidentale du bassin se trouve à des altitudes comprises entre un peu plus de 300 m et 700 m à l'ouest vers les contreforts de l'Air (Fig. 1). Cette partie est surtout constituée par un ensemble de plateaux et de dépressions isolées les unes des autres, au moins depuis le Pleistocène supérieur. Les sédiments lacustres déposés dans ces dépressions isolées ont surtout enregistré les variations locales et régionales des paléoenvironnements. Du fait de ces caractéristiques géomorphologiques, l'étude des dépôts lacustres du Niger oriental apportera des informations sur les fluctuations climatiques régionales, tandis que les dépôts formés dans la Cuvette Centrale ont correspondu aux différentes formations lacustres, ou « Paléotchad », qui se sont succédées au cours du Quaternaire. L'interprétation de ces derniers dépôts sera plus difficile car il sera nécessaire de faire la part des pluies régionales et des apports fluviaux dont les sources peuvent se situer parfois très loin et dans des régions climatiquement différentes. Toutefois les dépôts de la Cuvette Centrale, du fait justement de cette diversité des apports, présentent des séries sédimentaires plus com-

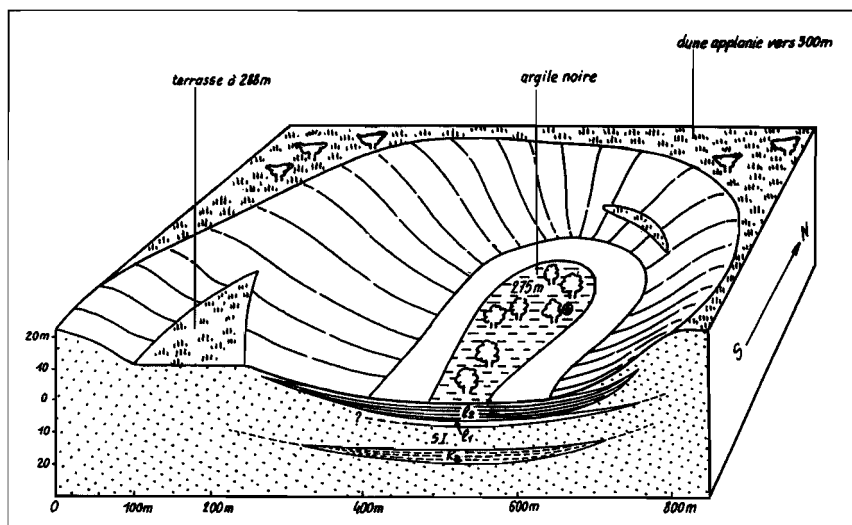


Figure 2: Coupe et perspective de l'interdune de Tjéri. Présentation schématique des différentes formations sédimentaires et de leur extension latérale (Martin, 1973). Croix cerclée, position du puits dans lequel se situe la coupe étudiée par M. Servant (1973). Ka: Formation lacustre de Kamala (période en partie « humide » du Ghazalien), de ca 40 000 à 20 000 ans BP; SI: Série Intermédiaire, sables éoliens (période aride du Kanémien); L: Formation lacustre de Tjéri (période « humide » du Nigéro-Tchadien) subdivisée en Séquence L1, de ca 13 000 à 9500 ans BP, et Séquence L2, de ca 9500 au subactuel. Sur le flanc de l'interdune, une replat d'érosion vers 288 m et et au sommet, le niveau aplani vers 300 m faisant partie du Plateau du Harr (Fig. 1 et 5).

plètes car, contrairement aux petits bassins isolés du Niger oriental qui se sont asséchés durant les phases arides régionales, les dépôts de la Cuvette Centrale ont pu perdurer durant certaines phases arides, apportant ainsi des informations sur des époques souvent moins bien connues que celles qui ont été plus humides.

### Les principales techniques d'étude.

- *Des études stratigraphiques et géomorphologiques*, complétées avec des datations par le radiocarbone de certains niveaux, ont été d'abord effectuées dans le but d'établir un cadre précis des phases humides et sèches qui se sont succédées au cours du Quaternaire récent (Servant, 1973 ; Servant et Servant, 1970 ; Martin, 1973).

- Ensuite *l'étude des diatomées*, très abondantes dans les dépôts lacustres du bassin du Tchad, a été appliquée à quelques coupes relativement bien datées dans le but de reconstituer l'évolution dans le temps des principaux paramètres limnologiques (chimie des eaux, profondeur relative des milieux lacustres, éventuellement leur température, etc.) (Servant-Vildary, 1978 ; Servant et Servant, 1983). Une des principales coupes étudiées a été celle de *Tjéri qui se trouve au Kanem*, à 15 km au nord de Moussoro (Fig. 1). Cette coupe se situe au centre d'une ancienne interdune formée ou fortement réactivée durant la dernière grande phase aride du Kanémien (Fig. 2). Après cette phase, lors du retour des conditions humides, des dépôts lacustres se sont formés dans les interdunes alors que les anciennes crêtes dunaires émergeaient encore, sauf durant les transgressions les plus fortes. Cette disposition est tout à fait similaire à celle de « l'archipel » qui parsème de nombreuses îles la partie nord du lac Tchad actuel. De par sa position, Tjéri se trouve dans la partie centrale du Paléotchad holocène (Fig. 1). Ainsi la courbe des variations lacustres qui y a été établie correspond aux variations du Paléotchad (Fig. 3).

- *Des analyses polliniques* ont été effectuées sur plusieurs coupes du Kanem central (Est du lac Tchad) afin de reconstituer l'évolution de la végétation régionale et aussi pour apporter des informations sur les pluies, leur répartition géographique et sur l'importance des apports fluviaux (Maley, 1977 ; 1981). Les analyses ont été surtout concentrées sur la coupe de Tjéri (Fig. 4) qui couvre la fin Pléistocène et l'Holocène, en s'achevant vers le début du dernier millénaire. Des niveaux datés du Pléistocène terminal et venant d'autres coupes voisines ont fait aussi l'objet d'analyses polliniques. Les pollens observés ont été classés suivant l'appartenance écologique des taxons dont ils sont issus et aussi d'après la dominance actuelle

Eléments et groupes écologiques Taxons	
Elément SAHELIEN	
<i>Amaranthaceae</i> (type)	<i>Commiphora africana</i> (Burseraceae)
<i>Acacia</i> , Gummiferae (Mimosaceae)	Compositae, Tubuliflores
<i>Acacia raddiana</i> (Mimosaceae)	<i>Hyphaene thebaica</i> (Palmae)
<i>Acacia cf. A. senegal</i> (Mimosaceae)	<i>Indigofera</i> sp. (Papilionaceae)
<i>Acacia seyal</i> (Mimosaceae)	<i>Maerua crassifolia</i> (Capparaceae)
<i>Balanites aegyptiaca</i> (Balanitaceae)	<i>Mitracarpus scaber</i> (Rubiaceae)
<i>Borreria</i> sp. (Rubiaceae)	<i>Monechma ciliata</i> (Acanthaceae)
<i>Capparis decidua</i> (Capparaceae)	<i>Oldenlandia</i> sp. (Rubiaceae)
<i>Capparis</i> sp. (Capparaceae)	<i>Salvadora persica</i> (Salvadoraceae)
<i>Celosia trigyna</i> (Amaranthaceae)	<i>Trianthema pentandra</i> (Aizoaceae)
<i>Cocculus pendulus</i> (Menispermaceae)	<i>Tribulus</i> sp. (Zygophyllaceae)
Elément SOUDANIEN	
<i>Allophyllus africanus</i> (Sapindaceae)	<i>Lannea</i> sp. (Anacardiaceae)
<i>Celtis integrifolia</i> (Ulmaceae)	<i>Mitragyna inermis</i> (Rubiaceae)
<i>Clematis hirsuta</i> (Ranunculaceae)	<i>Morella senegalensis</i> (Rubiaceae)
Combretaceae	<i>Prosopis africana</i> (Mimosaceae)
<i>Dombeya quinqueseta</i> (Sterculiaceae)	
Elément SOUDANO-GUINEEN	
<i>Adina</i> sp. (Rubiaceae)	<i>Hymenocardia acida</i> (Euphorbiaceae)
<i>Alchornea cordifolia</i> (Euphorbiaceae)	<i>Nauclea</i> sp. (Rubiaceae)
<i>Bridelia ferrugina</i> (Euphorbiaceae)	<i>Olea hochstetteri</i> (Oleaceae)
<i>Bridelia cf. B. scleroneura</i> (Euphorbiac.)	<i>Uapaca</i> sp. (Euphorbiaceae)
<i>Elaeis guineensis</i> (Palmae)	
Elément MONTAGNARD (Tibesti)	
<i>Artemisia</i> sp. (Compositae)	<i>Pentzia monodiana</i> (Compositae)
<i>Ephedra</i> sp. (Ephedraceae)	<i>Plantago</i> (Plantaginaceae)
<i>Erica arborea</i> (Ericaceae)	<i>Silene</i> sp. (Caryophyllaceae)
Groupe des Plantes HYGROPHILES	
<i>Cissus tibuensis</i> (Vitaceae)	<u>Spores</u>
<i>Hygrophila</i> sp. (Acanthaceae)	
<i>Ipomoea</i> sp. (Convolvulaceae)	<i>Azolla africana</i> (Azollaceae)
<i>Laurmbergia tetrandra</i> (Haloragaceae)	<i>Ceratopteris cornuta</i> (Adiantaceae)
<i>Ludwigia</i> sp. (Onagraceae)	<i>Ophioglossum</i> sp. (Ophioglossaceae)
<i>Nymphaea</i> sp. (Nymphaeaceae)	Spore monolète
<i>Polygonum</i> sp. (Polygonaceae)	
<i>Sesbania pachycarpa</i> (Papilionaceae)	

Tableau I: Taxons polliniques caractéristiques déterminés sur la coupe de Tjéri. Classement par Eléments et Groupes écologiques (Maley, 1970 ; 1972 ; 1981).

plus ou moins marquée de ces taxons dans les différentes zones climatiques du bassin du Tchad (Tableau I) (Maley, 1970 ; 1972 ; 1981). Les principaux résultats sont synthétisés sur la Figure 5 et seront discutés plus loin.

### Les Formations sédimentaires de la fin du Pléistocène et de l'Holocène.

Une présentation synthétique des dépôts observés à travers le bassin du Tchad a été effectuée sur le Tableau I. Avant la grande phase aride de la fin du Pléistocène, datée approximativement de 20 000 à 13 000 ans BP (BP : années <sup>14</sup>C avant le Présent) et appelée régionalement *Kanémien*, diverses formations lacustres ont été recensées dans la Cuvette Centrale. Vers la

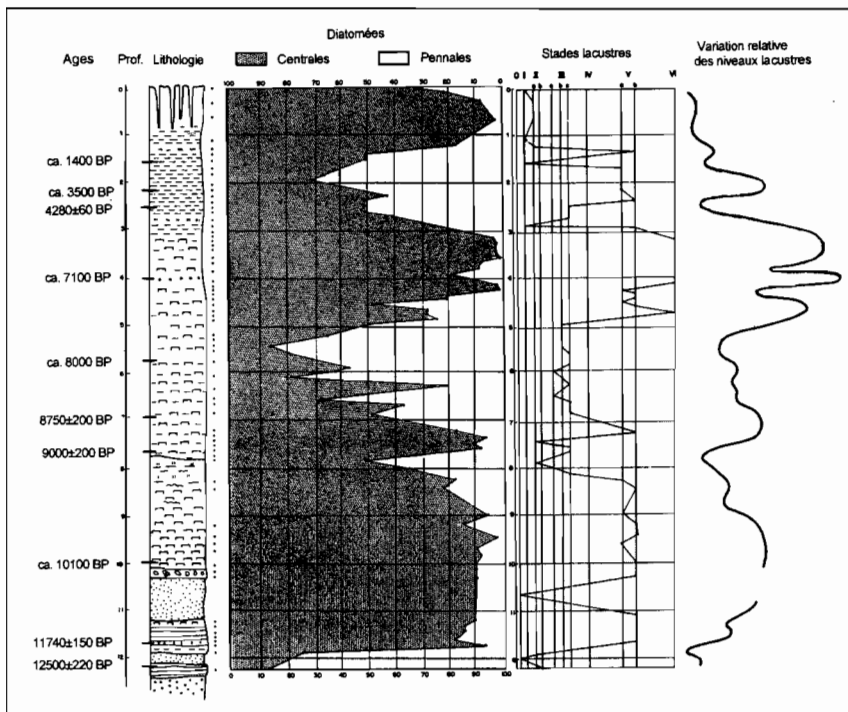


Figure 3 : Coupe de Tjéri (figure adaptée de Servant-Vildary, 1978, Fig. II, 12). De g. à dr., Ages : 5 datations au radiocarbone et dates interpolées pour quelques niveaux remarquables (Servant, 1973 ; Maley, 1981 et Fig. 5). Profondeur des niveaux. Diatomées Centrales : formes planctoniques ; diatomées Pennales : formes surtout littorales. Stades lacustres basés sur la variation des 6 Groupes de diatomées. La variation relative des niveaux lacustres est basée sur la synthèse des données diatomologiques et en partie sur des données géologiques et géomorphologiques (voir Servant, 1973 ; Martin, 1973 ; Maley, 1981 ; 1989).

base de la coupe de Tjéri (Fig. 2), on note la Formation de Kamala, rattachée au « Ghazalien », qui a été datée entre *ca* 40 000 et 20 000 BP (Servant, 1973). Toutefois vu les problèmes que posent parfois les datations au radiocarbone antérieures à *ca* 20 000 BP, il serait possible qu'une partie au moins de cette Formation lacustre soit plus ancienne et se rattache à l'Interglaciaire précédent, de *ca* 130 000 à 75 000 ans. Des formations lacustres similaires ont été retrouvées dans certaines dépressions du Niger oriental avec des hiatus stratigraphiques dus surtout à des phases arides ou (et) érosives (Servant, 1973 ; Baumhauer *et al.*, 1997). Corrélativement des formations fluviatiles variées, associées parfois à des paléosols, ont été décrites dans les massifs montagneux périphériques (Tab. II).

Durant la phase aride du Kanémien l'activité éolienne a été très intense dans les plaines du Tchad et du Niger oriental (M. et S. Servant, 1970; Servant, 1973; Rognon, 1989). Certaines formations éoliennes se sont alors étendues vers le sud, en particulier au Nord Cameroun jusque vers la latitude de 10°N (cf. l'Erg de Kalfou, Sieffermann, 1970; carte de Brabant et Gavaud, 1985) alors qu'actuellement l'activité éolienne ne dépasse pas, en moyenne, la latitude de 16°N (secteur de Koro-Toro sous l'isohyète *ca* 100 mm/an), soit donc une extension du Sahara vers le sud de près de 700 km. Paradoxalement, pendant cette époque très aride dans les plaines, des dépôts lacustres importants se sont formés dans les montagnes du Sahara central et méridional, particulièrement dans les cratères du Tibesti et du Djebel Marra, en rapport avec des pluies cycloniques liées à l'activité du Jet Stream Subtropical (Maley, 1981; 2000a; Tab. II). Corrélativement d'importants dépôts fluviatiles ont été recensés au Tibesti, Hoggar, Air et jusqu'au Nord Cameroun (Jäkel, 1979; Durand *et al.*, 1983; Morel, 1983). Vers le sud du lac Tchad actuel, Durand et Mathieu (1980) ont mis en évidence des

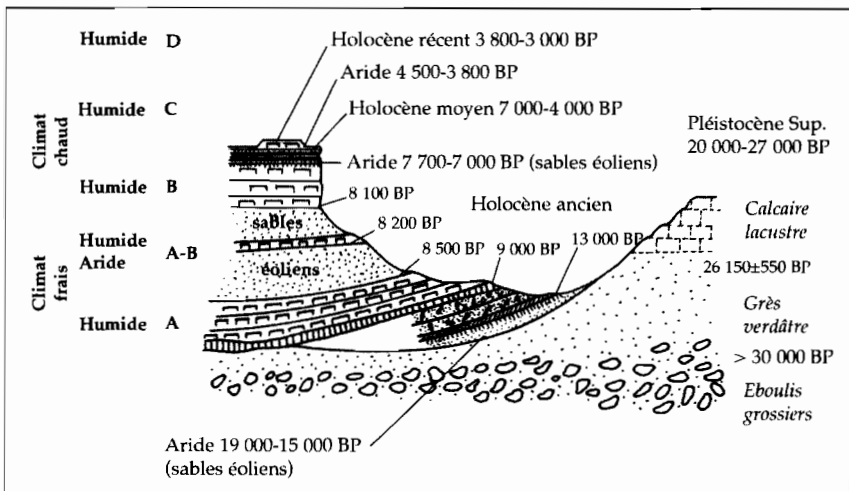


Fig. 4: Secteur occidental du bassin du Tchad (Erg du Ténéré, Niger oriental) — Dépôts du Quaternaire récent dans la dépression isolée de Dogomboulo près de Fachi (adapté de Maley, 1981, Fig. 3.6). L'Holocène a été subdivisé en 5 Membres, de A à D. La détermination de gros fragments de charbon de bois venant de la base du Membre C (Holocène moyen) et datés d'environ 7000 BP, a mis en évidence une riche végétation de type soudano-sahélien, témoignant ainsi pour cette époque d'une remontée vers le nord d'environ 500 km des zones climatiques et de végétation (Neumann et Schultz, 1987). Une occupation humaine datée d'environ 6850 BP et pouvant être rapportée au Néolithique « moyen », a été découverte interstratifiée dans cette coupe (Maley *et al.*, 1971) et décrite par Roset (1974; 1987).

dépôts fluviatiles qui, pour cette période, illustrent la poursuite des écoulements fluviatiles en provenance du sud du bassin.

Plus au nord, au Kanem, la phase aride du Kanémien s'est achevée vers 13 000 BP, comme l'atteste une formation lacustre de faible ampleur qui a été datée de 13 000 à 12 500 BP. Les résultats palynologiques et diatomologiques permettent de penser que les lacs de cette phase devaient être alimentés par la nappe phréatique et par des apports fluviatiles allochtones venant du sud du bassin (Maley, 1981). Durant cette période, la végétation sahélienne a effectué une timide apparition, ce qui témoigne aussi de quelques précipitations régionales. Cette phase humide qui a correspondu au premier retour bien marqué de la mousson, a été très générale en Afrique tropicale, depuis le Sahara méridional (Kanem, Aïr, etc.) jusque vers l'équateur où les pluies ont été surtout importantes. On peut ainsi noter une forte transgression du lac Barombi Mbo, dans la zone forestière de l'ouest Cameroun (Maley et Brenac, 1998a) et en Afrique orientale, un nouveau remplissage du lac Victoria qui s'était asséché pendant la longue phase aride précédente (Johnson *et al.*, 1996). Le nouveau débordement du lac Victoria et la reprise des pluies de mousson sur le Plateau éthiopien ont été responsables des plus fortes crues du Nil depuis la fin du Pléistocène (phase du « Nil Sauvage ») (Paulissen et Vermeersch, 1989). L'aridité est ensuite revenue dans toutes ces régions durant environ 2 millénaires, entrecoupée par quelques brèves phases humides. La variabilité climatique a été alors très forte surtout durant une période synchrone du Dryas Récent en Europe, entre *ca* 11 000 et 10 000 BP (Maley et Brenac, 1998a; Gasse *et al.*, 1990; Gasse, 2000).

C'est seulement vers 10 200–9900 BP qu'ont existé dans certaines dépressions isolées de la zone sahélienne des lacs de faible ampleur qui ont été alimentés essentiellement par les pluies régionales (Maley, 1981). La végétation sahélienne a pris durant cette courte période une première extension comparable à ce qu'elle sera ensuite à l'Holocène inférieur. Une brève phase aride bien marquée et centrée vers 9800–9700 BP se situe au tout début de l'Holocène avant la première grande transgression lacustre de l'Holocène inférieur qui a débuté vers 9500 BP et s'est poursuivie jusque vers 8500 BP (Servant, 1973; Maley, 1981) (Tab. II). C'est durant cette première phase humide que les étendues lacustres ont été les plus nombreuses et importantes au Sahel et au sud du Sahara. Dans la Cuvette Centrale du Tchad cette phase humide et celles qui se sont développées ultérieurement, en association avec des écoulements fluviatiles originaires du sud (complexe du Chari-Logone) et du nord (complexe fluviatile aboutissant au delta de l'Angamma) ont pu conduire à de très grandes étendues lacustres dénommées Paléotchad ou Méga-Tchad pour son extension maximum





(Fig. 6). La mise en évidence, le positionnement altitudinal et la datation d'une seule ou de plusieurs phases successives du Méga-Tchad ont été une entreprise difficile et parfois controversée.

### ***Le problème du Méga-Tchad et la question du « cordon périlacustre ».***

#### ***• Historique des recherches***

Vers le début du XXe siècle, Tilho (1925) a, le premier, montré qu'une ancienne grande extension lacustre, appelée « mer paléotchadienne », aurait occupé toute la partie la plus basse du bassin du Tchad. La description par Pias et Guichard (1957) d'un grand cordon sableux dans le sud du Tchad et au Nord-Cameroun en a apporté une preuve importante. Ces auteurs ont interprété cette ride, haute de 10 à 20 m et large de 1 à 5 km, comme étant un long cordon littoral périlacustre ayant délimité un grand Paléo-Tchad. Cette ride sableuse est constituée de matériaux très hétérogènes, d'origine largement fluviale et dont une partie aurait été remaniée par les vents. Ultérieurement Grove (1959) au NE du Nigéria et Pirard (1966) pour le Manga Nigérien ont décrit d'autres sections rélictuelles de ce cordon périlacustre. Enfin en 1967, Schneider a établi les contours du « *Paléotchad Maximum* » ou « *Méga-Tchad* » grâce à l'étude de photographies aériennes et à de nombreux contrôles au sol sur divers tronçons subsistants du cordon périlacustre (Fig. 6). Schneider (1967, 1968) a ainsi conclu que le Méga-Tchad se situait à une altitude voisine de 320 m. Au pied du cordon il a mis aussi en évidence un niveau relativement constant vers 305 m, qu'il a attribué à une formation de plage.

Une autre donnée importante concernant la réalité du Méga-Tchad et son altitude est à rattacher à l'endoréisme du bassin du Tchad. Toutefois cet endoréisme n'est pas total car une partie des eaux qui s'écoulent sur son flanc sud se déverse encore actuellement dans la Bénoué au sud de Bongor pour rejoindre l'Atlantique via le fleuve Niger (écrêtage des crues du Logone). Or dans l'angle sud du Méga-Tchad, entre Yagoua et Bongor (Fig. 6), existent les traces d'un ancien déversoir important, encore bien apparent, en direction du Mayo Kebbi et de la Bénoué, via les lacs allongés de Fianga et Tikem dont les rives pourraient correspondre à un ancien tracé fluviale (ancien affluent du Logone?) (Bouteyre *et al.*, 1964; Pias, 1970). Le point le plus haut du déversoir se situe au seuil de Dana dont l'altitude est d'environ 320 m (carte IGN et Schneider, *ibidem*). Cette dernière donnée a permis de confirmer que le niveau du Méga-Tchad se situait bien vers l'altitude de 320 m. Basé sur le tracé du cordon périlacustre, en partie

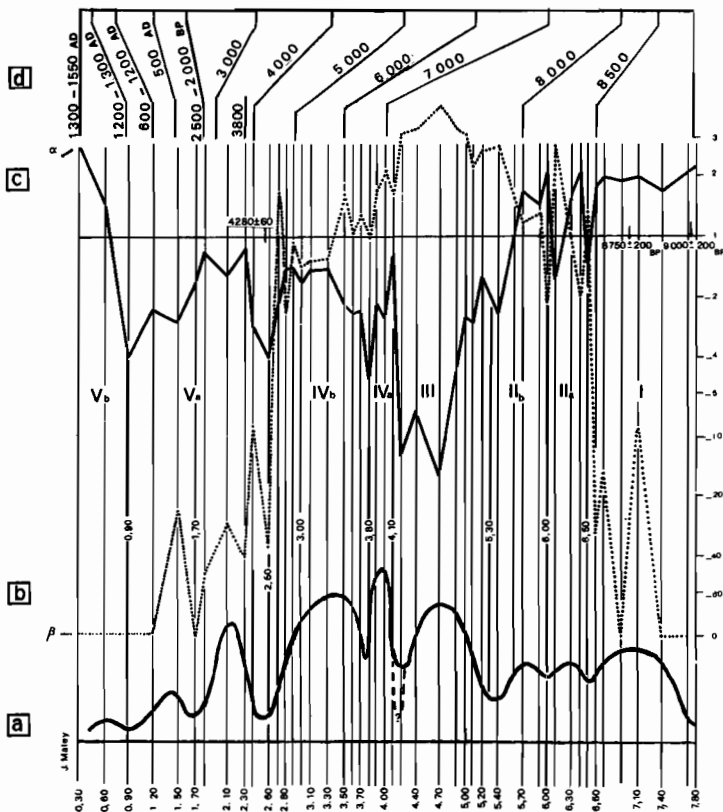


Figure 5: Coupe de Tjéri. Variation au cours de l'Holocène de la végétation et des niveaux lacustres dans la Cuvette Centrale du bassin du Tchad (figure adaptée de Maley, 1981 ; 1989). Etude des pollens (Maley, 1981) et des diatomées (Servant-Vildary, 1978).

a – En bas, niveaux en mètre (cf. Fig. 3). Courbe en trait gras: variation relative des niveaux lacustres d'après les diatomées et d'autres données (cf. Fig. 3).

b – Variation des pollens (% relatifs) de l'élément Soudano-Guinéen (pointillés);  $\alpha$ , pourcentages actuels. Les courbes b et c ont été construites en utilisant le rapport à la moyenne avec une échelle logarithmique. L'élément Soudano-Guinéen se développe sous des pluviosités généralement supérieures à 1000 mm/an et actuellement dans la partie sud du bassin du Tchad. Les études effectuées sur l'Actuel dans le lac Tchad ont montré que les pollens rattachés à cet élément sont apportés au lac par le fleuve Chari: leur variation au cours du temps peut donc servir d'indicateur de la variation de l'importance relative des apports fluviaux au site étudié (Maley, 1972 ; 1981).

c – Variation des pollens (% relatifs) de l'élément Sahélien (trait continu);  $\beta$ , pourcentages actuels. L'élément Sahélien constitue l'essentiel de la végétation régionale du Kanem.

d – Chronologie basée sur 3 datations au radiocarbone (7,75m: 9000±200 BP; 7,0 m: 8750±200 BP; 2,50 m: datation inédite, 4280±60 BP, (Beta-93999), et sur des corrélations régionales avec divers événements remarquables (cf. Maley, 1981 ; 1989).

reconstitué pour les secteurs très érodés, Schneider (1967, 1969) a tracé les contours du Méga-Tchad (Fig. 6) et calculé que sa superficie aurait été d'environ 330 000 km<sup>2</sup>, proche de celle de la Mer Caspienne. Le lac Tchad actuel qui s'est situé au XXe siècle. à une cote moyenne de 282 m et avec une superficie d'environ 20 000 km<sup>2</sup> (Olivry *et al.*, 1996), n'est donc qu'un stade relictuel du Méga-Tchad. L'alimentation fluviale du Méga-Tchad se faisait, entre autres, vers le sud par un très grand delta, dont les traces sont encore apparentes dans la topographie actuelle, et qui est l'aboutissement de l'axe fluviale majeur du Paléo-Chari.

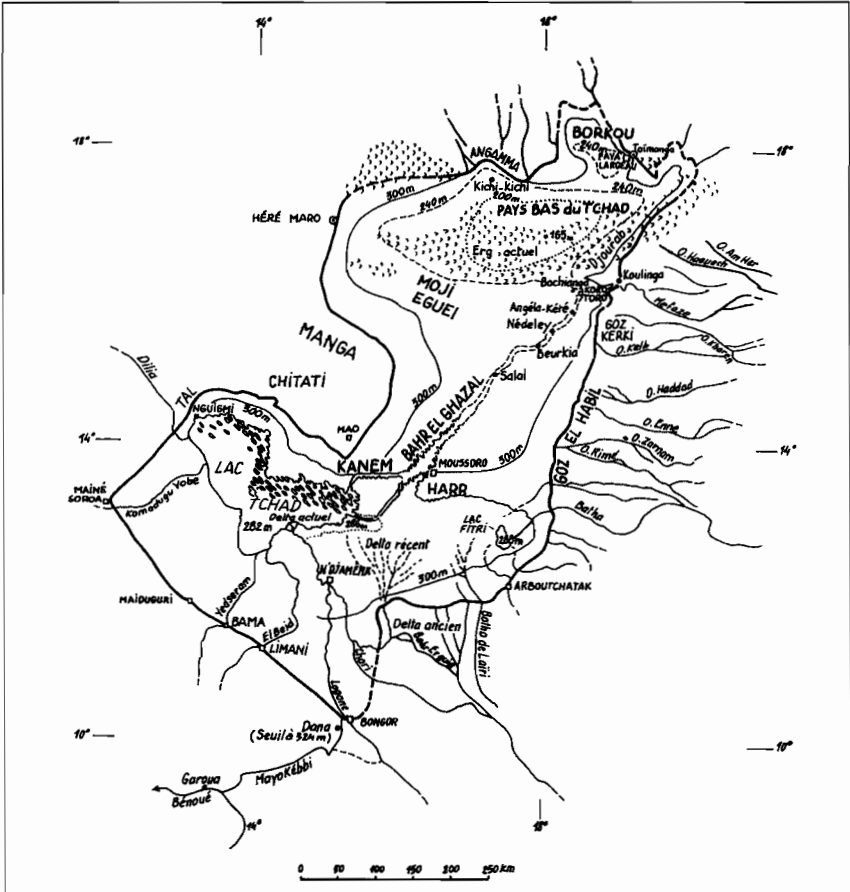


Figure 6 : Carte du Méga-Tchad vers 320 m basée sur la position du cordon sableux périlacustre (Schneider, 1969); toponymie complétée (extrait de Maley, 1981).

Ultérieurement *une controverse s'est développée* au sujet de l'altitude du cordon périlacustre, interprété comme correspondant au niveau du Méga-Tchad. Durand (1982) a présenté diverses critiques dont la principale conteste les altitudes assignées à certaines des parties ayant subsisté du cordon périlacustre. Il a ainsi avancé l'hypothèse que ce cordon correspondrait à de simples bourrelets de sable d'origine tectonique, résultant du rejeu d'anciennes failles, et par exemple, « avec un rejeu qui aurait eu une ampleur de 25 m environ, survenu peu après 6500 ans BP » (Durand, 1982). Ainsi, suivant cette hypothèse, il faudrait concevoir une néo-tectonique très active et de grande ampleur jusqu'au cours de l'Holocène, ce qui est rejeté par les spécialistes (R. Guiraud, commun. pers.) et aussi par des données obtenues récemment.

- *Données et Interprétations nouvelles.*

Toutefois des données nouvelles (Ghienne *et al.*, 2002 ; Schuster, 2002 ; Schuster *et al.*, à paraître ; Ghienne et Schuster, commun. pers.) mettent apparemment un point final à cette controverse en apportant des données indubitables en faveur du Méga-Tchad vers 320 m et aussi d'un autre niveau très général vers 305 m qui a été mis en évidence par télédétection. Ces auteurs ont montré que le niveau vers 305 m a correspondu à une terrasse d'érosion extrêmement étendue et régulière sur la quasi totalité du pourtour des Pays-Bas du Tchad (300x400 km), en s'étendant à la partie orientale du Méga-Tchad ; la largeur moyenne de cette terrasse est d'environ 50 km, pour atteindre par endroits plus de 100 km (Ghienne *et al.*, 2002). Cette terrasse d'érosion, qui est à mettre en parallèle avec la plage décrite par Schneider (1968), s'est formée par l'action des vagues à l'approche de la bordure d'un grand lac (Ghienne *et al.*, 2002).

Concernant le cordon sableux culminant vers 320 m, Schuster *et al.* (1999) et Ghienne *et al.* (2002) ont été apportées des précisions importantes grâce à des études stratigraphiques et sédimentologiques détaillées effectuées sur des portions du cordon situées à l'est de Koro-Toro. Ces auteurs ont montré qu'il ne s'agissait pas d'un cordon littoral formé en arrière du rivage mais de grandes îles sableuses à la forme allongée qui se sont formées en avant du rivage et dont le sommet devait affleurer le niveau du lac. De ce fait le sommet du cordon devait correspondre au niveau du paléo-lac. Dans la partie sud du Méga-Tchad, du fait d'une forte dérive littorale due aux vents dominants, les îles auraient fini par se rejoindre pour former un long cordon épousant, mais à une certaine distance en avant du rivage, les contours du Méga-Tchad. L'alimentation en sable de ce cordon devait se faire originellement surtout par les apports fluviaux. Une conséquence des résultats de Ghienne *et al.* (2002) concerne la géomorphologie

du Méga-Tchad. En effet étant donné que le cordon sableux se serait développé un peu en avant du rivage pour former une succession d'îles formant barrière, reliées souvent entre elles, la résultante aurait été une sorte de « lido » derrière lequel, en direction des terres émergées, auraient existé de grandes lagunes allongées. Pour une comparaison actuelle, on pourrait par exemple considérer, mais à une tout autre échelle, le lido qui s'étend le long des côtes du Languedoc-Rousillon, en avant d'une succession de grandes lagunes. On voit donc ainsi que la carte de Schneider (1967, 1969) devra être retouchée car elle ne correspondrait qu'à un état minimum qui ne tient pas compte des lagunes périphériques qu'il faudra essayer de reconstituer.

Au nord du Méga-Tchad (Fig. 1 et 6) un cordon continu sur plus de 150 km, composé surtout par des sédiments grossiers (galets et graviers), a été observé sur le sommet des dépôts du delta de l'Angamma. Ces dépôts, épais de plus de 30 m, ont été datés à la base, sur coquilles, de  $9260 \pm 140$  ans BP alors que le sommet n'était plus fonctionnel vers  $6050 \pm 150$  BP (datation d'un nodule calcaire; Servant *et al.*, 1969; Servant, 1973). Étant donné que, pour ces auteurs, ce cordon était alors considéré comme formé *en arrière* du rivage du Méga-Tchad, de ce fait, et vu la continuité du cordon, ils avaient conclu que durant la phase du Méga-Tchad les apports fluviaux du Tibesti n'atteignaient plus l'Angamma. Toutefois, suite au fait que ce cordon est maintenant considéré comme ayant résulté de la fusion d'îles-barrières formées *en avant* du rivage (cf. *supra*), la présence d'un cordon continu est maintenant en faveur d'une alimentation du Méga-Tchad par le nord, durant la période d'édification du delta. Ergenzinger (1978) a montré que les dépôts constituant le delta de l'Angamma représentent l'aboutissement de ceux de la Terrasse Principale du grand fleuve Misky-Domar. Maley (1981 ; 2000a) a montré que cette Terrasse Principale correspond aux dépôts de la « Moyenne Terrasse » qui se retrouvent à travers tout le Massif du Tibesti et à des formations similaires dans les autres Massifs montagneux du Sahara central (Tab. II). Les différentes Séquences sédimentaires qui forment cette Moyenne Terrasse ont pu être datées précisément, en particulier la dernière très grossière qui en constitue le sommet, de *ca* 7100 à 6500 BP (Maley, 1981 ; 2000a). On peut donc maintenant conclure que le Méga-Tchad était aussi alimenté par des apports fluviaux venant du Tibesti, particulièrement par le delta de l'Angamma, et cela jusque vers 6500 BP.

Une seconde étude (Schuster *et al.*) a mis en évidence 2 niveaux remarquables sur les flancs des trois inselbergs rhyolitiques du Hadjer el Khamis qui se trouvent au nord de N'Djaména et qui culminent entre 418 et 378 m. Ces inselbergs de roches cristallines devaient former des îles vers le sud du Méga-Tchad. Tout d'abord un *conglomérat de type côtier* a été

observé sur le flanc inférieur de ces inselbergs. Le sommet du conglomérat se situe vers 305 m, au niveau d'une première rupture de pente qui, vers le haut, prend un angle de *ca* 45°. Ce niveau correspond donc à celui de la terrasse d'abrasion décrite ci-dessus. Plus haut sur ces inselbergs se trouve une seconde rupture de pente appelée « *cliff-platform junction* », vers l'altitude constante de 325 m qui peut donc être rattachée au niveau maximum du Méga-Tchad contrôlé par le seuil du Mayo-Kebbi.

Des recherches géologiques ont été effectuées au Niger oriental par Durand et ses collègues (1984), entre Nguigmi et Mainé-Soroa, au nord-ouest du lac Tchad actuel. D'un point de vue géomorphologique cette région est limitée vers l'ouest par un grand cordon sableux, appelé *cordon de Tal*, qui culmine vers 320 m (Fig. 6). Un des résultats des recherches de Durand et de ses collègues (*ibidem*) a été de mettre en évidence, au pied du cordon de Tal et au nord-est de Nguigmi, un vaste replat allongé, dénommé Plateau de Mitimi, qui se situe vers l'altitude de 300–305 m. Ces auteurs (*ibidem*) le décrivent comme étant « une ancienne plage lacustre... qui a été le siège d'une transgression lacustre comme en témoigne la présence fréquente de coquilles à la surface de ce plateau. » Cependant, comme l'altitude de ce niveau ne cadrerait pas avec les hypothèses de ces auteurs, ceux-ci ont estimé qu'il aurait été soulevé tectoniquement d'environ 25 m. Or, on l'a vu plus haut, et contrairement à l'hypothèse de Durand (1982), les nouvelles données présentées par Ghienne, Schuster et leurs collègues (*ibidem*) montrent que la régularité et la grande extension d'une terrasse d'érosion située vers 305 m conduisent à conclure qu'il s'agit d'un niveau de stationnement important de ce grand paléo-lac. De plus, ultérieurement, Durand (1993) a obtenu une datation de 6950±240 ans BP sur des coquilles prélevées dans une lumachelle en place sur ce plateau. Cette datation montre que le niveau *ca* 305 m est contemporain de la phase Méga-Tchad datée de *ca* 7100–6700 BP (cf. *infra*).

Pour rendre compte de la terrasse d'érosion situé vers 305 m, niveau relativement constant situé environ 15 m plus bas que le niveau « maximum » du Méga-Tchad vers 320 m, plusieurs hypothèses sont possibles. L'hypothèse de Ghienne *et al.* (2002) suivant laquelle, durant des phases Méga-Tchad, ce niveau aurait résulté d'une érosion sub-aquatique, sous 15 m d'eau, paraît peu crédible, vu en particulier l'observation de niveaux conglomératiques situés vers 305 m autour de l'Hadjer el Khami. Deux autres hypothèses pourraient être formulées. La première serait que le niveau de 305 m aurait correspondu au point bas du cycle annuel ou d'un cycle pluri-annuel du Méga-Tchad vers 320 m. Un écart saisonnier de *ca* 15 m semble important par comparaison aux écarts annuels affectant le lac Tchad actuel, qui, suivant les années, sont au maximum de 1m à 3m

(Olivry *et al.*, 1996). Des recherches concernant la modélisation du bilan hydrologique du Méga-Tchad (cf. Tetzlaff et Adams, 1983) pourront peut-être apporter des éléments pour faire avancer cette question. L'écart de *ca* 15 m pourrait être aussi cyclique à plus long terme, ce qui rejoindrait l'hypothèse d'un niveau régressif avancé par Schuster et ses collègues (à paraître). Une autre hypothèse serait de considérer que le niveau de 305 m ait été le niveau d'équilibre pour certaines phases du Paléotchad. Toutefois, on pourrait argumenter que, si durant le stade du Méga-Tchad vers 320 m il s'est créé un long cordon lacustre formé par la coalescence ou l'individualisation de nombreuses îles-barrières dont le sommet se situait près de la surface du Paléotchad maximum, il faudrait que durant les stades vers 305 m il se soit aussi formé tout un chapelet d'îles-barrières vers cette dernière altitude, ce qui n'est pas le cas sur quasiment l'ensemble du périmètre possible d'un Paléotchad vers 305 m. Toutefois dans la partie orientale du Méga-Tchad, entre Koro-Toro et le nord du lac Fitri, on trouve quelques cordons sableux discontinus vers 305 m (cf. carte IGN au 200 000ème, feuille de Nédeley), mais ces derniers correspondraient plutôt à un faciès régressif du Méga-Tchad.

Dans la partie sud-ouest du Méga-Tchad, au Nord-Cameroun et au NE du Nigéria, les cours d'eau qui recoupent le cordon sableux ont dégagé des coupes intéressantes (Fig. 6). Régionalement ce cordon est appelé « Bama Ridge » au Nigeria (cf. Grove, 1959 ; Pullan, 1964 ; Thiemeyer, 1992). Suivant les points, ce cordon est large de 300 m à plus d'un kilomètre. Sur la rive gauche du Mayo Ranéo, à Pété (nord Maroua ; Maley, inédit), le cordon est constitué par une Formation sableuse épaisse de 8 à 10 m et de couleur dominante ocre jaune. Cette Formation repose sur un paléosol relativement compact, de couleur rouille avec des taches blanchâtres. La rivière est encaissée de 3 à 4 m par rapport au niveau supérieur du paléosol. La Formation sableuse du cordon a une forme d'ensemble dissymétrique, avec une pente relativement forte vers le NE (dénivelé d'environ 6 à 8 m sur *ca* 50 m) et une pente douce vers le SW, c'est-à-dire vers l'extérieur du paléolac. Un sol brun, contenant par endroits des tessons de poterie, occupe le sommet sur environ 1 mètre d'épaisseur. Sous ce sol et sur plus de 4 m apparaissent clairement de fines laminations régulières marquées par l'alternance d'un fin niveau un peu induré de 1 à 3 mm d'épaisseur, de couleur ocre foncé, suivi par un niveau moins consolidé et plus clair, d'épaisseur comparable. Les laminations peu indurées, particulièrement bien développées sur une centaine de mètres à partir du front NE du cordon, auraient pu se former durant la ou les phases vers 305 m (cf. supra) et résulter d'un puissant vannage éolien survenant durant la saison sèche. Ensuite, les pluies saisonnières auraient pu remanier en partie ce premier



dépôt et ainsi causer la formation du niveau légèrement induré de couleur plus foncée. Vers l'extrémité SW cette Formation est épaisse de 3-4 m mais le nombre des laminations se réduit à 20–25 m, en même temps que leur épaisseur a beaucoup augmenté; elles forment ici des couches bien délimitées épaisses de 10 à 15 cm. Dans ce secteur distal, cette séquence laminée ne repose pas sur le paléosol signalé plus haut mais sur de grosses lentilles allongées de graviers qui sont visibles sur une cinquantaine de mètres juste au-dessus du lit du Mayo. Ces derniers dépôts seraient à assimiler à de classiques « basal transgressive sands » (cf. Ghienne *et al.*, 2002).

Au Nigéria voisin, sur une coupe du Bama Ridge située à Konduga, à environ 30 km au SE de Maiduguri, Thiemayer (1992, 1997) a retrouvé certaines des caractéristiques observées à Pété, i. e. au sommet un sol brun sur *ca* 1, 50 m, en-dessous des laminations relativement épaisses et dans la partie inférieure, des sédiments plus grossiers présentant des stratifications croisées. Dans le paléosol brun qui scelle le cordon, Thiemayer (1992, 1997) et Breunig *et al.* (1996) ont trouvé des tessons de poterie de type « Néolithique ancien », caractérisés par un décor assez classique de lignes pointillées et ondulées (dotted wavy line). Des charbons de bois associés ont fourni 2 datations voisines de 6340±250 ans et 6180±60 ans BP qui datent probablement le début de la formation du paléosol. Ce résultat est important car il apparaît ainsi clairement que l'édification du cordon sableux ainsi que le remaniement éolien de sa partie supérieure étaient achevés lorsque ce paléosol s'est mis en place vers 6400–6200 BP.

### *Discussion sur les phases possibles du Méga-Tchad.*

À la lumière des derniers résultats qui ont été résumés ci-dessus, il est intéressant d'examiner à nouveau les principales données sur lesquelles ont été basées les variations des niveaux lacustres dans la Cuvette Centrale. L'examen des dépôts lacustres du site majeur de Tjéri montre qu'après l'achèvement de la phase aride du Kanémien, ceux-ci ont débuté vers 13 000 BP. La courbe diatomologique des niveaux lacustres établie par Servant-Vildary (1978) (Fig. 3) met en évidence 6 maximum relatifs. En utilisant la chronologie reconstituée par Maley (1981) et aussi grâce à une datation inédite bien placée obtenue plus récemment (Fig. 5), les 3 plus hauts niveaux se situent entre *ca* 7700–7400, 7100–6600 et 6000–5500-BP (Fig. 5). Les 3 autres hauts niveaux relatifs sont centrés sur *ca* 10 200–9900; 9300–8500 BP; et un dernier à l'Holocène récent entre *ca* 3700 et 3000 BP. Pour la plupart, ces divers hauts niveaux ont été aussi caractérisés par l'étude stratigraphique de diverses coupes relevées à travers la Cuvette Centrale (Servant, 1973; Maley, 1981). La datation de certaines de ces coupes a apporté des précisions chronologiques qui, par comparaison avec

la courbe des niveaux lacustres de Tjéri, ont ainsi permis de valider et de préciser les attributions chronologiques données aux différentes sections de cette coupe (Fig. 5).

Des recherches géomorphologiques ont aussi été effectuées par Martin (1973) dans l'interdune de Tjéri afin d'étudier l'extension latérale des différentes phases lacustres (Fig. 2). Le sommet des anciennes dunes qui ont été réactivées durant la phase aride du Kanémien (Servant et Servant, 1970; Servant, 1973), a été ultérieurement aplani pour former une surface régionalement très constante, le Plateau du Harr, vers l'altitude de 300/305 m (cf. Fig. 6 et cartes IGN). Les dépôts lacustres les plus élevés que Martin (1973) a retrouvé vers le haut de l'interdune de Tjéri et pour lesquels il a estimé que le niveau lacustre aurait submergé le sommet des anciennes dunes, étaient ceux de la phase qui a été datée de *ca* 7100–6600 ans BP par Maley (1981, 1989). L'examen des cartes topographiques régionales montre que cet aplanissement constitue en fait le prolongement vers le sud de la grande terrasse d'érosion décrite par Ghienne et ses collègues (2002) dans la partie orientale du Méga-Tchad et qu'ils ont situé vers 305±5m. Ces données venant de Tjéri apportent des arguments supplémentaires pour montrer que cette grande terrasse se serait formée durant cette phase du Méga-Tchad – ou tout au moins qu'elle aurait été alors fortement réactivée. En effet, étant donné que le substrat est constitué par d'anciennes dunes qui ont été remaniées durant le Kanémien, sa période de formation ne peut dater que de la, ou des phases Méga-Tchad survenus au cours de l'Holocène moyen.

Plusieurs données et datations précises convergent donc pour situer une phase du Méga-Tchad entre 7100 et 6600 BP :

- les données diatomologiques et polliniques obtenues pour les dépôts holocènes de Tjéri qui ont été datées par le radiocarbone ou par interpolation (Fig. 3, 4);
- un paléosol scellant le fonctionnement du « Bama Ridge » qui a été daté au minimum de 6340±250 et 6180±60 ans BP;
- la Séquence grossière qui constitue le sommet de la Moyenne Terrasse du Tibesti, datée de *ca* 7100 à 6500 BP, est synchronique de la Série grossière qui constitue le sommet du delta de l'Angamma;
- le niveau daté de 6950±240 ans BP sur le Plateau de Mitimi indique clairement que cette terrasse d'érosion vers 305 m est à rattacher à cette phase du Méga-Tchad;
- le Plateau du Harr qui se trouve vers l'altitude de 300/305 m et où est inclus l'interdune de Tjéri, a été probablement façonné durant cette phase.

Donc s'il paraît clair que la phase humide *ca* 7100–6600 BP a bien correspondu à une phase du Méga-Tchad, comme cela avait déjà été avancé par Maley (1989), quant est-il des 2 phases qui l'encadrent : *ca* 7700–7400 et 6000–5500 BP ?

Pour essayer de répondre à cette question, le fonctionnement paléoclimatique de ces 3 phases pourrait apporter des informations importantes. Concernant les variations du niveau lacustre, les données diatomologiques principales obtenues à Tjéri sont comparables entre elles (Fig. 3). Par contre, d'un point de vue paléoclimatique, des différences majeures existent entre ces 3 phases, comme le montre clairement la variation des principales courbes polliniques (Fig. 5) qui, en plus de la végétation, apportent aussi des informations sur l'alimentation fluviale et sur la répartition des pluies à travers le bassin (Maley, 1981).

La phase 7100–6700 BP a été effectivement la plus favorable d'un point de vue climatique. La courbe des plantes de type sahélien, et en particulier celle des arbres sahéliens, présente alors un pic très net, ce qui signifie des pluies régionales relativement importantes (Maley, 1981). De plus, dans les petites dépressions du Niger oriental, à Termit et à Fachi, on note durant cette phase des dépôts lacustres relativement importants (Tab. II). À Dogomboulo près de Fachi, la détermination de gros fragments de charbon de bois venant d'un niveau daté d'environ 7000 ans BP, a mis en évidence une riche végétation de type soudano-sahélien (Fig. 4; Neumann, 1992), témoignant ainsi d'une remontée de cette végétation vers le nord, ce qu'on peut mettre en parallèle avec les données polliniques de Tjéri. Tout cela ne peut s'expliquer que par un fort accroissement régional des pluies. Les sédiments grossiers qui constituent le sommet des dépôts du delta de l'Angamma témoignent de fortes pluies de mousson sur le Tibesti, ce qui implique une nette remontée de la ZCIT sur le Sahara central (Maley, 2000a). Ensuite la courbe des pollens de type soudano-guinéen (Fig. 5) qui correspondent à une végétation allochtone méridionale (plantes de type soudano-guinéen) a résulté de l'apport de ces pollens par les fleuves venant du sud du bassin (voir paragraphe suivant). Cette courbe traduit donc l'importance relative des apports fluviaux qui, pour cette phase, n'étaient pas alors à leur maximum mais cependant à un niveau élevé. La conjonction de ces 3 sources (pluies régionales et apports fluviaux venant du sud et du nord) peut donc expliquer pourquoi cette phase a correspondu à un Méga-Tchad. D'après diverses données venant de la coupe de Tjéri et d'autres coupes observées dans la Cuvette centrale, une discontinuité liée à une phase érosive se situe entre cette phase lacustre et la précédente (Maley, 1981) (Fig. 5).

La phase 7700–7400 BP est très spéciale d'un point de vue paléoclimatique. Vers le nord, la continuité des dépôts du delta de l'Angamma indique clairement une alimentation fluviale en provenance du Tibesti (cf. *supra*), mais toutefois cette alimentation a dû être réduite car le climat devait y être alors relativement sec comme l'indique la formation de croûtes calcaires qui caractérisent cette période (Maley, 1981 ; 2000a ; Tab. II). Vers le centre du bassin, les courbes polliniques du site de Tjéri montrent que durant cette période la végétation régionale de type sahélien a été très réduite (Fig. 5), indiquant donc une phase aride régionale. Cette phase aride est confirmée par la mise en évidence au Niger oriental d'une phase très nette de réactivation dunaire qui a culminé vers 7500 BP (Servant, 1973 ; Baumhauer *et al.*, 1997). Cette date calibrée (*ca* 8200 ans calendaires BP) a correspondu précisément à une brève phase de refroidissement de l'Hémisphère nord, bien caractérisée au Groenland et en Europe (Von Grafenstein *et al.*, 1998). La forte réactivation éolienne au Sahara est donc à associer à ce refroidissement car il y a un lien direct entre la descente vers le sud des « gouttes d'air polaire » et l'accélération de l'harmattan (cf. Maley, 1981 ; 1982 ; Leroux, 1996). Mais à Tjéri la courbe des pollens de type soudano-guinéen a été en même temps à son maximum (Fig. 5), indiquant donc des apports fluviaux très importants (sur la question du « marquage » pollinique des apports fluviaux, voir Maley, 1972 ; 1981). Une confirmation indirecte est fournie par les apports fluviaux en mer du fleuve Niger dont le haut bassin est à une latitude voisine de celui du Tchad. Basé sur des mesures isotopiques effectuées sur une carotte sédimentaire prélevée dans le delta sous-marin de ce fleuve, il apparaît clairement que les apports fluviaux ont été maximum entre *ca* 8500 et 6500 BP (Pastouret *et al.*, 1978). Ce maximum correspond quasi exactement au maximum de la courbe des pollens de type soudano-guinéen, ce qui montre bien que cette courbe permet de caractériser l'importance relative des apports fluviaux d'origine méridionale (Maley, 1981). Concernant la station de Tjéri, on peut donc conclure que les sédiments lacustres qui se sont formés à cette époque, se sont déposés dans un milieu régionalement très aride et qu'ils ont résulté très largement de la recrudescence d'apports fluviaux allochtones venant du sud ; les apports venant des montagnes du nord du bassin du Tchad, en particulier du Tibesti, ont dû être alors plutôt faibles.

D'un point de vue paléoclimatique, cette situation traduit un déphasage climatique complet entre, d'une part la partie centrale et le nord du bassin du Tchad où s'étaient développées des conditions très arides à relativement sèche sur le Tibesti, et d'autre part la partie méridionale du bassin où les fleuves Chari et Logone prennent leur source, et où donc a dû intervenir un très fort accroissement des précipitations. Durant la période

contemporaine certains climatologues ont décrit de tels déphasages basés sur l'évolution annuelle des enregistrements pluviométriques et d'autres données climatiques (Leroux, 1996 voir Fig. 84 ; Moron, 1994). Une telle situation pourrait schématiquement intervenir lorsque la Zone de Convergence Intertropicale est « bloquée » vers les basses latitudes lors de certaines phases de refroidissement sur l'Hémisphère Nord (Lamb, 1982). En conclusion l'hypothèse pourrait être proposée suivant laquelle la phase lacustre 7700–7400 BP ait correspondu aussi à une phase Méga-Tchad. Les formations sédimentaires construites durant cette phase, particulièrement les îles-barrières, auraient pu être remaniées durant la phase suivante (7100–6700 BP).

La phase 6000–5500 BP est la moins bien connue. Tout d'abord les données venant du delta de l'Angamma montrent clairement que l'alimentation venant du nord avait alors cessé. Vers le centre du bassin, les courbes polliniques de Tjéri (Fig. 5) montrent que cette phase s'est produite lorsque la végétation sahélienne était relativement bien développée, ce qui a donc correspondu à des pluies régionales conséquentes. La courbe des apports fluviaux venant du sud (courbe des pollens de type soudano-guinéen) se situait encore à un niveau relativement élevée, indiquant donc des apports fluviaux importants. Au Niger oriental c'est entre *ca* 6000 et 4500 ans BP que se sont formés des sols de type ferrugineux tropicaux qui ont évolué parfois en cuirasses ferrugineuses (Tab. II, colonnes 6, 7, 8). Cela correspond bien à une pluviosité régionale relativement importante mais toutefois associée à une longue saison sèche et à une évaporation qui devait se rapprocher des valeurs actuelles (Maley, 1981). Postérieurement à 5500 ans BP les conditions humides ont décliné progressivement. Ce déclin s'est accéléré à partir de *ca* 4500 ans BP pour culminer lors d'une phase très aride qui a affecté toute l'Afrique nord tropicale entre 4000 et 3800 ans BP (Maley, 1997 ; Gasse, 2000). Il est intéressant de noter que l'accentuation de l'aridité à partir de *ca* 4500 BP et sa phase maximum vers 4000/3800 BP se corrèle avec une phase de refroidissement très marqué des températures de surface de l'Océan Atlantique au large de l'Afrique de l'Ouest (De Menocal *et al.*, 2000). En conclusion il ne semble pas possible d'estimer que cette dernière phase lacustre, en particulier lors de son maximum (6000–5500 BP), ait été un Méga-Tchad. En particulier le fait que le paléosol qui scelle le cordon sableux au Nigéria soit daté d'environ 6300 BP (voir plus haut) empêche, *a priori*, tout autre réactivation plus récente du cordon sableux et donc des phases Méga-Tchad plus récentes que celle datée de *ca* 7100 à 6700 BP.

### **Mise en évidence d'une Séquence sédimentaire type**

Les dépôts d'âge Mio-Pliocène qui sont situés à la périphérie de Koro-Toro et qui ont livré depuis quelques années des restes d'Australopithèques (Brunet *et al.*, 1995 ; 2002), ont fait l'objet d'études stratigraphiques et sédimentologiques détaillées (Düringer *et al.*, 2000 ; Schuster, 2002). Ces recherches ont mis en évidence des successions sédimentaires relativement similaires entre elles, ce qui a conduit à la description d'une séquence type (Düringer *et al.*, 2000) (Fig. 7). De la base au sommet, cette Séquence type est composée d'abord par des diatomites puis par des argiles qui correspondent à des dépôts lacustres transgressifs (phase humide). Ensuite s'est déposée une épaisse série gréseuse assimilée à des faciès fluviaux éphémères (phase semi-aride). La Séquence s'achève par la mise en place de sables éoliens impliquant donc une phase désertique. Des comparaisons seraient envisageables entre cette Séquence type et les oscillations du Paléotchad durant certaines parties du Quaternaire récent.

Bien que la longueur temporelle d'une telle Séquence type ne soit pas connue, les caractéristiques sédimentologiques présentées ci-dessus permettent de la comparer assez précisément avec la succession des principales phases transgressives et régressives de l'Holocène moyen et récent qui ont été mises en évidence sur la coupe de Tjéri (Fig. 5) et en d'autres points du bassin du Tchad (Cuvette centrale et Niger oriental).

- Le début de la phase humide de la Séquence type, formée par des diatomites qui se déposent « sur des faciès totalement désertiques », peut se comparer aisément avec la phase lacustre datée de *ca* 7700 à 7400 ans BP dont on a indiqué plus haut que les sédiments se sont déposés dans un milieu régional très aride grâce à d'importants apports fluviaux allochtones.

- Ensuite, se déposent les argiles lacustres de la Séquence type qui peuvent se comparer avec la phase lacustre du Méga-Tchad intervenue entre *ca* 7100 et 6600 BP. Cette phase lacustre maximum a résulté de la conjonction de pluies régionales et d'apports fluviaux allochtones sud et nord.

- L'épaisse série gréseuse suivante de la Séquence type, formée en milieu semi-aride, peut être comparée à la phase lacustre qui a suivi et dont le maximum relatif est intervenu entre *ca* 6000 et 5500 BP, pour se poursuivre en déclinant jusque vers 4500 BP. Le milieu semi-aride est bien caractérisé par les sols de type ferrugineux tropicaux qui se développent uniquement sur des substrats sableux (Maley, 1982) et les cuirasses ferrugineuses observées au Niger oriental pour cette époque (Tab. II).

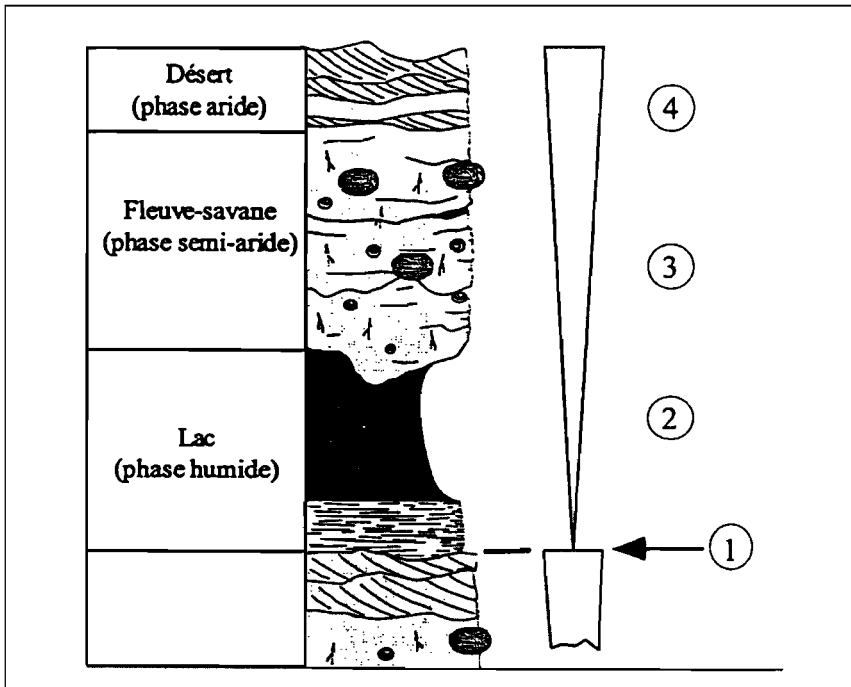


Figure 7 : Séquence sédimentaire type dans les dépôts pliocènes du nord du Tchad (Durringer et al., 2000). Cette Séquence repose sur une discontinuité (1) et, de la base au sommet, est composée d'abord (2) par des diatomites puis par des argiles (dépôts lacustres transgressifs), ensuite (3) par une épaisse série gréseuse (faciès fluviatiles éphémères) et enfin (4) par des sables éoliens de type désertique.

- La Séquence type s'achève par le retour des conditions arides comme cela a été le cas à Tjéri entre 4000 et 3800 BP.

- La comparaison peut se poursuivre avec le début d'une nouvelle séquence type puisqu'à Tjéri une nouvelle phase lacustre (ca 3700–3000 BP) est transgressive sur les faciès régressifs précédents (Fig. 3 et 5); sur certaines coupes, comme près de Koro-Toro, cette phase lacustre est transgressive sur des dépôts éoliens (Servant, 1973). Toutefois il y a une différence fondamentale entre la phase lacustre de ca 7700-7400 BP et celle de ca 3700–3000 BP. En effet les dépôts lacustres de la première phase sont intervenus dans un environnement régional très aride, alors que ceux de la seconde phase se sont produits dans un environnement régional relativement humide comme le montrent d'une part les données polliniques (maxi-

mun relatif de la courbe des pollens sahéliens) (Fig. 5) et d'autre part les nombreux dépôts lacustres datés de cette époque dans diverses dépressions du Niger oriental (Servant, 1973) (Tab. II). La comparaison avec la Séquence type semblerait pouvoir encore se poursuivre pour la phase semi-aride suivante, à comparer avec les dépôts plus récents que *ca* 3000 ans BP, mais de nouvelles recherches sur le terrain seraient nécessaires pour en préciser la sédimentologie.

En conclusion on voit donc que la Séquence type peut se comparer assez étroitement avec la succession des phases lacustres du Paléotchad au cours de l'Holocène moyen, entre *ca* 7700 et 3000 BP. Cette comparaison montre que la Séquence type aurait donc dans ce cas une durée d'environ 3700 ans <sup>14</sup>C (soit *ca* 4100 années calendaires, après calibration : cf. Stuiver et Becker, 1993), mais d'autres harmoniques temporelles seraient possibles, avec des phases nettement plus longues ou encore d'autres plus courtes, comme par exemple durant le dernier millénaire (cf. Raymo *et al.*, 1998).

Les dépôts du nord du Tchad dans lesquels la Séquence type a été décrite, montrent clairement que des systèmes de type Méga-Tchad ont dû exister dès la fin du Miocène (Düringer *et al.* 2000; Schuster, 2002; Vignaud *et al.*, 2002). Il faut aussi rappeler que des séries continentales d'âge comparable à celles du nord du Tchad ont été décrites par divers auteurs dans le sud et le centre du bassin du Tchad, particulièrement les séries fluviales et lacustres de la « Chad Formation » au NE du Nigéria, composée surtout par des argiles et des diatomites, et avec des faciès plus sableux vers la base (Matheis, 1976). D'après cet auteur, cette Formation aurait débuté au Pliocène pour se poursuivre jusqu'au Pleistocène inférieur. L'épaisseur maximum observée est de 840 m dans un sondage situé à l'ouest du lac actuel. Dans une synthèse géophysique, Louis (1970, Fig. 114) a présenté une longue section qui recoupe tout le secteur du lac actuel, allant de Gouré (Niger) à Moussoro, et qui comporte une « Formation du Tchad » très étendue et avec des épaisseurs variables comprises entre *ca* 500 m à moins de 200 m, reposant tantôt sur des dépôts du Crétacé marin, tantôt sur des formations détritiques rattachées au Continental Terminal ou encore sur un substratum de roches cristallines. Grâce à des études stratigraphiques et diatomologiques effectuées sur plusieurs sondages venant de ce même secteur et aussi sur des coupes affleurant le long du Bahr, entre Alandjaga et la région de Koro-Toro, cette Formation, nommée « Série du Bahr el Ghazal », a pu être datée du début du Pliocène au Pléistocène inférieur (Servant-Vildary, 1973). Dans sa partie supérieure a été observé un passage relativement rapide à une Série sableuse, épaisse en général de moins de 100 m, avec des niveaux de sable éolisé et aussi des intercalations importantes de sédiments de type lacustre (Servant, 1973). D'après les



études stratigraphiques de cet auteur, cette Série, dénommée « Série des Soulias », s'achève à la fin du Pléistocène (voir Tableau II).

Récemment, suite à la mise en évidence d'une période relativement humide sur le Nord-Est de l'Afrique au cours du Messinien (*ca* 7–5,2 millions d'années), Griffin (2002) avance l'hypothèse d'un vaste Méga-Tchad qui se serait déversé vers le nord pour rejoindre la Méditerranée à travers la Libye. Cette hypothèse rejoint en partie les conclusions des travaux de Durringer *et al.* (2000) et de Schuster (2002), toutefois si les successions sédimentaires montrent bien la possibilité de phases Méga-Tchad, celles-ci étaient aussi entrecoupées par des phases de type désertique caractérisées par des extensions dunaires tout à fait typiques. Par ailleurs le déversement des phases Méga-Tchad que Griffin (2002) estime pouvoir intervenir vers le nord, par une passe située le long du flanc est du Tibesti septentrional, paraît impossible, vu la forte activité volcanique qui a été datée du Miocène moyen à terminal (3 datations: Ar/Ar, *ca* 17 MA, Vincent, *commun. pers.*; K/Ar,  $8,4 \pm 1,4$  et  $7,9 \pm 0,9$  millions d'années in Maley *et al.*, 1970) sur le vaste trapp basaltique du Tarso Ourari, situé au nord du massif. En effet Vincent (1969 ; 1970) associe directement ce volcanisme à une phase importante de surrection du massif. Par contre un déversement dans le Golfe de Guinée serait beaucoup plus probable, par une passe utilisant les thalwegs du Mayo-Kebbi puis de la Bénoué et du Niger, mais à des altitudes probablement plus élevées que celle qui a fonctionné durant l'Holocène.

Enfin il apparaît que la Séquence type discutée ici a un caractère relativement universel car il est possible de la comparer étroitement, d'un point de vue sédimentologique et paléoenvironnemental, avec une séquence type décrite dans une épaisse Série continentale de la fin du Trias, située dans l'est des Etats-Unis et à quelques degrés nord du paléo-équateur (Olsen *et al.*, 1978). Il s'agirait, comme pour le Tchad, d'une séquence régionale de type « playa » (appelé « sebkra » au Sahara) interstratifiée périodiquement avec des apports fluviaux d'origine plus lointaine. Olsen et Kent (1996) ont réussi à montrer que les variations de cette Série de la fin du Trias présentaient des périodicités en rapport avec les cycles orbitaux de Milankovitch, essentiellement les cycles liés à l'excentricité dont l'action est dominante sous les Tropiques (Crowley *et al.*, 1992). La séquence de base décrite par Olsen et Kent (1996), appelée cycle de Van Houten, aurait eu ainsi une durée de *ca* 20 000 ans. On pourrait donc estimer que la séquence type du Mio-Pliocène du nord du Tchad présenterait la même périodicité. Or un cycle sédimentaire de *ca* 20 000 ans a existé effectivement au Tchad au Quaternaire récent (Tab. II) lorsqu'on considère d'abord la longue phase aride du Kanémien, composée essentiellement de sables éoliens entre *ca* 20 000 à 13 000 BP, puis le passage abrupt à une phase composée essentiel-

lement par des dépôts lacustres de *ca* 13 000 jusque vers 6500 BP, à laquelle a succédé une dernière phase qui s'est étendue jusqu'à l'Actuel et qui était caractérisée par des faciès sédimentaires plus grossiers et d'évolution plus saisonnière. Toutefois les comparaisons effectuées plus haut montrent que des harmoniques plus courtes sont aussi envisageables, de l'ordre de *ca* 4100 ans au cours de l'Holocène moyen. Un cycle encore plus court, de 800 à 1000 ans (cf. Raymo *et al.*, 1998), pourrait être aussi envisagé durant le dernier millénaire comme cela est discuté plus bas.

### *Les trois derniers millénaires.*

Postérieurement à 3000 ans BP, les extensions lacustres ont été en nette réduction dans la Cuvette Centrale et il est probable que c'est depuis environ 2800 ans que le lac Tchad s'est stabilisé dans son emplacement actuel (cf. des sites d'habitat datés de cette époque dans la plaine au sud du lac, Connah, 1976). Ce phénomène a été dû probablement à une diminution générale des pluies de mousson (cf. Gasse, 2000; De Ménocal *et al.*, 2000). Toutefois le niveau du lac Tchad devait être alors nettement plus élevé (vers 286/288 m) que l'Actuel (vers 281/282 m) car il y a environ 2500 ans il débordait régulièrement vers le nord-est pour former le Bahr-el-Ghazal (la terrasse vers 288 m repérée par Martin, 1973, dans l'interdune de Tjéri, Fig. 2, pourrait éventuellement dater de cette époque). Ce long fleuve qui est actuellement fossile, coulait alors jusque vers Koro-Toro (Fig. 1 et 6) pour former des marécages dans une partie du Borkou. C'est dans cet environnement et sur les bords de ce fleuve que s'est très probablement achevée l'exploration des Nasamons, telle qu'elle a été racontée par Hérodote dans son fameux ouvrage historique (*in* Berthelot, 1927; Carpenter, 1956). Hérodote, mort en 424 avant Jésus-Christ (correspond à *ca* 2450 ans <sup>14</sup>C BP d'après les calibrations de Stuiver et Becker, 1993), a rapporté qu'une expédition des Nasamons — qui vivaient dans la Syrte, au nord de la Libye — était partie vers le sud et après un long voyage avait atteint apparemment ce qui est actuellement le Borkou, à l'est des Pays-Bas du Tchad. Les Nasamons furent capturés par « de petits hommes d'une taille inférieure à la moyenne... qui les conduisirent à travers de très grands marais et au delà, dans une ville où tous étaient de taille semblable et de couleur noire. Le long de la ville, un grand fleuve coulait du couchant vers le levant; on y voyait des crocodiles. »

Cependant il semble possible de retrouver dans l'histoire de l'Égypte pharaonique des témoignages plus anciens concernant les grandes extensions lacustres du bassin du *Tchad*. On peut rappeler que c'est durant le « Moyen Empire » égyptien (2065-1580 avant J.-C.) qu'est intervenu le

début de la dernière grande extension du Paléotchad entre 3700 et 3000 ans <sup>14</sup>C BP (Fig. 5), soit entre environ 2000 et 1200 années calendaires avant notre ère (av. J.-C.). Concernant la phase précédente du Paléotchad, située entre 6000 à 5500 ans <sup>14</sup>C BP, soit en années calendaires entre environ 4900 et 4300 av. J.-C., c'est durant la longue phase régressive qui l'a suivie de 4300 à 3100 av. J.-C. que s'est achevée la formation de la civilisation égyptienne (Wendorf *et al.*, 1990). Or un des mythes fondateurs de l'Égypte ancienne évoque toujours un « Océan primordial » situé vers le sud et associé à « l'œuf originel » d'où serait sorti le premier principe vital (Bonneau, 1964). L'origine du Nil ainsi que sa crue en plein été, ont été longtemps des énigmes pour les anciens Egyptiens qui faisaient sortir ce fleuve du Noun, l'Océan primordial (Bonneau, 1964) — de la même manière que le Bahr-el-Ghazal sort du lac Tchad. Tout cela nous ramène avec grande probabilité aux anciennes grandes étendues lacustres du Tchad et au Bahr-el-Ghazal qui devenait fonctionnel durant les phases régressives du Paléotchad. L'idée d'une relation physique possible du Bahr-el-Ghazal avec le Nil a persisté jusqu'au Moyen-Age, comme cela apparaît dans les récits de certains voyageurs Arabes, particulièrement pour Ibn Fatima (in Cuoq, 1975) qui avait visité la région du lac Tchad, appelé lac Kouri, au XIIIe siècle.

Vers 2200–1800 BP une phase érosive très intense a incisé la vallée du Bahr-el-Ghazal sur plus de 10 m, comme cela a été observé à Salal où un remplissage argileux puis limoneux vers le haut, épais de plus de 8 m, a été daté à la base de 1760±105 ans BP (Servant, 1973) (cf. Fig. 6). Cette profonde érosion du Bahr a dû résulter d'une phase brutale d'écoulements de type torrentiel qui pourraient être rattachés à des apports fluviatiles d'origine méridionale. En effet sur l'Adamaoua, dans les zones sources du Chari et du Logone, ont été observés des dépôts grossiers qui forment la base d'une Basse Terrasse généralisée et dont la partie inférieure de la séquence argileuse qui les recouvrent a été datée de *ca* 1900/1800 BP (Hurault, 1990). À titre d'hypothèse, on pourrait envisager qu'après une période de faibles écoulements il y aurait eu un retour soudain d'apports fluviatiles considérables qui auraient d'abord rempli le lac Tchad et fait monter brutalement son niveau jusqu'à la rupture d'un ou de plusieurs seuils sableux dans le secteur NE du lac Tchad (entre Nguigmi et Massakory), entraînant alors une masse liquide énorme à travers le Bahr et provoquant l'érosion considérable qui a été observée à Salal. L'origine de l'épais remplissage argileux qui a effectué l'essentiel du colmatage du Bahr, serait aussi à rechercher sur le haut du bassin versant méridional. Suite à la phase d'écoulements de type torrentiel, on pourrait estimer que durant le 1er millénaire de notre ère, certains bras du Chari devaient alimenter directement le Bahr-el-Ghazal sans transiter par le lac Tchad. Le delta « récent » qui est porté sur

la carte de Schneider (Fig. 6) et qui se situe dans l'axe du Bahr, pourrait donc dater de cette période (*ca* 2000-800 BP). Son front se situe vers 286/288 m à la hauteur de Massakory et son apex environ 120 km plus au sud, à l'est de N'Djaména. La séquence de dépôts limoneux qui constitue la partie supérieure du colmatage du Bahr à Salal s'est achevée avant le XIIIe siècle AD car certains sites de la culture Haddadienne dont les derniers témoignages sont datés du XIIIe siècle, ont été observés dans le lit même du Bahr au sud de Koro-Toro (Treinen-Claustre, 1982). De ce fait la séquence limoneuse supérieure du Bahr pourrait être aussi rattachée à la partie moyenne de la Basse Terrasse de l'Adamaoua qui est datée de *ca* 1200 à 800 BP et est constituée surtout par des sables qui traduisent des écoulements plus variables et saisonniers (Maley, 1981).

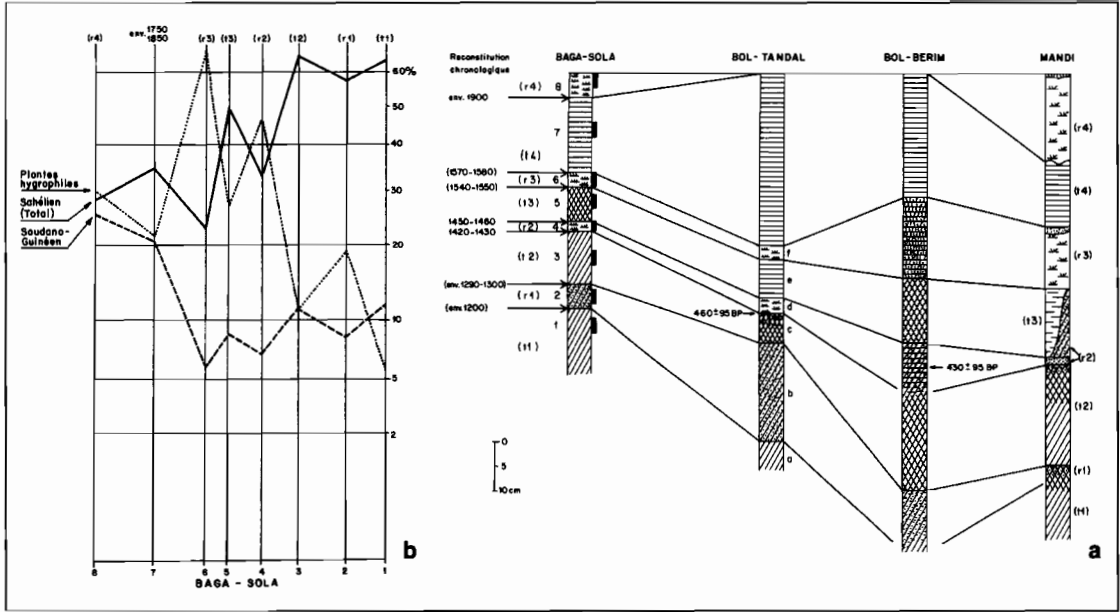
L'étude pollinique d'une petite carotte prélevée dans le lac Tchad près de Baga-Sola apporte des informations sur l'évolution de la végétation régionale au cours du dernier millénaire, et aussi sur la variation relative des apports fluviaux, caractérisés par le transport par le fleuve des pollens de type soudano-guinéen qui proviennent du haut bassin des fleuves Chari et Logone (Maley, 1981) (Fig. 8). L'évolution sédimentologique des dépôts a répondu aux hauts niveaux lacustres (niveaux argileux) ou au bas niveaux (dépôts organiques de type « marécageux » ou sableux de type érosif) (Fig. 8a). Vers le début du dernier millénaire (*ca* X-XIe s. AD), lors de la « Phase Chaude du Moyen-Age » (Broecker, 2001), la végétation sahélienne était alors beaucoup plus développée qu'actuellement (Fig. 8b: environ 63 % pour les pollens de l'élément Sahélien, à comparer à 28 % dans l'échantillon actuel), ce qui a donc correspondu à des pluies régionales nettement plus élevées. Des données historiques venant de l'Afrique de l'ouest (Mauritanie et Mali) et rapportées plus bas conduisent à penser que l'importance des précipitations pourrait s'expliquer par un début précoce des pluies annuelles. Le haut niveau du lac Tchad à cette époque (Fig. 9) aurait pu résulter des effets cumulés des précipitations en hausse et de la baisse de l'évaporation ayant découlé d'une baisse de la radiation solaire (accroissement des couvertures nuageuses), tandis que les apports fluviaux étaient proportionnellement moins importants par rapport au volume lacustre d'un « haut niveau » proche de 286 m. En effet l'importance relative des pollens de type soudano-guinéen était à cette époque proche de 10 % alors qu'actuellement elle est de *ca* 25 % (Fig. 8b) dans un lac au volume nettement réduit par rapport à celui du début du dernier millénaire AD, mais pour l'alimentation duquel les apports fluviaux ont actuellement un rôle majeur. En effet, actuellement, pour une évaporation annuelle de 220/230 cm, l'alimentation totale du lac Tchad résulte d'abord et surtout des apports fluviaux pour, en moyenne, 80/85 %, ensuite des pluies

Figure 8 :  
Stratigraphie et  
spectre pollinique du  
dernier millénaire  
AD.

a) Stratigraphie des  
dépôts lacustres dans  
l'archipel méridional  
du lac Tchad,  
d'après des petites  
carottes prélevées  
près de Bol (carottes  
Bol-Tandal, Bol-  
Berim, Mandi) et  
dans la partie nord  
de la « Grande  
Barrière » (haut fond  
séparant les bassins  
nord et sud du lac  
Tchad ; carotte pré-  
levée à 15 km au sud  
de Baga-Sola)  
(Maley, 1981 ; figure  
adaptée d'après  
Dupont & Delibrias,  
1970). Corrélations

stratigraphiques entre les différentes carottes, avec 2 datations au radiocarbone. Les niveaux d'argiles organiques « tourbeuses », d'argiles sableuses et de sédiments carbonatés (Berim) correspondent à des bas niveaux lacustres (r/régressions) et les niveaux argileux à des hauts niveaux lacustres relatifs (t/transgressions). La chronologie calendaire reconstituée des différentes régressions et transgressions lacustres est basée sur ces datations et sur d'autres (Maley, 1981) et aussi sur la courbe de la variation des niveaux du lac Tchad au cours du dernier millénaire (Fig.9).

b) Analyses polliniques de la carotte de Baga-Sola. Spectres synthétiques : Eléments Sahélien et Soudano-Guinéen, Plantes hygrophiles. Les courbes polliniques ont été construites en utilisant le rapport à la moyenne avec une échelle logarithmique. La position des échantillons étudiés, de 1 à 8, est indiquée par des barres noires. Sur le spectre synthétique sont portés en bas les numéros des échantillons et en haut les phases lacustres (t/transgression ou r/régression) auxquelles ils ont été rattachés (Maley, 1981). Lors des bas niveaux, la végétation hygrophile a été en forte extension, avec le phénomène inverse lors des hauts niveaux.



régionales (ca 30 cm/an) pour 10/15 % et enfin des petits affluents venant du NE du Nigéria pour ca 5 % (Carmouze, 1976 ; Olivry *et al.*, 1996). Le « haut niveau » relatif du lac au début du millénaire pourrait ainsi s'expliquer par une baisse de l'évaporation de ca 20/30 cm et par des pluies régionales qu'on pourrait estimer à 40/50 cm/an, fournissant environ 20/25 % des apports en eaux, alors que les apports fluviaux ne fournissaient plus que 65/70 % du total. Mais toutefois, vu le volume nettement plus important du lac au début du dernier millénaire, il est probable qu'en valeur absolue le volume moyen des crues devait être cependant supérieur à l'actuel.

Diverses données historiques montrent que vers le début du dernier millénaire la zone sahélienne était alors dans son ensemble nettement plus humide, ce qui avait favorisé le développement de diverses populations régionales (cf. Maley, 1981) comme l'atteste, d'est en ouest, le fait que les petits Royaumes chrétiens de Nubie étaient alors florissants, que la capitale de l'Empire du Kanem, Manam, se trouvait au Bodelé, vers la limite actuelle du Sahara (Zeltner, 1980). Treinen-Claustre (1982) a montré qu'entre le IIIe et le XIIIe siècle AD, s'est développée dans tout le secteur de la partie septentrionale du Bahr-el-Ghazal et jusqu'au Borkou, une riche culture nommée « Haddadienne » (Tab. II), avec des poteries peintes dont certaines montrent une très nette influence Méroïtique en provenance de la vallée du Nil (Treinen-Claustre, 1977). Plus à l'ouest, la capitale de l'ancien Empire du Ghana se trouvait aussi vers la limite actuelle du Sahara, à Koubi-Saleh,

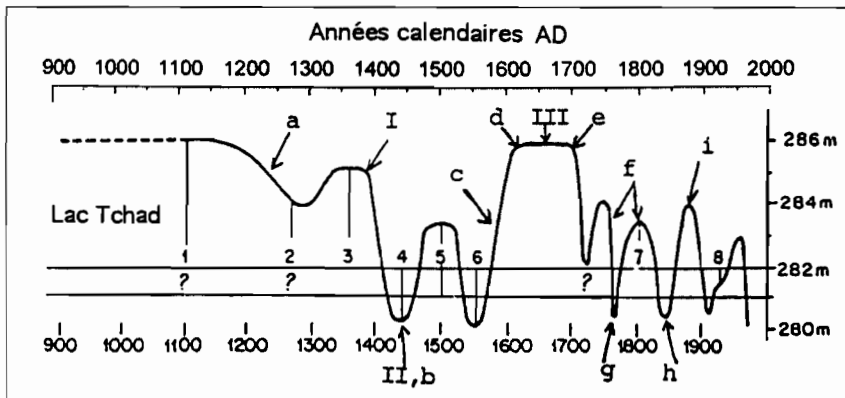


Figure 9 : Variation des niveaux du lac Tchad (altitudes absolues) au cours du dernier millénaire, en années calendaires AD (Maley, 1981 ; 1993). Les chiffres 1 à 8 correspondent à la position des échantillons palynologiques (Fig. 8a), les chiffres romains I, II et III, à des niveaux datés par le radiocarbone (valeurs moyennes calibrées) et les lettres de a à i, à diverses données historiquement datées.

qui est situé au sud de la Mauritanie actuelle (Mauny, 1970). Certains détails de la légende du Ouagadou qui traite de l'histoire de l'ancien Ghana (Monteil, 1953; Maley, 1981), montrent qu'à cette époque la saison des pluies débutait régulièrement dès le mois de mars/avril avec des « dépressions tropicales », ce qui est rare actuellement, et se poursuivait ensuite à partir de mai/juin avec les pluies de mousson, permettant ainsi deux récoltes par an (Maley, 1977; 1981; 1989; 2000b).

L'assèchement progressif des bras du « delta récent » est à mettre en relation avec la diminution des apports du Chari, ce qui a conduit au XIII<sup>e</sup> s. à une baisse du lac Tchad (Fig. 9) et à une phase d'assèchement ou de forte diminution du Bahr-el-Ghazal (Maley, 1981; 1993). Une forte baisse régionale des pluies peut aussi se déduire de certaines données rapportées par Carbou (1912) et Clanet (1975), qui montrent qu'au XIII<sup>e</sup> s. les nomades Kréda ont effectué une première migration du Borkou (région à l'est des Pays-Bas du Tchad) vers le Kanem, suite probablement à une phase d'aridification vers le nord du Tchad. Par la suite l'alimentation du Bahr-el-Ghazal n'a plus dû se faire que par les débordements du lac Tchad et donc ne dépendre que de ses fluctuations, particulièrement de ses hauts niveaux (Fig. 9). Les Hydrologues de l'ORSTOM ont calculé qu'un écoulement continu du Bahr-el-Ghazal ne peut se produire que lorsque le lac se situe vers l'altitude de 286 m (Pouyaud et Colombani, 1989; Olivry *et al.*, 1996). Il est probable que les petits cordons sableux observés au sud du lac, entre son delta et la région de Massakory, et qui culminent vers 286 m (voir Fig. 6), se sont formés lors des hauts niveaux du lac au cours des 3 derniers millénaires.

Après une remontée du niveau au XIV<sup>e</sup> siècle, une très forte régression du lac Tchad, ayant conduit à un assèchement presque complet, est intervenue vers le milieu du XV<sup>e</sup> siècle (Fig. 9). Plusieurs données géologiques peuvent être rapportées à ce phénomène (Fig. 8a) : fissures de dessiccation avec des charbons de bois datés au radiocarbone, croûte calcaire, formation d'oolithes ferrugineuses (Maley, 1981). Ultérieurement l'ethnologue Seignobos (1993) a pu confirmer ces premières données grâce à des récits relativement précis de la tradition orale qu'il a collectés chez des Fellata du sud du lac, et qu'il a pu dater par des recoupements historiques. Cette tradition rapporte qu'à cette époque une très forte sécheresse régionale avait obligé les ancêtres de ces Fellata à déplacer leurs villages dans la partie asséchée du sud du lac où il y avait encore des pâturages et de l'eau dans des puits creusés dans le fond asséché du lac ! Cet événement dura environ une génération, soit de 20 à 25 ans. Le retour brutal de la crue du Chari noya tous ces villages, ce qui explique pourquoi les Fellata mémorisèrent cet événement catastrophique (Seignobos, 1993). À cette époque la réduc-

tion des pluies s'était donc étendue du Sahel à la zone soudano-guinéenne, ce qui est comparable, mais en beaucoup plus intense, à la phase de sécheresse récente (Maley, 1989, 2000b).

La dernière période de hauts niveaux du lac Tchad durant laquelle il a stationné vers 286 m se situe au XVIIe siècle (Fig. 9). Là encore ce sont plusieurs données historiques et de la tradition orale qui apportent des informations précises. En effet on sait qu'une partie des Kréda qui avaient migré au Kanem au XIIIe s., était retournée au Borkou (Carbou, 1912) où les conditions climatiques avaient dû s'améliorer, probablement au XVIe siècle. Mais une nouvelle phase d'aridité associée à un fort accroissement de l'activité éolienne (Schneider, 1968) obligea les Kreda à migrer à nouveau au XVIIe s. vers le Kanem où ils vivent encore actuellement. La tradition orale des Kreda apporte une précision très importante en spécifiant que lorsqu'ils émigrèrent du Borkou, le Bahr-el-Ghazal coulait (Chapelle, 1957; Clanet, 1975). Plusieurs données historiquement datées confirment cette dernière phase d'écoulement du Bahr-el-Ghazal qui s'est achevée vers le début du XVIIIe s. (Zeltner, 1980; Maley, 1981). La situation climatique du XVIIe siècle se compare bien avec celle qui a été décrite plus haut vers 7500 BP (*ca* 8200 années calendaires BP) comme ayant correspondu à une phase de refroidissement bien caractérisée sur l'Hémisphère Nord, car le XVIIe s. a correspondu au maximum du Petit Age Glaciaire. L'examen des phénomènes survenus à cette époque au Tchad, apporte des précisions qui confirment certaines des conclusions présentées pour la phase 7500 ans BP. En effet la reprise de l'écoulement dans le Bahr-el-Ghazal au XVIIe siècle a été dû uniquement aux eaux qui débordaient du lac Tchad car l'aridité s'était alors accrue sur la zone sahélienne et le sud du Sahara (sur la carotte de Baga-Sola, Fig.8b, l'échantillon n°7 ne correspond pas au XVIIe siècle, mais à la période *ca* 1750/1850). Le débordement continu du lac Tchad a donc dû être associé à de fortes crues de l'ensemble Chari et Logone et donc finalement résulter d'un fort accroissement des pluies sur leurs hauts bassins qui sont situés dans la zone des savanes « humides » soudano-guinéennes (Maley, 1981, 2000b). On a donc ici un déphasage climatique complet similaire à celui décrit plus haut vers 7500 ans BP.

Au XVIIe siècle un tel déphasage s'est retrouvé aussi à travers l'ensemble de l'Afrique nord tropicale car des crues très fortes ont été aussi rapportées dans la boucle du Niger pour cette époque (Maley, 1981), coupant souvent Tombouctou en deux (Péfontan, 1922), avec en même temps une aridité régionale intense (Cissoko, 1968). Le bassin du fleuve Niger est, d'un point de vue climatique, assez similaire à celui du Tchad. De fortes crues du Nil Bleu sont aussi connues au XVIIe siècle sur le Plateau Ethiopien, en relation avec le débordement de certains lacs (Grove *et al.*,



1975), ainsi qu'une phase transgressive du lac Fayum en basse Egypte, qui est alimenté par un bras issu du cours inférieur du Nil (Maley, 1981). De nouvelles recherches seront aussi nécessaires pour déterminer si une Séquence type similaire à celle discutée plus haut aurait pu exister au cours du dernier millénaire, allant de la « phase chaude » du Moyen-Age à la « phase froide » du XVIIe siècle.

### **Interactions entre les paléoenvironnements et les cultures préhistoriques.**

Cette question n'est pas facile à aborder car les documents préhistoriques, i.e. les industries, outils taillés, poteries, etc., ne sont pas toujours clairement situés dans le temps et par rapport aux formations sédimentaires qui apportent les informations paléoenvironnementales. Concernant les cultures préhistoriques qui se sont développées avant la dernière grande phase aride (Kanémien dans le bassin du Tchad et Ogolien plus à l'ouest jusqu'au Sénégal), il est intéressant de signaler les travaux de Tillet (1989; Baumhauer *et al.*, 1997) sur l'Atérien qui est une civilisation paléolithique dont les restes se retrouvent à travers tout le Sahara, du nord au sud et de l'Atlantique au Nil. En effet cet auteur a étudié particulièrement la répartition de cette civilisation face aux variations de l'aridité. Dans chacune des grandes régions sahariennes où des industries atériennes ont été retrouvées, Tillet (*ibidem*) a montré que celles-ci étaient associées aux phases relativement humides (dépôts lacustres ou fluviatiles) propres à chacune de ces régions. Cependant pour être assuré de la concomitance d'une industrie et d'une formation sédimentaire, il est nécessaire que les pièces retrouvées soient en place, i. e. qu'aucun déplacement ne se soit produit depuis qu'elles ont été abandonnées après leur utilisation par des Hommes préhistoriques. Toutefois une telle situation est plutôt rare car le plus souvent les pièces ont été déplacées par des agents naturels, pour être inclus dans des dépôts, au mieux quasiment synchrones, mais en général il s'agit de dépôts postérieurs à l'utilisation de ces pièces. Comme dans les régions sahariennes les phases érosives sont fréquentes, le temps écoulé entre une phase d'utilisation des outils (site « en place ») et leur remaniement dans une formation sédimentaire ne devrait pas dépasser quelques milliers d'années. Dans le bassin du Tchad les sites ayant fourni des industries atériennes sont assez rares et, dans l'état actuel des recherches, concentrées au Niger oriental (Bilma, vallée du Kowar, bordure occidentale de l'Air et du Hoggar). Pour ce secteur, Tillet (*ibidem*) considère que l'Atérien a été synchrone des phases humides ayant précédé le Kanémien (Tab. II) et qui sont datées de *ca* 40 000 à 33 000 et de 28 000 à 20 000 BP.

Comme on l'a vu plus haut, le Kanémien s'est achevé par une première phase « humide » datée de *ca* 13 000 à 12 500 BP. L'aridité est ensuite revenue durant environ 2 millénaires, entrecoupée par quelques brèves phases humides. Le premier retour très marqué des pluies sahéliennes est intervenu entre *ca* 10 200 et 9900 BP, puis après une brève phase aride, s'est développée la phase humide majeure de l'Holocène inférieur entre *ca* 9500 et 8500 BP. Du point de vue des cultures préhistoriques, ce n'est qu'au début de cette grande phase humide de l'Holocène inférieur, que les industries font leur réapparition au Sahara central. Dans l'état actuel des recherches, il existe donc un grand hiatus de la présence de l'Homme, qui a débuté vers le début du Kanémien pour s'achever vers 9500 ans BP. Du fait de la forte aridité du Kanémien, il est compréhensible que les Hommes aient fui le bassin du Tchad et les autres régions sahariennes, sauf la vallée du Nil où le fleuve a continué à couler et où ont vécu des populations caractérisées par leur industrie de type Paléolithique Supérieur (cf. par exemple le sud de l'Égypte; Wendorf *et al.*, 1989). Or pendant que l'activité éolienne était très intense dans les plaines sahariennes, durant toute la durée du Kanémien des précipitations régulières ont affecté les montagnes du Sahara central, Tibesti, Hoggar, Aïr. Les dépôts lacustres ont été alors importants dans certains cratères du Tibesti, particulièrement dans le « Trou au Natron » où, vers 2000 m d'altitude, s'était développé un grand lac d'eau douce profond de plus de 500 m (Maley, 2000a). On pourrait donc émettre l'hypothèse que les montagnes du Sahara central aient pu servir de refuge à quelques populations, toutefois, jusqu'à présent, on n'a pas retrouvé leur trace. De plus, si l'eau était bien présente en abondance, la température estimée était alors très basse (en hiver son abaissement moyen aurait été de *ca* 10° C par rapport à l'actuel) et les précipitations devaient être surtout sous forme de neige (Messerli *et al.* 1980; Maley, 2000a). À part peut-être dans des grottes, un tel milieu devait être alors aussi inhospitalier que celui des plaines sahariennes.

Les industries préhistoriques n'ayant fait leur réapparition dans le bassin du Tchad, au Niger oriental, que vers 9500 BP, on peut se demander pourquoi des industries n'ont pas été retrouvées durant la première phase humide qui marque la fin du Kanémien. Il est possible d'envisager que les Hommes qui avaient fui le Sahara à cette époque, sauf la vallée du Nil, n'aient pas eu le temps de revenir, vu la relative brièveté de cette première phase favorable (environ 4 à 5 siècles, de 13 000 à 12 500 BP). Toutefois il n'est pas impossible que des groupes humains, dont les industries n'ont pas encore été retrouvées, aient vécu au Sahara ou sur ses marges immédiates entre 13 000 et *ca* 10 000 BP. En effet les industries de type microlithique qui caractérisent la première phase vers 9500 BP, et surtout la pote-

rie qui fait son apparition en de nombreux points du Sahara central (Roset, 2000 ; Aumassip, 2000), en présentant fréquemment un type de décor assez standard et déjà très élaboré (lignes pointillées et ondulées, « dotted wavy line » : Roset, 1983 ; 1995), tout cela implique qu'il faudrait envisager une naissance puis une première phase de maturation antérieure afin d'expliquer cette apparition multiple quasi synchrone vers 9500 BP. Accompagnant la poterie, la présence de broyeur pourrait indiquer qu'un processus de néolithisation était engagé (Roset, 1995 ; 2000 ; Aumassip, 2000), d'autant plus qu'à Termit, dans des niveaux de même âge, Quéchon (1995) a trouvé une industrie plus variée composée particulièrement de haches polies et de plaquettes à encoches latérales ayant pu servir de houe. Tout cela montre que des végétaux devaient être consommés, probablement des Graminées sauvages. A ce propos on peut citer Harlan (1992) qui a écrit « La récolte systématique de graminées sauvages, même à grande échelle, ne provoque pas forcément une domestication, et beaucoup plus d'espèces ont été récoltées que de races domestiquées produites. » Or effectivement les céréales domestiquées n'ont fait leur apparition au sud du Sahara que beaucoup plus tard au cours du Néolithique final et de l'Age du Fer (cf. *infra*).

Lorsqu'on compare ce qui s'est passé au Sahara central avec ce qui a été observé pour la culture Natoufienne au Moyen-Orient (Valla, 2000), on constate que la céramique n'est pas forcément associée à une véritable culture néolithique. En effet le Natoufien, daté entre *ca* 12 500 et 11 000 BP, est considéré comme correspondant à la première phase (A) du Néolithique dans cette région (Valla, 2000). Or le Natoufien est une culture sans céramique (PPN-A : Pre-Pottery Neolithic A), mais qui présente par contre la plupart des attributs classiques du Néolithique : sédentarisation avec des « maisons » dans des villages, agriculture primitive utilisant des céréales et des légumes, pratiques mortuaires, etc. (Valla, 2000). Il est donc nécessaire de relativiser certains critères, car la culture qui apparaît au Sahara central vers *ca* 9500 ans BP est, mise à part la céramique et les broyeurs, encore relativement « archaïque » par son industrie lithique sur lame qui la place dans un stade épipaléolithique qui précède nettement le Néolithique. Le site le plus ancien du bassin du Tchad qui a été rattaché à un stade « ancien » du Néolithique est plus jeune de plus de 2500 ans (site de Dogomboulo près de Fachi, daté de 6850±250 ans BP ; Maley *et al.*, 1971 ; Roset, 1974). Ce stade néolithique est intervenu durant la phase majeure du Méga-Tchad (*ca* 7100–6600 BP).

Il a été aussi souvent dit, comme un postulat évident, que les phases préhistoriques de cette région avaient été « synchrones » des phases humides de l'Holocène. Toutefois lorsqu'on peut bénéficier de données

précises, il apparaît que cela n'est qu'en partie vrai. Au Moyen-Orient, Valla (2000, p. 28) a fait des remarques similaires pour les phases qui suivent le Natoufien. Au Niger oriental et jusqu'au Tassili (site de Tin-Hanakaten), lorsqu'on considère la première phase culturelle de l'Holocène, celle-ci semble s'être épanouie uniquement au début de la phase humide (9 datations entre 9550 et 9000±100/150 ans BP pour 4 sites; Roset, 1983 ; 2000; Aumassip, 2000). Ensuite la région a été abandonnée lorsque la transgression lacustre s'est développée. Pour les 2 sites de plein air de Témét et Adrar Bous (Air oriental), la couche archéologique repose sur le sommet d'une ancienne formation dunaire et, dans les points bas, cette couche est recouverte, scellée, par un épais niveau de diatomite qui correspond au développement des conditions lacustres (Roset, 1983 ; 2000). Or on sait par ailleurs que cette première phase lacustre s'est achevée vers 8500 BP. Il semble donc que les populations régionales aient quitté la région au plus fort des conditions humides intervenues entre *ca* 9000 et 8500 BP. Cela paraît compréhensible car la transgression lacustre a été associée à une baisse de l'évaporation qui a dû résulter d'une certaine baisse de la température (voir les données diatomologiques et polliniques, Fig. 5). Ce phénomène pourrait être rattaché à la dualité des pluies de cette époque. En effet aux pluies de mousson tombant durant l'été, devaient s'ajouter des pluies de printemps d'origine septentrionale et nettement plus fraîches (Maley, 1977 ; 1981 ; 2000a); le résultat devait être un engorgement quasi permanent des sols et un air toujours très humide et donc « malsain » pour la santé des populations. Tout cela avait dû rendre ces régions très inhospitalières.

Après *ca* 8500 BP interviennent de brèves oscillations sec/humide, avec toutefois une phase humide assez bien caractérisée vers 8000–7800 BP. Ensuite s'est développée entre 7700 et 7400 BP une première grande phase aride avec des réactivations éoliennes bien caractérisées au Niger oriental (Servant, 1973; Baumhauer *et al.*, 1997). Le caractère aride de cette dernière période explique probablement l'absence de l'Homme. Toutefois dans d'autres régions du Sahara central, comme dans l'Acacus, au SW de la Libye, la chronologie des phases culturelles de l'Holocène inférieur et moyen est, pour certaines, un peu décalée, ce qui pourrait s'expliquer par des migrations de populations (Cremaschi et Di Lernia, 1999) et par un climat un peu moins aride dans ces régions (Tab. II). Les populations du Sahara central à l'Holocène inférieur et moyen étaient surtout de type négroïde (cf. la phase des « Têtes Rondes » sur les gravures rupestres) mais avec aussi parfois un autre type à affinités « européïdes » (d'après l'analyse des restes humains, *in* Aumassip, 2000, p. 249).

Un changement climatique majeur est intervenu vers *ca* 7100 BP, marqué en particulier par un fort développement des végétations sahélienne et soudano-sahélienne sur le Sahara méridional (Maley, 1981 ; Neumann, 1992); et en même temps par un développement des sols de type ferrugineux-tropicaux, fréquents dans les milieux savanicoles (Maley, 1981 ; 1982). La formation de ces sols nécessite le drainage saisonnier des interfluves, en rapport avec une saison sèche bien marquée et un climat nettement plus chaud et tropical que celui de l'Holocène inférieur. Le développement de ces végétations et cette nouvelle ambiance climatique ont été nettement plus favorables aux populations humaines qui se sont alors largement répandues à travers le Sahara méridional et central (voir les travaux des archéologues et, en particulier, le fort développement des gravures et peintures rupestres, Roset, *ibidem*). Dans le bassin du Tchad et surtout au Niger oriental où les conditions ont été plus favorables à la conservation de vastes sites de plein air, on a assisté à partir du VII<sup>e</sup> millénaire BP au développement progressif puis à l'épanouissement d'une riche culture Néolithique régionale appelée « Ténéreén » (Roset, 1995 ; 2000). Un site important du Néolithique ancien a été découvert près de Fachi à Dogomboulo et daté de 6850±250 ans BP (Maley *et al.*, 1971 ; Roset, 1974). Une extension vers le sud du Néolithique ancien semble pouvoir se déduire de la présence de poterie caractéristique (dotted wavy line) sur un site situé sur le cordon sableux au sud du Méga-Tchad (Bama Ridge au NE du Nigéria), dont l'âge est postérieur de *ca* 500 ans (*ca* 6200/6400 BP) (Thiemayer, 1997 ; Breunig *et al.*, 1996) et correspond à une phase régressive du Paléotchad. Toutefois le même type de poterie a été retrouvé entre 6300 et 5700 BP au NE de l'Ennedi sur les bords du grand paléo-lac Ptolémée (West Nubian Palaeolake, Hoelzmann *et al.*, 2001).

Le climat a commencé à s'assécher à partir de *ca* 4500 BP pour s'accroître lors d'une phase très aride qui a affecté toutes les régions sahariennes entre 4000 et 3800 BP (Maley, 1981 ; 1997). Toutes les données archéologiques disponibles montrent une importante coupure culturelle avec en particulier la disparition de la civilisation Ténéreénne. Ce phénomène a dû entraîner la migration des populations régionales qui avaient été alors très déstabilisées. Ensuite, de *ca* 3800 à 3000 BP s'est développée sur le sud du Sahara une nouvelle phase humide importante (Fig. 5 et Tab. II). Vers 3 600 BP une nouvelle culture d'origine septentrionale a fait son apparition sur les marges de l'Air. La fouille par Roset (1995 ; 2000) du village préhistorique d'Iwelen (Air central, près du Mont Gréboun), a révélé les nombreuses caractéristiques originales de cette nouvelle culture d'origine libyco-berbère, d'après les céramiques, les pratiques funéraires, les parures, etc. Ces immigrants qui peuvent être qualifiés de paléo-Touaregs,

utilisaient des chars attelés de chevaux comme l'a montrée l'étude des nombreuses gravures rupestres associées. Le fait que ce soit sur le sud du Sahara et au cours du IV<sup>e</sup> millénaire BP qu'aient été obtenus les nouveaux acquis majeurs que sont la domestication du Mil et l'apparition de la métallurgie, est un argument important pour considérer que ces nouvelles populations ont pu en être responsables.

La première céréale cultivée a été le *Mil pénicillaire* dont on a retrouvé des empreintes sur des poteries datées d'environ 3500 BP et récoltées dans quelques sites néolithiques de Oualata au sud-est de la Mauritanie (Amblard, in Neumann, 1999). Des empreintes du Mil cultivé ont été datées de *ca* 2800 BP au nord du Burkina Faso et de *ca* 2900 BP sur le site de Gajiganna au NE du Nigéria (Neumann, 1999). La première apparition du Sorgho cultivé n'est intervenue que vers le III<sup>e</sup> s. AD dans cette dernière région (Magnavita, 2002).

Les données concernant la métallurgie du Fer et du Cuivre sont très importantes car elles montrent que cette technologie est apparue au cours du IV<sup>e</sup> millénaire BP vers le sud-ouest du bassin du Tchad, entre Termit, le sud de l'Air et l'Azawag. Au sud du Ténéré, près du massif de Termit (16°N–11°20'E), l'apparition d'objets en fer et en cuivre intervient cours du IV<sup>e</sup> millénaire BP (5 datations allant de 3645±150 à 3100±100 ans BP), en association avec des outils en silex et des poteries qui s'apparentent encore au Néolithique de type Ténérien (Paris *et al.*, 1992). Dans l'Azawagh et dans un contexte culturel similaire à celui de Termit ont été trouvés 2 petits objets en cuivre, mais aucun en fer, avec 3 datations entre 3800 et 3500 BP (*ibidem*). Cette métallurgie s'est développée ensuite dans la même région au cours du III<sup>e</sup> millénaire BP et en particulier à Iwelen dans l'Air (9 datations) (Paris *et al.*, 1992). Pour ces auteurs, ces nouvelles données pourraient « relancer le débat sur une origine septentrionale ou méditerranéenne de la métallurgie africaine », car l'apparition de la métallurgie est intervenue en même temps et dans la même région où s'est manifestée une vague de migration libyco-berbère. Toutefois d'autres recherches seront nécessaires avant de pouvoir apporter des conclusions plus définitives sur cette importante question de l'origine de la métallurgie au sud du Sahara. Il faut noter que c'est seulement vers 2500 BP que la métallurgie du Fer a pris une grande extension un peu plus au sud, au Nigéria central, en même temps que se développait la Culture de Nok (voir une discussion dans Treinen-Claustre, 1982, p.190-193).

L'ancien village d'Iwelen a été abandonné vers 2100 BP (Roset, *ibidem*). Toutefois ce secteur n'est pas le seul à avoir été déserté vers cette époque car un important hiatus culturel a été mis en évidence au tournant

de l'ère chrétienne, en ayant affecté les populations préhistoriques de la périphérie du lac Tchad, d'une part au sud du lac entre les phases « Pré-Sao » et « Sao Ancien » (Langlois, 1995) et d'autre part le long du Bahr el Ghazal entre les phases du « Fer Ancien » et du « Fer Moyen ». Cette dernière phase, appelée aussi « Haddadien », était caractérisée par une poterie peinte de style Méroïtique originaire de la vallée du Nil (Treinen-Claustre, 1982). Ce hiatus qui a été apparemment caractérisé par d'importants déplacements de populations, semble avoir été une réponse à un changement climatique qui s'est en particulier manifesté par une phase très érosive au sud du Sahara tchadien (voir plus haut, l'important recouvrement du Bahr-el-Ghazal) (Tab. II). Sur l'Afrique de l'ouest, pour la majeure partie de la zone Sahélienne (*sensu lato*) qui s'étend du Tchad au Sénégal, Breunig *et al.* (2002) ont mis en évidence un hiatus culturel au cours du dernier millénaire BC, entre la fin des cultures de type Néolithique et la première phase de l'Age du Fer. Breunig *et al.* (2002) tentent de rattacher ce hiatus à une phase d'aridification qui se situerait durant la première partie du dernier millénaire BC. Ce dernier hiatus semblerait donc un peu plus ancien que celui rapporté plus haut à la périphérie du lac Tchad.

En conclusion, on constate que les diverses cultures qui se sont développées dans plusieurs régions du bassin du Tchad ont toujours été tributaires des conditions climatiques locales. Un excès d'aridité mais aussi parfois d'humidité, comme entre 9000 et 8500 BP, les ont contraintes à quitter la région en migrant probablement vers les régions périphériques et plutôt vers le sud car durant les périodes défavorables du XXe siècle, cette direction est une constante de migration pour les populations sahariennes ou sahéliennes (Clanet, 1975). Face à ces changements climatiques, une autre possibilité pour ces populations a été un changement de mode de vie, passant du mode sédentaire au mode nomade, comme cela peut avoir été le cas vers 2100 BP pour les paléo-Touaregs d'Iwelen.

---

#### Remerciements

L'auteur remercie Mathieu Schuster, Philippe Duringer, Jean-François Ghienne (EOST, Université Louis Pasteur, Strasbourg); Michel Brunet (MPFT, Université de Poitiers) et René Guiraud (Université de Montpellier-2) pour des échanges et discussions critiques. Contribution 2003-006 de l'Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier (ISEM/CNRS).

Maley Jean (2004)

Le bassin du Tchad au quaternaire récent : formations sédimentaires, paléoenvironnements et préhistoire : la question des paléotchads

In : Sémah Anne-Marie (dir.), Renault-Miskovsky J. (dir.), Le Thomas A. (préf.), Cheddadi R. (collab.), Chepstow-Lusty A. (collab.), Jolly D. (collab.), Lebreton V. (collab.), Ledru Marie-Pierre (collab.), Maley Jean (collab.), Scott L. (collab.), Van Campo E. (collab.).

*L'évolution de la végétation depuis deux millions d'années*

Paris : Artcom et Errance, p. 179-217. (Guides de la Préhistoire Mondiale.Paléoenvironnements)

ISBN 2-87772-278-3