

## LES DELTAS DU CHARI : CADRE CLIMATOSTRATIGRAPHIQUE ET EVOLUTION PALEOHYDROLOGIQUE DEPUIS 50,000 ANS

### 1. INTRODUCTION

Le programme de recherche auquel je devais participer pendant mon service militaire (décembre 1974 à février 1976) au centre ORSTOM de N'Djamena, concernait à l'origine la sédimentation actuelle et récente dans le delta du Chari et à sa proximité immédiate dans la cuvette sud du lac Tchad. La sécheresse ayant provoqué une très importante diminution de la surface navigable du lac (Chouret, 1977), ainsi que l'immobilisation en plein champ du bateau capable de supporter le matériel de carottage, j'ai été amené à travailler à terre. J'ai ainsi entrepris l'étude des formations du Quaternaire supérieur entre le delta actuel du Chari et le premier delta de Pias (1970 et fig. 44.2). Cette zone très plate est située en amont du seuil du Bahr El Ghazal (fig. 55). Or, d'après Servant (1973) et Maley (1977), au Quaternaire supérieur, ce

seuil constitué de sables éoliens anciens n'aurait été franchi de manière durable que lors de l'établissement du Mégatchad holocène. En temps ordinaire, il empêchait le déversement vers le Nord des eaux fluviales du bassin du Chari, conduisant donc à la formation d'un paléolac Tchad dans les mêmes conditions qu'aujourd'hui. Ainsi, la zone étudiée devait constituer un bon enregistreur des variations de ce paléolac Tchad. Il s'agissait donc d'abord de confirmer les corrélations stratigraphiques proposées antérieurement entre les formations éoliennes et lacustres au Nord du lac, d'une part, et les formations éoliennes et deltaïques au Sud du lac, d'autre part. Il convenait en particulier de préciser l'importance de l'aride kanémien ayant vu l'assèchement total du lac Tchad et l'installation du désert jusque vers 11°N (Pias, 1970 ; Servant, 1973). Il s'agissait également de retrouver des dépôts du Mégatchad holocène jusqu'alors connu essentiellement par son rivage vers 320 m (Schneider, 1967a). Ces travaux ont fait l'objet de deux publications (Durand et Mathieu, 1979-1980 et 1980) dont nous reprenons ici l'essentiel, en tenant compte des résultats plus récents.

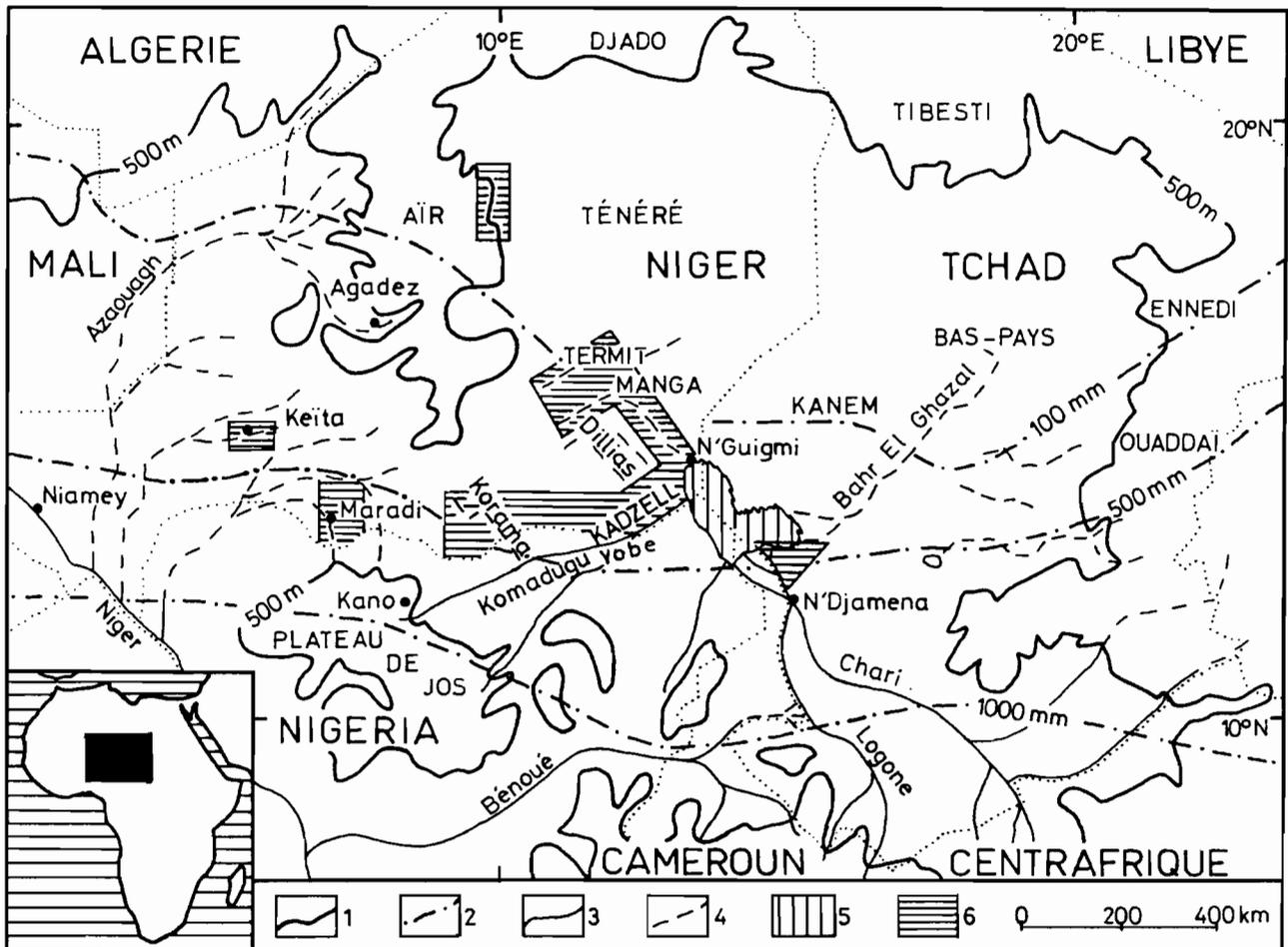


Fig. 55. Localisation des zones d'étude. 1 : courbe de niveau 500 m ; 2 : lignes isohyètes interannuelles en mm ; 3 : cours d'eau permanents ; 4 : cours d'eau temporaires ; 5 : lac Tchad ; 6 : zones d'étude.



\*L'hétérogénéité latérale des faciès est un fait majeur. Il convient de considérer que des dépôts sableux dans des chenaux ou des bourrelets de berges, peuvent passer latéralement à des dépôts argileux de plaine d'inondation. Cette hétérogénéité est par ailleurs aggravée par la migration des lits fluviaux. Elle se traduit concrètement par des variations rapides des transmissivités hydrauliques entre puits distants de quelques dizaines de mètres seulement, comme le montre une étude sur la nappe phréatique de cette région (Chouret *et al.*, 1977). Ces variations latérales de faciès compliquent beaucoup la détermination des unités lithostratigraphiques ainsi que les corrélations qui restent en partie hypothétiques.

b) Description d'une coupe de référence. La coupe de Cach-Malamat (fig. 56) a été retenue, car elle semble la plus complète. De haut en bas du puits, nous avons identifié (fig. 57) :

- 1 - 0,70 m de sable fin, blanc, à faible teneur en argile.
- 2 - 1,30 m d'argile gris-bleu.
- 3 - 2,20 m de sable blanc, fin, à grains éolisés assez nombreux.

- 4 - 2,80 m de dépôts sableux et riches en minéraux lourds fragiles à la base, et de dépôts argilosilteux à faible teneur en carbonates (2%) au sommet.
- 5 - 1,00 m d'argile silto-sableuse. Traces de carbonates à la base.
- 6 - 3,50 m de sables blanc, fin. Grains éolisés assez abondants, surtout à la base.
- 7 - 2,30 m d'argile sableuse, gris-clair à faible teneur en carbonates (3%  $\text{CaCO}_3$ ), passant à un sable argilo-silteux au sommet.
- 8 - 1,20 m de dépôt carbonaté blanc, pulvérulent (40 à 85% de  $\text{CaCO}_3$ ), sableux à la base.
- 9 - 7,00 m de sable moyen à grossier à la base, devenant plus fin au sommet. Eolisation des grains plus importante au sommet qu'à la base.
- 10-1,00 m de sable fin, légèrement argilo-silteux, à staurotide.
- 11-5,00 m de sable fin éolo-fluvial, à staurotide (niveau non traversé).

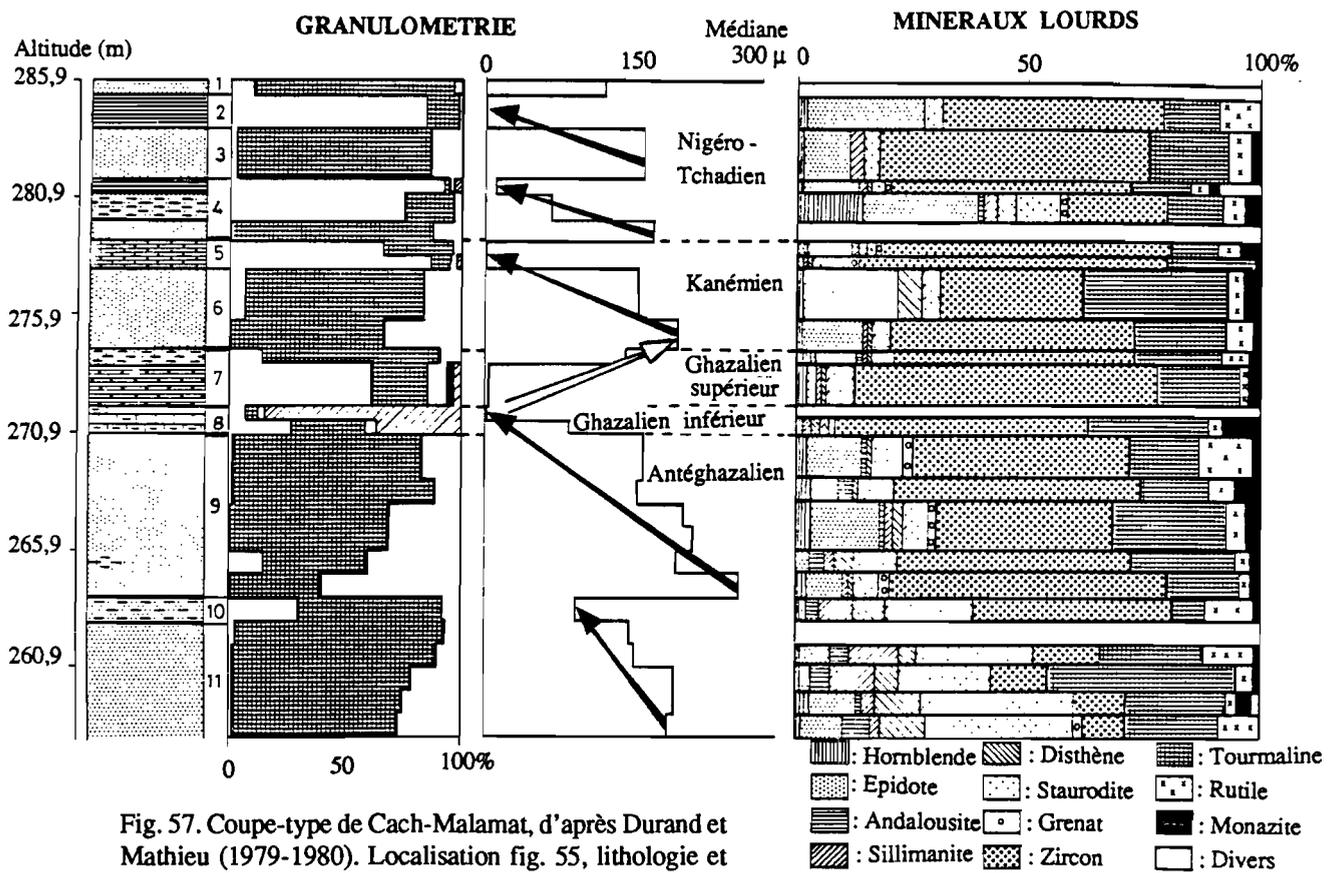


Fig. 57. Coupe-type de Cach-Malamat, d'après Durand et Mathieu (1979-1980). Localisation fig. 55, lithologie et granulométrie fig. 57-58. Les flèches noires soulignent les séquences grano-décroissantes et la flèche blanche la séquence granocroissante.

Le principal niveau carbonaté mis ici en évidence a une épaisseur de 1,2 m. Il atteint 3,50 m de puissance au puits voisin de Chedide. Il est également observé à Alkouk situé à une dizaine de kilomètres plus au Nord, mais disparaît des autres coupes relevées à proximité (fig. 58 et 59). A Karal les carbonates sont relayés par une argile diatomitique, faiblement carbonatée. Il s'agit donc d'un dépôt localisé, d'aspect lenticulaire.

## 2.2. Données radiochronologiques

Les âges radiométriques ont été obtenus par la méthode du carbone 14. Le matériau daté est constitué dans la plupart des cas de carbonates. Dans les coupes étudiées, les coquilles sont presque toujours absentes. Nous avons vu, en effet, que dans le lac actuel où le

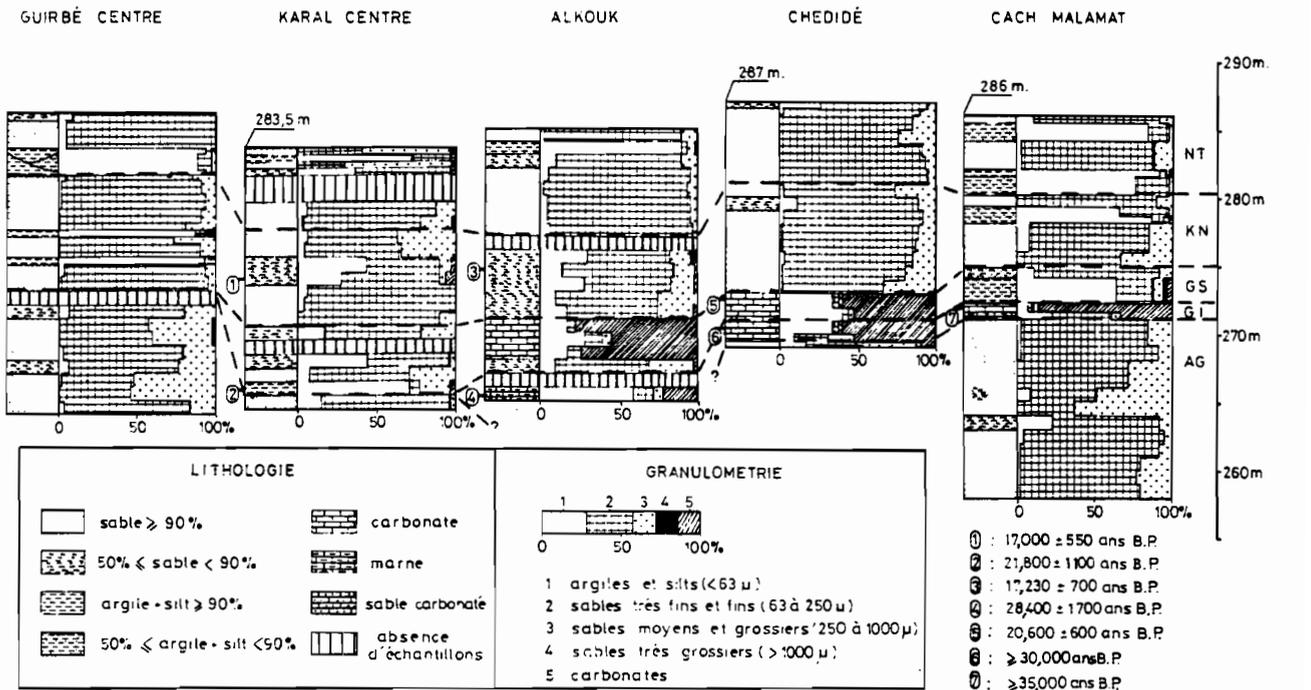


Fig. 58. Coupes de la zone nord-ouest (fig.55.A) (in Durand et Mathieu, 1979-1980).

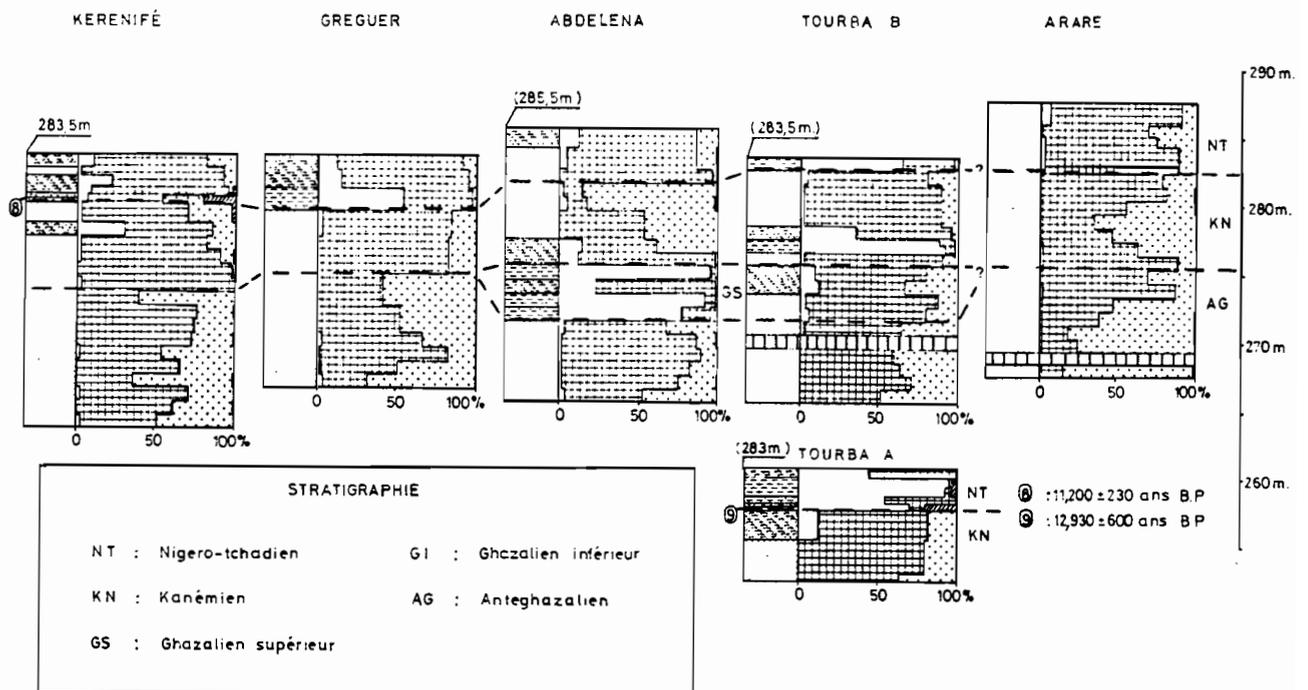


Fig. 59. Coupes de la zone nord-est (fig. 55.B) (in Durand et Mathieu, 1979-1980).

déficit en calcium est important, elles sont généralement dissoutes très rapidement. La base du banc de calcaire a fourni des âges peu précis, proches des limites de sensibilité de la méthode d'autant que la moindre pollution récente peut considérablement altérer le résultat. La base du calcaire est datée  $\geq 35,000$  ans B.P. à Cach-Malamat et  $\geq 30,000$  B.P. à Chedid (fig. 58). Le sommet du calcaire de Chedid est daté de  $20,600 \pm 600$  ans B.P. Il est donc possible d'attribuer le dépôt de ces carbonates au cycle lacustre Ghazalien qui, selon Servant (1973) commence vers 40,000 ans B.P. et s'achève vers 20,000 ans B.P. En fait, l'âge du début de ce cycle ne peut être donné avec précision pour les raisons évoquées ci-dessus. D'autres datations confirment cette attribution. Il s'agit des argiles à diatomées de Karal dont le sommet est âgé de  $21,800 \pm 1100$  ans B.P. et des calcaires de la base de la coupe d'Alkouk qui ont donné un âge de  $28,400 \pm 1700$  ans B.P. On peut donc considérer que les sables sous-jacents ont un âge antéghazalien même si l'on ne peut dater avec exactitude le début de cette phase lacustre. Les intercalations argilo-silteuses faiblement carbonatées, rencontrées dans les sables qui surmontent les carbonates du Ghazalien, ont fourni des âges radiométriques concordants à Alkouk ( $17,230 \pm 700$  ans B.P.) et à Karal ( $17,000 \pm 550$  ans B.P.). Cette formation sableuse est coiffée localement par des carbonates ou par des marnes coquillères datées respectivement de  $12,930 \pm 600$  ans B.P. à Tourba et  $11,200 \pm 230$  ans B.P. à Kenerifé. Ces âges permettent de caler la partie supérieure des coupes par rapport aux séquences nigéro-tchadiennes mises en évidence dans le bassin septentrional par Servant (1973) et Servant-Vildary

(1978). Des coquilles (*Caelatura aegyptica* et autres lamellibranches) relevées en surface au pied du "cordon sableux" de 290 m environ qui longe le rivage sud du lac et qui est visible au sud-est de Tourba, ont donné des âges contemporains. Nous avons vu (tabl. 5) que ce cordon, considéré par Pias (1970) comme délimitant le lac de la dernière transgression située entre 3200 et 1800 ans B.P., est en fait, dans cette région, discontinu et lié à une dynamique éolienne récente. Les coquilles ont pu se mettre en place lors des hauts niveaux lacustres des années 1954 à 1958 et 1961 à 1964.

### 2.3. Corrélations stratigraphiques

La lithologie nous enseigne qu'il n'existe pas de sables franchement éoliens au Sud du lac actuel. Par contre, nous avons pu identifier, à l'aide des données radiochronologiques, trois phases de remblaiement fluvio-deltaïque à dominante sableuse. Les deux premières sont séparées par des dépôts de carbonates d'âge ghazalien qui n'apparaissent que de façon circonscrite. La troisième datée en deux points à sa base (Kenerifé, Tourba) par des dépôts carbonatés ou coquilliers appartient au Nigéro-Tchadien (tabl. 7). La succession des unités lithostratigraphiques, au Sud du lac actuel, est donc la suivante :

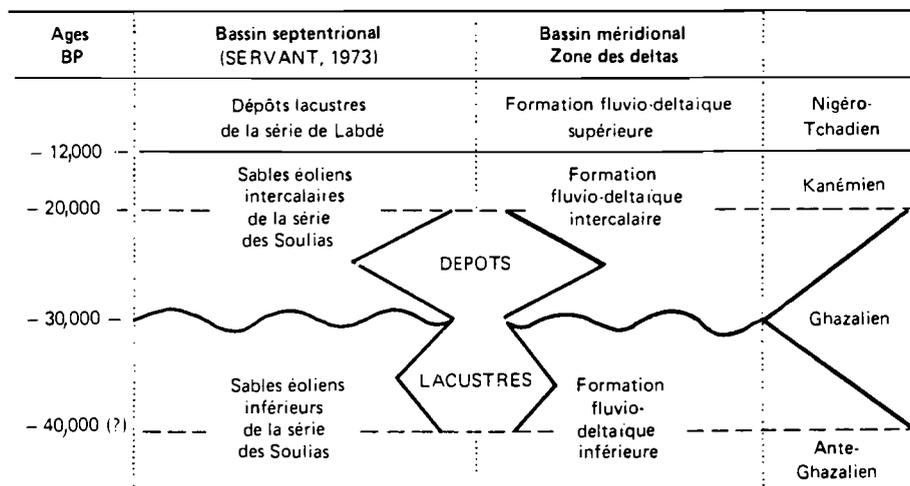
\*Formation fluvio-deltaïque inférieure, d'âge antéghazalien (antérieure à environ 40,000 ans B.P.).

\*Formation lacustre du Ghazalien (40,000-20,000 ans B.P.).

\*Formation fluvio-deltaïque intercalaire du Kanémien (20,000-12,000 ans B.P.).

\*Formation fluvio-deltaïque supérieur du Nigéro-Tchadien (à partir de 12,000 ans B.P.).

Tableau 7. Corrélations stratigraphiques des dépôts du Pléistocène supérieur et Holocène entre le Nord et le Sud du lac Tchad actuel (in Durand et Mathieu, 1979-1980)



En comparant cette succession avec la stratigraphie du Pléistocène supérieur établie pour la partie septentrionale du bassin (Servant, 1973), on constate qu'aux deux grandes phases d'éolisation ayant donné naissance aux sables inférieurs et intercalaires de la série des Soulias, correspondent au Sud des remblaiements fluvio-deltaïques essentiellement sableux (tabl. 7). Les dépôts carbonatés du Ghazalien sont localisés à une zone bien circonscrite ne s'étendant pas au-delà d'une vingtaine de kilomètres du rivage lacustre actuel. En dehors de ces limites les dépôts des formations fluvio-deltaïques inférieure et intercalaire se font en continuité et certaines coupes (par exemple Arare, fig. 59) présentent même une sédimentation sableuse continue de la base au sommet. Ainsi, les coupures lithostratigraphiques établies au Nord sont ici beaucoup moins nettes, car lithofaciès et chronozones ne coïncident plus (tabl. 7).

### 3. L'ORIGINE DES CARBONATES

La chronologie et l'interprétation de l'évolution paléogéographique de cette région reposent donc en partie sur la présence de niveaux carbonatés. Ainsi, il nous semble nécessaire de rappeler au préalable les conditions de mise en place des carbonates dans cette région au cours de la période récente, afin d'établir des modèles de comparaison.

#### 3.1. Autochtonie et allochtonie

Aucun dépôt de carbonate détritique n'a jamais été observé dans les formations superficielles au centre du bassin : tous les carbonates y sont autochtones (Dupont, 1970 ; Pias, 1970 ; Carmouze, 1976 ; Maglione, 1976 ; Gac, 1979).

#### 3.2. Formation de carbonates dans le lac Tchad avant la dernière sécheresse

En situation hydrologique "normale", le lac se situe en moyenne au niveau 281.8 m (Dupont, 1970 ; Roche, 1973 ; Chouret, 1977). Au cours du cycle annuel, la concentration des eaux par l'évaporation, nécessaire à la précipitation de calcite, n'est atteinte que dans la cuvette nord et dans l'archipel à l'Est de la cuvette sud (fig. 19 et Carmouze, 1976). Mais cette précipitation n'est effective que lorsque les eaux sont très fortement sursaturées, ce qui n'arrive que dans la zone septentrionale de la cuvette nord (fig. 22.B). La précipitation de calcite peut alors représenter jusqu'à 5, voire même 10 % environ des dépôts superficiels, sous

forme d'encroûtements\* très minces ; cette précipitation de calcite s'accompagne de la néoformation d'une montmorillonite très magnésienne (Carmouze, 1976 ; Gac, 1979). Bien que possible théoriquement, la précipitation de gypse ne survient pas après celle de la calcite, car les eaux lacustres sont trop pauvres en sulfates et la calcite soustrait pratiquement la totalité du calcium en solution (Maglione, 1976 ; Gac, 1979).

Sur le littoral NE de la cuvette nord, dans les creux interdunaires asséchés lors de la décrue annuelle, la précipitation de calcite peut atteindre 38% des dépôts superficiels (fig. 22.B) qui se présentent alors comme des tufs selon Dupont (1970). Des carbonates de sodium (gaylussite puis trona) peuvent également se former, et même parfois de la halite si les teneurs en chlorures sont suffisantes. Mais ces sels sont généralement dissous par les eaux météoriques et les fluctuations annuelles du niveau lacustre (Roche, 1973 ; Cheverry, 1974 ; Maglione, 1976).

#### 3.3. Précipitations dans le lac en période sèche

a) Lors de la dernière sécheresse. Entre avril 1968, où le niveau lacustre coïncidait avec le niveau moyen de 281.8 m, et juillet 1973 où le niveau descendit en-dessous de 279 m (fig. 21), la précipitation de calcite a été progressivement observée dans toute la moitié septentrionale de la cuvette nord et en 1974 elle s'est étendue à l'ensemble de la cuvette (Carmouze, 1976). De plus, en période sèche, la concentration plus rapide des eaux lacustres devrait théoriquement permettre également la précipitation de faibles quantités de calcite dans la partie médiane du lac (Gac, 1979). Les dépôts superficiels de la Grande-Barrière et de sa périphérie (fig. 19), contiennent parfois effectivement de faibles quantités de calcite (0,2 à 1,5% in Dupont, 1970) qui pourraient donc correspondre aux dépôts de périodes sèches antérieures à la dernière sécheresse.

b) Au 16ème siècle. Le plus important dépôt carbonaté récent connu dans la région, correspond à une phase de régression lacustre datée du 16ème siècle (Dupont et Delibrias, 1970 ; Cheverry, 1974). Le niveau du lac aurait alors été inférieur à 279,4 m (Dupont et Delibrias, 1970). Il s'agit d'un dépôt pouvant atteindre 0,6 m d'épaisseur dans la région de Bol, sur le littoral septentrional de la cuvette sud (fig. 19), et contenant de 10 à 70 % de calcite (Cheverry, 1974). La précipitation aurait eu lieu dans des eaux stagnantes au fond des bras interdunaires de l'archipel, dans un milieu maré-

\* Remarque. Nous avons conservé les termes utilisés par les auteurs bien qu'on puisse s'interroger sur l'existence de travertins plutôt que de tufs ou de formations stromatolitiques plutôt que de croûtes ou concrétions pédogénétiques...

gageux riche en végétation et coupé du lac. En effet, ce niveau n'est pas observé dans les zones proches où, compte tenu de la topographie, les eaux pouvaient circuler et se renouveler (Cheverry, 1974).

### 3.4. Formation de carbonates en amont du lac Tchad

La précipitation de calcite en faibles quantités (< 2 %) à partir d'une nappe d'eau superficielle a été observée dans les plaines d'inondation, sous forme de très fines croûtes ou de traînées blanchâtres (Pias, 1962). Mais, là aussi, cette précipitation ne peut survenir qu'en période sèche, lorsque la concentration des eaux d'inondation n'est pas interrompue par la crue annuelle suivante (Gac, 1979). Dans ces mêmes régions, au cours de la pédogenèse, l'évapotranspiration d'une nappe phréatique peu profonde peut permettre la formation de carbonates dans les sols hydromorphes. Ces carbonates se présentent sous diverses formes : en amas au contact de la nappe phréatique dans les sols les plus sableux ; en fins canalicules le long des racines dans les sols sablo-argileux ; en nodules infra-millimétriques à pluricentimétriques dans les sols les plus argileux ; leur présence est fréquemment simultanée à celle de taches et concrétions ferrugineuses (Pias, 1962).

### 3.5. Formation de carbonates en aval du lac Tchad, au Kanem

a) **Diversité des milieux.** La formation de carbonates aura lieu à partir d'eaux du lac Tchad infiltrées ou à partir de la nappe phréatique. Les infiltrations d'eaux du lac sont limitées à sa proximité immédiate. Au-delà de quelques km au plus, seule intervient la nappe phréatique dont le toit est uniquement constitué d'eaux météoriques récentes (Roche, 1973 ; Fontes, 1976). Toutes ces eaux sont douces, ce n'est qu'exceptionnellement que les eaux de la nappe sont localement salées par leur passage à travers des dépôts évaporitiques anciens (Roche, 1973 ; Maglione, 1976). Ainsi, entre le Tchad et le dôme central du Kanem (fig. 23) on reconnaît :

\*des polders le long du littoral du lac Tchad. Ils faisaient partie du domaine lacustre et sont en voie d'assèchement artificiel ou asséchés depuis quelques décennies (Cheverry, 1974) ;

\*entre le rivage du Tchad et la gouttière piézométrique qui le borde vers 275m (fig. 23), on observe d'abord des lacs de bordure, qui peuvent être partiellement alimentés par le Tchad. Leur niveau varie saisonnièrement avec celui du Tchad, mais "plus par transmission des pressions que par un véritable cheminement des eaux depuis le Tchad" (Maglione, 1976, p. 82). On observe ensuite des salines, unique-

ment alimentées par la nappe phréatique et soumises à des exondations saisonnières plus ou moins complètes et plus ou moins longues (Maglione, 1976). En période de sécheresse, les lacs de bordure peuvent devenir des salines. Tous sont des lieux de piégeage des sels en raison d'un endoréisme hydrologique très marqué (Maglione, 1976 ; Fontes, 1976) ;

\*entre la gouttière et le dôme piézométrique du Kanem qui culmine vers 313 m (fig. 23), se trouvent des lacs permanents et des dépressions non affectées par l'halomorphie (salure des sédiments). En effet, leur endoréisme hydrogéologique est moins marqué, les sels ne font qu'y transiter au toit de la nappe vers la gouttière piézométrique (Maglione, 1976). Les niveaux des plans d'eaux suivent les variations de la pluviométrie.

b) **Précipitations à partir de "sources".** Sur le littoral ouest des polders et des lacs de bordures, on peut observer des "sources", alimentées par l'infiltration d'eaux du lac. La baisse de tension de  $\text{CO}_2$  à l'émergence provoque la précipitation de calcite sous forme de tufs (Maglione, 1976).

c) **Précipitations à partir des "eaux de submersion".** Les eaux libres soumises à l'évaporation permettent également la précipitation de calcite. Maglione (1976) décrit ainsi dans un lac de bordure "une dalle constamment nourrie". Mais, "actuellement, les lacs les plus concentrés ne sont en état de saturation que vis-à-vis de  $\text{CaCO}_3$ , ils ne donnent lieu qu'à la précipitation de calcite... La baisse des eaux s'accompagne, sur leurs bordures, du dépôt d'efflorescences salines composées de trona et de halite, (mais ces dernières sont) redissoutes lors de chaque remontée des eaux" (Maglione, 1976, p. 93).

d) **Précipitations à partir de la nappe phréatique.** En cas d'assèchement total des plans d'eau, on observera la précipitation, en auréoles successives vers le centre des dépressions, de calcite, de carbonates de sodium et enfin de halite. Puis la nappe phréatique interviendra selon deux voies différentes qui ont été étudiées en détail dans les polders par Cheverry (1974) et dans les lacs interdunaires et les salines par Maglione (1976).

\*La voie drainée et oxydante. Une submersion de la dépression d'une durée inférieure à 5 ans avant son assèchement, un niveau argileux superficiel riche en matière organique d'une épaisseur inférieure à 0,1 m et une descente rapide de la nappe phréatique à plus de 1,5 m de la surface au centre de la dépression et plus de 2,5 m à la périphérie, favoriseront l'apparition d'un milieu bien drainé et oxydant (Cheverry, 1974). Ceci est dû à une structuration rapide et en grande partie irréversible du sol (importantes fentes de retrait, "granulation" de l'argile, etc...). Cette structuration est

provoquée notamment par un renforcement des liens entre argile et matière organique et donc par une perte du pouvoir de gonflement du sol en présence d'eau. Ainsi, en saison des pluies les fentes ne se referment pas complètement et les sels qui se trouvent en surface ou sur les fentes sont lessivés puis redistribués latéralement par l'écoulement des eaux de la nappe vers la gouttière piézométrique. En saison sèche, les granules argileux se comportent comme des sables et non comme des "mèches évaporantes". Ils réduisent l'évaporation et donc l'accumulation saline par exsudation. Le sol est aéré en permanence et il y a réoxydation des sulfures du sol. En quelques années on assistera successivement, dans un milieu à tendance neutre, à l'apparition puis à la redissolution de calcite, de carbonates de sodium, de sulfates de sodium, et enfin le gypse précipitera (Cheverry, 1974). Il pourra alors constituer jusqu'à 30% du sol. Localement, en l'absence de réserves carbonatées du sol, la réoxydation des sulfures pourra exceptionnellement produire une acidification du milieu et on observera la formation de jarosite  $[KFe_3(OH)_6(SO_4)_2]$  après celle du gypse (Cheverry, 1974).

**\*La voie confinée et réductrice.** Une submersion antérieure supérieure à 10 ans, un niveau argileux superficiel supérieur à 0,2 m et une nappe à moins de 0,75 m au centre de la dépression ou 1,75 m à la périphérie, favoriseront l'apparition d'un milieu confiné et réducteur. La solubilisation de la matière organique est plus importante. Elle libère l'argile de ses combinaisons organo-minérales et lui fait retrouver ses propriétés de gonflement. De ce fait, au lieu de se structurer fortement, la surface du sol s'imperméabilise, ce qui renforce le caractère réducteur du sol en profondeur et favorise la sulfato-réduction anaérobie ainsi que la production de méthane (Cheverry, 1974). Des sels se forment par exsudation en raison d'une évaporation intense. Après la précipitation de calcite, on observera celle de carbonates de sodium et, éventuellement de silicates de sodium, notamment magadiite et kanémitte (Maglione, 1976). A cause de l'imperméabilisation, en saison humide, le lessivage météorique joue moins. Par contre, en saison sèche, les sels étant souvent pulvérulents, ils peuvent être exportés en grande quantité par la déflation éolienne (Cheverry, 1974). Finalement, dans un tel milieu où il ne se forme pas de gypse et où les sels qui se forment en surface sont enlevés par le vent, tout le calcium se retrouvera à l'état de calcite (Cheverry, 1974).

**\*Remarques.** A l'origine une même dépression peut avoir une zone périphérique bien drainée et une zone centrale confinée, mais au cours du temps l'un des deux systèmes s'imposera à l'autre (Cheverry, 1974).

Par ailleurs, selon Maglione (1976) l'orientation vers la voie drainée oxydante (paragenèse chlorosulfatée sodique) ou vers la voie confinée réductrice (paragenèse carbonatée sodique), va dépendre non seulement du milieu de concentration, mais aussi du faciès chimique des eaux de départ, en particulier lorsque les eaux sont salées par la dissolution d'évaporites anciennes.

### 3.6. Essai de synthèse

Nous pouvons essayer de distinguer les différents types de formation de calcite en fonction du contexte hydroclimatique, du milieu, de la quantité de calcite et des autres minéralisations. Ainsi, parmi les divers milieux observés, seuls les tufs et dalles calcaires des lacs interdunaires de bordure correspondent à une situation hydroclimatique favorable (niveaux lacustres soutenus). Il s'agit néanmoins d'une situation favorable toute relative si on tient compte de la localisation en zone subaride (<300 mm/an), du confinement lié à un "endoréisme hydrogéologique marqué" (Maglione, 1976) et du fait qu'il s'agisse en partie d'eaux du Tchad déjà concentrées par l'évaporation (Roche, 1973). De tels dépôts devraient être reconnaissables par leurs caractères pétrographiques et le fait qu'ils sont presque entièrement constitués de calcite.

Tous les autres dépôts correspondent à des situations hydroclimatiques défavorables ("faciès régressifs"). Ainsi, les faibles quantités de carbonates (<10%) se forment :

- sur le littoral NE du Tchad lors de la décrue annuelle (en croûtes accompagnées de sels),
- dans la partie centrale du Tchad en cas de sécheresse,
- à la surface des plaines d'inondation en cas de sécheresse (en très fines croûtes),
- dans les sols hydromorphes en saison sèche (le plus souvent sous forme nodulaire et simultanément avec des concrétions ferrugineuses),
- dans les lacs interdunaires asséchés, en milieu drainé et oxydant (en croûte, puis en amas qui disparaîtront en grande partie lors de la formation de sulfates).

Les grandes quantités de carbonates (souvent plus de 30%) se forment :

- dans les lacs interdunaires asséchés, en milieu confiné et réducteur (en croûte, puis en amas, éventuellement avec des silicates de sodium),
- sur le littoral NE du Tchad, lors d'une importante régression.

Dans tous les cas, que les eaux de précipitation soient fluviales, lacustres, palustres ou phréatiques, elles sont en fait toutes d'origine météorique récente.

## 4. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET PALEOCLIMATIQUE

### 4.1. L'erg ancien

a) **Travaux antérieurs.** Pias (1970) a distingué plusieurs ergs par leur morphologie, leur localisation et leur orientation, le matériel sableux lui-même ne variant pratiquement pas. Il a décrit un "premier erg", pour lui le plus ancien, surtout visible entre les 10° et 11° parallèles au Cameroun et au Nigeria. Ce "premier erg" est constitué de dunes longitudinales NE-SW de 5 à 10 mètres de haut et de 20 à 40 km de long, formées par des sables rouges hérités soit du Continental terminal, soit des "formations anciennes remaniées" immédiatement postérieures au Continental terminal. Pias (1970) met en parallèle cet erg avec les "sables inférieurs" du Kanem, mis en place avant 40,000 ans B.P. (Servant, 1973).

b) **Dans la région des deltas.** Les matériaux situés à la base des coupes comportent des sables éoliens remaniés par les fleuves et donc issus vraisemblablement d'un erg plus ancien. En fonction d'un taux de sédimentation de 0,5 à 1 mm/an généralement admis (Dupont et Delibrias, 1970 ; Servant, 1973, p. 191), les 13 mètres de dépôts situés sous le banc calcaire de Cach-Malamat (fig. 57 et 58), daté  $\geq 35,000$  ans B.P., débuteraient donc avant 50,000 ans B.P. La mise en place de l'erg ancien, à partir duquel ces dépôts ont été remaniés, serait donc antérieure. Ces âges con-

corderaient avec ceux avancés par Alimen (1976b) pour l'installation d'un régime désertique au Sahara Nord-Occidental.

### 4.2. La formation fluvio-deltaïque inférieure

a) **Dans la région des deltas.** Nous regroupons dans cette formation tous les dépôts postérieurs à l'erg ancien observés sous le niveau du banc calcaire de Cach-Malamat (AG, fig. 58-60). Essentiellement sableux, ils témoignent d'une phase de remblaiement très active. Nous avons vu que ce remblaiement utilise des sables éoliens anciens, mais un apport de matériel frais existe également. Il est mis en évidence par la présence, à la base de cette formation, de fortes proportions de staurotide qui caractérise ici les apports du bassin versant méridional. On remarque également que les apports sableux sont de plus en plus grossiers à l'amont (jusqu'à 12% de matériel dont le diamètre dépasse 1 mm à N'Gueto, fig. 60). Ainsi, une pluviosité notable sur le bassin méridional alimenterait les écoulements superficiels. Les dépôts fluviaux se sont mis en place dans les creux du système dunaire de l'erg ancien. Un paléolac Tchad pouvait exister alors au Nord de la région étudiée, confiné comme aujourd'hui en bordure de l'erg du Kanem, mais nous ne l'avons pas observé. Au sommet de cette formation apparaissent à nouveau les traces d'une éolisation prononcée. Elles indiquent le retour à des conditions plus arides, édifiant des dunes à partir du matériel fluvial.

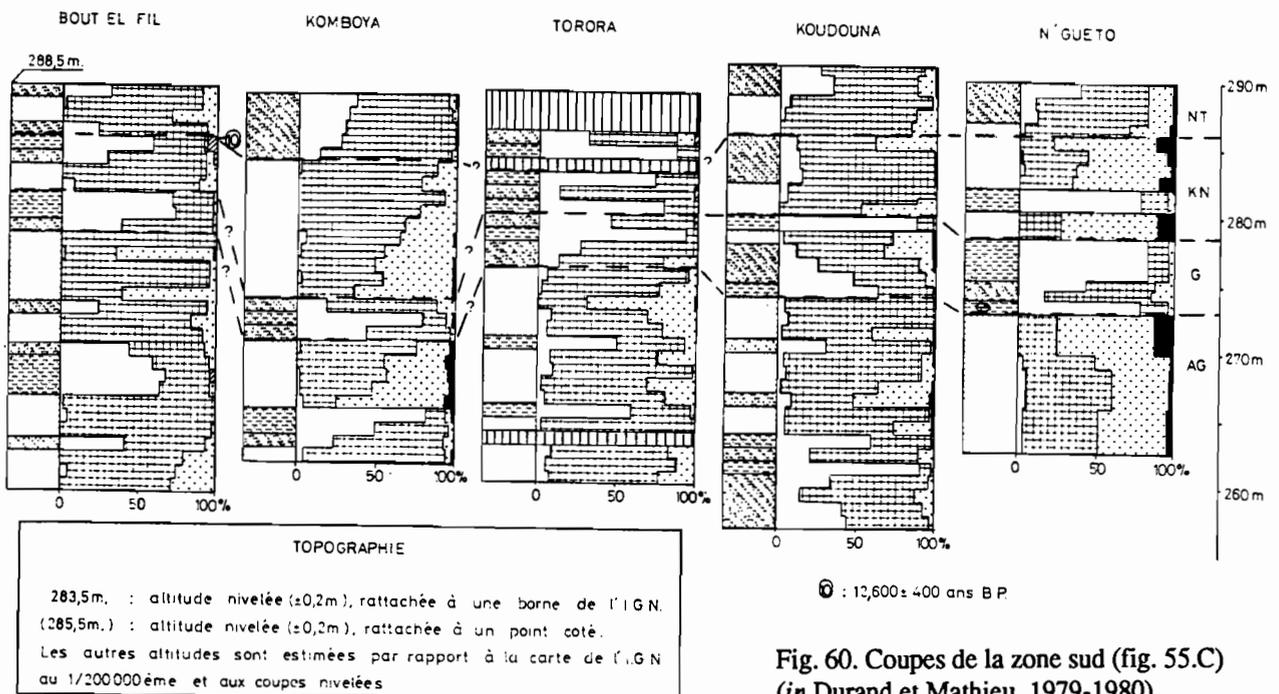


Fig. 60. Coupes de la zone sud (fig. 55.C) (in Durand et Mathieu, 1979-1980).

b) **Au Kanem.** La limite méridionale de l'erg ancien qui s'étendait jusqu'au 10° parallèle avant 50,000 ans B.P., est donc repoussée par la formation fluvio-deltaïque inférieure, vers le Nord, sur le Kanem. Ainsi ce n'est qu'aux latitudes plus élevées, hors d'atteinte de l'influence directe des apports fluviaux, que persiste l'enregistrement des actions éoliennes (sables inférieurs de la série des Soulias, tabl. 7).

c) **Plus au Sud, dans le bassin du Chari.** Pias (1970) a décrit d'importants dépôts deltaïques couvrant une superficie de 40 000 km<sup>2</sup> entre N'Djamena et le 9° parallèle, dans l'axe du Chari actuel (1<sup>er</sup> delta, fig. 44.2). Leurs caractères pétrographiques nous incitent à les rattacher aux dépôts très comparables de la formation fluvio-deltaïque inférieure situés au Sud de la zone étudiée (fig. 56.C et 60). Par sa situation et sa taille, ce vaste système fluvio-deltaïque pourrait être comparé à celui du delta intérieur actuel du Niger au Mali.

### 4.3. La formation lacustre ghazalienne.

a) **Introduction.** A cette formation nous rattachons des dépôts discontinus, le plus souvent carbonatés, et siliciclastiques fins (argilo-silteux ou argileux), parfois riches en Diatomées (analyses réalisées par Mmes C. Gigot, BRGM, et S. Servant-Vildary, ORSTOM). Les âges obtenus sur cette formation s'échelonnent entre  $\geq 35,000$  ans B.P. à la base du calcaire de Cach-Malamat, et  $20,600 \pm 600$  ans B.P. au sommet du calcaire de Chedidé (fig. 56.A et 58). Au Nord du lac Tchad, bien que Servant (1973) ait reconnu des discontinuités de sédimentation à l'intérieur du Ghazalien, les données dont il disposait alors n'étaient pas suffisantes pour établir des subdivisions. Les analyses paléocéologiques de Servant-Vildary (1978) et Maley (1981) et nos observations nous conduisent à proposer la distinction d'un Ghazalien inférieur et d'un Ghazalien supérieur, de part et d'autre de 30,000 ans B.P. environ.

#### b) Ghazalien inférieur.

\***A la base du banc calcaire de Cach-Malamat,** un échantillon a livré une microflore pauvre en Diatomées mais riche en phytolithes et en cristaux (Nahcolite?). Parmi les Diatomées, l'espèce dominante, *Mastoglia braunii*, associée à *Rhopalodia gibberula* et *Chaetoceras* sp., indique un milieu concentré chloruré (Servant-Vildary, 1978). Un autre échantillon a fourni une microflore plus diversifiée. Formes benthiques et planctoniques sont en proportions équivalentes, mais les formes saumâtres sont abondantes. L'ensemble est dominé par *Campylodiscus clypeus*, indicatrice de milieux chlorurés ou sulfatés sodiques (Servant-Vildary, 1978). Compte tenu de l'importance de la calcite (35%) et de l'absence de sulfates (Durand,

1978), il est probable qu'il ne s'agissait pas d'un milieu drainé et oxydant conduisant à une paragenèse chloro-sulfatée sodique liée à l'évapotranspiration. Par contre la présence de chlorures est envisageable dans le cas de l'assèchement total d'eaux de submersion produisant successivement de la calcite, des carbonates de sodium (dont la nahcolite) et finalement de la halite (Cheverry, 1974). Il s'agissait donc d'un milieu très peu profond, envahi de végétaux aquatiques ou sciaphiles et soumis à des assèchements temporaires déposant de la calcite, ainsi que des sels, ces derniers étant remis en solution lors des retours de l'eau. La conservation des sels en surface entre deux inondations indiquerait plutôt la brièveté des assèchements (saisonniers?). En effet, dans le cas d'un assèchement prolongé, les sels déposés en surface disparaissent en quelques années, enlevés par la déflation éolienne, ou dissous et remplacés par d'autres cristallisations (calcite ou gypse) liées à l'évapotranspiration. Parmi les milieux actuels, cette description correspondrait plutôt au littoral NE du lac Tchad ou à un lac de bordure peu profond.

\***Au sommet du calcaire de Cach-Malamat,** un échantillon dépourvu de Diatomées, mais toujours riche en cristaux de sel, en phytolithes et en spicules, pourrait indiquer un niveau moyen plus bas, ne permettant que l'installation d'un sol humide lors des crues. Inversement, un autre échantillon contient une microflore abondante, caractérisée par la prolifération de formes benthiques et de formes indifférentes à la salinité. Il indiquerait une transgression en zone littorale peu profonde. Au total, les variations temporaires de niveau se poursuivent, mais avec une amplitude plus grande.

\***A Chedidé** (fig. 56.A et 58) la base du banc carbonaté est constituée principalement d'ankérite (>50 %) associée à des argiles et des silts siliciclastiques. L'ankérite n'avait jamais été signalée dans le bassin. Ce minéral n'a d'ailleurs jamais été observé dans aucun lac actuel (Dean et Fouch, 1983). Par contre, il est bien connu dans des dépôts lacustres anciens, notamment dans la Green River Formation aux Etats-Unis, où il s'est formé à partir de dolomite et de sidérite au cours de la diagenèse précoce (Cole et Picard, 1978 ; Desborough, 1978). Mais la formation actuelle de dolomite est un problème non résolu (Kelts et Hsü, 1978 ; Kelts et Talbot, 1980). La formation de sidérite a été signalée dans le lac de cratère Barombi-Mbo (Maley *et al.*, 1990 ; Giresse *et al.*, 1991). Elle serait liée à la libération de CO<sub>2</sub> pendant la dégradation de composés organiques non ligneux (algaires?). Actuellement, dans le bassin du Tchad plusieurs centaines de milliers de tonnes de fer participent chaque année à la sédimentation dans le lac et les plaines d'inondation (goethite, néoformations argileuses et fer amorphe). Ce fer peut-il participer ensuite à la formation de

carbonates ? A notre connaissance ce problème n'a été abordé que par Cheverry (1974) et extrêmement brièvement. Recherchée dans les milieux confinés de la bordure NE du lac, la sidérite n'y a jamais été décelée avec certitude et Cheverry (1974) exclut même, *a priori*, que l'on puisse en trouver de fortes accumulations en surface. Dans le cas de Chedidé, où les échantillons n'ont livré ni Diatomées ni phytolithes, une formation des carbonates en surface semble également exclue. Une mise en place diagenétique, dont les modalités ne sont pas connues (relations avec la nappe phréatique?), devrait être envisagée.

**\*Evolution paléogéographique et paléohydrologique.** Au Ghazalien inférieur aucun dépôt lacustre de grande ampleur n'a été observé au centre du bassin tchadien. Aux dépôts fluviatiles antéghazaliens succèdent localement des dépôts palustro-lacustres soumis à des fluctuations de niveau avec des assèchements temporaires mais complets. Au Nord du lac, Servant (1973) et Servant-Vildary (1978) se fondant sur la microflore et sur les données radiochronologiques, situent vers 41,000 ans B.P. la mise en eau de lacs interdunaires succédant à une période de dépôts et de remaniements éoliens. Un maximum lacustre serait atteint vers 38,000 ans B.P. Les Diatomées indiquent alors localement un milieu peu salé et ayant atteint une assez grande profondeur sous un climat humide et frais. Puis, entre 33,000 et 30,000 ans B.P. environ, les lacs s'assèchent et les dépôts et remaniements éoliens semblent généralisés (Maley, 1981).

**\*Origine de l'eau.** Au Kanem, Servant (1973) et Servant-Vildary (1978) proposent l'hypothèse de pluies liées à l'arrivée fréquente de masses d'air froid boréal qui auraient aussi provoqué une diminution de l'évaporation et donc une élévation progressive des niveaux piézométriques puis lacustres. Cependant, plus au Nord, des traces de ruissellement sur les reliefs avoisinants du Ténére (Termit, Fachi et Bilma, fig. 2) peuvent y indiquer l'existence d'une pluviosité occasionnelle, mais il n'y avait pas alors de formations lacustres (Servant, 1973). Les arrivées d'air froid venant du Nord n'étaient donc pas accompagnées d'une pluviosité suffisante pour alimenter à elle seule les lacs du Kanem. Dans la région des deltas, à Cach-Malamat nous avons noté la présence de *Melosira italica valida*, diatomée qui peut traduire l'existence de conditions de températures relativement fraîches (Servant-Vildary, 1978). Cependant elle n'a pas été trouvée au sein d'une association typiquement psychrophile. Nous n'avons pas non plus observé l'existence de conditions hydrologiques nettement plus favorables entre la période des dépôts fluviatiles, attribués à l'antéghazalien et la période des mares temporaires datées du Ghazalien inférieur. Le seul point commun entre le Kanem et la

région des deltas est l'enregistrement des assèchements traduisant une diminution de l'humidité avant 30,000 ans B.P. **Cette situation contradictoire peut s'expliquer en tenant compte des eaux souterraines et de la durée.** L'alimentation des lacs du Kanem dépendrait d'abord des aquifères alimentés depuis la partie méridionale du bassin. Aucune augmentation notable de la pluviosité n'ayant été enregistrée dans la région des deltas, nous pensons que l'alimentation de la nappe phréatique, imperceptible à l'échelle annuelle, aurait eu lieu progressivement pendant plusieurs dizaines de millénaires au cours de l'antéghazalien (Durand et Mathieu, 1980). Bénéficiant d'un concours de circonstances favorables, cette eau serait enfin parvenue à l'affleurement alors que la baisse de la température prévenait une évaporation trop importante. Paradoxalement, cet événement serait intervenu alors que la situation pluviométrique se dégradait dans la partie méridionale du bassin. Ainsi, **la mise en eau des lacs du Kanem pourrait être qualifiée d'"anachronique"**.

#### c) Ghazalien supérieur.

**\*Dans la région des deltas.** A Karal centre (fig. 56.A et 58) un dépôt fin, essentiellement argileux et silteux siliciclastique (76% < 63  $\mu\text{m}$ ), a été daté de 21,800  $\pm$  1100 ans B.P. Il contenait des diatomées planctoniques très abondantes, indiquant un milieu de dépôt euplanctonique, non boueux, à apports détritiques fins. Un dépôt analogue encore plus fin (88% < 63  $\mu\text{m}$ ) a été observé plus à l'Est, à Ganatir (fig. 56). A Cach Malamat le dépôt fin (68% < 63  $\mu\text{m}$ ) surmontant le banc carbonaté contenait une microflore plus diversifiée indiquant une transgression dans une zone littorale peu profonde, chargée en boue et matières nutritives et probablement à salinité anormale en raison d'un assèchement antérieur. Les coupes de Bout el Fil et Torora (fig. 56.C et 60) présentaient aussi un niveau fin jugé équivalent, mais avec une microflore beaucoup moins abondante. Enfin, les dépôts fins d'Abdelena (fig. 56.B et 59), Alkouk (fig. 56.A et 58), Koudouna et N'Gueto (fig. 56.C et 60) situés au même niveau que les précédents et attribués au Ghazalien supérieur, contenaient essentiellement des spicules et des phytolithes.

Ainsi, **pour la première fois nous observons des dépôts attribuables à un paléolac Tchad, transgressif sur le Nord de la zone étudiée.** Le domaine lacustre n'aurait pas dépassé 12°30' à 12°40'N vers le Sud, ce qui représentait au plus une superficie deux fois supérieure à l'actuelle en considérant une transgression équivalente (20 à 40 km) sur l'ensemble du littoral actuel. Néanmoins, cette superficie aurait inclus d'importantes zones palustres ou émergées. En effet, on observe de nombreuses lacunes de ces dépôts lacustres,

ainsi que la permanence de la sédimentation sableuse sur certaines coupes (Kerenifé, Greguer et Araré, fig. 56. A et 60). Le lac s'est infiltré vers le Sud entre des cordons sableux, édifiés (ou réactivés) à la fin de la période antéghazalienne ou ghazalienne inférieure (remaniements de la formation fluvio-deltaïque inférieure). Plus au Sud, Pias (1970) a décrit des dépôts qu'il regroupe sous le nom de série fluvio-lacustre ancienne, et qu'il attribue au Ghazalien supérieur (tabl. 5). Le paléolac Tchad se trouvait donc dans le prolongement d'une vaste zone marécageuse. Cette situation est comparable à celle existant actuellement après la saison des pluies. La datation de  $21,800 \pm 1100$  ans B.P. à Karal centre a été obtenue sur de la calcite diffuse (4%) non nodulaire. Ce type de dépôt semble analogue à celui observé dans la cuvette nord et la zone centrale du lac à la suite d'un assèchement important. Le maximum lacustre du Ghazalien supérieur serait donc antérieur à 22,000 ans B.P. environ. Un âge plus récent ( $20,600 \pm 600$  ans B.P.) a été obtenu à Chedidé (fig. 60). Mais il s'agit d'un dépôt azoïque, très riche en carbonates (>50 %) où la présence d'ankérite associée à la calcite indiquerait une évolution diagénétique postérieure à l'assèchement.

**\*Au Nord du lac Tchad**, le Ghazalien supérieur comprend plusieurs parties. Ainsi, vers 30,000 ans B.P. les diatomées indiquent des lacs interdunaires très peu profonds et salés, enregistrant de fréquents assèchements temporaires et liés à des pluies assez fortes mais de courte durée (Servant-Vildary, 1978). Entre 29,000 et 26,000 ans B.P. environ, les lacs plus stables et plus profonds enregistreraient des pluies plus fines, plus régulières et des températures plus basses (Servant-Vildary, 1978). L'analyse pollinique d'un de ces dépôts lacustres, indique alors une grande majorité de taxons d'origine septentrionale (Sahara et zone méditerranéenne) (Maley, 1981). Entre 26,000 et 22,000 ans B.P. environ, les diatomées considérées comme indicatrices d'eaux fraîches (psychrophiles) prennent une grande importance. Puis elles disparaissent, nettement après 22,000 ans B.P. au profit d'associations tropicales (Servant-Vildary, 1978). L'analyse pollinique de deux échantillons situés approximativement entre 22,000 et 20,000 ans B.P., montre également un mélange de taxons d'origine septentrionale et tropicale. Parmi les premiers, la prééminence des taxons méditerranéens sur les taxons sahéliens traduirait un développement local de la végétation sahélienne (Maley, 1981). Après 20,000 ans B.P. environ, toutes les coupes montrent des sables éoliens ("sables intercalaires", tabl. 7). L'absence de toute nappe d'eau superficielle supprimant toute possibilité d'enregistrement hydroclimatique, le climat fut estimé de type hyperaride pendant quelques millénaires aux environs de 17,000-16,000 ans B.P. environ (Servant, 1973).

#### 4.4. La formation fluvio-deltaïque intercalaire

Dans la région des deltas, cette formation sableuse recouvre, à Cach-Malamat et à Karal notamment, les dépôts fins du Ghazalien (fig. 58). Dans d'autres coupes (par exemple Guirbé ou Kerenifé, fig. 58 et 59), elle apparaît en continuité avec la formation fluvio-deltaïque inférieure sableuse. Atteignant généralement 5 à 8 m de puissance, elle est interrompue sur la plupart des coupes par un ou plusieurs niveaux argilo-silteux siliciclastiques à des cotes variables. A Cach-Malamat, la microflore contenue dans l'un de ces niveaux est relativement abondante. Dominée par *Melosira italica* et *Synedra ulna*, cette flore paraît très mélangée. Elle indique vraisemblablement des écoulements de surface de faible ampleur. Deux datations ont été obtenues pour l'un de ces niveaux ( $17,000 \pm 500$  ans B.P. à Karal centre et  $17,230 \pm 700$  ans B.P. à Alkouk, fig. 58). Il s'agit de datations effectuées sur de la calcite diffuse, non nodulaire (respectivement 8 et 2 %). Cette calcite est interprétée comme indiquant un assèchement temporaire.

Au total, cette formation fluvio-deltaïque intercalaire est très semblable à la formation fluvio-deltaïque inférieure par ses caractères sédimentologiques et minéralogiques (Durand, 1978). Elle témoigne de la persistance des écoulements superficiels pendant la grande phase aride du Kanémien (équivalent de l'Ogolien de l'Afrique de l'Ouest), postérieure à 20,000 ans B.P. A aucun moment n'a été observé un dépôt éolien généralisé, indiquant l'assèchement total et durable de la région. Cependant, la présence en quantités notables de grains éolisés dans les sables de cette formation, notamment à sa base, témoigne du développement des actions éoliennes sur les parties émergées du paysage (Durand, 1978).

Nous pouvons distinguer deux parties dans cette formation. La première, antérieure à 17,000 ans B.P. environ, à dominante sableuse et éolo-fluviale, traduit à la fois un **important remblaiement et une dés-organisation des écoulements**. Nous avons vu en effet (tabl. 2) que les apports en suspension du bassin du Chari varient peu entre une année sèche et une année très humide. Par contre, les taux de sédimentation varient considérablement, les mêmes quantités de dépôts se répartissant sur des surfaces très différentes. La seconde partie voit le **développement d'étendues marécageuses**, variables quant à leur localisation au cours du temps. Elle refléterait l'existence de conditions plus humides, se traduisant par des écoulements plus lents et une présence de l'eau dans le paysage plus "permanente" en dehors des phases d'assèchement temporaire (en quelque sorte, ce sont des conditions moyennes plus humides qui mettent mieux en relief les épisodes plus secs).

L'apparition de marécages reflète donc l'existence de conditions plus humides dans le Sud du bassin. Par ailleurs, des pluies, supposées d'origine méditerranéenne, sont signalées à partir de 16,500 ans B.P. sur le Tibesti (Jäkel, 1979). **Le maximum d'extension de la zone désertique pendant le Kanémien se situerait donc entre 20,000 et 17,000 ans B.P. environ.** C'est pendant cette période que se serait développé un régime de type sahélien au Nord-Cameroun, dans les Monts Alantika vers 8°30'N (Hervieu, 1970b).

#### 4.5. La formation fluvio-deltaïque supérieure

a) **Dans la région des deltas.** Une transgression lacustre de faible ampleur est mise en évidence dans la partie nord de la zone étudiée. Elle est matérialisée sur la coupe de Kerenifé (fig. 56.A et 59) par des mames coquillères recouvrant la série fluvio-deltaïque intercalaire. La faune de mollusques est composée de *Melania tuberculata* Muller, *Bulinus* sp., *Gyraulus costulatus* Krauss et *Limnaea natalensis* Krauss. Cette faune a été observée sur le littoral du milieu lacustre actuel par Lévêque (1972). Ces dépôts marnés sont datés de 11,200 ± 230 ans B.P. à Kenerifé et de 12,930 ± 600 ans B.P. à Tourba. En fait, cette remontée du niveau lacustre peut sans doute se décomposer en plusieurs séquences si l'on se réfère aux résultats obtenus dans le Bahr El Ghazal et dans le Kanem (Servant, 1973, Servant-Vildary, 1978 ; Maley, 1981). A cette même époque, la nappe phréatique est très proche de la surface. En effet, les carbonates trouvés sur la coupe de Bout El Fil (fig. 60) à un niveau équivalent à celui des mames coquillères de Kenerifé, ont fourni un âge de 12,600 ± 600 ans B.P. et l'étude des isotopes stables révèle que leur cristallisation s'est effectuée dans un contexte de nappe ( $\delta^{13}\text{C} = -7,87\text{‰ PDB}$ ).

Après cet épisode lacustre localisé, en raison de l'absence de datations, la chronologie devient plus floue pendant l'Holocène. Les faciès fluviaux dominent. On note cependant la présence, surtout vers le Nord de la région, d'un niveau d'argile gris-bleu riche en phytolithes et dont la composition minéralogique (proportions égales de montmorillonite et de kaolinite) est proche de celle des argiles deltaïques subactuelles.

b) **Au nord du lac Tchad.** La recrudescence des pluies réalimente la nappe phréatique dont le niveau n'a probablement jamais été très profond. C'est ainsi qu'apparaissent dès 13,000 ans B.P., des nappes d'eaux superficielles saumâtres dans un environnement désertique (Maley, 1981). La microflore des premiers dépôts lacustres interdunaires indique un climat très évaporant vers 12,000 ans B.P., avec une répartition

annuelle des pluies de type tropical (Servant-Vildary, 1978). Les écoulements qui se manifestent sous un climat encore fortement marqué par l'aridité ont pu provoquer le creusement à cette époque de la vallée du Bahr El Ghazal dans les dépôts des séries plio-quaternaires et pléistocènes (séries du Bahr El Ghazal et des Soulias ; Servant, 1973 et tabl. 4).

#### 4.6. Hypothèse d'une influence de la nappe phréatique sur les niveaux lacustres holocènes

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

La seconde hypothèse serait la permanence du remblaiement fluvio-deltaïque créant en définitive une zone de hauts fonds gênant le passage des eaux et déterminant à l'amont des plaines marécageuses, s'appuyant vers le Sud à un cordon sableux d'origine plus ancienne (cordon de Bongor, fig. 61). Ces plaines marécageuses auraient fonctionné pendant tout l'Holocène jusqu'à l'époque actuelle. Elles seraient responsables des formations argileuses, dont certaines contiennent des nodules calcaires, de la basse vallée du Logone (région nord de Bongor, fig. 2). Dans cette hypothèse, le grand lac hydrographique holocène serait en fait formé de plusieurs étendues d'eau ne communiquant entre elles qu'épisodiquement.

Cette dernière hypothèse pose le problème du niveau lacustre maximum atteint pendant l'Holocène. Rappelons que ce niveau a été estimé à environ 320 m vers 6000 ans B.P. par Schneider (1967 a et b, 1968 b) et Pias (1970), sur la base de l'existence d'un "cordon sableux" culminant vers 320 m et dessinant un paléorivage lacustre jalonné de gisements néolithiques. Nous avons vu que la nature et l'origine du "cordon littoral" de 320 m posaient de nombreux problèmes. Aussi, à titre d'hypothèse, nous examinerons le problème des dépôts lacustres en le dissociant de celui des paléorivages.

Servant (1973) a observé, dans des interdunes, des dépôts lacustres attribuables à l'Holocène, à des altitudes variant de 265 m environ dans le Kanem oriental et septentrional, à 315 m environ dans le Kanem occidental et le Manga (fig. 55). Dans ces dernières

régions, les milieux interdunaires les plus hauts n'enregistrent qu'une des deux séquences sédimentaires holocènes (1 et 2, fig. 61). Il s'agit de dépôts interdunaires isolés, sans repères chronologiques, séparés d'un éventuel grand lac Tchad par des dunes qui atteignent partout au moins 320 m, et souvent 350 à 360 m. Ceci pourrait conforter l'hypothèse de Servant (1973) de l'existence d'un grand lac Tchad à 320 m dont les infiltrations alimenteraient la nappe phréatique et lui permettraient d'affleurer dans les interdunes les plus proches de son rivage.

En fait, l'altitude des lacs interdunaires de l'Holocène moyen n'est pas nécessairement la même que celle du lac hydrographique. La morphologie actuelle de la surface piézométrique à la périphérie au lac Tchad, mise en évidence par Barber et Jones (1958), Barber (1965), Miller *et al.* (1968), Pirard (1964b et c) Schneider (1966b et 1967b) et Chouret *et al.* (1977), révèle une succession de dômes et de dépressions piézométriques (fig. 23). Le modelé du toit de la nappe au Nord du lac Tchad suggère que les interdunes du Kanem occidental et du Manga ont pu être accessibles aux eaux de la nappe dans sa partie bombée. Il existe en effet à l'heure actuelle un dôme piézométrique centré sur le Kanem et culminant à 313 m, le lac étant à une cote moyenne de 281,8 m environ. Le rebord nord de ce dôme plonge suivant une faible pente vers le Manga jusqu'à une cote voisine de 290 m. L'affleurement de la nappe dans les interdunes du Manga à l'Holocène moyen peut indiquer que le bombement piézométrique était alors sensiblement plus accentué et étalé qu'aujourd'hui, le bilan d'alimentation de la nappe étant positif en cette période plus humide que l'actuelle. Rappelons que, sous le régime climatique actuel, la stabilité de ce dôme piézométrique est assurée, à l'échelle

séculaire, avec une pluviosité locale ne dépassant pas 325 à 250 mm/an (Roche, 1973).

Le schéma qui vient d'être proposé suppose que le dôme du Kanem n'est pas hérité d'un état d'équilibre entre un haut niveau lacustre de l'Holocène moyen et la nappe, cette dernière ne s'étant pas réajustée au bas niveau lacustre actuel du fait des conditions locales d'évaporation et d'alimentation (Roche, 1973; Maglione, 1976). Par ailleurs, le schéma proposé admet la préexistence du dôme piézométrique du Kanem à l'Holocène moyen. Cela pose sous un angle différent le problème de son origine et de son âge. De la même façon se pose à nouveau le problème de l'origine et de l'âge du cordon sableux assimilé par les auteurs au rivage lacustre de la cote 320 m. Pour l'un et pour l'autre, il semble que l'on doive envisager une origine plus ancienne, peut-être liée à des phénomènes néotectoniques. Nous reviendrons sur ce problème.

Quelle aurait été alors l'altitude maximale du plan d'eau du lac hydrographique à l'Holocène moyen en faisant abstraction de tout phénomène néotectonique ? Nous remarquons que les dépôts palustro-lacustres peu profonds, attribués au Nigéro-Tchadien dans la région des deltas, sont toujours situés en-dessous de 290 m et le plus souvent en-dessous de 285 m (fig. 58-60). Par ailleurs, au Sud, sur les berges du Chari, des dépôts laminés situés vers 293-294 m et datés à leur base de  $8220 \pm 200$  ans B.P., sont considérés comme les derniers dépôts lacustres dans cette région (Dupont et Delaune, 1970). Ces dépôts auraient donc appartenu à un autre lac que le Tchad et seraient antérieurs au Mégatchad de 6000 ans B.P. Dans notre hypothèse (fig. 61) nous avons donc retenu un maximum lacustre de 290 m environ pour le Tchad à l'Holocène moyen.

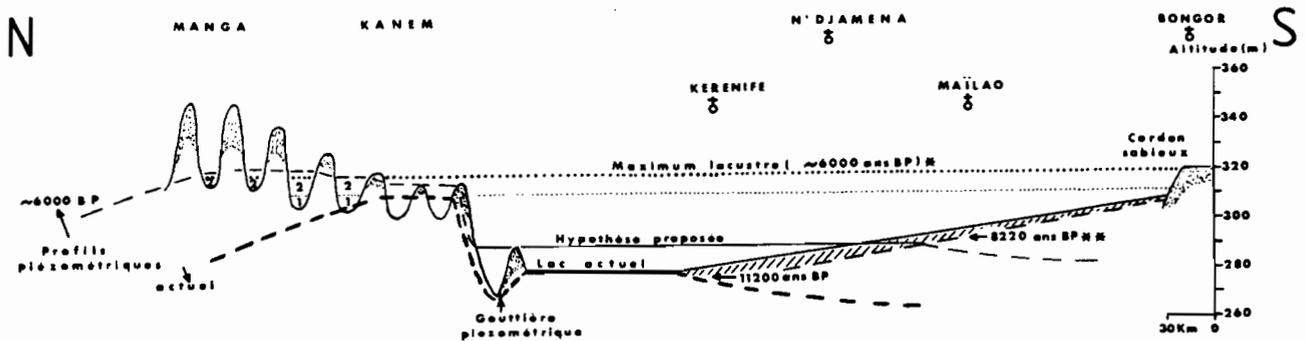


Fig. 61. Interprétation hypothétique du niveau du Megatchad holocène, d'après Durand et Mathieu (1979-1980).

1, 2 : séquences lacustres holocènes ; \* : hypothèse de Schneider (1967) ; \*\* : datation par Dupont et Delaune (1970).

#### 4.7. En résumé

Pendant le Pléistocène supérieur et l'Holocène, la sédimentation au Sud du rivage lacustre actuel est soumise en permanence et avec des intensités variables à l'influence des pluies tropicales par l'intermédiaire des grands axes fluviaux. Elle se décompose en deux grandes phases de remblaiement sableux avec les intercalations argilo-silteuses siliciclastiques de type fluvio-deltaïque qui se sont développées en même temps que les remaniements éoliens antéghazaliens et kanémiens dans la partie septentrionale du bassin (tabl. 7, sables inférieurs et intercalaires de la série des Soulias). Ces deux formations encadrent les dépôts lenticulaires riches en carbonates du Ghazalien (tabl. 7) que nous n'avons trouvés qu'en gisements circonscrits au nord de la zone étudiée. Ces dépôts lenticulaires occupent les parties basses d'une topographie résultant des remaniements éoliens affectant le sommet de la formation fluvio-deltaïque inférieure.

Les données radiochronologiques et paléo-écologiques nous ont conduits à proposer pour le Ghazalien deux épisodes séparés par une phase d'assèchement amorcée antérieurement à 30,000 ans B.P. Le début du premier épisode n'a pu être daté avec précision puisque le matériel carbonaté correspond à un dépôt de phase régressive. C'est au Nord du lac Tchad, au Kanem, qu'il a été le mieux enregistré avec un maximum lacustre situé vers 38,000 ans B.P., lié à une remontée du niveau de la nappe phréatique affleurant dans les zones déprimées. Cette variation positive de la surface piézométrique peut être due à la persistance suffisante des pluies sur la périphérie méridionale du bassin et à une baisse de la température sous l'effet des arrivées d'air frais venues du Nord (selon l'hypothèse de Servant, 1973), ralentissant la ponction évaporatoire. Une deuxième phase d'extension lacustre ghazalienne se développe postérieurement à 30,000 ans B.P. environ. Dans la région des deltas, les dépôts sont généralement moins carbonatés, plus argileux. La microflore de Diatomées révèle localement une importante production d'espèces planctoniques. Le paléolac Tchad, dont l'extension semble limitée vers le Sud, s'étend entre des cordons sableux. Il est alimenté par des arrivées d'eaux superficielles riches en matériaux détritiques fins et en substances nutritives. Ce second maximum lacustre se situerait avant 22,000 ans B.P.

Le maximum aride qui suit le Ghazalien a été situé entre 20,000 et 17,000 ans B.P., puisqu'à cette dernière date commencent à apparaître des étendues marécageuses, alimentées par la recrudescence des pluies sur la partie sud du bassin. Simultanément apparaissent

au Nord des arrivées d'air frais et des pluies arrosant les massifs centraux sahariens (Jäkel, 1979). Ces pluies réactivent les écoulements et alimentent la nappe phréatique. Cela permet dès avant 12,000 ans B.P. la réapparition des lacs du Kanem, la mise en eau des Bas-Pays et le creusement de la vallée du Bahr El Ghazal. Dès 13,000 ans B.P., et peut-être plus tôt, le paléolac Tchad est transgressif et l'on peut supposer qu'il n'a jamais totalement disparu du paysage pendant le Pléistocène récent puisque les écoulements dans le système endoréique ne semblent jamais avoir tari.

Les dépôts attribués à l'Holocène au Sud du lac Tchad ne révèlent pas l'existence de niveaux lacustres élevés. La permanence de la sédimentation fluvio-deltaïque dans la zone étudiée permet difficilement d'envisager le stationnement d'un plan d'eau lacustre à la cote 320 m. Par contre, les conditions d'humidité étaient telles que de vastes zones inondables se sont développées vers le Sud, s'appuyant au "cordon sableux" de Bongor, tandis que les fluctuations lacustres atteignaient une ampleur moindre que celle généralement admise. Un maximum lacustre holocène ne dépassant pas la cote 290 m a été proposé. Dans ces conditions, nous interprétons les niveaux lacustres repérés à des cotes élevées dans le Kanem et le Manga comme résultant d'une alimentation des interdunes par la partie bombée de la nappe phréatique, dont le toit présentait une topographie proche de l'actuelle, le niveau ayant pu atteindre, pendant les phases les plus humides de l'Holocène, des cotes plus élevées. Cette interprétation permet de concilier les données sédimentologiques et paléoécologiques obtenues de part et d'autre du lac actuel.

En définitive, les importantes réserves d'eaux constituées par la nappe phréatique au centre du bassin, semblent avoir été constituées, pour l'essentiel, à partir des écoulements permanents antéghazaliens ayant donné naissance aux épandages sableux de la formation fluvio-deltaïque inférieure qui constitue l'aquifère. Cette nappe participa ensuite à plusieurs reprises à l'alimentation lacustre dès le Ghazalien inférieur. Son rôle ne peut être dissocié de l'histoire géologique du Quaternaire supérieur dans le centre du bassin tchadien.

## 5. NOUVELLES DONNEES ET HYPOTHESES

### 5.1. Problèmes posés par le Ghazalien

a) **Problème de la limite inférieure du Ghazalien.** La chronologie du Ghazalien suscite de nombreuses questions, déjà posées par Servant (1973). En effet, la limite inférieure du Ghazalien est d'abord une limite méthodologique, celle du radiocarbone.

\*Au Sud du lac Tchad, le Ghazalien inférieur est très comparable à l'Antéghazalien. Sur les coupes, en l'absence des dépôts carbonatés qui marquent localement la fin du Ghazalien inférieur, les deux termes sont indistinguables (exemples de Kerenifé et Tourba B, fig. 59, ou Bout El Fil, Torora et Koudouna, fig. 60). La présence de carbonates indiquant une régression étant observée pour la première fois sur les coupes, on pourrait être tenté de conclure que le Ghazalien inférieur correspond à la fin de l'Antéghazalien...

\*Au NE du Kanem, une coupe (Ebeday, 14°54'N et 17°10'E), montre un niveau lacustre non daté, mais situé 5 à 10 mètres plus bas (vers 260 m) que ceux datés du Ghazalien dans les coupes les plus proches (30,000 à 41,000 ans B.P. environ) (Servant, 1973). Ainsi, il serait possible qu'au moins un épisode lacustre interdunaire d'âge antéghazalien supérieur existe dans cette région (Servant, 1973).

\*Sur la rive NE de la cuvette sud du lac Tchad ont été réalisés des sondages atteignant une centaine de mètres. A Bol (fig. 19 et 62), un niveau lacustre interdunaire argilo-silteux d'une dizaine de mètres d'épaisseur a été traversé vers 265-250 m (Dieleman et Deridder, 1963). Compte-tenu de la pente du mur des dépôts attribués au Ghazalien au Sud du lac (0,1% environ), il est possible que le niveau lacustre de Bol soit ghazalien. De même, près de l'embouchure du Bahr El Ghazal (Fatou, fig. 56 et 62), un niveau lacustre interdunaire de 5 m, observé vers 260-265 m, pourrait lui aussi être ghazalien (Roche, 1973). Par contre, à proximité, dans le sondage de Soro (fig. 56 et 62), entre 225 et 250 m environ (Roche, 1973) ont été observés trois niveaux lacustres interdunaires qui ne peuvent être qu'antéghazaliens.

Il est donc vraisemblable qu'au Pléistocène supérieur, pendant plusieurs dizaines de millénaires, le centre du bassin du lac Tchad a connu plusieurs oscillations hydroclimatiques comparables à celles du Ghazalien.

#### b) Validité des datations du Ghazalien ?

\*Problèmes méthodologiques. Toutes les datations obtenues pour le Ghazalien au Tchad, l'ont été par le radiocarbone et sur des carbonates. Or, dans le Kanem, il s'agit le plus souvent de nodules ou de l'induration par des carbonates de dépôts généralement sableux, et non de bancs calcaires sédimentogénétiques. Servant (1973) attribue l'induration à une nappe phréatique sub-affleurante et la mise en place des nodules à l'enfoncement de cette même nappe. Si, comme aujourd'hui, l'eau du toit de la nappe était partout d'origine météorique récente, cela ne change rien à la valeur des âges obtenus. Mais dans le cas d'oscillation d'une nappe ancienne n'arrivant pas en surface, même si le vieillissement peut être repéré (Fontes, 1986 ; Dubar, 1988), l'âge réel de cristallisation des carbonates pourrait être sans aucun rapport avec celui des dépôts encaissants.

Ce problème vient de prendre une importance accrue avec l'utilisation de la méthode U-Th. Ainsi, en Libye, Petit-Maire *et al.* (1980 et 1982) et Gaven *et al.* (1981) ont mis en évidence une grande phase humide vers 140,000-130,000 ans B.P. et une autre de moindre importance vers 90,000 ans B.P., alors qu'un seul échantillon isolé daté de 40,000 ans B.P. environ représente le Ghazalien. De plus, au Sahara septentrional, des dépôts datés précédemment du Ghazalien par le radiocarbone, viennent être redatés par la méthode U-Th entre 100,000 et 75,000 ans B.P.

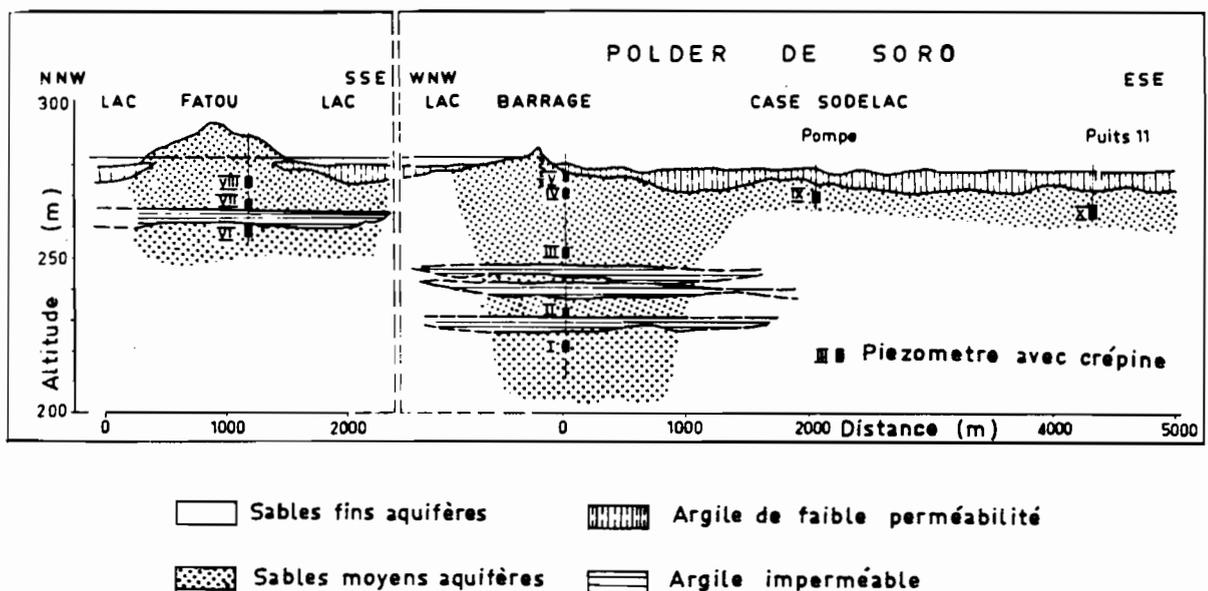


Fig. 62. Coupes hydrogéologiques à l'embouchure du Bahr El Ghazal (*in* Roche, 1973).

(Causse *et al.*, 1988). Le Ghazalien y est désormais considéré comme sec (Fontes et Gasse, 1989 et 1991). Par ailleurs, au Sahara méridional, dans le NW du bassin du Tchad (Adrar Bous, fig. 2), une phase lacustre a été datée vers 150,000 ans B.P., mais aucun dépôt n'a pu être attribué au Ghazalien. Par contre, des processus de dissolution-reprécipitation des carbonates, liés aux oscillations d'une nappe phréatique relativement proche de la surface, ont été datés entre 30,000 et 20,000 ans B.P. et vers 15,000-14,000 ans B.P. (Dubar, 1988 ; Fontes et Gasse, 1991).

**\*Ces faits remettent-ils en question l'existence d'une période humide ghazalienne au centre du bassin du Tchad (Fontes et Gasse, 1991)?** Ces problèmes méthodologiques ne se posaient pas à l'origine (Servant, 1973 ; Durand, 1978). Il faudrait reprendre l'étude, mais un retour sur le terrain serait nécessaire, car les échantillons ont pratiquement tous disparus, ceux du Kanem dans un incendie accidentel et ceux des deltas sous les bombardements. Seuls des échantillons témoins de la coupe-type de Cach-Malamat ont été préservés en faibles quantités et des essais de redatation par la méthode U-Th sont en cours. Par ailleurs, les analyses du  $\delta^{13}\text{C}$  permettant de préciser le milieu de cristallisation des carbonates n'étaient pas alors d'usage courant et nous ne disposons que d'informations trop fragmentaires pour conclure. Ainsi, les carbonates de Karal centre (fig. 58), datés de  $17,000 \pm 550$  et  $21,800 \pm 1100$  ans B.P., ont fourni respectivement un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-2,50$  et  $-3,56$  ‰ PDB, ce qui pourrait indiquer une influence de la nappe phréatique, même si elle est peu marquée. Cependant, l'échantillon d'Alkouk (fig. 58) daté de  $17,230 \pm 700$  ans B.P., situé au même niveau que celui de Karal daté de  $17,000 \pm 550$  ans B.P., a fourni un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $+1,34$  ‰ PDB, ce qui indique une précipitation en équilibre avec l'atmosphère (Fontes *et al.*, 1981 et 1983 ; Durand *et al.*, 1984 ; Dubar, 1988). En fait, dans cette région des deltas, on peut supposer que les eaux fluviales participaient à l'alimentation de la nappe en période de crue par inondation et infiltration. Inversement, la nappe qui restait peu profonde, pouvait participer aux écoulements de surface en période d'étiage (exemple actuel des plaines centrales du Tchad ; Gac, 1979). Ceci ne remettrait pas en cause la validité des datations compte tenu du caractère récent des eaux au toit de la nappe (Chouret *et al.*, 1977).

**\*Le Ghazalien serait-il un événement particulier au Tchad ?** Plusieurs synthèses (Street et Grove, 1979 ; Maley, 1981 ; Perrott et Street-Perrott, 1982 ; Street-Perrott et Harrison, 1985) avaient déjà montré son importance dans toute l'Afrique intertropicale. Dans

le bassin de Taoudenni, des dépôts lacustres viennent d'être datés par la méthode U-Th entre 46,000 et 41,000 ans B.P. (Morel *et al.*, 1991). Dans la basse vallée du Nil, des datations par le radiocarbone sur charbons de bois, confirmées par la thermoluminescence, indiquent un intervalle relativement humide vers 23,000-21,000 ans B.P. (Paulissen et Vermeersch, 1989 ; Vermeersch *et al.*, 1991). Enfin, au Kenya, près de l'équateur, des datations obtenues par la méthode U-Th ont montré l'existence de phases lacustres autour de 40,000 et 24,000 ans B.P. (Taieb *et al.*, 1991). **Toutes ces phases humides sont synchrones de celles décrites au Tchad qui ne seraient donc pas des événements isolés, même si leur ampleur semble inférieure à celle des phases précédentes (Petit-Maire, 1992).**

**c) Conclusions.** Les nouvelles données au Sahara ne devraient pas remettre fondamentalement en cause les conclusions antérieures dans le bassin du Tchad. La proposition d'un rapport Précipitation/Evaporation plus élevé qu'actuellement au centre du bassin n'a jamais impliqué l'existence d'un climat beaucoup plus humide. On remarque en effet, que des dépôts aquatiques n'ont été observés que relativement près du Chari et du Bahr El Ghazal, c'est-à-dire dans une zone qui correspond à l'axe d'écoulement naturel des eaux méridionales. Au centre de la zone plus élevée du Kanem, ces dépôts n'ont pas été retrouvés, peut-être par lacune d'observation (coupes pas assez profondes), mais peut-être aussi en raison d'une lacune de dépôt (Servant, 1973). En effet, dans le Manga nigérien où de nombreux forages ont atteint le "Plio-Villafranchien", les sables quaternaires ne contiennent pas de niveaux lacustres pléistocènes intercalés (Pirard, 1964b et c). Ainsi, la pluviosité sur le bassin méridional serait bien la cause première des dépôts aquatiques au centre du bassin, soit directement, soit par l'intermédiaire de la nappe phréatique (Durand et Mathieu, 1979-1980 et 1980). Par ailleurs, l'observation d'oscillations d'une nappe phréatique relativement proche de la surface, comme à l'Adrar Bous, y implique une pluviosité locale supérieure à l'actuelle. Ceci est en accord avec l'observation de traces de ruissellement observées à cette époque sur les massifs autour du Ténéré (Servant, 1973). L'hypothèse de Servant (1973), Servant-Vildary (1978) et Maley (1981) d'une baisse de température provoquée par des arrivées d'air froid accompagnées d'une pluviosité de type méditerranéen, semble donc toujours valable, même si l'importance de ces pluies est probablement moindre que prévue à l'origine. Par contre, ces nouvelles données remettent effectivement en cause l'extension sur le Sahara (Rognon, 1987a) des conditions plus humides observées seulement plus au Sud.

## 5.2. Problèmes posés par les deltas

a) **Introduction.** Le postulat d'un Mégatchad a conditionné l'ensemble des recherches sur le Quaternaire dans la région. C'est ainsi que l'évolution paléogéographique établie par Pias (1970) décrivait plusieurs très hauts niveaux lacustres et par conséquent plusieurs très grands deltas successifs du Chari : 1<sup>er</sup> delta d'un lac antéghazalien (>50,000 ans B.P.) à 400 m ; 2<sup>ème</sup> delta d'un lac pléistocène terminal à holocène moyen (12,000-5400 ans B.P.) à 320 m ; 3<sup>ème</sup> delta d'un lac holocène supérieur (3200-1800 ans B.P.) à 290-287 m (fig. 44 et tabl. 5).

Lorsque nous avons commencé l'étude de la zone comprise entre le seuil du Bahr El Ghazal et ces anciens deltas, nous nous attendions à retrouver des dépôts lacustres. En fait, la découverte de dépôts détritiques, sableux pour plus de 90%, nous avait conduit à proposer

une extension beaucoup plus restreinte des lacs successifs. Nous supposons que les dépôts lacustres que nous n'avions pas observés se trouvaient au Nord de la zone étudiée, sous le lac actuel. En conséquence nous avons considéré que cette zone constituait un prolongement vers le Nord des édifices deltaïques décrits par Pias (1970), d'où les appellations proposées de "formations fluvi-deltaïques" (Durand et Mathieu, 1979-1980). Réflexion faite, nous pouvons nous interroger sur le bien-fondé du terme "deltaïque" lui-même.

b) **S'agit-il réellement de deltas ?** Nous avons déjà vu que ces deltas, tels qu'ils sont présentés par Pias (1970) posent de nombreux problèmes hydrographiques et sédimentologiques. C'est le cas, par exemple, de leur localisation en aval des rivages supposés, et donc sous les lacs, ou encore dans le prolongement de marécages qui auraient dû arrêter les apports détritiques et donc empêcher leur édification. Mais l'hypothèse deltaïque peut-elle encore résister à un essai de reconstitution géodynamique globale ?

Parmi les arguments positifs, on note que les formations supposées deltaïques ont une pente moyenne très faible en surface (< 0,2 % pour le premier delta et < 0,1 % pour le second). On note également une morphologie que Pias (1970) qualifie d'éventail (fig. 47) et qui peut correspondre à la morphologie lobée (fig. 63 et 66) qui caractérise les deltas à prédominance fluviale (Allen et Mercier, 1987).

Parmi les arguments négatifs, notons tout d'abord que ces formations ont fait l'objet, après leur dépôt, de plusieurs épisodes d'érosion et de remaniement, notamment par le vent (Pias, 1970 et tabl. 5). Il n'est donc pas du tout certain que la surface observée à présent corresponde au toit de formations deltaïques subhorizontales. Aucune observation établissant indiscutablement l'existence de "topset-beds" (fig. 65) n'a jamais été avancée. De plus, en raison de la taille supposée du premier delta, une pente de 0,2% représente quand même une dénivellation de près de 80 m entre l'amont et l'aval du "delta" (environ

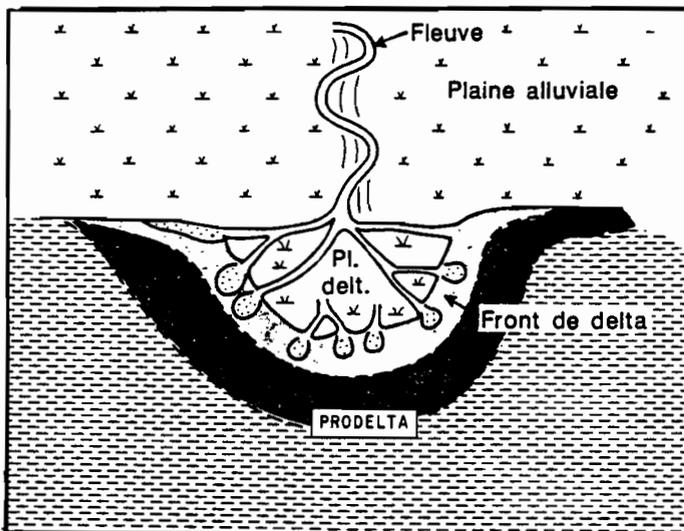


Fig. 63. Principales composantes morphologiques et sédimentaires communes à tous les deltas (in Allen et Mercier, 1987).

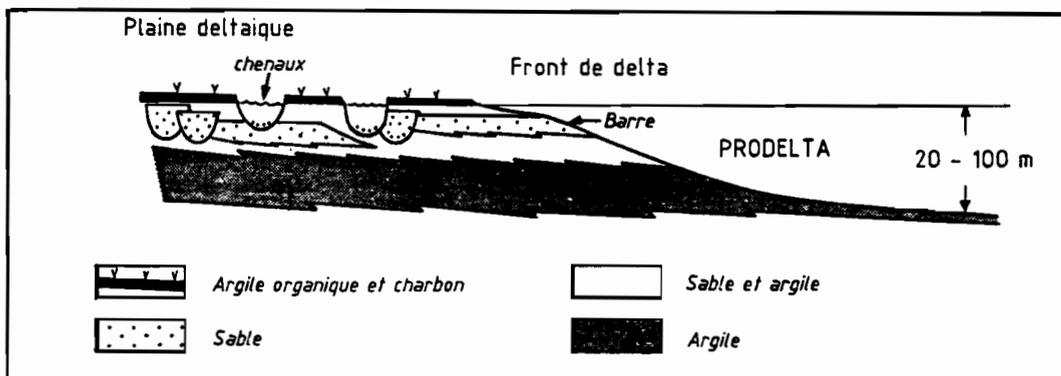


Fig. 64. Séquence lithologique formée par une progradation deltaïque (in Allen et mercier, 1987). L'épaisseur de la séquence avant compaction sera égale à la profondeur d'eau dans laquelle le delta prograde.

400 km entre \* et \*\* fig. 44.2). Quant à la morphologie lobée elle caractérise les deltas à prédominance fluviale débouchant en eau peu profonde, quelques dizaines de mètres au maximum (Allen et Mercier, 1987). Ceci serait en contradiction avec le niveau de 400 m proposé par Pias (1970 et tabl. 5) et qui correspondrait dans la zone étudiée à une tranche d'eau de 140 à 130 m environ pour le toit de l'Antéghazalien (fig. 58-60). Le paléolac de 320 m impliquant une tranche d'eau de 40 m environ dans la région attribuée au deuxième delta, serait un cas limite pour une morphologie lobée.

Mais, surtout, les constructions deltaïques sont caractérisées par la **progradation** (Elliott, 1986) ; or aucune structure caractéristique de tels dépôts (fig. 64 et 65) n'a jamais été décrite. Ceci pourrait s'expliquer par des observations réalisées exclusivement en surface (Pias, 1970) ou dans des conditions comparables à celles des forages (Durand, 1978). Mais, dans ce dernier cas, à défaut des structures, des **séquences sédimentaires caractéristiques** auraient dû être observées.

En effet, dans le cas d'un delta, les sédiments fins du prodelta (argiles et silts, fig. 63 et 64) constituent une couche relativement épaisse et continue, qui ne devrait pas passer inaperçue à notre échelle d'observation, et cela quelque soit le type de delta (Elliott, 1986 et fig. 64, 65.B et 66.B). Enfin, et surtout, la **progradation du delta détermine toujours une séquence granocroissante, d'une hauteur (avant compaction) égale à celle de la tranche d'eau** (fig. 64 et 65.B). Or, tant

pour la coupe-type de Cach Malamat (fig. 57) que pour l'ensemble de la région (fig. 67) nous observons une très nette prédominance des séquences granodécroissantes. De plus il n'est même pas certain que les séquences granocroissantes observées correspondent effectivement à la progradation d'un delta.

En effet, la base d'une séquence granocroissante deltaïque type est constituée des dépôts fins du prodelta. Lorsque la séquence granocroissante ne concerne que des sables, il peut s'agir d'une augmentation des apports fluviaux (ex. N'Gueto, fig. 60) ou, dans cette zone subaride, il peut s'agir fréquemment d'apports éoliens (exemples des premières séquences granocroissantes de Torora et Greguer, fig. 68).

Mais, même lorsque la base de la séquence est constituée de particules fines, la progradation deltaïque n'est pas certaine. Ainsi, dans le cas de la séquence granocroissante de Cach Malamat (fig. 57), nous avons vu que la base correspondait à une inondation temporaire dans une zone littorale et non à un milieu lacustre franc. L'analyse des minéraux lourds montre un apport fluvial qui augmente sur l'ensemble de la séquence (le pourcentage de hornblende et épidote passe successivement de 1 à 4 puis 13 et enfin 14 %). Mais la morphoscopie et le classement indiquent aussi une augmentation des quartz anciennement éolisés (Durand, 1978). Aussi, plutôt que la progradation d'un delta en domaine lacustre, cette séquence granocroissante de Cach-Malamat semble représenter la

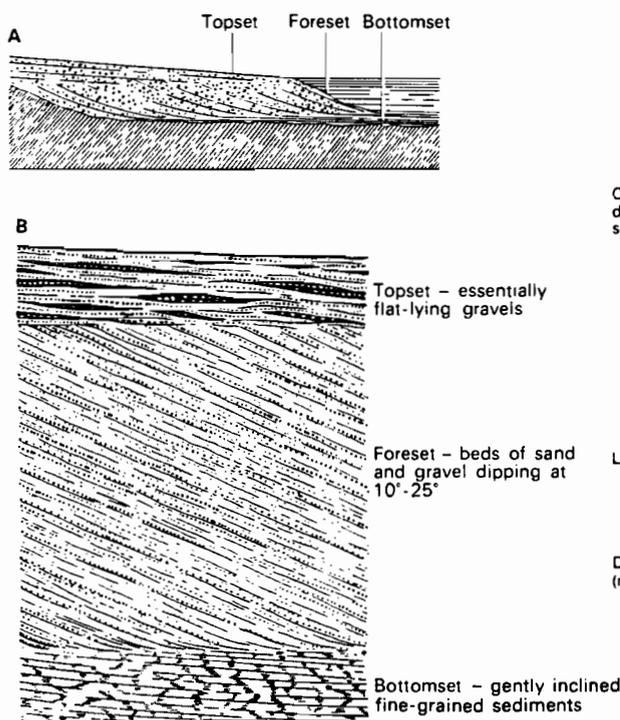


Fig. 65. Coupes dans un delta type (in Elliot, 1986). A: géométrie des dépôts; B: séquence verticale des faciès produite par la progradation deltaïque.

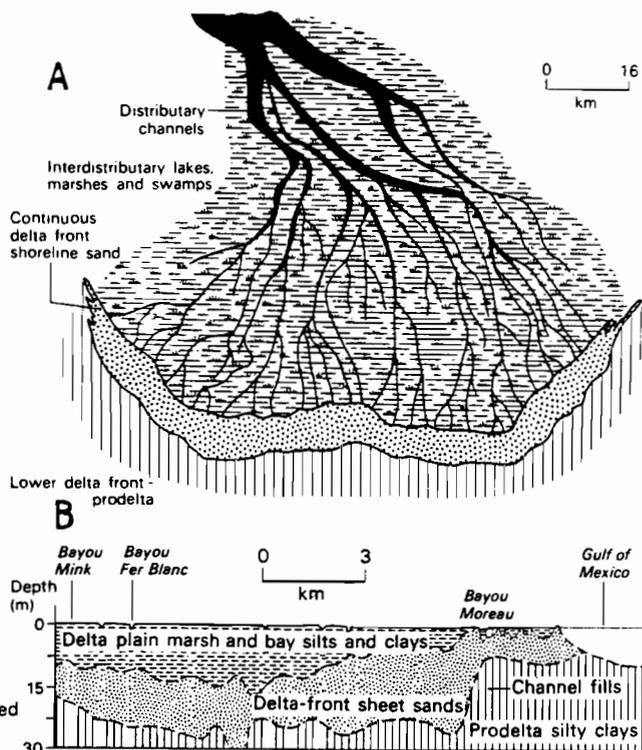


Fig. 66. Reconstitution d'un delta à prédominance fluviale en eau peu profonde (in Elliot, 1986).

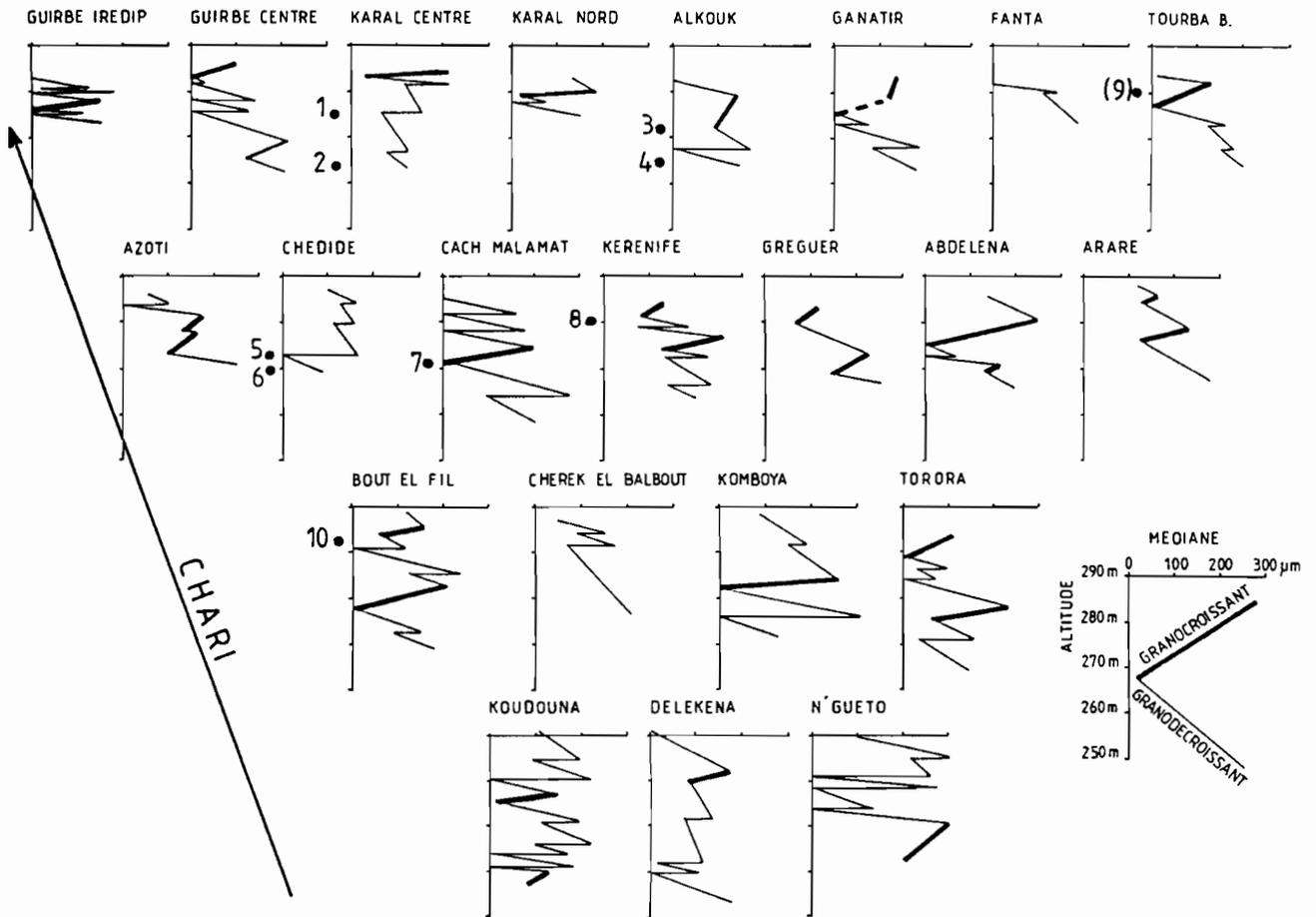


Fig. 67. Séquences granulométriques de la région des "deltas" du Chari (localisation fig. 55 ; 1 à 10 : datations fig. 57-59).

réoccupation fluviale d'une zone basse telle qu'un ancien chenal, partiellement occupé ou entouré par des formations dunaires, ce qui est un cas de figure classique en domaine alluvial subaride (Miall, 1977). Au

total, aucun argument décisif n'existe en faveur de l'existence au Quaternaire supérieur de très grands deltas successifs débouchant sur des plans d'eau profonds.

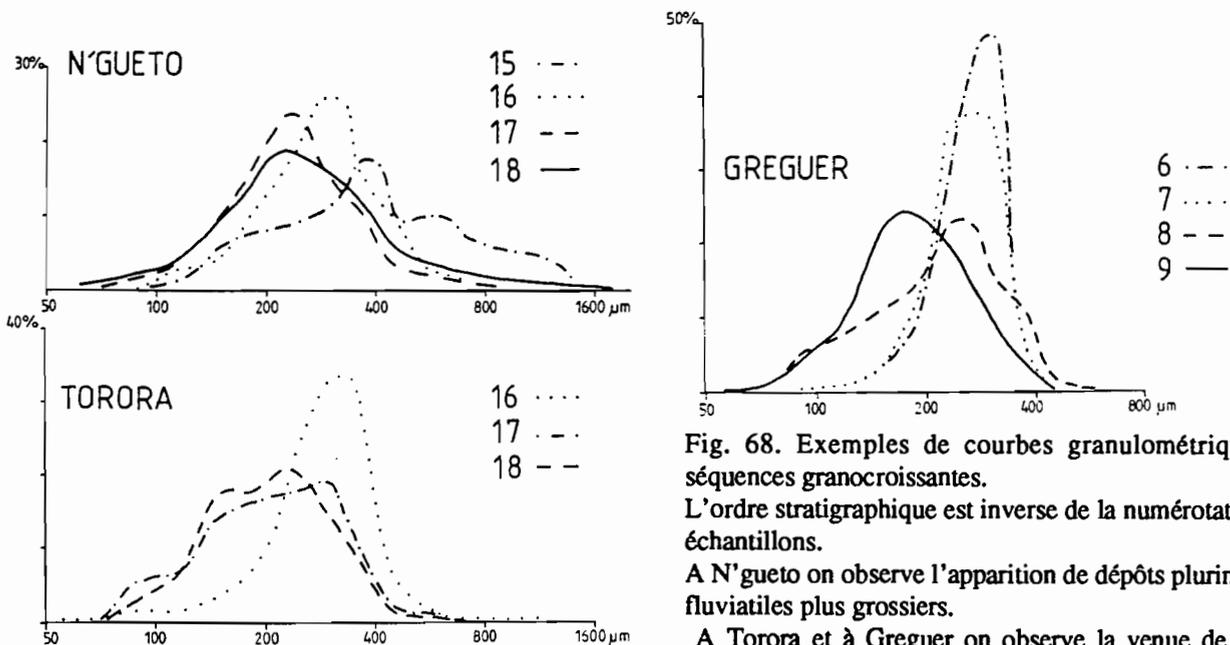


Fig. 68. Exemples de courbes granulométriques de séquences granocroissantes.

L'ordre stratigraphique est inverse de la numérotation des échantillons.

A N'gueto on observe l'apparition de dépôts plurimodaux fluviaux plus grossiers.

A Torora et à Greguer on observe la venue de dépôts unimodaux plus grossiers.

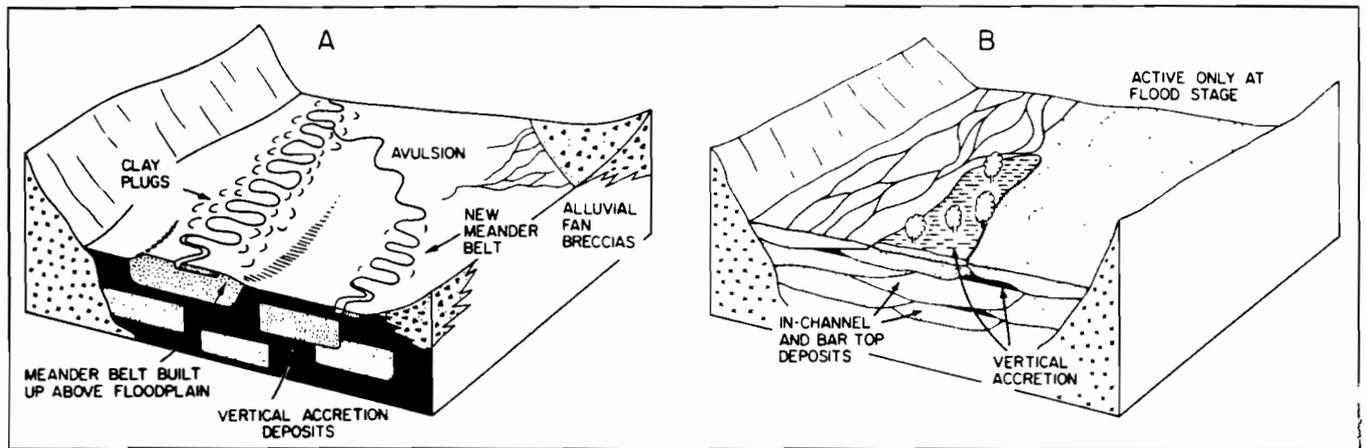


Fig. 69. Ecoulements méandrisants et en tresse (in Walker et Cant, 1984).

A: bloc diagramme d'une plaine d'inondation dans le cas de rivières très méandrisantes. Les berges sableuses sont préservées et entourées de dépôts fins très épais.

B: dans le cas d'un système en tresse, des dépôts fins peuvent se produire par accroissement vertical pendant les inondations, mais ils sont rarement préservés d'une érosion postérieure.

### c) Prédominance des dépôts alluviaux

\*Au Quaternaire supérieur, les séquences sont donc le plus souvent granodécroissantes (fig. 67), et le terme le plus fin vient généralement sans transition sur les précédents (fig. 58-60). L'interprétation la plus simple, et la plus probable, est celle de **dépôts alluviaux caractérisés par des écoulements chenalisés et des débordements occasionnels** (Allen, 1965a et b et 1970 ; Collinson, 1986). Au regard de la nette prédominance des dépôts sableux (par accroissement latéral dans des chenaux) sur les dépôts argilo-silteux (par agradation verticale dans des zones inondables), il est probable que les écoulements en tresse ("braided") prédominaient sur les écoulements méandrisants (Rust, 1972 et 1978 ; Walker et Cant, 1984 ; fig. 69). La South Saskatchewan River peut servir de modèle. Ainsi, l'accrétion verticale de lutites sur les îles et les plaines d'inondation n'y dépasse pas 0,5 à 1 mètre d'épaisseur, alors que les dépôts sableux des chenaux fluviaux y atteignent 5 à 7 mètres en moyenne (Cant et Walker, 1978). De plus, les lutites déjà peu abondantes, ont de fortes chances de disparaître partiellement en raison d'une érosion postérieure lors d'une crue (fig. 69). On note également la présence de dunes éoliennes de 1 à 2 m de haut sur les îles (Cant et Walker, 1978). Dans un tel système d'écoulements en tresse, des séquences granocroissantes peuvent éventuellement être observées. Elles correspondent à la réoccupation d'un ancien chenal en raison de l'ouverture d'une brèche dans une berge par l'érosion fluviale (Costello et Walker, 1972 ; Miall, 1977).

\*Actuellement, les écoulements en tresse sont fréquemment observés en zone aride et subaride. Ils sont liés d'abord à la faiblesse du couvert végétal et à la

rareté des dépôts argileux susceptibles de maintenir la cohésion des berges et de les préserver de l'érosion (fig. 69). Inversement, l'érosion y est facilitée par des variations très importantes du débit et l'ampleur de l'inondation du lit majeur au maximum de la crue (Miall, 1977). Dans le bassin aval actuel du Chari (fig. 16 et 17), à notre connaissance, aucune étude géologique, géomorphologique ou hydrographique, ne s'est intéressée aux écoulements du point de vue de la dynamique sédimentaire. L'analyse de la carte pédologique de Mogroum en amont de N'Djamena (Pias et Barbery, 1964 ; fig. 71) montre pourtant que tous les types d'écoulement sont représentés dans cette région, avec cependant une prédominance des écoulements en tresse pour les cours d'eau les plus importants. Une analyse sommaire montre principalement une adaptation des écoulements en fonction de la nature et de la solidité des berges, et en fonction de la charge solide, conformément aux types définis par Leopold et Wolman (1957) et Schumm (1963) :

- Les petits cours d'eau dans la plaine d'inondation entre le Logone et le Chari, notamment le Koulambou, ou le Loumia qui fait suite au Ba Illi (fig. 17 et 71), montrent les écoulements les plus méandrisants. Le facteur déterminant semble être le substratum entièrement argileux (Pias et Barbery, 1964) et la faible charge solide, les apports venant des débordements du Logone et du Chari étant filtrés par la végétation (Gac, 1979).

- Les petits cours d'eau temporaires en rive droite du Chari, tels le Bahr Gatamoro ou le Mogo (fig. 71), sont de type modérément méandrisant, nettement moins sinueux. Le substratum y est sablo-silteux à silto-argileux.

- Le Logone alterne des portions méandrisantes et modérément en tresse (fig. 71). Le substratum est argileux mais l'importance de la charge solide a permis un remblaiement sablo-silteux à silto-argileux du lit majeur. Les zones d'accumulations sableuses permettent la formation d'îles et donc d'écoulements en tresse.

- Le Chari et le Bahr Erguig montrent des écoulements dont le caractère "en tresse" est très prononcé (fig. 71). Le substratum est sableux (2<sup>e</sup> erg et 1<sup>er</sup> delta de Pias, 1970), et le lit majeur est très encombré par les sables ou parfois par des dépôts plus argilo-silteux pour le Chari (Pias et Barbery, 1964). Notons qu'en aval de N'Djamena, le Chari circulant sur le substratum essentiellement argileux des plaines d'inondation, devient alors essentiellement méandrisant (Pias et Barbery, 1964).

- Les anciens couloirs interdunaires, au NE de la fig. 71, sont utilisés par des écoulements temporaires de type rectiligne ("straight").

- Remarque. La prédominance d'écoulements à caractère en tresse très prononcé pour le Chari en amont de N'Djamena, amène à s'interroger sur le bien-fondé de la valeur de la charge solide proposée par Gac (1979). En effet, ce dernier a avancé une estimation

moyenne de la charge de fond à 6% du total de la charge solide sur l'ensemble du bassin. Or, le rapport entre la charge de fond et la charge en suspension varie considérablement en fonction du type d'écoulement (Miall, 1977). Si une estimation de 6% est acceptable pour le Logone, elle devrait être pour le moins doublée pour le Chari en amont de N'Djamena.

d) Problèmes paléohydrographiques. Cette remarque, et les observations qui précèdent nous amènent à nous interroger sur l'approche de l'évolution du paléolac Tchad fondée sur l'analogie d'un bassin versant associant Chari et Logone comme aujourd'hui. Sans entrer dans les détails d'un problème qui nécessiterait une analyse aussi longue que celle du paléolac Tchad, l'hydrographie du Logone mérite quelques instants de réflexion. En effet, les "dangers de capture imminente" du Logone par la Bénoué, sont, après la "mer intérieure paléotchadienne", le second thème popularisé par Tilho (1926a, 1927, 1928, 1934 a et b, 1935a, 1936, 1939, 1947). Il y a consacré la seconde moitié de sa vie, qu'il termina en tant que président de la Commission Scientifique du Logone et du Tchad, chargée précisément d'examiner la réalité du problème qu'il avait soulevé (ORSTOM, 1952).

Ainsi, l'hypothèse du Logone affluent du Chari depuis toujours, et en voie de capture progressive par la Bénoué depuis le Tertiaire, a guidé pendant très longtemps la réflexion des chercheurs. La synthèse de Jacques-Félix (1947) illustre cette hypothèse (fig. 39.A-

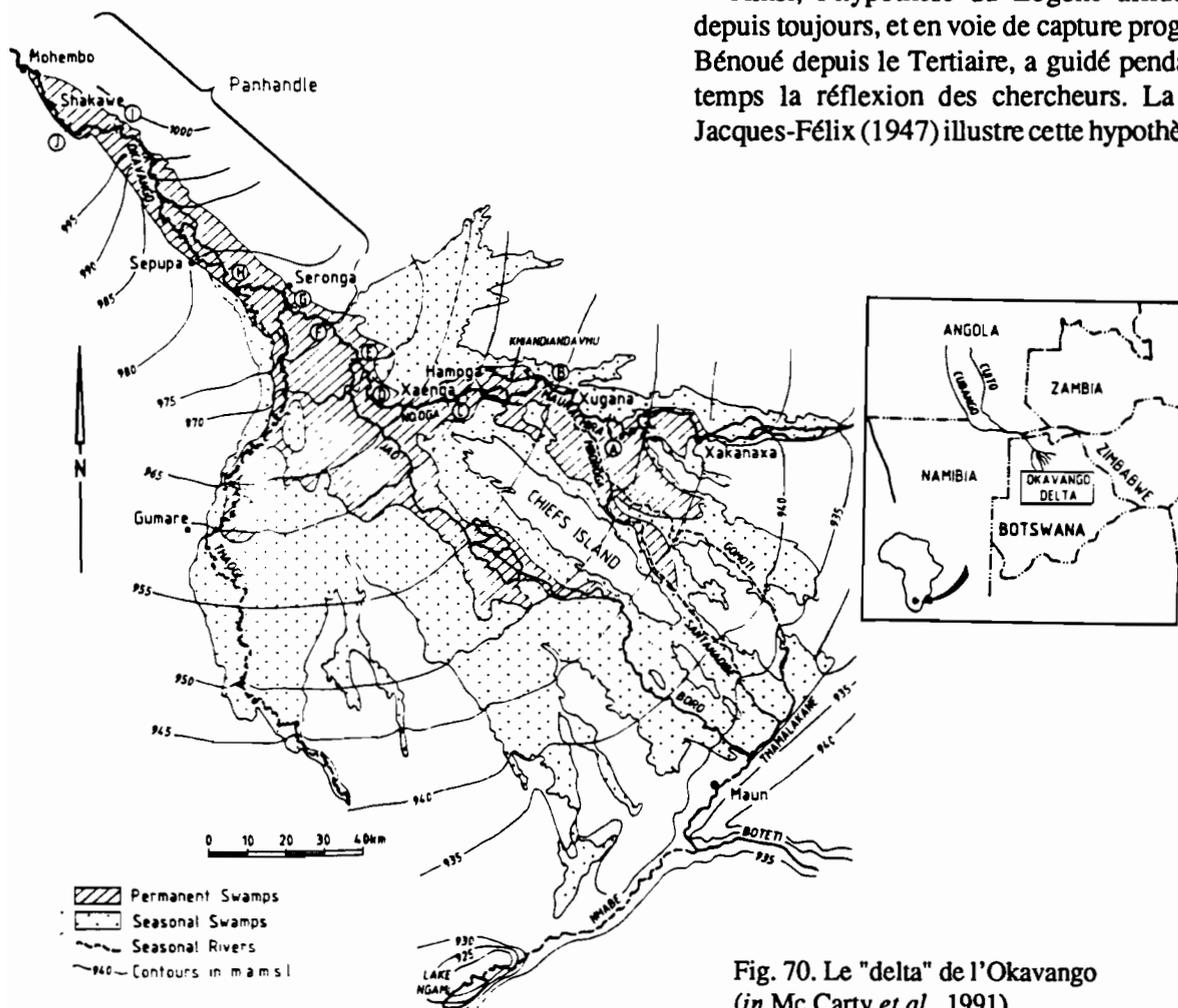


Fig. 70. Le "delta" de l'Okavango (in Mc Carty *et al.*, 1991).

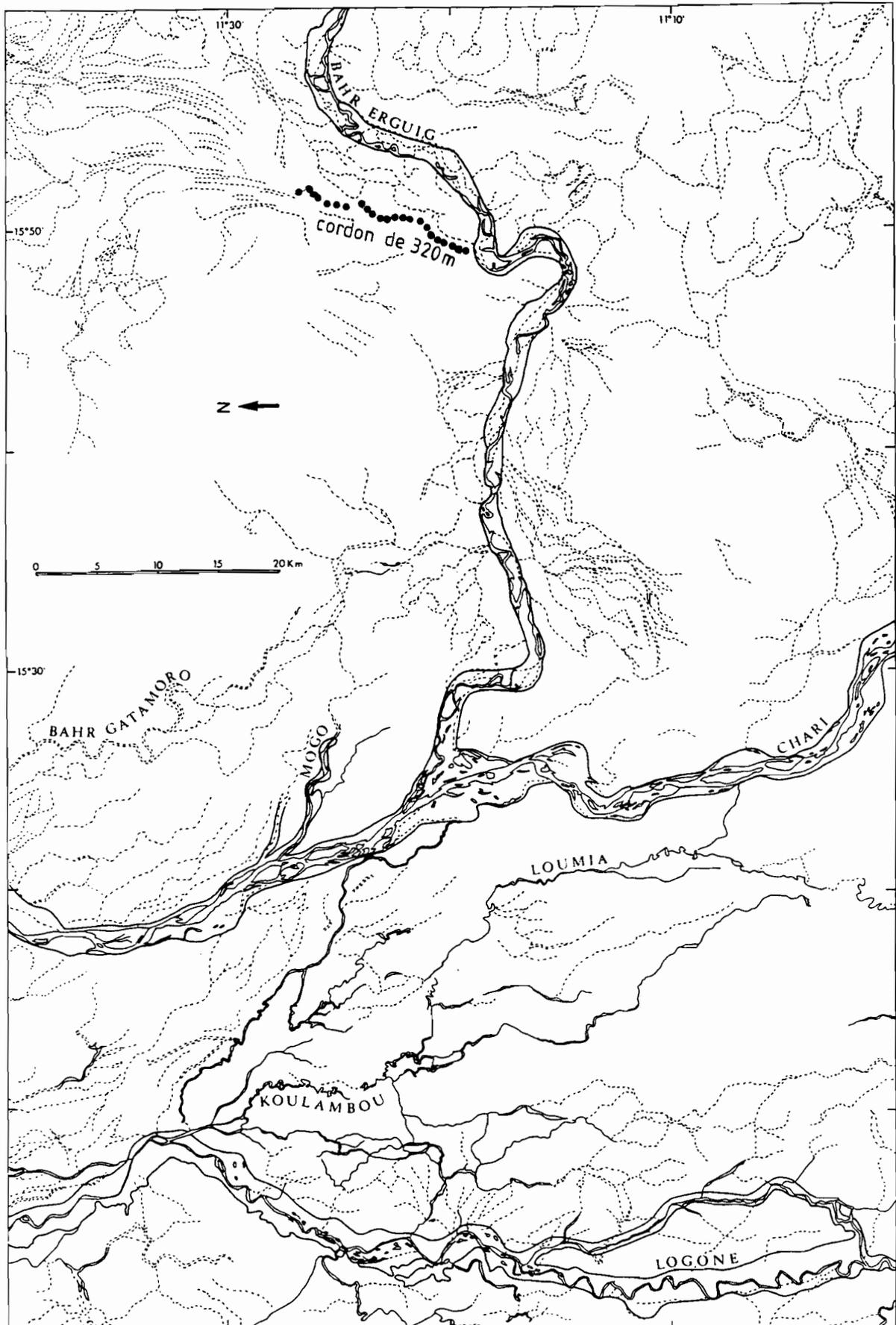


Fig. 71. Types d'écoulement du bassin du Chari en aval de N'Djamena (in Pias et Barbery, 1964).  
La limite du lit majeur n'est figurée que pour les cours d'eau les plus importants et les plus permanents.

F). Nous savons maintenant qu'au Pliocène le Logone était un affluent du Bahr Sara (fig. 16 et 44.2) et la Tandjilé un affluent de la Bénoué (Bouteyre *et al.*, 1964). Puis le Logone s'est séparé du Bahr Sara et a été pendant longtemps un affluent de la Bénoué (Roch, 1953). Selon Voute (1962), le Mayo Kebi, affluent de la Bénoué, aurait capturé le Logone en raison de phénomènes néotectoniques, après l'érosion de la première haute terrasse cuirassée, donc au début du Pléistocène (tabl. 4). Selon Cabot (1967), c'est la mise en place de l'erg ancien formant barrage aux écoulements vers le Nord (comme aujourd'hui le seuil du Bahr El Ghazal pour le Chari) qui aurait provoqué l'incision du seuil de M'Bourao (fig. 46) et le déversement vers la Bénoué. Il est possible qu'il y ait eu en fait plusieurs périodes d'appartenance du Logone à la Bénoué. Actuellement les risques de "capture" diminuent progressivement en raison de l'alluvionnement du Logone sur sa rive gauche (Cabot, 1967).

Les corrélations lithostratigraphiques et l'évolution paléogéographique proposées par Pias (1970) devraient donc être profondément modifiées. En particulier, les dépôts argileux affleurant dans le bassin du Moyen-Logone, en amont de Bongor (fig. 2), et attribués à un grand paléolac Tchad du Ghazalien supérieur (Pias, 1970; fig. 44.2 et tabl. 5), seraient plutôt une vaste zone marécageuse (20 000 km<sup>2</sup> environ) d'âge indéterminé (postérieure à l'erg ancien et antérieure aux incisions des basses terrasses holocènes). Cette zone aurait été alimentée par le Logone, le volume d'eau disponible étant lié au seuil vers la Bénoué (Cabot, 1967) et au remplissage sédimentaire progressif de cette dépression. Les relations de cette zone avec le bassin du Chari et un éventuel paléolac Tchad situé plus au Nord à l'emplacement du lac actuel, peuvent alors avoir été très peu importantes, voire nulles.

De même, nous avons déjà contesté le bien-fondé hydrographique et sédimentologique de l'hypothèse de Pias (1970) qui attribuait ensuite les mêmes dépôts argileux de cette même zone du Moyen-Logone à une zone marécageuse traversée par le Logone avant de se jeter dans le grand paléolac holocène de 320 m. Pourquoi ne pas considérer que la zone du "cordon" de Bongor constituait, non pas le rivage holocène d'un lac, mais un seuil arrêtant les écoulements du Logone ? L'observation de l'empilement des sédiments fluviaux holocènes derrière et sur ce "cordon" (Pullan, 1964 ; Cabot, 1967) serait alors explicable. Les variations paléohydrographiques du Logone ont déjà été expliquées par des causes tectoniques, entre autres par Voute (1962) et Bouteyre *et al.* (1964). Ces explications prennent encore plus de poids maintenant que l'on sait que la plaine argileuse du Moyen-Logone correspond exactement au fossé structural de Bongor

(Fairhead, 1988 ; M. Guiraud, 1990 ; fig. 72.B). De plus, la région du "cordon" de Bongor qui constitue un seuil, est située sur un linéament N.120. Parfaitement visible sur les clichés Landsat sur près de 400 km entre la frontière camerounaise et N'Goura (près de Moyto, fig. 40), ce linéament correspond à la zone de cisaillement du Tchad (fig. 72.A), accident majeur du socle précambrien réactivé depuis le Crétacé (Fairhead, 1988).

### 5.3. Recherche d'un modèle analogue actuel

a) **Au Sahel central.** Si on attribue les dépôts sableux du Quaternaire supérieur de la zone étudiée à des écoulements qui seraient principalement en tresse pour les plus importants et les plus permanents, et des écoulements rectilignes pour les plus temporaires, dans des couloirs interdunaires, **il n'existe pas de modèle analogue actuel dans le bassin du Tchad.** La comparaison que nous avons faite précédemment avec les plaines d'inondation n'est plus satisfaisante, compte tenu de l'environnement argileux et des écoulements méandrisants qui y sont prépondérants. Par contre, la remise en eau de ce que Pias (1970) appelait le 1<sup>er</sup> delta (fig. 44.2), **entre le Chari et le Batha de Laïri** (Guichard et Poisot, 1964), **fournirait un modèle acceptable** : une vaste plaine alluviale sur un substratum essentiellement sableux, avec des écoulements en tresse prépondérants et connaissant des variations de débit considérables. De même, la comparaison proposée avec le "delta intérieur" actuel du Niger au Mali ne nous paraît plus satisfaisante. Par contre, la zone aval de ce "delta" qui est beaucoup plus sableuse, et, à sa suite, la zone de Tombouctou qui l'est encore plus (Urvoy, 1942 ; Tricart, 1965), présente une analogie satisfaisante. Cette analogie devait être encore plus forte à l'Holocène, lorsque le Niger se déversait vers le bassin de Taoudenni (Petit-Maire, 1983 ; Petit-Maire et Gayet, 1984).

b) **Dans l'hémisphère sud.** Un autre milieu actuel nous semble un modèle intéressant, celui des **marécages de l'Okavango** au Botswana (entre 18 et 21°S) en zone subhumide (fig. 70). La pluviométrie est de 870 mm/an en moyenne sur le bassin versant et 525 mm/an au centre des marécages (Andersson, 1976). Mais les variations interannuelles sont très importantes. A l'extrémité méridionale des marécages la pluviométrie n'est plus que de 300 mm environ en année décennale sèche, contre 700 mm environ en année décennale humide (Wilson et Dincer, 1976). Connue localement sous l'appellation de "delta" de l'Okavango, il s'agit en fait d'un "alluvial fan" très particulier, de 18 000 km<sup>2</sup> dont 6000 km<sup>2</sup> seulement sont inondés en permanence, avec une pente générale d'environ 0,25 ‰ (Hutchins *et al.*, 1976a ; Mc Carthy *et al.*, 1991 ; fig. 70). Environ

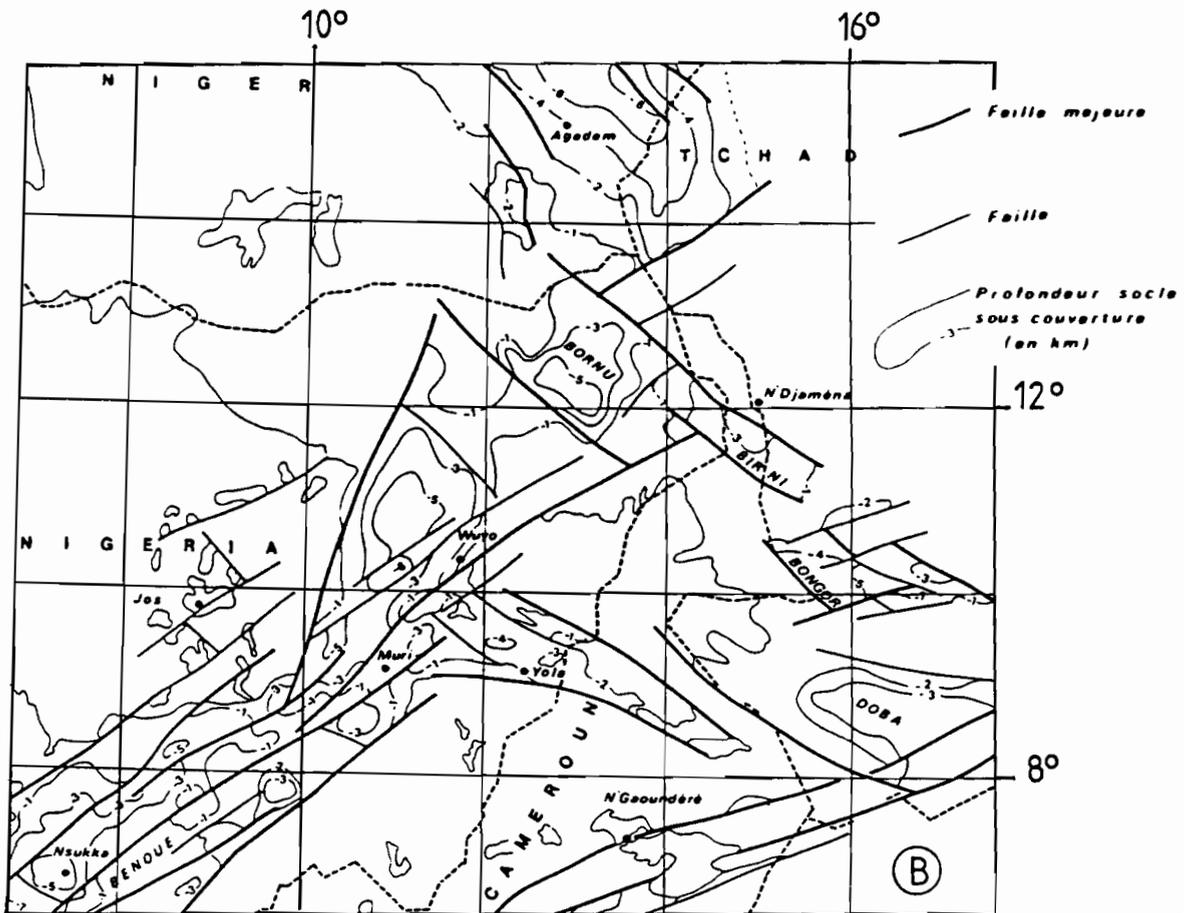
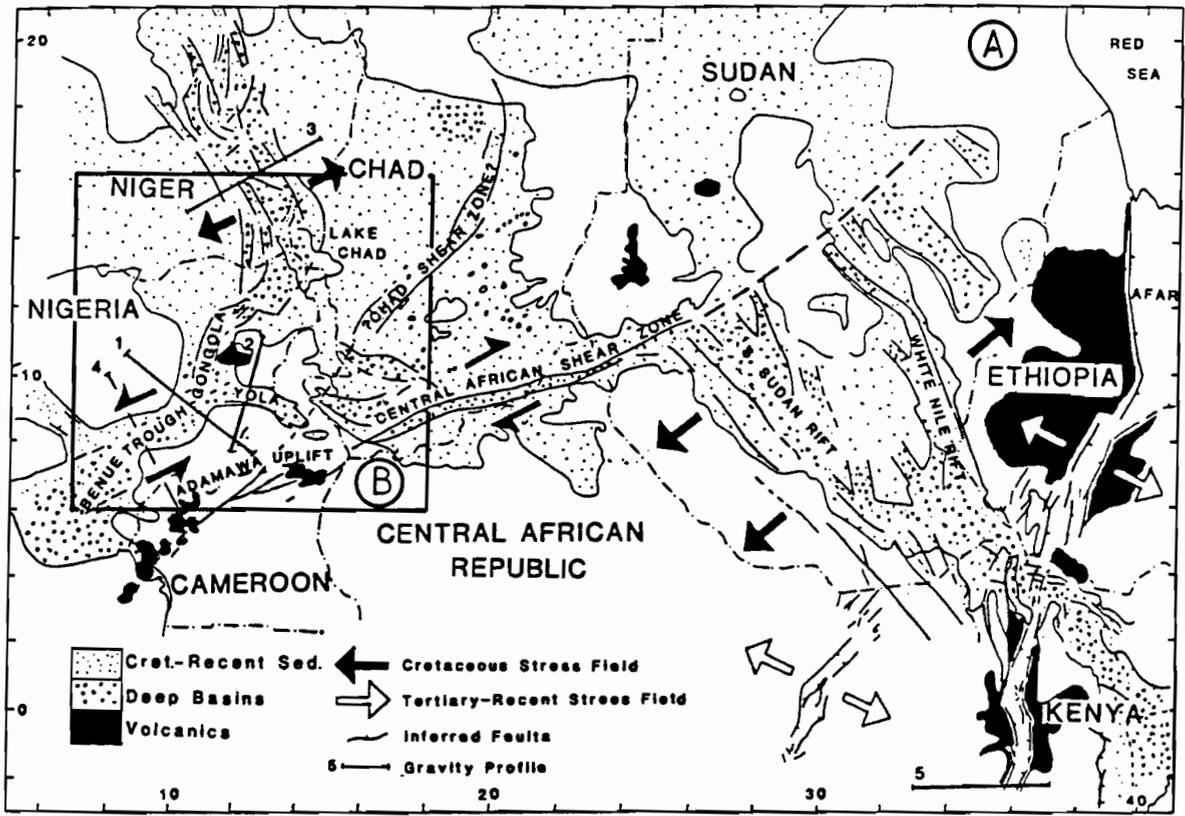


Fig. 72. Structures du bassin du Tchad.  
 A : in Fairhead (1988). B : in M. Guiraud (1990).

95 à 98 % des apports fluviaux ( $10,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ ) disparaissent par évaporation dans les marécages permanents dont le niveau peut varier de 2 m saisonnièrement (Wilson et Dincer, 1976 ; Dincer *et al.*, 1981 et 1987). Aucun grand lac n'existe donc. Par contre, les années les plus humides, les faibles quantités d'eau issues de ces marécages alimentent le Makgadikgadi, dépression palustro-lacustre temporaire de 37 000 km<sup>2</sup> environ (Cooke et Verstappen, 1984).

Comme au Tchad il s'agit d'une sédimentation essentiellement sableuse où les périodes plus arides se marquent par une activité éolienne sur les zones émergées, ce qui fait que les dépôts fluviaux sont constitués essentiellement de sables éoliens remaniés. Au total, les dépôts tertiaires et quaternaires représentent 300 m au moins de sables moyens à fins et de silts fluviaux et éoliens, intimement mélangés, avec des lentilles de calcrètes et de silcrètes (Hutchins *et al.*, 1976b). La principale différence avec le modèle recherché vient du climat relativement humide et par conséquent de la très grande importance de la végétation. Cette dernière joue ici un rôle majeur dans la stabilisation des berges et donc des écoulements (Mc Carthy *et al.*, 1991). Dans le cas d'une augmentation de l'humidité cette stabilisation augmenterait ; certains distributaires s'approfondiraient plus rapidement que les autres et deviendraient prépondérants créant un système d'écoulement anastomosé où les chenaux ne migreraient plus (Cooke, 1976). Par contre, en cas d'une évolution vers l'aridité, le caractère en tresse des écoulements s'amplifierait et la situation se rapprocherait encore plus du modèle recherché (Cooke, 1976). Par ailleurs, on notera le rôle fondamental des structures géologiques, en relation avec le rift d'Afrique de l'Est, qui ont conditionné ici la localisation du réseau hydrographique et son évolution (Hutchins *et al.*, 1976b).

## 6. CONCLUSIONS

**Au Quaternaire supérieur, aucun argument n'existe en faveur de l'existence de grands deltas successifs débouchant sur des plans d'eau profonds au centre du bassin du Tchad.** Nous maintenons donc nos conclusions antérieures contestant l'existence d'un Mégatchad (Durand, 1978 ; Durand et Mathieu, 1979-1980 et 1980). Pendant les phases humides le paysage se présentait probablement le plus souvent comme une vaste plaine alluviale comportant, d'une part des écoulements fluviaux guidés par des édifices dunaires remobilisés occasionnellement, et d'autre part des zones marécageuses, d'étendues variables. Ces écoulements venant du Sud pouvaient être bloqués par les champs dunaires, comme le Logone dans la région de Bongor ou le Chari par le seuil du Bahr El Ghazal. Dans ce dernier

cas nous avons vu que les eaux pouvaient alors s'infiltrer dans les sables pour ressortir dans les points bas du paysage, le long de l'axe du Bahr El Ghazal. En aval des seuils, des plans d'eau ont pu être en partie réunis exceptionnellement pour former un plus grand lac, comparable à l'actuel, mais comportant toujours une part importante de zones émergées et palustres, c'est-à-dire plutôt un **paysage d'archipel** que d'eau libre (fig. 19). Cela pourrait être le cas au Ghazalien supérieur pour un paléolac situé dans le fossé de Bongor.

Ainsi, il est probable que **des édifices deltaïques de "taille raisonnable"** ont existé, mais sont passés inaperçus compte tenu de notre maille d'observation (fig. 56). Rappelons que le "delta permanent" du Chari actuel (en aval de Djimtilo, fig. 17) ne dépasse pas 200 km<sup>2</sup> et celui de la Komadugu Yobe 25 km<sup>2</sup>. Certaines séquences granocroissantes observées pourraient appartenir à de tels édifices deltaïques (exemple du niveau de Koudouna attribué au Ghazalien, ou du niveau d'Abdelena encadré par les dunes de Greguer et Arare, fig. 60 et 67 et Durand, 1978). Une grande partie des écoulements n'aboutissait probablement pas à un vrai delta. Dans l'Okavango, l'analyse sédimentologique d'un des tributaires actuels débouchant dans un petit lac (1 km<sup>2</sup> environ) ne montre pas l'édification d'un véritable delta, mais seulement d'une barre d'embouchure (Mc Carthy *et al.*, 1991). Une telle construction est fréquente lors d'écoulements temporaires dans des couloirs interdunaires (Kocurek, 1981). On notera aussi qu'en dehors du réseau hydrographique, les dunes fixées du Sahel méridional (300-350 mm/an) peuvent être érodées par de violents orages, le produit de cette érosion allant constituer des "micro alluvial fans" de 0,5 à 1.10<sup>4</sup> m<sup>2</sup> (Talbot et Williams, 1978 et 1979).

En ce qui concerne plus particulièrement le Nigéro-Tchadien, on remarque que les dépôts attribués au second "delta" sont cartographiés presque jusqu'au rivage actuel avec une altitude descendant jusqu'à 284 m environ (Pias, 1970). Dans cette région, les séquences granocroissantes pouvant être attribuées à des progradations deltaïques, ne dépassent pas 5 à 7 m (fig. 67). D'un point de vue hydrographique et sédimentologique il serait donc impossible de voir là un "second delta" de 30000 km<sup>2</sup> (fig. 44.3) débouchant sur un paléolac au niveau 320 m. Le niveau de 290 m que nous avons proposé (Durand et Mathieu, 1979-1980) devrait lui-aussi être révisé à la baisse. **Les sommets de dunes arasés au-dessus de 285 m dans le lac actuel (Carmouze, 1976), le seuil du Bahr El Ghazal vers 286 m (Rodier, 1962), le rivage marqué par des coquilles entre 285 et 287,5 m au Sud du Kanem et dans l'embouchure du Bahr El Ghazal (Pias, 1962 ; Dupont, 1967b), pourraient correspondre au maximum lacustre holocène.**

## PIEMONTS ORIENTAUX DE L'AÏR ET BASSIN DU MOYEN NIGER : PLACE DES SABLES EOLIENS ET ARIDITE DU KANEMIEN

### 1. INTRODUCTION

L'étude de la région des "deltas" du Chari nous a conduit à des conclusions nettement différentes de celles des travaux antérieurs sur plusieurs points. Nous n'avons pas retrouvé l'enregistrement de l'hyperaridité liée au dernier maximum glaciaire (Kanémien), ni les traces d'une extension lacustre gigantesque à l'Holocène moyen (Mégatchad). Aucun argument ne vient conforter l'hypothèse d'une pluviosité notable d'origine méditerranéenne au Pléistocène supérieur, alors que l'importance des apports méridionaux est vérifiée. Certains faits, telle l'existence du dôme piézométrique du Kanem, incitent à ne pas exclure à priori l'hypothèse de phénomènes néotectoniques récents.

Si les méthodes utilisées ne nous permettaient probablement pas de vérifier dans les "deltas" du Chari l'existence ou non de pluies méditerranéennes, on ne comprend pas que l'hyperaridité kanémienne ou le Mégatchad holocène n'aient pas été nettement remarqués. Nos observations étaient-elles trop sommaires, les enregistrements sédimentaires étaient-ils trop lacunaires, ou les conclusions antérieures

doivent-elles être révisées?

Pour répondre à ces questions nous avons recherché des géosystèmes plus diversifiés tant du point de vue climatique que de celui du fonctionnement hydrologique. Nous examinerons ici plus particulièrement le problème des sables éoliens et du Kanémien. Nous avons choisi des bassins versants plus petits et étagés en latitude : piémonts orientaux de l'Aïr en zone saharienne, vallée de Keïta en zone sahélienne, région de Maradi en zone sahelo-soudanienne. Par ailleurs, des comparaisons seront faites avec la vallée du Moyen-Niger et le bassin amont de la Komadugu Yobe (fig. 2), jusqu'en zone soudanienne et soudano-guinéenne, soit une pluviométrie de 700 à 1500 mm/an (fig. 7), ainsi qu'avec l'enregistrement des données en mer, face au delta du Niger.

### 2. LES PIEMONTS ORIENTAUX DE L'AÏR

#### 2.1. Introduction

Le massif de l'Aïr occupe une position charnière entre le Sahara méridional et le bassin du lac Tchad (fig. 73). Reprenant et poursuivant les recherches entreprises en 1970-1971 par les chercheurs de l'ORSTOM (Maley *et al.*, 1971 ; Servant, 1973 ; Roset, 1978 et travaux en cours) sur la partie orientale de ce massif, au Nord-Est du plateau du Takolokouzet (18°30' à 19°N,

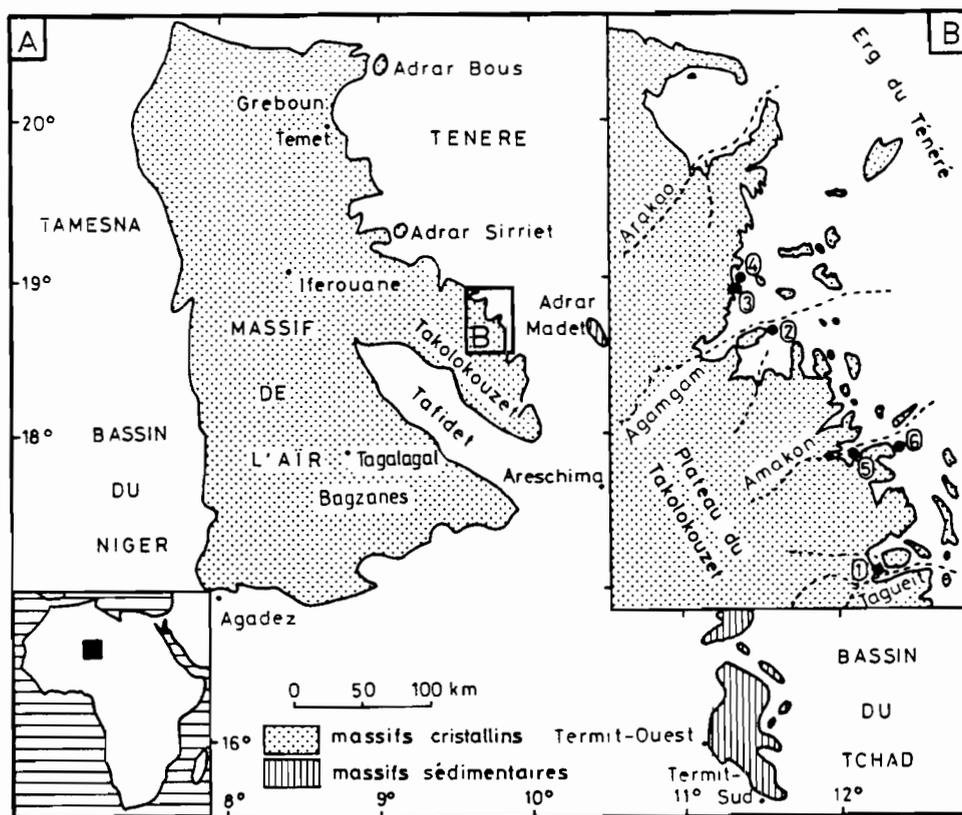


Fig. 73. Carte de localisation de la bordure orientale de l'Aïr, d'après Durand *et al.* (1983).

A : massif de l'Aïr ; B : situation des coupes étudiées sur sa bordure orientale.

9°30' à 10°E), nous avons entrepris l'analyse géomorphologique et lithostratigraphique des terrasses associées aux vallées aujourd'hui asséchées débouchant de ce plateau vers l'erg du Ténééré. Cela nous a permis d'établir des corrélations entre la chronologie morphologique de l'Air central (Morel, 1981) et la chronologie stratigraphique maintenant bien établie dans le centre du bassin tchadien (Servant, 1973 ; Durand et Mathieu, 1979-1980). La succession des phases de dépôts fluvio-torrentiels, palustres et éoliens et des phases d'érosion permet de reconstituer l'évolution paléoclimatique plio-quaternaire. La présence en surface, et dans les coupes, de gisements paléolithiques et néolithiques conduit à établir un lien entre les changements climatiques et le développement des civilisations. Cette étude pluridisciplinaire a fait l'objet d'une publication (Durand, Lang, Morel et Roset, 1983) dont nous reprenons ici l'essentiel en le complétant.

## 2.2. Principales coupes

**a) Coupe de la vallée de Tagueït.** Une coupe dans la vallée principale à environ 5 km en amont de sa sortie sur le Ténééré montre plusieurs niveaux étagés (fig. 74.A) :

\*Une terrasse ancienne, située 10 à 12 m au-dessus du kori (terme local désignant un oued), recoupe un important dépôt fluvio-torrentiel à stratifications entrecroisées, constitué essentiellement de sables rouges d'origine éolienne remaniés avec des niveaux de graviers et de galets (diamètre maximum 0,25 m). Sous ce matériel, on voit localement une accumulation de 2 à 4 m de gros blocs arrondis (0,80 m à 1,20 m de diamètre) composés de granite et de roches métamorphiques, ayant très souvent un épais cortex d'altération et emballés dans une matrice arénacée.

\*Une seconde terrasse, 5 à 8 m plus haut, est constituée de sables rouges éoliens à stratifications obliques. Les deux terrasses sont recouvertes par des galets anguleux descendus du versant.

\*Une basse terrasse, emboîtée dans cet ensemble, à 2 m au-dessus du kori, est composée d'un niveau de sables ocres, d'origine éolienne, remaniés avec des graviers quartzes et feldspathiques. Ce niveau montre une ferruginisation vers son sommet et il est intercalé entre deux lits de graviers et de galets roulés, mal classés (diamètre maximum 0,20 m).

**b) Coupe d'Agamgam Est** (fig. 74.B) : une coupe, à environ 5 km à l'Est de la sortie du kori depuis le Takolokouzet, montre à la base un dépôt fluvio-torrentiel à stratifications entrecroisées comparable à celui observé à Tagueït. L'essentiel du matériel sableux provient de dépôts éoliens, bien classés, comme l'indique la forte pente de la courbe granulométrique (fig. 75,

courbe a). La présence de feldspaths non altérés dans la fraction grossière est significative du remaniement fluvial de ce matériel éolien avec le produit d'une érosion récente du socle. Ce dépôt est là encore, comme à Tagueït, surmonté par 10 m environ de sables rouges éoliens à stratifications obliques, provenant probablement d'une reprise des précédents (fig. 74.B, niveau 3). La reprise éolienne se traduit sur la courbe granulométrique (fig. 75, courbe b) par une amélioration de la maturité texturale et une diminution de la taille des particules. Le sommet de ces sables est raviné par une formation alluviale à graviers et galets de moins d'un mètre d'épaisseur (fig. 74.B, niveau 4a). C'est cette formation qui donne à la surface du vaste glacis recoupant tout cet ensemble, une allure de reg.

**c) Coupes d'Agamgam Nord.** S'appuyant sur le versant d'une vallée abritée des vents dominants, une dune ancienne culmine à environ 20 m au-dessus du lit actuel (fig. 74.C, coupe n° 3). Elle est composée d'un sable rouge à grains ronds mats (fig. 75, courbe c). Ces dépôts éoliens présentent une stratification oblique dont la pente varie de 5° à 45°. A environ 1 m du sommet, la dune est tronquée par un dépôt peu épais (0,10 à 0,20 m) d'éléments anguleux mal classés, avec quelques éclats paléolithiques. Ce dépôt qui ressemble à une formation de pente est couvert par des sables éoliens remaniés. On observe un replat sur la pente de la dune, 5 à 6 m au-dessus du lit du kori. Le sable constituant ce replat est plus induré que le reste de la formation en raison de la présence d'argiles et d'oxydes de fer. Quatre à cinq mètres plus bas, des lambeaux d'une terrasse emboîtée sont constitués d'un sable argilo-silteux gris. La surface de la dune rouge (18°14'05"N et 9°37'40"E) est jonchée d'outils et d'éclats remaniés appartenant à diverses séquences industrielles du Paléolithique, avec une nette prédominance des traditions techniques levallois-moustériennes ; on note également la présence de bifaces.

Cinq cent mètres à l'amont, une autre coupe (fig. 74.C, coupe n° 4) présente des dépôts plus variés : à la base, sur le socle, 1 à 2 m de sables rouges éoliens dont la partie supérieure est indurée, probablement autour d'anciennes racines, par des oxydes de fer ; au-dessus, 1,50 m d'un dépôt fluvio-torrentiel à galets et graviers anguleux avec une matrice de sable rouge (fig. 75, courbe g) dont la fraction grossière comprend de nombreux feldspaths non altérés ; enfin 2 à 3 m de sables argilo-silteux beiges probablement palustres (fig. 75, courbe h). Dans le lit du kori, on reconnaît, 3 m environ au-dessus des chenaux d'écoulement, une terrasse récente constituée de galets et de blocs arrondis.

Soulignons qu'une étude exoscopique des quartz dans ces formations (en collaboration avec P. Hommeril et I. Zimmerlin) confirme l'origine éolienne de

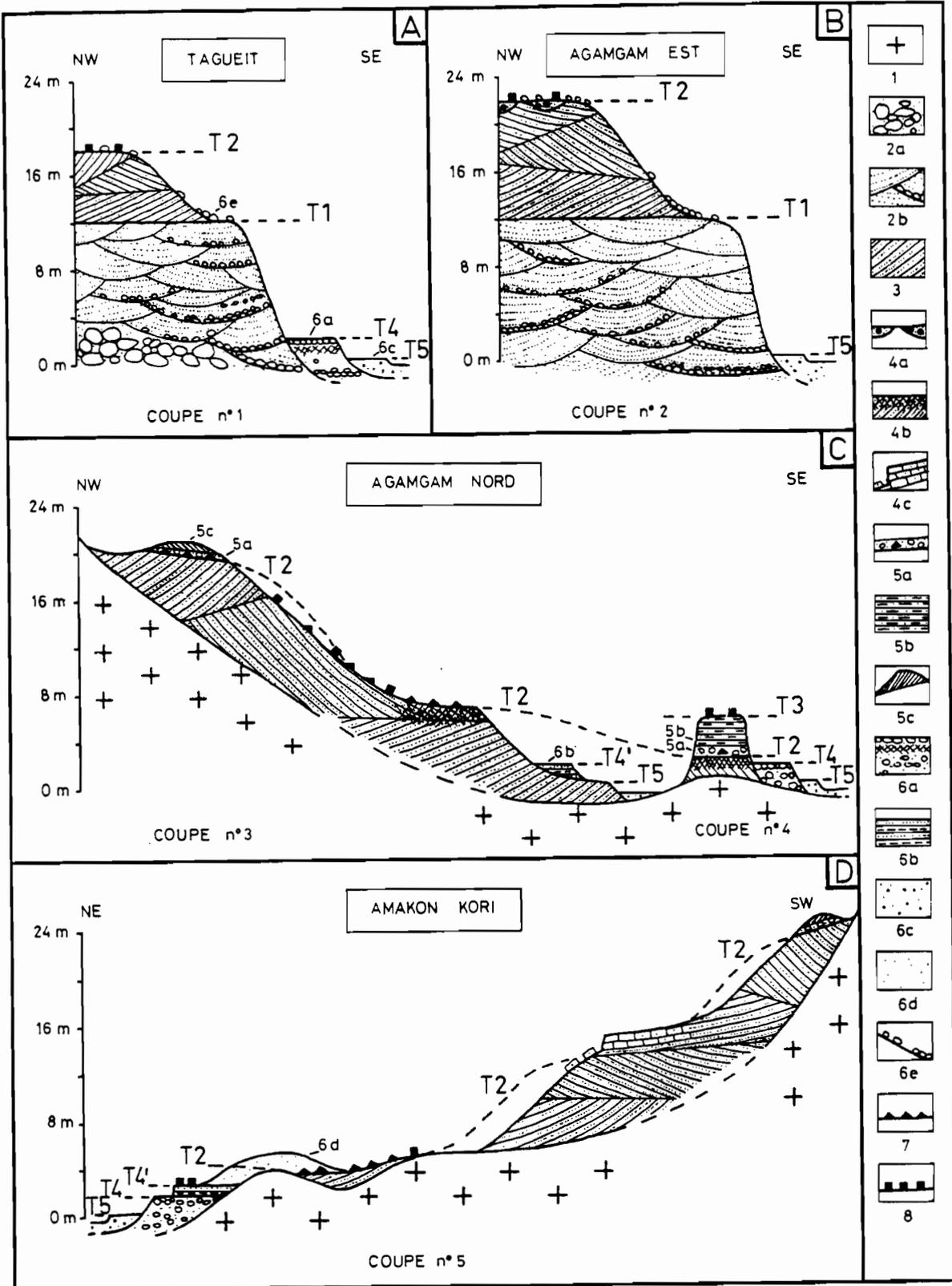


Fig. 74. Coupes de l'Aïr oriental (in Durand et al., 1983).

Les localisations sont indiquées sur la figure 73.B. Pour interpréter la succession suivante des formations, se reporter au tableau 8, de bas en haut de la colonne "Aïr oriental". 1 : socle métamorphique (Précambrien supérieur) ; 2 : formation fluvio-torrentielle inférieure ; 2a : conglomérat très grossier, 2b : dépôts de sables, graviers et galets avec stratifications entrecroisées ; 3 : formation éolienne intercalaire ("dune rouge"), sables éoliens à stratifications obliques ; 4 : formation fluvio-palustre inférieure ; 4a : dépôts de graviers et galets en chenaux, 4b : indurations ferrugineuses et traces probables de racines, 4c : grès ferrugineux ; 5 : formation fluvio-palustre supérieure, 5a : galets et graviers avec matrice sableuse à la base, 5b : sables argilo-silteux beiges, 5c : sables éoliens remaniés ; 6 : formations récentes, 6a : sables, graviers et galets, indurations ferrugineuses possibles de la gangue, 6b : sables argilo-silteux gris, 6c : sables et graviers des koris actuels, 6d : dune blanche, 6e : éboulis ; 7 : industrie paléolithique ; 8 : industrie néolithique.

l'ensemble des sables. Les grains sont généralement très arrondis et leur surface montre fréquemment des traces de chocs éoliens anciens identiques à celles décrites par Le Ribault (1977). Mais il n'y a pas de différences importantes entre les formations : les actions postérieures à l'éolisation sont présentes à divers degrés dans tous les échantillons (cassures et polissage par l'action de l'eau, dissolution pédogénétique et néoformation) ce qui montre bien l'importance des mélanges et remaniements successifs à partir d'un stock éolien commun. Notons cependant la présence, sur les grains, d'une pellicule d'argile et d'oxydes de fer particulièrement importante au niveau du replat de la dune au Nord du kori et à la base de la coupe à l'amont du kori (fig. 74.C, niveau 4b).

#### d) Coupes de la vallée d'Amakon

**\*Description des coupes.** Une première coupe située au débouché de la vallée (fig. 73, n° 5 et fig. 74.D) présente un grand intérêt du fait de l'industrie atérienne que l'on y trouve *in situ*. On y observe sur l'interfluve séparant un petit kori secondaire du kori principal, la dune de sable rouge (fig. 75, courbe d) à stratifications obliques déjà décrite à Agamgam-Nord, reposant sur le versant rocheux ; elle est recoupée là encore près du sommet par une formation de galets anguleux. L'ensemble culmine à 25 m au-dessus du fond de la vallée. Sur son flanc, vers 15 m, un replat est souligné par un banc de grès ferrugineux de 0,80 m d'épaisseur,

en voie de démantèlement. Plus bas, vers 4 à 5 m, une surface recoupe les sables de la dune remaniés. Cette surface est recouverte de galets anguleux et montre un gisement d'une industrie atérienne (Paléolithique supérieur). Vers l'aval, la surface est recouverte par une accumulation de sables éoliens blancs (fig. 74.D, niveau 6d, et fig. 75, courbe e). Enfin, en contrebas, 2 m environ au-dessus du kori, sur une terrasse à galets et blocs arrondis, on trouve un banc peu épais de sable argilo-silteux gris dont la surface est riche en outillage néolithique. A l'Est du Kori (fig. 73.B, n° 6), on retrouve cette surface recoupant des sables légèrement argilo-silteux démantelés et dont il subsiste quelques petites buttes de 1 m de hauteur au plus. Sur le niveau inférieur ainsi dégagé, de nombreux outils atériens ont été trouvés en surface.

**\*Les industries préhistoriques.** Découverts en 1971 par Roset, les gisements atériens d'Amakon-Kori (18°39'10"N et 9°44'05" E ; fig. 73.B, n° 5) et d'Amakon-Est (18°39'25" N et 9°44'45" E ; fig. 73.B, n° 6) n'avaient pu être revus depuis et restaient jusque là dans une position stratigraphique mal précisée. Ce sont tous les deux de vastes gisements de surface, particulièrement le second qui couvre plusieurs hectares, présentant des zones de forte densité où il n'est pas rare de rencontrer une cinquantaine de pièces au mètre carré, outils et déchets de taille, et de grands emplacements vides. Deux sondages dans les sables

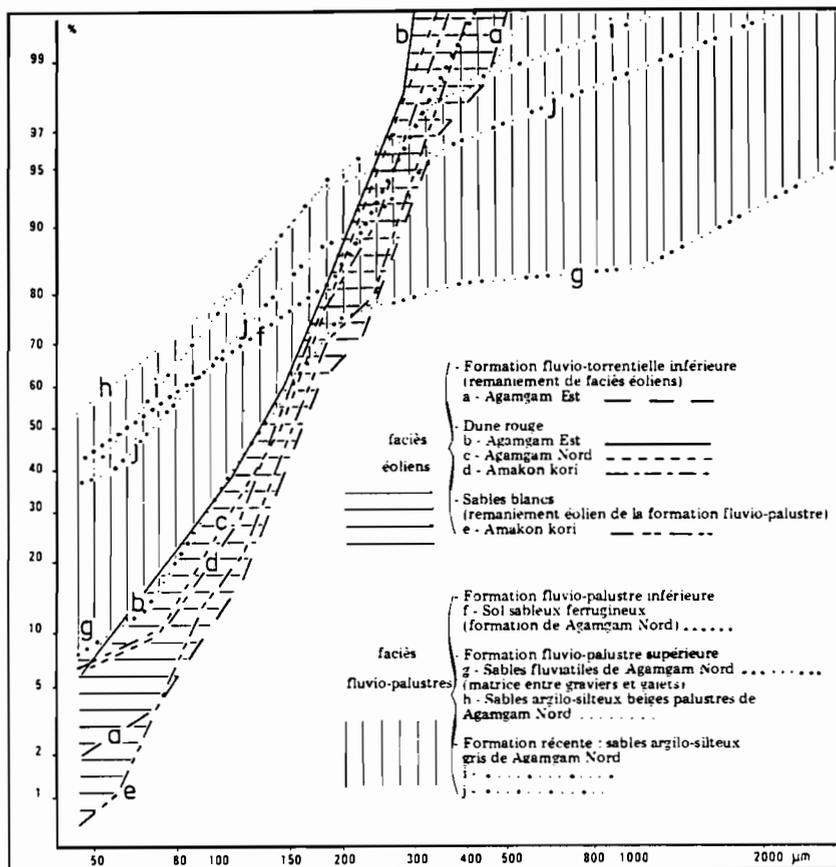


Fig. 75. Représentation des principaux faciès granulométriques avec courbes en ordonnées de probabilité (in Durand et al., 1983).

Les courbes a à e, avec une distribution étroite et une pente forte sont caractéristiques de dépôts éoliens bien classés et matures. Les courbes f à j avec une distribution très étalée et une pente faible sont caractéristiques de dépôts fluvio-palustres mal classés et immatures.

éoliens blancs qui se sont déposés sur la partie nord d'Amakon-Kori ont permis de recueillir quelques objets en position stratigraphique précise. Sur les deux sites, l'industrie, exclusivement sur rhyolite, apparaît très semblable. D'un point de vue analytique général, ce qui la caractérise est la coexistence de pièces pédonculées faisant largement appel au débitage levallois et d'un outillage de facture moustérienne très abondant. Sont associées quelques armatures foliacées bifaciales. Les caractéristiques remarquables de la roche utilisée et de la technique de débitage de pointes et d'éclats pris en long dans un nucleus préparé, se conjuguent pour donner naissance à des produits de grande dimension et de qualité, dans cet ensemble très classique. Nous avons cependant noté sur les deux gisements des patines variables et surtout des degrés d'éolisation plus ou moins prononcés sur des pièces qui techniquement ne présentent pas de différences entre elles, au moins apparemment. Les pièces les plus fraîches d'aspect sont en place sur les deux gisements : deux nucleus ont pu être, en effet, en partie reconstitués à partir d'éclats récoltés au mètre carré sur Amakon-Est, ce qui montre bien que le débitage a eu lieu là où l'on trouve les pièces. De même quelques éclats ont pu être réassemblés sur Amakon-Kori, mais il faut remarquer qu'une légère déclivité de la dune rouge et le ravinement, ont tendance à regrouper les vestiges sur ce site.

Sur toute la bordure orientale de l'Aïr, on rencontre fréquemment, éparse en surface, l'industrie néolithique de faciès ténérien et particulièrement dans le secteur tout proche d'Areschima (fig. 73.A). Mais on peut constater que cette seconde prospection de l'Est du Takolokouzet n'a, pas plus que la première, permis de reconnaître les traces d'une occupation humaine intermédiaire entre l'Atérien et ce Néolithique. Celles-ci existent cependant dans la région : une industrie caractérisée par des "pointes d'Ounan" et qualifiée d'épépalléolithique a été découverte en surface à l'Adrar Bous et près du Mont Gréboun (Clark, 1971). Elle a été à nouveau identifiée, mais cette fois en stratigraphie, à l'Adrar Bous, à Temet et à Tagalagal (fig. 73.A et Roset, 1983). Sept datations placent cette industrie entre  $9550 \pm 100$  et  $9000 \pm 120$  ans B.P. Mais une étude détaillée a montré que son attribution à l'épépalléolithique devrait être reconsidérée. Il s'agit en fait d'un néolithique ancien où la céramique est présente, associée à des "pointes d'Ounan" (Roset, 1983 à 1987).

### 2.3. Interprétation et corrélations

a) **Les formations sédimentaires.** Sur la base des critères sédimentologiques et morphologiques, nous pouvons distinguer dans l'ensemble de ces coupes

plusieurs formations sédimentaires, à partir desquelles il est possible de reconstituer la succession des épisodes morphoclimatiques.

**\*La formation fluvio-torrentielle inférieure** (fig. 74, niveaux 2a, 2b) : bien représentée dans les koris Tagueit et Agamgam, elle est constituée à sa base par une accumulation de gros blocs à cortex d'altération, en liaison avec des coulées boueuses, surmontée par un dépôt fluvio-torrentiel à stratifications entrecroisées remaniant des sables rouges d'origine éolienne ; on y observe des lits de graviers et de galets, et la sédimentation argilo-silteuse est peu importante. L'ensemble de la formation peut atteindre 10 à 12m ; le sommet est aplani (surface T1), probablement nivelé par les eaux, en liaison avec des écoulements en nappe. Le contact entre cette surface T1 et les sédiments surincombants est très net et correspond à une rupture d'équilibre dans les conditions de sédimentation, probablement en liaison avec un changement climatique important.

**\*La formation éolienne intercalaire ("dune rouge") :** on l'observe dans toutes les coupes, avec une épaisseur variant de 1 à 18 m. Elle est formée de sables rouges éoliens, devenant beiges lorsqu'ils sont remaniés, et caractérisés par une stratification oblique fine. Elle correspond à une aridification du climat entraînant la formation des dunes.

**\*La formation fluvio-palustre inférieure :** dans tous les cas, ces dunes ont été érodées lors du retour d'un climat plus humide. En témoignent, selon les conditions topographiques, les chenaux qui ravinent le sommet de la coupe d'Agamgam-Est (fig. 74.B, niveau 4a), le sol avec les indurations ferrugineuses qui fossilisent des empreintes de racines (fig. 74.C, niveau 4b), la formation de grès ferrugineux à Amakon (fig. 74.D, niveau 4c), et enfin le nivellement du sommet des dunes rouges d'Amakon et d'Agamgam-Nord (fig. 74.C et D). Il en résulte une topographie T2 qui recoupe l'ensemble des vallées de la région et les dépôts antérieurs, parfois jusqu'au socle. Elle représente un épisode très important avec un réel changement des conditions de milieu. C'est à sa surface que nous avons observé une industrie atérienne en place.

**\*La formation fluvio-palustre supérieure :** la topographie d'érosion T2 est généralement recouverte par un dépôt d'éléments grossiers anguleux et mal classés qui contient au Nord du kori Agamgam une industrie paléolithique (fig. 74.C, niveau 5a). Sur les coupes observées à proximité des versants, ce dépôt est une formation de pente peu épaisse (0,10 à 0,20 m) surmontée par des sables éoliens plus ou moins beiges à ocres, remaniés (1 à 2 m). Dans le centre des koris, le dépôt grossier peut atteindre 1,5 m et il est surmonté par 2 à 3 m de sables argilo-silteux beiges, palustres

(fig. 74.C, niveau 5b). Cette formation témoigne de la succession d'un climat contrasté à pluviosité irrégulière ayant entraîné un déséquilibre du milieu naturel et une érosion des versants, puis du retour à une pluviosité plus régulière avec des écoulements moins violents. Cette formation a été aplanie, puis entaillée, signes de nouveaux changements climatiques. Elle forme actuellement une terrasse T3 qui domine le fond des koris de 4 à 6 m.

**\*Les formations récentes :** elles sont très mal représentées dans cette région. On observe dans le fond des koris une banquette de 1,5 à 2 m de hauteur constituée d'un matériel détritique parfois très grossier qui peut être surmonté localement, comme à Amakon, d'un sable argilo-silteux gris (surface T4-T4', probablement polygénique) ; ce dépôt correspond à une dernière période humide notable, précédant l'entaille du lit actuel du kori (T5). Enfin des sables éoliens blancs reposent indifféremment sur tous les niveaux précédemment décrits. Cette région connaît actuellement un climat subdésertique, avec moins de 60 mm de précipitation par an, mais les rares averses peuvent déclencher des crues brutales dans ces vallées encaissées.

**b) Corrélations à l'échelle du bassin du lac Tchad et des massifs sahariens.** Examinons cette interprétation régionale dans le cadre des données dont nous disposons pour le bassin du lac Tchad d'une part (Pias, 1970 ; Servant, 1973 ; Servant-Vildary, 1978 ; Durand et Mathieu, 1979-1980) et pour les massifs sahariens d'autre part : Aïr (Morel, 1981), Hoggar (Rognon, 1967-1980), Tibesti (Jäkel, 1979 ; Maley, 1981).

**\*Bords sud et nord du lac Tchad (tabl. 8) :** la base du Pléistocène supérieur est constituée par les dépôts éoliens d'un erg ancien dont l'âge estimé est antérieur à 50,000 ans B.P. au moins. Jusqu'à 40,000 ans B.P. environ, alors qu'au Nord du lac Tchad les dépôts et remaniements éoliens des sables inférieurs de la série des Soulias se poursuivent, au Sud se met en place un vaste édifice fluvio-palustre constituant la formation "fluvio-deltaïque" inférieure. Le paléolac Tchad, de dimensions restreintes, est alors, au plus, semblable à l'actuel.

A partir de 40,000 ans B.P. environ, des dépôts lacustres apparaissent dans les creux interdunaires de l'erg ancien au Nord-Est du lac Tchad. Ces dépôts constituent la série du Ghazalien. Les études paléo-écologiques de Servant-Vildary (1978) et Maley (1981), et les données stratigraphiques du Sud du lac permettent de différencier un Ghazalien inférieur et un Ghazalien supérieur. Ces deux périodes présentent chacune un maximum lacustre, le premier peu important vers 38,000 ans B.P., le second remarquable vers 24,000 - 22,000 ans B.P. C'est à cette époque que le lac Tchad

connaît sa plus grande extension des cinquante derniers millénaires. Entre les deux, des oscillations climatiques plus ou moins arides s'accompagnent tantôt de phases d'érosion, tantôt de dépôts évaporitiques et éoliens.

De 20,000 à 12,000 ans B.P., le Kanémien correspond, au Nord du lac, aux dépôts et remaniements éoliens des sables intercalaires de la série des Soulias, souvent mis en parallèle avec l'erg ogolien de Mauritanie et du Sénégal. Au Sud, dans la formation "fluvio-deltaïque" intercalaire, des phases de dépôts fluviatiles et palustres alternent avec des phases d'érosion et de remaniements éoliens, et il est probable qu'une pluviosité notable a toujours existé dans cette région.

Au Nigéro-Tchadien, à partir de 12,000 ans B.P., les conditions climatiques redeviennent plus humides. Au Nord, on observe les dépôts lacustres interdunaires de la série de Labde ; au Sud, après une période de maxima lacustres entre 12,000 et 7500 ans B.P., les oscillations climatiques deviennent comparables à celles observées depuis un siècle. L'hypothèse d'un immense paléolac Tchad décrit antérieurement vers 6000 ans B.P. semble discutable (Durand, 1980) et sera réexaminée plus loin.

**\*Bordure orientale de l'Aïr (tabl. 8) :** l'ensemble des dépôts observés contient une grande quantité de sables éoliens. Ils existent dès la base de la plus ancienne formation reconnue, la formation fluvio-torrentielle inférieure (fig. 74, niveaux 2a et 2b) où ils sont remaniés. Nous supposons donc l'existence d'une période aride antérieure ayant provoqué l'édification d'un erg ancien analogue à celui du Tchad. Nous n'avons pas pu retrouver ses dépôts en place, mais plusieurs observations de Servant (1973) indiquent sa présence avec certitude immédiatement sous les dépôts de la formation fluvio-torrentielle inférieure. Cette dernière est pour nous équivalente des dépôts "fluvio-deltaïques" antéghazaliens observés au Sud du lac Tchad. Pendant la période du maximum lacustre connu au centre du bassin vers 38,000 ans B.P. se serait produit sur la bordure orientale de l'Aïr le nivellement du sommet de la formation fluvio-torrentielle inférieure (terrasse T1). Le retour des conditions arides, observées dès avant 35,000 ans B.P. au centre du bassin, se traduirait ici par le dépôt des sables éoliens de la formation éolienne intercalaire ("dune rouge"), le matériel sableux provenant de remaniements de l'erg ancien.

Le retour au centre du bassin des conditions humides après 30,000 ans B.P., aboutissant vers 24,000-22,000 ans B.P., au plus grand maximum connu du lac Tchad au cours des cinquante derniers millénaires, correspondrait ici à l'entaille T2 suivie de l'installation du sol et de l'occupation humaine.

Les dépôts de la formation fluvio-palustre supérieure de l'Aïr oriental seraient l'équivalent des dépôts de la formation "fluvio-deltaïque" intercalaire reconnue dans les "deltas" du Chari sur la bordure sud du lac Tchad. La base de cette formation qui comprend des éléments grossiers, mal classés, et, sur les basses pentes, 1 à 2 m de sables éoliens remaniés, correspondrait à l'aride du Kanémien. Notons cependant que nous n'avons pas trouvé, conservés dans ces vallées, de dépôts éoliens importants significatifs d'une forte aridité, comme dans le Kanem sur la bordure nord du lac. Il est possible que des dunes aient obstrué les vallées, puis aient été ensuite balayées par des crues ; il n'en resterait que des placages isolés. Le sommet de la formation fluvio-palustre supérieure (terrasse T3), et les formations récentes nivelées par la surface T4, appartiendraient au Nigéro-Tchadien. Une comparaison avec les massifs sahariens nous permet de proposer ci-après des corrélations plus précises.

\*Massif de l'Aïr (tabl. 8 et fig. 33) : les épisodes éoliens ne sont pas visibles et les séries sédimentaires sont souvent tronquées. En effet, les phases de creuse-

ment l'emportent sur les phases de dépôts. En revanche, l'étagement topographique, bien marqué dans le paysage, constitue un repère chronologique appréciable. Il est ainsi possible de distinguer six niveaux étagés de formes pliocènes et quaternaires, glacis et terrasses (fig. 33). Le plus élevé (T0) domine le fond des koris de 40 à 45 m. Glacis d'érosion généralement dénudé, il n'en subsiste que des lambeaux. Il est fossilisé en plusieurs endroits par des coulées basaltiques qui ont été datées de 2,62 M.a. ± 0,25. Compte tenu de sa rareté, nous pouvons nous demander si ce niveau T0 ne représente pas un épisode transitoire, en cours d'évolution vers T1? Il aurait été préservé exceptionnellement pour des raisons locales, notamment à cause du recouvrement volcanique. Vingt à vingt cinq mètres en-dessous, un autre glacis (T1) recoupe généralement les roches du socle très altérées. Il est couvert de 1 à 2 m de blocs plus ou moins arrondis ayant un épais cortex d'altération. Ces derniers ont souvent plus d'un mètre de diamètre et sont enrobés dans une matrice argileuse rubéfiée. Huit à dix mètres en-dessous, le glacis T2 ressemble au précédent bien que les blocs soient

Tableau 8. Corrélations lithologiques et stratigraphiques entre le centre du bassin du lac Tchad, les massifs de Sahara méridional et la bordure orientale de l'Aïr, d'après Durand *et al.* (1983).

TIBESTI (JAKEL, 1979; MALEY, 1980)	KADZELL (présent travail)	BORD SUD DU LAC TCHAD (DURAND & MATHIEU, 1979-1980)		BORD NORD DU LAC TCHAD (SERVANT, 1973; MALEY, 1980)			
dépôts récents	dépôts récents	dépôts	pas de	nombreuses oscillations	L II	dépôts lacustres interdunaires	Nigéro-tchadien
2000 entaille de la B.T.	1800 entaille de la B.T.	de la	variations				
4000 dépôts de la B.T.	3900 dépôts lacustres et du 3ème D.	formation	notables	lacustres	L I	de la	Kanémien
6500 entaille de la M.T.	7100 entaille de la M.T.	8200	fluvio-deltaïque supérieure				
dépôts de la M.T. membre II	dépôts lacustres.	12900	dépôts de la formation	dépôts et remaniements éoliens		des sables intercalaires de la	Séries des Soullas
9200 érosion	9400 régression et érosion	17000	fluvio-deltaïque intercalaire et	dépôts et remaniements éoliens		de la	
9600 dépôts de la M.T. membre IB	10200 dépôts lacustres.	20000	dépôts et remaniements éoliens			Série de Labdé	Ghazalien sup.
12000 érosion	12000 dépôts du 2ème D à l'aval.	22000					
dépôts de la M.T. membre IA	entaille de la H.T à l'amont	26000	dépôts lacustres et fluvio-deltaïques du Ghazalien supérieur	maximum lacustre		dépôts lacustres interdunaires de	Ghazalien inf.
17000 érosion	nivellement de la H.T. et pédogenèse de la terrasse des chenaux argilo-sableux	30000	dépôts lacustres interdunaires et fluvio-deltaïques du Ghazalien inférieur	émersion et érosion ou dépôts évaporitiques et éoliens		la	
dépôts de la H.T.	dépôts du 1er D.	35000		maximum lacustre		Série des Soullas	Anteghazalien
		40000	dépôts de la formation fluvio-deltaïque inférieure			dépôts et remaniements éoliens des sables inférieurs de la	
		50000 à 65000	dépôts et remaniements éoliens de l'erg ancien			Série des Soullas	

B.T.: basse terrasse  
M.T.: moyenne terrasse  
H.T.: haute terrasse  
D.: delta  
L.: formation de Tjeri

généralement de taille plus réduite. Le niveau suivant (T3) est d'un type très différent. Il est constitué par un vaste glacis de remblaiement qui se rattache presque toujours à l'aval à une terrasse dénommée "terrasse graveleuse rose", du fait de la présence de matériel orthosique et de traces d'oxydes de fer. Cette terrasse est composée d'une série de 4 à 5 m de dépôts variés où alternent des bancs de galets, de graviers et de sables à stratifications entrecroisées et parfois, dans les bassins intramontagnards et dans l'Est du massif, de bancs argilo-silto-sableux souvent grisâtres. La surface du niveau T3 est recouverte par les lambeaux d'un encroûtement ferrugineux très démantelé qui permet de la repérer facilement sur le terrain. Un cinquième niveau (T4) est constitué par une terrasse, sorte de banquette, de faible extension, de 2,5 m à 3 m de hauteur, qui comprend un matériel mal classé et texturalement immature, avec le plus souvent un lit de 1 m à 1,20 m de sables compris entre deux lits de graviers et de galets. Enfin, dans le fond des koris, une terrasse subactuelle (T5) de 0,5 à 1 m de hauteur est constituée de sables. Ses limites sont remises en question à chaque crue.

**\*Le Hoggar et le Tibesti :** il est possible d'établir un certain nombre de corrélations entre ces massifs et l'Aïr central. Les anciens niveaux de l'Aïr (T0-T1-T2) semblent correspondre aux glacis d'érosion qui s'emboîtent dans le vieux glacis villafranchien des montagnes de l'Atakor décrit par Rognon (1967). La terrasse graveleuse de l'Atakor ressemble, d'après sa position topographique et la nature du matériel, à la terrasse moyenne de l'Aïr central (T3) décrite précédemment.

Le problème qui se pose est celui de l'âge exact de ces diverses terrasses, en particulier celui de la terrasse moyenne qui est l'objet de discussions et pour lequel nous disposons encore de très peu de datations. Faut-il la faire remonter jusqu'à une période antérieure à 30,000 ans B.P. comme l'indique Rognon (1980c, p. 121-122)? Il nous semble, quant à nous, que l'histoire de cette terrasse est complexe et que les premiers dépôts que l'on trouve à la base des coupes de T3, dans l'Aïr, peuvent être relativement anciens. Mais il y a eu ensuite un certain nombre de décapages suivis de nouveaux dépôts, comme en témoigne la variété des coupes observées dans l'Aïr central (Morel, 1981). D'après la position topographique de la terrasse T3 et du fait qu'elle est la seule à être "fossilisée" par un encroûtement ferrugineux relativement généralisé, nous pensons que l'histoire de cette terrasse a pu se prolonger jusqu'à une période relativement récente de l'Holocène. En effet, cet encroûtement caractéristique est bien représenté à Termit (fig. 73.A, Hervieu, 1977), et son âge a été estimé par Maley (1981) entre 6500 et 4500 ans B.P.

Dans le Tibesti, les chercheurs allemands ont reconnu aussi une moyenne terrasse dont les dépôts variés ont pu être datés avec précision (Jäkel, 1979). Une synthèse récente de ces travaux (Maley, 1981) a fait ressortir une coupure de cette terrasse entre un "membre inférieur" (tabl. 8, niveaux IA et IB) daté de 16,000 à 9200 ans B.P. et un "membre supérieur" (tabl. 8, niveau II) de 9200 à 6500 ans B.P., emboîté dans le précédent. Chacun de ces membres est lui-même subdivisé en séquences. Notons en particulier une division du membre inférieur vers 12,000 ans B.P., ce qui correspond à la base du Nigéro-Tchadien de Servant (1973). Une basse terrasse, constituée de dépôts plus ou moins grossiers, s'encaisse dans la moyenne terrasse. Elle est datée de 4000 à 2000 ans B.P.

**\*Corrélations avec le bordure orientale de l'Aïr** (tabl. 8) : on peut observer, dans la plupart des koris, la terrasse T4-T4' qui correspond, par sa position, par sa hauteur et par la nature des matériaux, à la basse terrasse des massifs sahariens. Il est possible que les dépôts d'Agamgam que nous avons regroupés sous le terme de formation fluvio-palustre supérieure (sous T3) correspondent à ceux de la moyenne terrasse du Tibesti et d'une partie de la "terrasse graveleuse rose" (T3) de l'Aïr central. Dans l'Aïr oriental, nous situons la base de cette formation vers 17,000 ans B.P. Cette corrélation est confirmée par la présence à l'intérieur de l'Aïr (source d'Igouloulof), dans le matériel composant cette terrasse, d'outils atériens remaniés, le dépôt étant daté par des carbonates de  $18,600 \pm 400$  ans B.P. (Morel, 1981). Par ailleurs quelques encroûtements ferrugineux isolés existent dans l'Aïr oriental ; comparables à ceux de l'Aïr central, leur âge est supposé postérieur aux dépôts de T3.

Enfin, en raison des différences de situation et de constitution du matériel, il est plus délicat de relier les niveaux T2 et T1, correspondant à l'arasement de la dune rouge et au nivellement du sommet de la série fluvio-torrentielle inférieure, aux niveaux T2 et T1 de l'Aïr central. Dans la mesure où l'on pourra prouver que la succession est complète des deux côtés, ces corrélations seront mieux établies. Nous reviendrons sur ces problèmes.

### c) Discussion sur la position stratigraphique de l'Atérien

**\*L'hypothèse d'un Atérien récent.** Malgré ses caractéristiques paléolithiques, la tentation de rajeunir l'Atérien fut un phénomène constant chez les préhistoriens d'Afrique du Nord (*in* Camps, 1973). Ainsi, découvert fréquemment en surface, associé à du Néolithique, il fut considéré comme un Néolithique fruste ("Néolithique berbère" de Pallary, 1909 ; *in* Camps, 1973). En conséquence, était proposé un décalage général des civilisations préhistoriques en

Afrique selon un gradient Nord-Sud. De même, d'après Hugot (1967, p. 529-530) "... Il semble, en effet, que le plus vieux berceau de l'humanité a été victime de l'extrême lenteur de la progression, en retour, des hommes relevant des ethnies néandertaliennes... décalage considérable qui est justement la raison fondamentale des irrégularités constatées dans la chronologie générale, et de leur aggravation, au fur et à mesure que l'on avance vers les provinces australes. Bien entendu, tout le Paléolithique terminal des régions intéressées a été profondément affecté par cette distorsion et au **trafnard maghrébin** de E.F. Gauthier correspond bien certainement un **lambin sahélien**..." L'auteur insiste d'ailleurs en qualifiant les contemporains méridionaux des Atériens "**d'autres attardés**" (1967, p. 550).

Dans ce contexte, le "Mégatchad" supposé à 400 m (cf. *supra* et fig. 41) offrait la possibilité de consolider l'hypothèse d'un Atérien récent. Ainsi, Hugot (1965 à 1967) proposait une évolution de cette civilisation en trois épisodes, progressant toujours vers le Sud et venant se heurter à une barrière allant du Soudan à l'Atlantique et constituée par une succession de mégatchads : "... Les plans d'eau de type paléo-tchadien fermement attestés par de puissants bancs de diatomites, des vertèbres de poisson, des ossements de crocodile et d'hippopotame, des roseaux fossiles et des tests de mollusques, ont dû conditionner un paysage végétal et une faune conséquente qui, joints à la frontière naturelle de l'eau, formaient un rideau infranchissable. Le long de cette barrière s'est développé un Atérien final, "**prénéolithique**", sinon imbriqué dans les manifestations initiales de la venue des industries à céramique et pierre polie... Nous sommes là au stade ultime préneolithique, voire néolithique ancien où les microformes foliacées s'ajoutent aux grandes pointes d'Ounan... Entre l'Atérien et le Néolithique, il semble n'y avoir rien eu de véritablement caractéristique... Le Tchad atérien de H. Faure (Faure et al., 1963) est, à son étage terminal, trop récent pour que l'on n'y voit pas une donnée utilisable à notre profit. C'est sur les rives de ce lac qu'ont vécu les Atériens du faciès terminal et c'est toujours sur ces rives, aujourd'hui fossiles, que sont encore les ateliers où ils travaillèrent... il faut garder présent à l'esprit, en ce qui concerne le Sahara méridional, que la régression du Tchad est postérieure à 7000 B.P...." (Hugot, 1967, p. 541-542 et 544 ; cf. fig. 38 et 41.B).

**\*Problèmes stratigraphiques.** Bien que les géologues aient rapidement délaissé l'hypothèse d'un paléolac Tchad à 400 m (Faure, 1969 ; Schneider, 1968b ; Servant, 1973), l'hypothèse d'un Atérien très récent a persisté et, paradoxalement, a servi, en

retour, de repère stratigraphique aux géologues. C'est le cas de l'industrie atérienne reposant à Amakon (fig. 74.D) sur une dune éolienne rouge. Les "sables rouges" se voyant attribuer un âge kanémien (Maley et al., 1971) fondé sur l'identité de faciès pétrographique avec les sables intercalaires du Kanem (tabl. 8), l'industrie atérienne aurait été plus récente que 12,000 ans B.P. Il ne s'agissait là que d'une présomption qui était discutée (Maley et al., 1971), mais elle était alors acceptable compte tenu des conclusions de Hugot (1967). De même, nous avons vu qu'un âge de 9000-7000 ans B.P. a été attribué encore récemment à une industrie du Paléolithique supérieur au Tchad (Schneider, 1989).

Or, dès 1973, Camps réfutait les conclusions de Hugot (1965 à 1967) à partir d'arguments archéologiques qui ont été depuis régulièrement confirmés par les observations de terrain. Ainsi, a été d'abord individualisée une "**industrie à pointes d'Ounan**", qualifiée d'épipaléolithique et venant occuper une position intermédiaire entre l'Atérien et le Néolithique (Camps, 1969 ; Clark, 1971 et 1976). Nous avons vu que cette industrie a été ensuite datée et attribuée au Néolithique ancien (Roset, 1983 à 1987). D'autre part, une synthèse sur l'Atérien a conclu à son antériorité par rapport à l'aride kanémien (Ferring, 1975) ; cette industrie est maintenant considérée comme étant plus ancienne que 20,000-17,000 ans B.P. dans le bassin du Tchad (Tillet, 1983).

**\*L'Atérien d'Amakon.** Nous avons maintenant confirmation de la localisation *in situ* de ces industries sur le sable rouge remanié, à Amakon-Kori et Amakon-Est (fig. 73.B.5 et 6 ; fig. 74.D). D'autre part, les études au centre du bassin tchadien (Durand et Mathieu, 1979-1980) ont montré qu'après un dépôt originel antérieur à 50,000 ans B.P. au moins, ces sables ont été remaniés depuis à plusieurs reprises et ne peuvent avoir, en surface, de signification stratigraphique. Les correspondances établies avec le centre du bassin tchadien (tabl. 8) nous permettent donc de proposer un âge minimum ghazalien moyen pour la dune rouge et ghazalien supérieur pour les sols portant les industries Levallois et atériennes. Il s'agit de l'une des périodes les plus humides depuis 50,000 ans au Sud du Sahara (Maley, 1981). Le lien entre un optimum climatique et le développement d'une civilisation est ici manifeste.

## 2.4. Conclusions

Les observations géomorphologiques et sédimentologiques que nous avons faites sur le Quaternaire de la bordure orientale de l'Aïr, et leur interprétation stratigraphique et paléoclimatique, nous permettent donc de proposer plusieurs faits nouveaux.

a) **Des corrélations stratigraphiques avec le centre du bassin du lac Tchad, et les massifs du Sahara méridional.** Comme dans l'Aïr et les autres massifs du Sahara méridional, nous avons reconnu des terrasses liées à l'alternance de périodes de dépôt et d'érosion, dont certaines paraissent correspondre à des épisodes importants comme l'entaille des vallées par la topographie T2. Ainsi également, par sa position, la nature de son matériel et son âge (postérieur à l'industrie atérienne et antérieur à l'industrie ténérenne), nous assimilons la terrasse T3 à la moyenne terrasse qui constitue un important repère morphologique et stratigraphique dans les massifs sahariens. D'autre part, les dépôts plus anciens sont ici relativement abondants et variés, et nous remarquons la similitude de l'évolution sédimentologique et climatique de cette région de piémonts avec le centre du bassin tchadien. Ces corrélations lithostratigraphiques présentent toujours une marge d'incertitude compte tenu du faible nombre de datations absolues, mais la position de l'industrie atérienne désormais incontestablement paléolithique, conforte nos propositions.

b) **Une nouvelle approche de l'évolution climatique.** Parmi les observations sédimentologiques, la présence de dépôts éoliens anciens, visibles en coupe, est particulièrement intéressante. En effet de tels dépôts sont absents à l'intérieur de l'Aïr, alors qu'au centre du bassin où ils sont très abondants, ils ont été si souvent remaniés que leur présence est peu significative. Cela nous amène à nous interroger sur l'aridité extrême généralement envisagée pour le Kanémien (20,000 à 12,000 ans B.P. environ). D'après les corrélations que nous avons établies, les périodes les plus arides que nous avons reconnues dans cette région, seraient d'abord celle du dépôt de l'erg ancien (antérieur à 50,000 ans B.P. au moins) et ensuite celle du dépôt de la dune rouge qui sépare le Ghazalien en deux parties distinctes. Ces deux périodes arides ont été reconnues depuis le Sahara nord-occidental (Alimen *et al.*, 1966) jusqu'en Ethiopie (Gasse, 1975). Par contre nous n'avons pas retrouvé ici de dépôts éoliens importants pendant le Kanémien. Il n'en resterait peut-être que des placages isolés passés inaperçus? Au contraire, la présence de dépôts relativement fins et argileux, précédemment attribués à l'Holocène (Servant, 1973), pourrait s'expliquer par une plus grande extension vers le Sud du domaine climatique méditerranéen auquel sont attribués les dépôts de la moyenne terrasse des massifs sahariens (Rognon, 1976). L'existence à la même époque dans la région des deltas du Chari d'écoulements fluviaux et de dépôts semblables à ceux que l'on y observe actuellement (Durand et Mathieu, 1979-1980), nous inciterait plutôt à limiter l'étendue supposée de la zone désertique ou à

en restreindre la durée. Doit-on alors envisager l'existence, entre les massifs sahariens et le lac Tchad, d'une zone désertique moins étendue mais où l'aridité aurait été renforcée? La mise en évidence d'une telle zone hyperaride est particulièrement difficile à montrer, comme l'ont prouvé les études palynologiques de Cour et Duzer (1976) sur l'Holocène du Sahara central. Une telle recherche n'a jamais été effectuée dans cette région jusqu'à présent. Les travaux antérieurs montrent seulement la disparition des nappes d'eaux de surface (mares et lacs liés le plus souvent à la nappe phréatique) et le dépôt de sables éoliens, ce qui est également le cas aujourd'hui. Il semble que ces conditions n'indiquent qu'un seuil en-dessous duquel il est en fait pratiquement impossible d'estimer les variations et l'ampleur de l'aridité.

### 3. LA REGION DE MARADI

#### 3.1. Introduction

La région étudiée est située au centre du Niger méridional (bassin oriental du Moyen-Niger), entre la frontière du Nigeria et la vallée de Kaba, affluent aujourd'hui saisonnier du Niger (fig. 76). Elle couvre un degré carré environ, entre 13° et 14° N et 7° et 8° E. Située dans la zone sahélo-soudanienne, sa pluviométrie annuelle est comprise entre 700 mm au sud et 500 mm au nord, avec une végétation de steppe arborée et arbustive. Au Sud, le long de la frontière avec le Nigeria, affleurent des roches éruptives et métamorphiques précambriennes (Mignon, 1970), ici sans couverture d'altérites. Au Nord, en direction de Maradi, le socle disparaît sous des terrains détritiques attribués au "Continental intercalaire" s.l. (Greigert, 1963) et plus précisément au Continental hamadien (Greigert et Pougnet, 1967). Cette série demeure très imprécise, tant sur le plan des caractères que de l'âge. Depuis Kilian (1931), il est convenu de dénommer "Continental intercalaire" l'ensemble des formations séparant les derniers épisodes paléozoïques des premiers dépôts marins crétacés. Quant au "Continental hamadien", il est l'équivalent continental des formations marines du Crétacé supérieur. Ces formations détritiques sont généralement recouvertes par des alluvions attribuées au Quaternaire et/ou des placages sableux d'origine éolienne. L'ensemble de ces formations est creusé de grandes vallées orientées à l'amont N-S, puis E-W. Ces vallées désignées sous le nom local de goulbis, sont en voie de comblement par des alluvions récentes et sont occupées actuellement par des cours d'eau temporaires.

En ce qui concerne les formations superficielles, l'étude géomorphologique de Lambert (1936) a mis en

évidence trois terrasses, dont une moyenne terrasse, sableuse, peu argileuse, située à environ 6 m au-dessus du lit mineur. L'étude lithologique de Greigert (1963) a distingué : les cuirasses ferrugineuses et les ergs anciens résiduels, les alluvions anciennes caillouteuses, les alluvions récentes des goulbis, l'erg fixé ancien. Nous avons poursuivi simultanément ces deux types d'étude. Les résultats ont fait l'objet d'une publication (Durand, Icole et Bieda, 1981-1982) dont nous reprenons ici l'essentiel en le complétant pour tenir compte de travaux postérieurs dans la vallée du Moyen-Niger (Dubois *et al.*, 1984 ; Ousseini, 1986).

### 3.2. Les alluvions anciennes du Plio-Quaternaire

Le terme "ancien" s'applique à des formations appartenant au Pliocène supérieur et au Quaternaire inférieur, alors que le terme "récent" désigne des formations du Quaternaire supérieur (sommet du Pléistocène supérieur et Holocène). Nous essaierons à la fin de ce chapitre de comprendre le hiatus qui sépare ces deux ensembles, et cela afin de mieux situer l'origine des formations les plus récentes, notamment des sables éoliens.

a) **Caractères généraux.** Trois épandages fluviaux anciens sont discernables par leurs positions respectives, leurs caractères sédimentologiques et l'importance des ferruginisations. Ils se distinguent des dépôts sous-jacents du Continental hamadien par la plus grande taille de leurs éléments détritiques, surtout à l'amont des vallées où le socle affleure. Ils se distinguent également par une ferruginisation beaucoup plus forte, exprimée au niveau de la couleur d'ensemble des dépôts : rouge vif ou rouge-brique, alors que le Continental hamadien est diversement coloré, très souvent bariolé avec des taches lie-de-vin, couleur inconnue dans les dépôts quaternaires. Nous avons ainsi reconnu des alluvions disposées en placages peu épais sur les plateaux entre les goulbis de Maradi et de Kaba (fig. 76). Elles sont constituées de petits galets de quartz emballés dans une matrice rouge indurée à nodules et graviers ferrugineux. Ce sont les alluvions les plus anciennes et les seules affectées par des phénomènes généralisés d'induration par les oxydes de fer. La génération alluviale suivante est un dépôt pouvant être beaucoup plus grossier, à lits de gros galets de quartz emballés dans une matrice argilo-sableuse rouge. La ferruginisation est plus modeste que pour les alluvions de plateaux, les cuirassements étant presque inexistantes, mais la couleur rouge vif montre le maintien d'une certaine richesse en oxyhydrates de fer. Certains lits contiennent des galets, d'autres sont exclusivement sableux ; au sein de chaque lit, le tri est manifeste. La question se pose de savoir si cet aspect relève d'une

dynamique fluviale ordinaire, la compétence et le calibre des éléments déposés variant avec le déplacement de l'axe des écoulements d'eau. L'autre explication fait appel à la succession dans le temps d'écoulements très différenciés sur le plan des débits et des vitesses. Son épaisseur est d'au moins 20 m et elle borde le tracé des vallées actuelles, en formant une haute terrasse à l'amont de Maradi. Enfin, d'autres alluvions à galets sont encore plus basses dans les vallées, où elles forment une moyenne terrasse ; celle-ci est bien représentée dans le goulbi de Gabi Mayaki qui alimente la mare de Madarounfa (fig. 76). Ce dépôt y est très grossier, avec beaucoup d'éléments d'une dizaine de centimètres de long. La matrice sableuse est peu abondante ; elle est d'une couleur ocre-olive assez terne, manifestant une moindre richesse en fer.

#### b) Arguments de terrain

\***Les alluvions de la haute terrasse du goulbi de Maradi** (fig. 77, n°3). En amont de Maradi, en rive droite du goulbi, au droit de Djiratawa (fig. 76.B), les coupes hautes de 6 à 7 m montrent des bancs de 0,20 à 0,50 m d'épaisseur de graviers et galets quartzeux relativement grossiers (centile 18 cm), emballés dans une matrice sablo-argileuse peu abondante. Ces bancs sont séparés par des couches moins épaisses de sable argileux rouge vif. Le matériel n'est pas induré par le fer si ce n'est localement un ruban de quelques centimètres d'épaisseur, d'allure aliotique qui agrège les sables en formant une fine croûte très festonnée de grès ferrugineux violacé. La puissance des alluvions est de l'ordre de 20 m (entre les cotes 380 m et 360 m environ selon la carte IGN). Au droit de Madarounfa, l'alluvion de la haute terrasse semble avoir la même puissance. La coupe au-dessus du village de Maya Oukou (fig. 76.B, n°8) montre à la base des sables grossiers, bien calibrés, emballés dans une matrice argileuse peu abondante de couleur claire, comprenant dans le détail des taches et amas rouge lie-de-vin qui révèlent le Continental hamadien. Au-dessus, ravinant ces sables, des graviers et des galets sont emballés dans une matrice de couleur beaucoup plus homogène, rouge brique : ce sont les alluvions anciennes du goulbi. Ici le contact du Continental hamadien et des alluvions se situe vers 380 m d'altitude et le sommet du versant dépasse légèrement 400 m. Plus à l'amont, vers Dan Issa (fig. 76.A), les galets grossiers sont encore présents au-dessus de 400 m.

**En rive gauche du goulbi**, les alluvions de la haute terrasse sont beaucoup plus mal connues à cause d'ensablements très importants. Néanmoins, au droit de Nielwa, les cailloutis de la haute terrasse constituent des placages étroits disposés en poches au-dessus du socle précambrien : les graviers qui affleurent sont ferruginisés mais blanchis extérieurement, tout à fait à la

manière des formations du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes et tempérées : bordures du massif central marocain (Beudet, 1969), Rañas des mesetas du centre de l'Espagne (Vaudour, 1979), plateaux de Lannemezan et de Ger (Icole, 1973), anciennes terrasses du Rhône (Amal *et al.*, 1973). Le long du goulbi de Gabi Mayaki (fig. 76), la haute terrasse est connue ponctuellement, par exemple au-dessus de Bargadia, en rive droite, vers 395 m.

A l'aval de Maradi, en rive droite, la nappe alluviale se poursuit, mais des changements interviennent : la puissance de la formation décroît nettement tout comme le calibre des éléments les plus grossiers. Bientôt la taille des galets ne permet plus de distinguer l'alluvion du substratum Continental hamadien ; il ne reste, comme trait caractéristique du Quaternaire que la couleur rouge vif ou rouge-brique très homogène. Ainsi à la sortie NW de Tibiri (fig. 76.A), l'alluvion ancienne a 3 m d'épaisseur. Elle se reconnaît par sa disposition d'ensemble avec des lits plus ou moins épais de petits galets séparés par des sables grossiers. Elle recouvre un dépôt de graviers et sable à taches rouge-lie-de-vin, vraisemblablement Continental hamadien. Elle est recouverte par un dépôt dunaire de sables peu colorés,

support d'un sol peu différencié. Quelques kilomètres à l'Ouest, une gravière montre l'alluvion rouge sous un aspect plus conforme à ce qui a été observé au Sud de Maradi vers Djiratawa. Le calibre des galets est nettement plus faible (centile 10 cm), mais l'épaisseur du dépôt n'est pas connue.

\*Les alluvions de la moyenne terrasse du goulbi de Gabi Mayaki (fig. 77, n° 4). Juste à l'amont de Madarounfa, en rive droite, une banquette se dispose à une douzaine de mètres au-dessus du fond remblayé de la vallée. Cette banquette est d'origine alluviale : des coupes entre Madarounfa et Bardagia (fig. 76.B) montrent sur 5 m d'épaisseur un dépôt à galets de quartz dans une matrice sableuse peu abondante ocre-olive. Le sommet de ce remblaiement alluvial atteint l'altitude 370 m au Nord de Bargadia. Or, la base de l'alluvion de la haute terrasse à la hauteur de ce village, est au moins 10 m plus haut. En raison de cette situation et d'un faciès sédimentaire différent, il s'agit donc bien d'un autre dépôt alluvial postérieur à l'alluvion de la haute terrasse. La puissance exacte de ce cailloutis n'est pas connue avec précision ; elle dépasse certainement 5 m au-dessus du lit majeur. Dans le goulbi de Maradi, cette formation reconnue par sondages comporte également

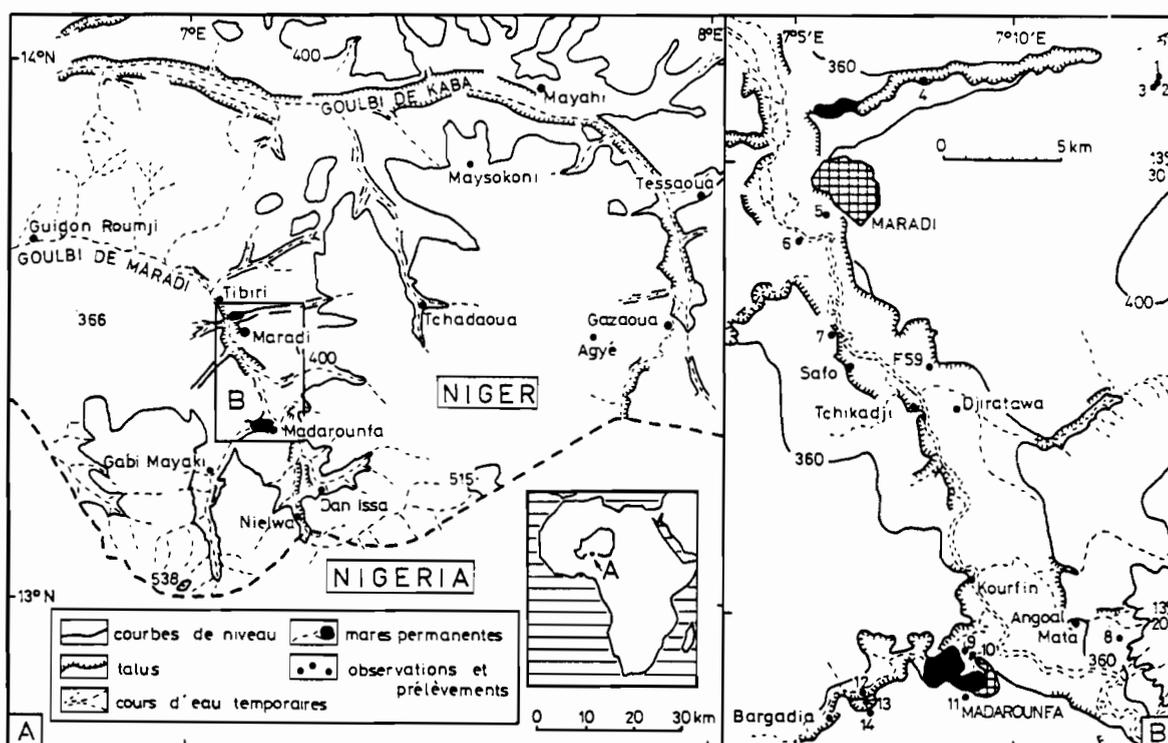


Fig. 76. Carte de localisation (*in* Durand *et al.*, 1981 - 1982). A : Situation géographique de la région étudiée. B : Localisation des prélèvements et des observations (les altitudes approximatives des sommets des coupes sont indiquées entre parenthèses) ; 1 : LTPA 4 (370 m) ; 2 : LTPA 3 (375m) ; 3 : LTPA 1 (380 m) ; 4 : LTPA 6 (340 m) ; 5 : Maradi-Nigelec (343 m) ; 6 : Maradi-goulbi (339 m) ; 7 : Elmougoulima A (350 m) ; 8 : Maya Oukou (362 m) ; 9 : Madarounfa B (359 m) ; 10 : Madarounfa A (362 m) ; 11 : Mararounfa C (360 m) ; 12 : Saoulawa A ; 13 : Saoulawa B-C ; 14 : Saoulawa E (377 m). Autres altitudes : Safo (349m) ; Forage F 59 (348 m) ; Tchikadji (346 m) ; Kourfin (359 m) ; Angoal Mata (361 m).

des argiles sableuses bariolées. Connue sous la dénomination "d'alluvions anciennes", elle peut atteindre 30 à 40 mètres en amont de Maradi et 15 à 20 m en aval (fig. 78 ; Greigert, 1963 et BRGM, 1978).

\***Les alluvions de plateaux entre les goulbis de Maradi et de Kaba (fig. 76.A).** Le plateau qui s'étend entre les vallées des goulbis de Maradi et de Kaba présente une surface doucement vallonnée. Les points hauts du paysage mettent à l'affleurement soit des sables rouges, soit des formations à galets qui se disposent, à la surface des plateaux, en placages peu épais au-dessus du Continental hamadien. Les éléments de cet épandage ne dépassent pas 10 cm de long (entre Mayahi et Tchadaoua : mode 4,7 cm, pour la fraction supérieure à 2 cm). Ils sont d'un calibre nettement plus faible que celui de la haute et de la moyenne terrasses. Ces petits galets sont emballés dans une matrice rouge très indurée par le fer, conduisant à des cuirassements nodulaires et gravillonnaires. La répartition spatiale de ces épandages n'est pas très bien connue. On ne les connaît qu'à la faveur des carrières de "latérite" pour les travaux publics. Les indications recueillies permettent cependant d'affirmer qu'ils sont fréquents sur les zones topographiquement élevées, au sommet des larges ondulations de cette région. Entre Tchadaoua et Mayahi, ils affleurent le plus souvent au sommet de lourdes échines et interfluves, culminant vers 400-410 m (exemple : la gravière au Nord-Est de Maysokoni,

fig. 76.A). Plus au Nord, quand on se rapproche de la vallée de Kaba, l'ensablement ancien devient plus important de sorte que c'est plutôt dans les creux interdunaires que l'on découvre cette alluvion ancienne, sous des dépôts sablo-silteux de 1,50 m d'épaisseur apportés par les eaux de ruissellement (Blanck et Cloots-Hirsch, 1977). Compte tenu de son altitude, cet épandage fluvial est incontestablement plus ancien que celui de la haute terrasse, tout en ne pouvant être confondu avec le Continental hamadien moins grossier et non induré par le fer.

### 3.3. Les alluvions du Quaternaire supérieur des goulbis

Pouvant reposer indifféremment sur le socle précambrien, sur les terrains attribués au Continental hamadien ou ceux du Quaternaire ancien, quatre termes lithostratigraphiques seront distingués à l'intérieur des vallées et participant à leur comblement. Du plus ancien au plus récent ce sont : la formation fluvio-torrentielle inférieure, la formation fluvio-palustre inférieure, la formation fluvio-éolienne intercalaire, la formation fluvio-palustre supérieure.

a) **La formation fluvio-torrentielle inférieure (fig. 77, n° 5).** Elle affleure dans la carrière de la LTPA (fig. 76.B, n° 4) située dans le lit du goulbi qui alimente la mare permanente de Maradi. Elle a également été

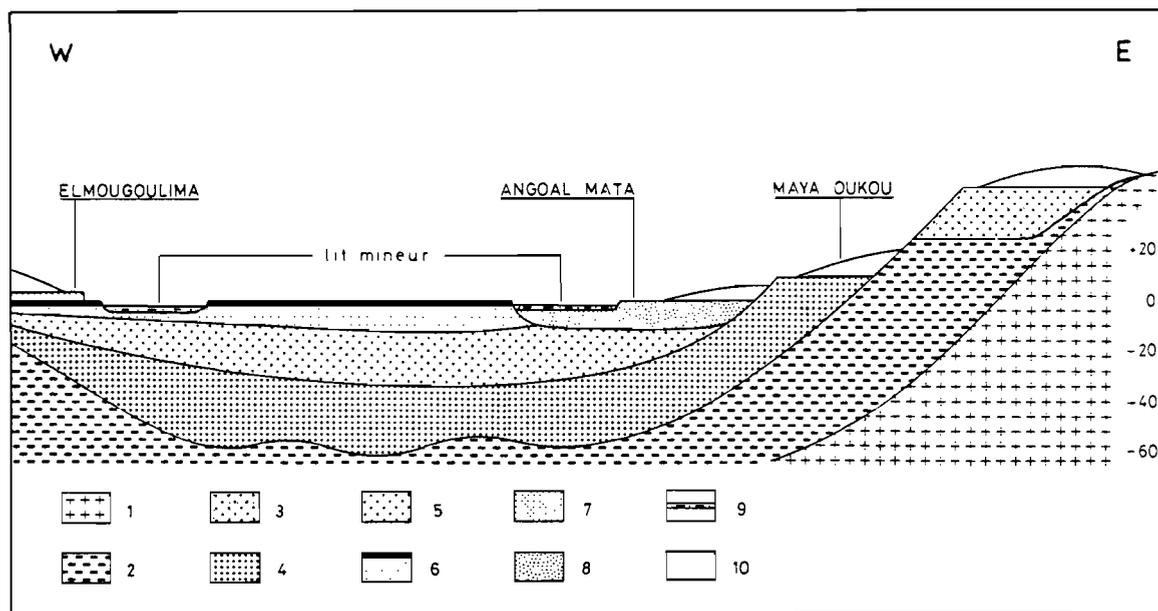


Fig. 77. Coupe géologique schématique du goulbi de Maradi (in Durand et al., 1981-1982). 1 : Socle précambrien éruptif et métamorphique ; 2 : Continental hamadien ; 3 : dépôts de la haute terrasse ancienne ; 4 : dépôts de la moyenne terrasse ancienne ; 5 : formation fluvio-torrentielle inférieure ; 6 : formation fluvio-palustre inférieure ; 7 : formation fluvio-éolienne intercalaire ; 8 : formation fluvio-palustre supérieure ; 9 : alluvions du lit mineur ; 10 : dunes. Les alluvions anciennes des plateaux et la différenciation des dépôts de sables éoliens ne sont pas représentées.

reconnue en profondeur dans le goulbi de Maradi, grâce à des sondages électriques et des cuttings réalisés par le BRGM (1978). Elle est alors décrite sous le nom "d'alluvions récentes" (fig. 78) et semble avoir une distribution spatiale peu différente de celle du lit majeur. Elle existe aussi dans le goulbi de Gabi Mayaki, mais avec une plus faible épaisseur en raison de remaniements postérieurs. L'étude du BRGM attribue à ces dépôts une épaisseur d'environ 10 mètres dans le goulbi en aval de Maradi, une vingtaine de mètres en amont dans l'axe du goulbi et une dizaine en bordure. La coupe dégagée par l'exploitation de la carrière de la LTPA montre cette formation sur dix à quinze mètres.

Les dépôts sont constitués par un mélange de sables, graviers et galets centimétriques de quartz, généralement blancs et bien délavés, et par quelques passées d'argile. Ils se différencient nettement des dépôts plus anciens (alluvions de la moyenne terrasse et de la haute terrasse) par l'absence de patine rouge ou ocre sur les éléments grossiers et par leur usure moins grande. Il est

néanmoins probable qu'une partie du matériel provient du remaniement de formations plus anciennes, alluvions plio-quaternaires et Continental hamadien, comme l'attestent des bois silicifiés dans cette alluvion récente. L'abondance des éléments détritiques grossiers et la forme plurimodale de la courbe granulométrique des sables (fig. 80) montrent l'origine fluviale de ces dépôts. De plus, la faible surface du bassin versant et la grande taille de certains éléments transportés (jusqu'à 10 cm) conduisent à envisager un régime comprenant des crues brèves et violentes, d'où la désignation de cette formation.

b) La formation fluvio-palustre inférieure (fig. 77, n° 6). Le passage avec la formation précédente n'a pu être observé avec certitude. En effet ce passage n'affleure pas dans les goulbis de Maradi et Gabi Mayaki. Pourtant la carrière de la LTPA montre le recouvrement des galets et sables blancs de la formation fluvio-torrentielle inférieure par des sables jaunes et blancs, mais ces derniers sont d'âge et de provenance incertains et ils pourraient appartenir à un épisode récent de remaniement éolien. Par contre, l'étude géophysique permet de repérer dans le goulbi de Maradi des sables et argiles discordants au-dessus de la série précédente ; leur épaisseur peut être estimée entre 4 et 6 mètres (BRGM, 1978) en rive gauche du goulbi entre Elmougoulima et Tchikadji (fig. 76.B).

Le sommet de cette formation affleure à la base de la coupe d'Elmougoulima A (fig. 79). Ce sont d'abord des sables jaunes très fins à fins (fig. 79 et 80, n°00 ; la fraction inférieure à 250  $\mu\text{m}$  représente 97% de l'échantillon). Ces sables sont surmontés par une couche de deux mètres d'argile silto-sableuse (fig. 79, n°0 à 7 ; fig. 80, n°1 et 3), grise à nombreuses taches rouilles. Elle contient à la base des concrétions carbonatées liées à la nappe phréatique, formées autour de graviers ferrugineux. Ce niveau peut être facilement confondu avec les alluvions argileuses récentes, qui occupent la même position topographique dans le goulbi, où elles sont entaillées par le lit mineur (exemple du sommet de la coupe d'Angoal Mata, fig. 79). La distinction a été établie à Elmougoulima, où le niveau argileux de la formation fluvio-palustre inférieure est surmonté par 4 à 6 mètres de sable rouge qui attestent de son ancienneté. Le dépôt se distingue par ailleurs facilement de la formation fluvio-torrentielle inférieure par la finesse de ses éléments détritiques (entre 75 et 99% d'éléments inférieurs à 250  $\mu\text{m}$ , contre 27 à 68% ; fig. 78, 79 et 81). Au sommet, la grande quantité d'argile et de silt, associée à une couleur grise due à la matière organique, évoquent un milieu palustre (marais, mare plus ou moins permanente ou plaine d'inondation) tel qu'il en existe périodiquement à présent dans cette région après la saison des pluies.

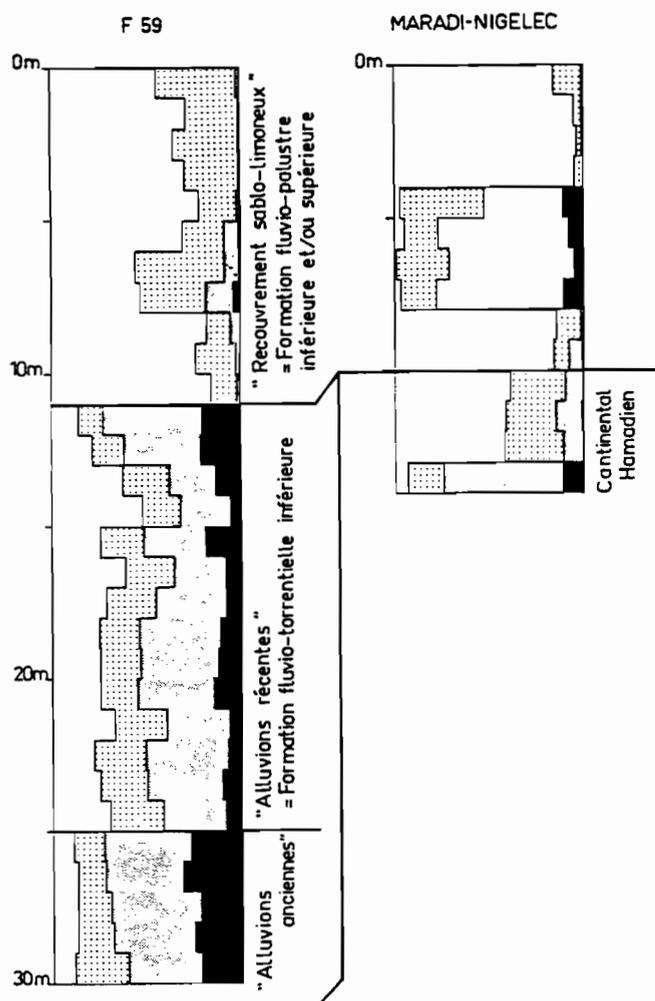


Fig. 78. Logs granulométriques suivant les coupures stratigraphiques du BRGM (1978). Localisations figure 76 et légendes figure 79.

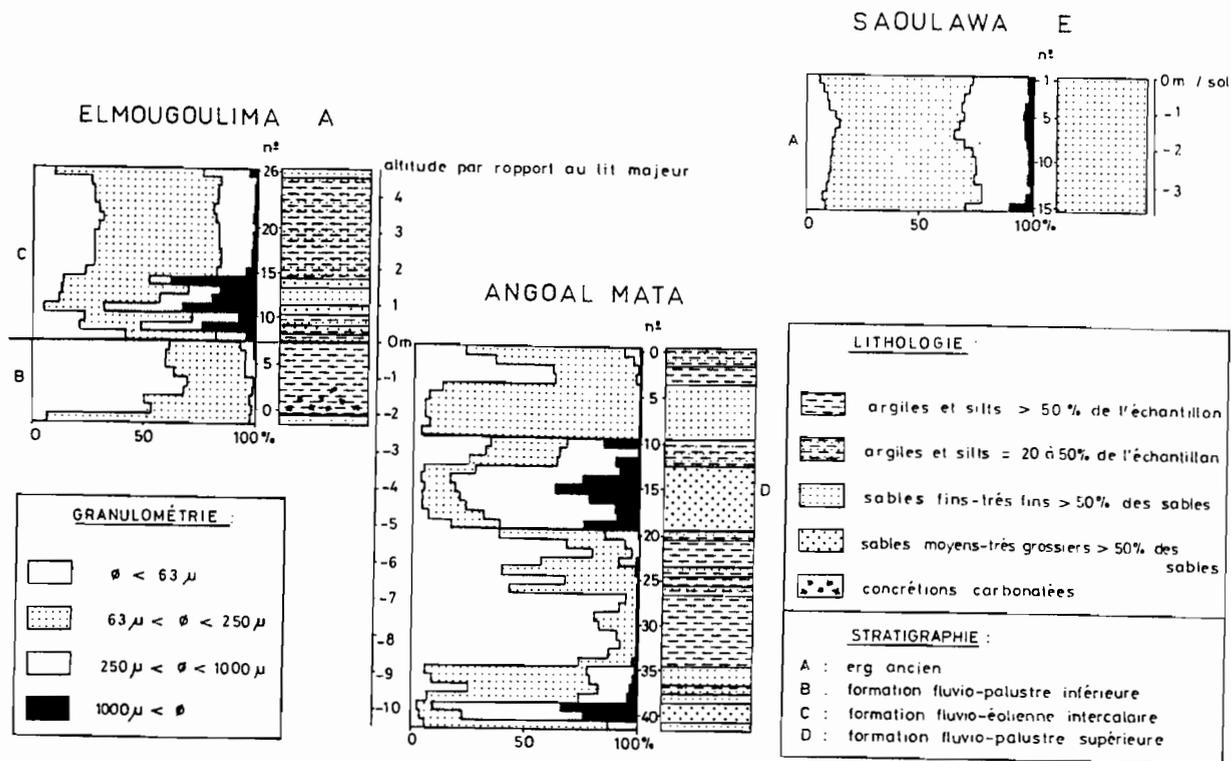


Fig. 79. Coupes géologiques types du Quaternaire supérieur de la vallée de Maradi (in Durand et al., 1981-1982). Localisations fig. 76

c) La formation fluvio-éolienne intercalaire (fig. 77, n° 7). Cette formation est représentée à Elmougoulima (fig. 79) où elle repose sur la formation précédente. La limite entre les deux n'est pas nette ; il y a, sur 0,50 m environ, passage progressif de la formation argileuse inférieure à la formation sableuse supérieure. Elle comporte 1,75 m de sable brun-rouge très mal classé (fig. 80 n°8 à 14), à graviers de feldspaths centimétriques non altérés. Viennent ensuite 3 m de sable fin argilo-silteux, dont la couleur rouge évoque un ancien sol tronqué. Le sommet de la série est arasé ; il forme un vaste plateau qui surplombe la rive gauche du goulbi et disparaît vers l'Ouest, recouvert progressivement par des édifices dunaires plus récents. Notons à la surface de ce plateau, la présence de sables très grossiers (fig. 79, n°26 : la fraction supérieure à 1000 µm constitue 2,7% de l'échantillon).

Cette série se différencie de la précédente principalement par le caractère plus grossier et plus mal classé des éléments détritiques à la base, ce qui indique un dépôt fluvial. La présence de graviers de feldspaths non altérés, révèle l'érosion vigoureuse du socle à l'amont, le transport rapide des produits de cette érosion, enfin l'absence de climat très hydrolysant depuis la mise en place. Le sommet du dépôt est constitué de sable fin dont le tri évoque une origine en grande partie éolienne, d'où la proposition de dénomination "formation fluvio-éolienne intercalaire".

d) La formation fluvio-palustre supérieure (fig. 77, n° 8). Cette formation, dont l'épaisseur peut atteindre 10 à 15 mètres, est située à l'intérieur du goulbi dans des chenaux résultant d'une érosion des dépôts antérieurs. Cette érosion peut aller jusqu'au Continental hamadien comme à Maradi-Nigelec (fig. 76.B.5), ou jusqu'à la formation fluvio-torrentielle inférieure comme dans le forage F59 (fig. 76.B et 78). Il est donc impossible de distinguer cette formation en fonction des dépôts auxquels elle fait suite. De plus, sa diversité lithologique (fig. 78 et 81) peut encore ajouter à la confusion et on comprend mieux l'appellation générale de "Recouvrement sablo-limoneux" dans les travaux antérieurs (BRGM, 1978 et fig. 78). Nous désignerons donc par le terme de "formation fluvio-palustre supérieure" des dépôts circonscrits au lit majeur et dont le sommet occupe une position de basse terrasse. Mais là encore la confusion est possible avec la formation fluvio-palustre inférieure. En effet, les toits de ces deux formations occupant la même position topographique, en l'absence du recouvrement de la formation fluvio-éolienne intercalaire, rien ne les distingue avec certitude (fig. 77 et 79).

Les seuls dépôts dont l'appartenance à cette formation soit certaine, sont ceux d'Angoal Mata (fig. 79 et 81), car ils sont datés à leur base de 3880 ± 80 ans B.P. Il s'agit d'une mesure par le radiocarbone, effectuée sur un tronc d'*Acacia cf. seyal*, espèce actuellement

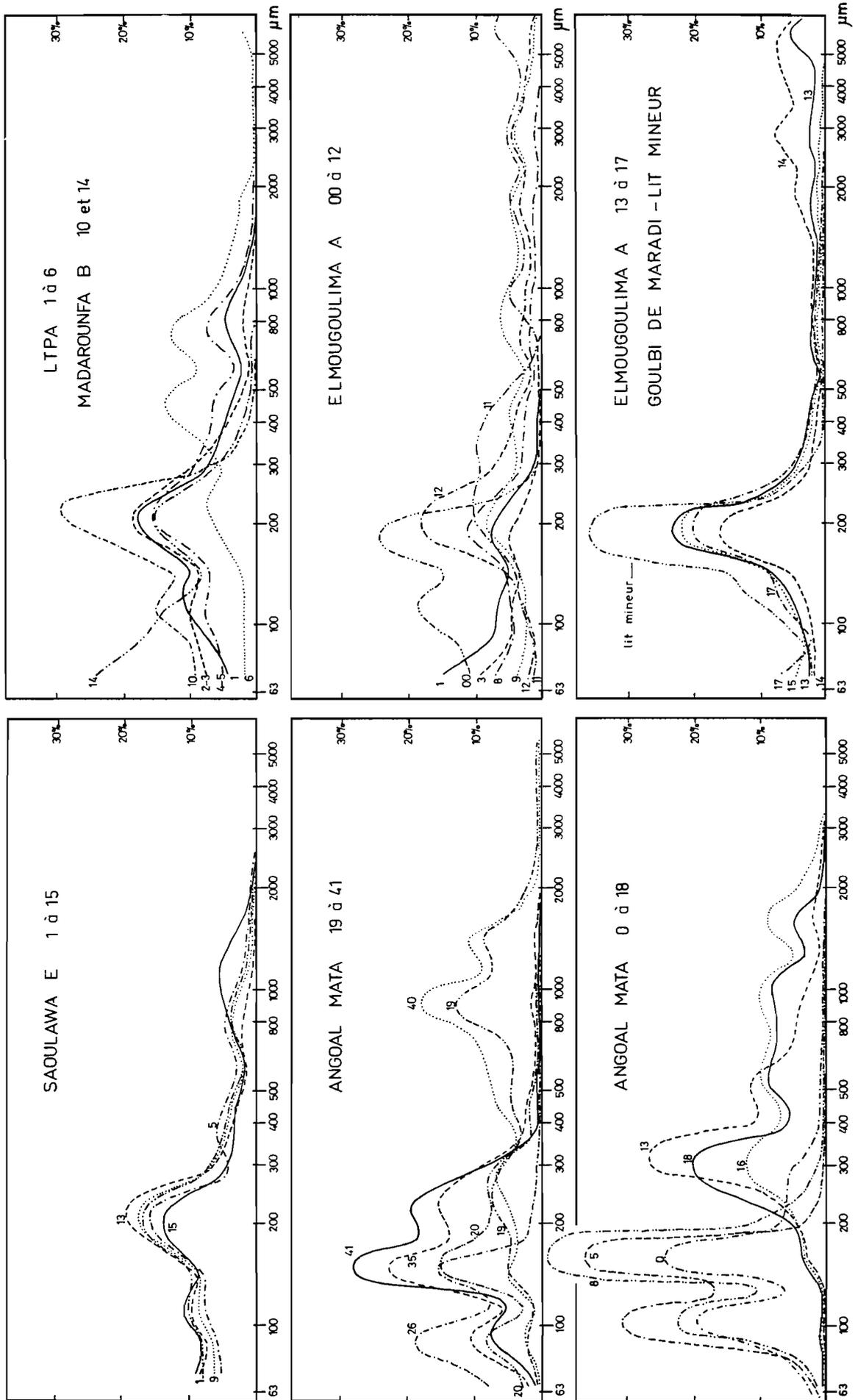


Fig. 80. Courbes granulométriques non cumulées des sables (in Durand *et al.*, 1981-1982). Localisation des coupes figure 76 ; localisation des échantillons figure 79

fréquente au Niger dans les zones saisonnièrement humides (mesure de J-Ch. Fontes et détermination de J.C. Koeniguer, que nous remercions ici). Les corrélations basées sur la lithologie ou les séquences granulométriques, sont de plus en plus incertaines dès que l'on s'éloigne de cette coupe-type (fig. 79). Ainsi, par exemple, seule la position de basse terrasse de la coupe de Madarounfa C (fig. 76.B.11 et 81) nous empêche de la mettre en corrélation avec les formations fluvio-palustre inférieure et fluvio-éolienne intercalaire d'Elmougoulima A (fig. 79) dont elle semble lithologiquement très proche. La coupe-type d'Angoal Mata montre une succession d'épisodes d'abord relativement grossiers, mal classés et ocres, puis ensuite plus fins, argileux, gris. Ils sont interprétés comme la conséquence des variations de l'écoulement dans le goulni, pouvant accompagner la succession de dépôts fluviaux et palustres, d'où la dénomination "formation fluvio-palustre supérieure".

### 3.4. Les couvertures de sables éoliens

La position stratigraphique des couvertures sableuses azoïques est relativement difficile à établir en raison des remaniements successifs qu'elles ont subis.

Les travaux les concernant sont néanmoins abondants étant donné leur importance tant en volume qu'en surface.

a) **Les couvertures de sable observées au Sahel central.** Depuis Faure (1962), après les travaux des pédologues Boulet (1974) et Gavaud (1977) au Niger et au Burkina-Faso, ceux de Pias (1970) au Tchad et ceux de Sombroek et Zonneveld (1971) au Nigeria, il est couramment admis que les couvertures de sable éolien relèvent de deux générations d'ergs au moins, en plus des formations de dunes vives qui aujourd'hui n'intéressent que la partie septentrionale du territoire nigérien, au Nord de l'isohyète 150 mm.

\***L'erg ancien E1** : on réunit sous ce vocable un ensemble de formes aplanies et très émoussées d'éléments dunaires subcirculaires associés en larges massifs. Les sols montrent la présence, au-dessus du sable, d'un horizon rubéfié et nettement enrichi en argile. Ces formations superficielles rouges sont considérées comme les vestiges d'horizon Bt d'anciens sols rouges à horizons bien différenciés, aujourd'hui tronqués. Sa limite méridionale atteint au Nigeria, dans le bassin de Sokoto (fig. 2), 11°50'N environ (Sombroek et Zonneveld, 1971), ce qui correspond à l'isohyète 900-1000 mm environ. L'âge de cet erg ancien n'est pas

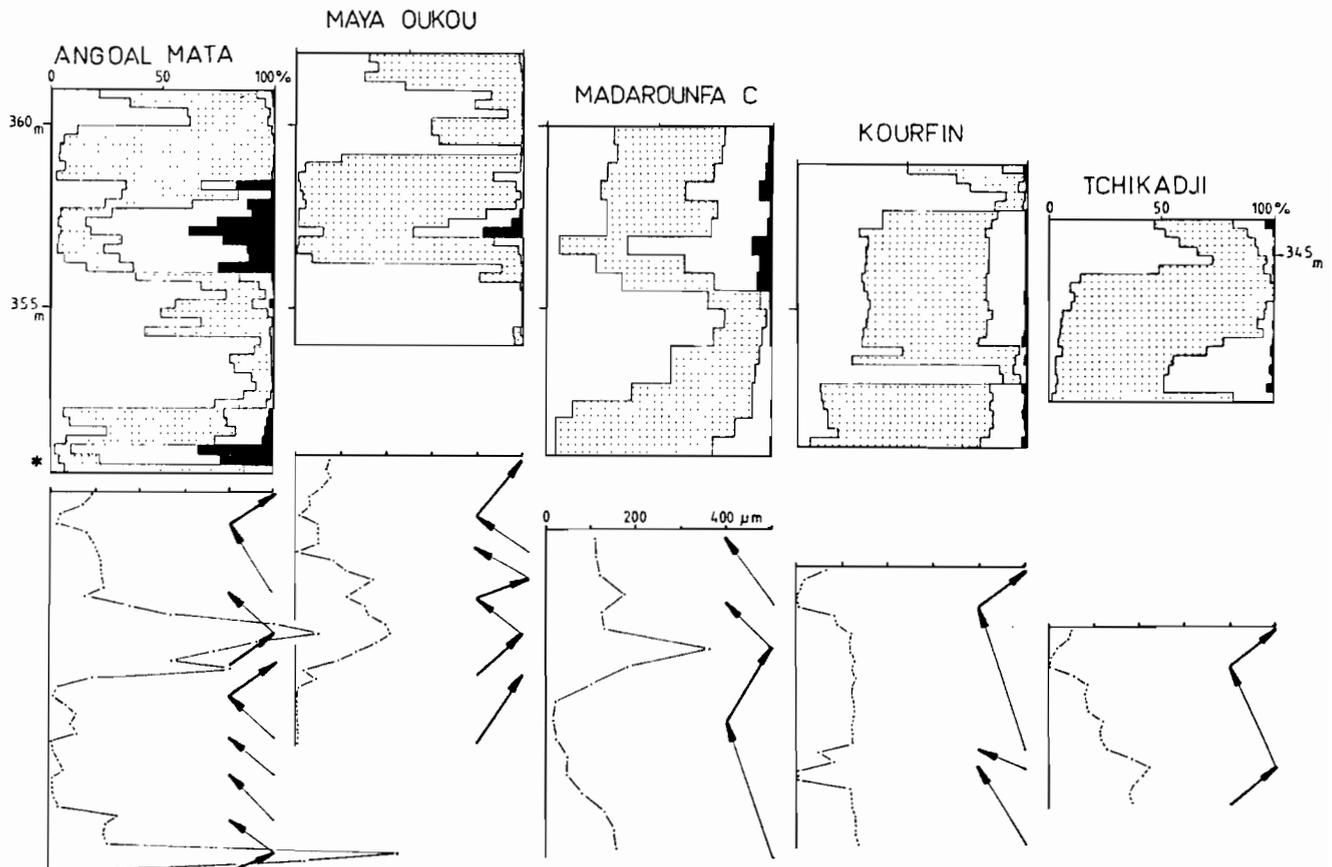


Fig. 81. Séquences granulométriques du Quaternaire supérieur de la vallée de Maradi. Localisations figure 76 ; légendes granulométriques figure 79 ; séquences granocroissantes : flèches épaisses vers la droite ; séquences granodécroissantes : flèches minces vers la gauche ; \* : 3880 ± 80 ans <sup>14</sup>C B.P.

connu avec précision : on sait seulement que sa mise en place au Tchad est antérieure à 40,000 ans B.P., limite des datations par le radiocarbone et probablement antérieure à 50,000 ans B.P. (Durand et Mathieu, 1979-1980). Au Nigeria, dans le bassin de Sokoto, connu sous le nom d'erg Sangiwa, il est antérieur à une haute terrasse sableuse d'âge estimé compris entre 40,000 et 30,000 ans B.P. par comparaison avec les chronologies de Michel (1970) au Sénégal et Pias (1970) au Tchad, mais il constitue en fait la plus ancienne formation superficielle de ce bassin (Sombroek et Zonneveld, 1971). On ne peut donc exclure que le vocable "erg ancien" rassemble les vestiges de plusieurs ergs aujourd'hui très dégradés par les phases humides ultérieures.

**\*L'erg récent E2** : le modelé dunaire de cet erg est nettement mieux conservé. Il constitue généralement des massifs longitudinaux rassemblant des cordons à peu près parallèles de dunes pouvant atteindre 24 m de haut. L'erg récent remanie souvent les sables de l'erg ancien. Les sols sont rubéfiés, mais sans qu'apparaisse un horizon B argilifié. Les profils pédologiques sont donc de type A, (B), C. Sur la base d'arguments sédimentologiques et pédologiques, cet erg récent E2 du Niger est mis en corrélation avec la phase aride aujourd'hui bien datée entre 12 et 20,000 ans B.P., en Mauritanie et au Tchad où elle est désignée respectivement par les termes Ogolien (Elouard, 1959) et Kanémien (Servant, 1973). Dans le bassin de Sokoto, il est connu sous les noms d'erg Sokoto dans la partie aval, à l'Ouest du bassin, et d'erg Zurmi en amont, vers l'Est (Sombroek et Zonneveld, 1971).

**\*Des dunes fixées encore plus récentes** sont signalées au Niger plus sporadiquement. Elles supportent des sols peu évolués de profils A/C. Boulet *et al.* (1971) signalent entre autres des dunes disposées en gros bourrelets plaqués sur le versant méridional du goulbi de Kaba au Nord de Maradi, dans la partie du cours orientée EW. Elles sont présentes au Nigeria, le long de la frontière, sous le nom d'erg Illela (Sombroek et Zonneveld, 1971). Leur âge n'est pas connu ; il est certainement nettement plus jeune que l'Ogolien-Kanémien et pourrait révéler une aridification récente compte tenu de la faiblesse de la différenciation pédologique.

#### b) Les couvertures sableuses de la région de Maradi

**\*Etude de surface des formations sableuses.** D'après Feau (1976), Blanck et Cloots-Hirsch (1977), Mainguet et Chemin (1977), deux formations sableuses peuvent être distinguées sur le plateau qui s'étend entre Tchadaoua au Sud et Mayahi au Nord (fig. 76.A) :

- Un erg rouge "ancien", dans lequel se reconnais-

sent des alignements dunaires orientés E-W ou ENE-WSW, séparés par des dépressions plus ou moins bien marquées. Les sols sont rubéfiés ; ils montrent un appauvrissement notable en argile au niveau des horizons superficiels, des horizons B ferruginisés plus compacts et plus argileux. Sur le plateau de Maradi, en rive droite en amont de la ville, la couverture sableuse est beaucoup plus étale. Les sols étudiés sont généralement divers autant sur le plan de l'expression de la couleur rouge au niveau des horizons supérieurs que de l'intensité de l'argilification au niveau des horizons B. En outre, le mauvais drainage entraîne localement l'hydromorphie, déclenchant alors les phénomènes connexes : disjonction de l'argile et du fer ; exceptionnellement concentration du fer et formation de granules.

- Un erg "orangé" au relief très bosselé, sans orientation prédominante ni caractères particuliers suffisamment fréquents pour être notés, et qui semble résulter du remaniement de l'erg rouge.

- En définitive, la région de Maradi semble concernée essentiellement par des sables relevant de l'erg ancien (Gavaud, 1977, p. 68). Vers le Sud, son modelé s'estompe peu à peu et disparaît tout à fait à la manière de l'erg Sangiwa du bassin de Sokoto décrit par Sombroek et Zonneveld (1971). A l'intérieur de cet erg ancien, d'autres formes éoliennes mises en place plus récemment (erg orangé), procèdent du remaniement de l'ancienne couverture qui se poursuit encore actuellement.

**\*L'étude du matériel sableux des coupes géologiques** confirme l'importance d'une éolisation ancienne. L'ensemble des coupes analysées dans les alluvions récentes et les couvertures sableuses montre l'existence de deux catégories de sables. D'une part des éléments parfois très grossiers, non usés, qui proviennent directement du socle après un transport très court et sans avoir subi d'altération. Ils sont très mal classés et ne constituent qu'une part minime des dépôts, au plus 20%. D'autre part des éléments plus abondants, plus fins et plus évolués, qui se distribuent toujours selon les mêmes modes (vers 50-63  $\mu\text{m}$ , 80-120  $\mu\text{m}$ , 180-220  $\mu\text{m}$ , 300-500  $\mu\text{m}$  et 800-1000  $\mu\text{m}$ ). Nous les retrouvons dans tous les dépôts (fig. 80). La forme des courbes granulométriques est plurimodale, mais les modes reflètent souvent une maturation de type éolien. Il existerait donc plusieurs stocks de sables éoliens, au moins antérieurs à la formation fluvio-torrentielle inférieure et remaniés à plusieurs reprises depuis leur formation par le ruissellement et les cours d'eau. L'importance des différents modes entre eux est probablement fonction de l'importance des affleurements de chacun des stocks sur le trajet des eaux superficielles.

**3.5. Essai de corrélations lithostratigraphiques, morphostratigraphiques et climatostratigraphiques des formations plio-quaternaires anciennes**

**a) La haute surface "fini-tertiaire"**

\*Dans la moitié occidentale du bassin du Moyen-Niger. Nous avons vu (fig. 34) que les dépôts du Continental terminal sont recoupés à leur sommet par une surface d'aplanissement généralement cuirassée. A l'Ouest, cette surface s'appuie sur la lithomarge du socle du Gourma (au Sud) et du Liptako (au Nord). A l'Est, elle se relève fortement (fig. 83) sous l'influence d'un bombement ayant eu lieu à une période imprécise entre la fin du Tertiaire et le début du Quaternaire (Faure, 1962 ; Dubois et Lang, 1981). Dans la vallée du Niger, le sommet du Continental terminal est recouvert par une cuirasse grés-ferrugineuse (Dubois, 1979) de "type pseudo-nodulaire" (Nahon, 1976), généralement inférieure à 0,5 m d'épaisseur, les dépôts sous-jacents pouvant être ferruginisés sur plusieurs mètres (Dubois *et al.*, 1984 ; fig. 82.A.5). Cette cuirasse disparaît à l'Est de 5°E (Dubois, 1979). A cette longitude, dans la région de Bimi n'Konni (fig. 83.A), on observe alors une haute surface armée par des grès ferrugineux pouvant

atteindre 8 m d'épaisseur (Dubois et Lang, 1981 ; fig. 82.B.1). Ces grès ont d'abord été attribués au Quaternaire (Greigert, 1963a). En fait, ils sont semblables à ceux observés ailleurs dans le Continental terminal, notamment en-dessous (fig. 82.B), et seule la ferruginisation serait plus récente (Dubois *et al.*, 1978). Plus à l'Est, jusque vers 5°45'E environ (Madaoua, fig. 83.A), la haute surface est toujours sous-tendue par des formations ferrugineuses (grès et oolites), mais elle concerne des dépôts du Maestrichtien et du Paléocène-Eocène, fortement relevés.

\*Dans la moitié orientale du bassin du Moyen-Niger. Dans cette région à laquelle appartient la vallée de Maradi (fig. 83.C), la plus haute surface semble avoir des origines très diverses. Ainsi, avant le dépôt du Continental hamadien, le socle qui a été érodé, présente une surface faiblement ondulée mais localement dominée par des inselbergs pouvant atteindre 100 m de hauteur (Greigert, 1963a et fig. 83.A et B). Entre Maradi et Tessaoua, de grandes gouttières d'érosion orientées approximativement N-S, ont été creusées dans les dépôts détritiques relativement fin du Continental hamadien (grès de type Farak), puis remplies d'alluvions pouvant être très grossières et attribuées

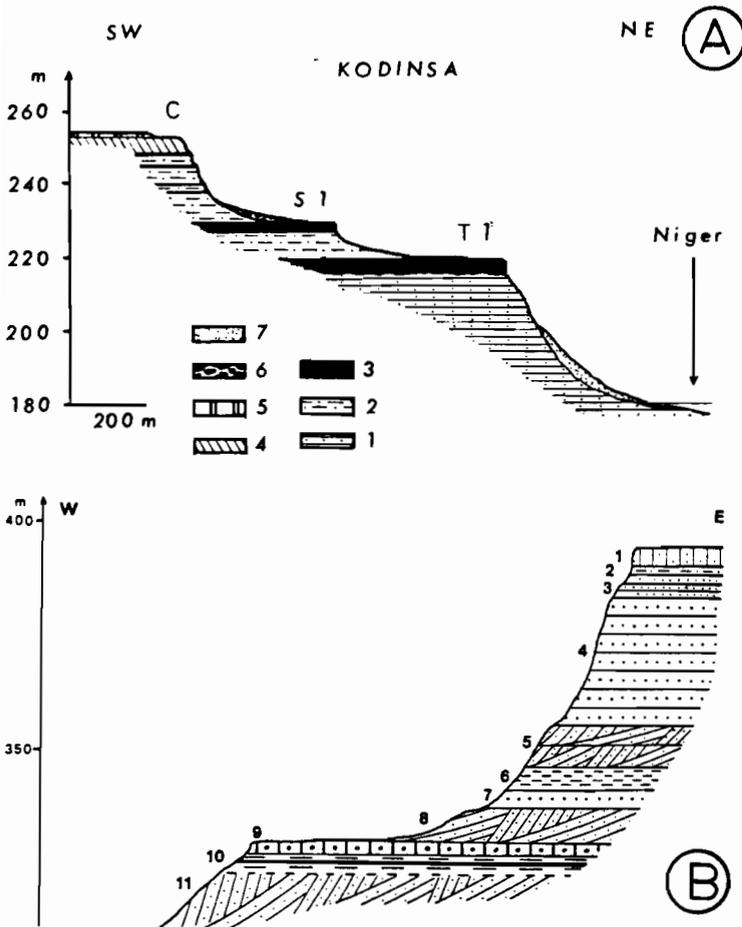


Fig. 82. Terrasses anciennes dans le bassin du Moyen-Niger.

A : Coupe géologique schématique en rive gauche du Niger aux environs de Niamey (*in* Dubois *et al.*, 1984). 1 : grès voltaïens ; 2 : grès argileux Ct ; 3 : formation à ooides ferrugineux dans le Ct ; 4 : grès argileux Ct ferruginisés par plages ; 5 : cuirasse pseudonodulaire ; 6 : colluvions ; 7 : sables ocres ; C : surface fini-Ct cuirassée ; S1 : niveau lithologique et structural ; T1 : terrasse alluviale ancienne.

B : Coupe schématique de la butte-témoin de Tyérassa-Gouné (100 km environ au N de Sokoto, fig 2) (*in* Dubois et Lang, 1981). 1 : dalle de grès ferrugineux ; 2-4 : grès à matrice argileuse ; 5 : grès à matrice argilo-ferrugineuse ; 6 : argilites sableuses ; 7 : grès à matrice argileuse ; 8 : grès rouges identiques à 5 ; 9 : formation oolitique ferrugineuse ; 10 : formation argilo-sableuse ; 11 : faciès grès rouges identique à 5.

également au Continental hamadien (Greigert, 1963a et fig. 83.A et C). Sur l'une des crêtes séparant ces gouttières, près d'Aguié (fig. 83.C), nous avons observé un lambeau métrique d'une ancienne formation bauxitique silicifiée mise à jour par un chantier routier (Durand et Icole, 1978). Or, à la frontière Niger-Nigeria près du fleuve Niger, un niveau bauxitique termine l'"Ilo formation". Selon les auteurs, cette formation est attribuée à la "Gundumi formation" (Continental intercalaire : Crétacé inférieur) ou au "Rima Group" (Continental hamadien : Maestrichtien à Campanien) (Greigert, 1963a ; Sombroek et Zonneveld, 1971 ; Kogbe, 1981 ; Alidou et Lang, 1983 ; Bellion, 1989). Au cas où le niveau bauxitique constituerait un repère stratigraphique dans le Mésozoïque, il ne peut correspondre ici qu'à la fin du Crétacé inférieur car il est recouvert par des dépôts continentaux antérieurs au Sénonien. Ceci impliquerait l'attribution au Continental intercalaire d'une grande partie des dépôts du Continental hamadien de Greigert (1966)? Une autre hypothèse est possible.

En effet, entre Tessaoua et Zinder existent des buttes dont certaines sont attribuées par Greigert (1963a) au Continental hamadien et d'autres au Continental terminal (fig. 83.A et B). Ceci implique l'existence d'une importante phase d'érosion entre Continental hamadien et Continental terminal, comme au Nigeria (Bellion, 1989). Or, on note l'existence en Afrique de l'Ouest d'une dernière cuirasse bauxitique attribuée à l'Eocène. Au Mali, cette cuirasse et la surface d'aplanissement qui lui correspond, sont recouvertes par les dépôts du Continental terminal (Michel, 1978). Au Niger oriental, des bauxites plus ou moins siliceuses sont également recouvertes par des dépôts attribués au Continental terminal (Faure, 1962). La formation bauxitique d'Aguié pourrait donc aussi être un témoin d'une surface éocène?

Dans la région de Maradi il n'est donc pas certain qu'on puisse rapporter toutes les surfaces sommitales à une même haute surface d'aplanissement généralisé fini-tertiaire. De plus, cette région est presque entièrement recouverte de sables éoliens plus récents qui ennoient la topographie et gênent considérablement la reconnaissance d'une éventuelle surface de ce type.

Par ailleurs, nous avons déjà vu que les phénomènes de cuirassement sont en premier lieu lithodépendants (Dubois *et al.*, 1978 et 1984). La moins grande richesse du substratum en fer est sans doute un obstacle majeur à la réalisation de cuirasses dans la région. Ainsi, les entablements des buttes situées entre Tessaoua et Zinder sont liées beaucoup plus à des silicifications qu'à des ferruginisations (Durand et Icole, 1978). Le

Continental hamadien n'est généralement pas ferruginisé en surface, sauf, parfois, là où il est recouvert par les alluvions anciennes des plateaux, par exemple dans la région d'Aguié (Durand et Icole, 1978 ; fig. 76.A). Il est évident que l'absence dans la région de dépôts du Continental terminal, riches en fer, est un inconvénient majeur pour l'observation d'une haute surface "fini-Ct"...

**b) Place des alluvions anciennes des plateaux de Maradi.** Nous avons vu que ces alluvions occupent une position sommitale dans le paysage et correspondent à la formation la plus ferruginisée de la région. Il est donc tentant de les mettre en équivalence avec la haute surface fréquemment dénommée "fini-tertiaire" ou "fini-Ct" (fin du Continental terminal). Néanmoins, deux objections fondamentales peuvent être faites : ces dépôts ne se raccordent pas dans la topographie avec la haute surface à l'Ouest du bassin, ni semble-t-il, avec les buttes à l'Est de Tessaoua (IGN, 1962a et b ; fig. 83.A). D'autre part, ces alluvions représentent une phase de dépôt alors que la haute surface "fini-Ct" constitue un niveau d'érosion. Aussi, à titre d'hypothèse, nous supposons qu'en plus des particularités paléotopographiques et lithologiques indiquées plus haut, est intervenue une influence tectonique.

En plus des structures cassantes ordinaires, on connaît aussi dans le bassin des déformations souples (Bellion, 1989). On peut envisager dans la région l'existence de migrations de bombements du socle à grand rayon de courbure (Faure, 1962 et 1971), mais aussi de légères modifications topographiques régionales suivies de réajustement des profils d'équilibre, qui jouent un rôle primordial dans la répartition des formations superficielles (Faure, 1978 ; Campy et Macaire, 1989).

Ainsi, les dépôts de la "série sidérolithique de l'Ader Doutchi" qui affleurent entre 5° et 6°E environ (Ct1 de Greigert, 1963a et fig. 83.A) sont maintenant considérés comme la fin du cycle sédimentaire paléocène-éocène et antérieurs au Continental terminal sensu stricto qui les recouvre en discordance (Sombroek et Zonneveld, 1971 ; Dubois, 1979 ; Boudouresque *et al.*, 1982 ; Lang *et al.*, 1990). Cette discordance est liée à un événement géodynamique majeur intra-éocène (Radier, 1959 ; Bellion, 1989), auquel a été attribué récemment le soulèvement de la bordure orientale de la moitié occidentale du bassin (Lang *et al.*, 1990 et fig. 83.A). La région de Maradi aurait donc constitué une zone relativement haute avant le Continental terminal *sensu stricto*.

Par ailleurs, dans la partie occidentale du bassin, au cours du Continental terminal sensu stricto, Greigert (1963a) envisage le déplacement d'une grande zone lacustre de l'Est vers le SW, et son remplacement par

des milieux palustro-lacustres et fluviatiles enchevêtrés avec des zones émergées couvertes de forêts. Ceci impliquerait qu'à l'Est, non seulement la zone haute aurait persisté, mais elle aurait été affectée tout au long du Continental terminal de mouvements positifs de faible amplitude, peut-être en liaison avec des mouvements épirogéniques (Faure, 1962 et 1971)? Or, nous avons vu qu'il n'existe pas de dépôts du Continental terminal sensu stricto entre 5°30' et 8°E environ (fig. 83.A). Plutôt que d'envisager l'existence de ces dépôts sur tout le Niger méridional, puis leur totale érosion dans la région de Maradi (Faure, 1962 ; Greigert, 1963a), nous pouvons aussi bien envisager **une lacune de dépôt**. Cette zone serait restée relativement haute, affectée de mouvements positifs de faible ampleur, favorisant l'érosion plutôt que la sédimentation. Ainsi, les dépôts marins méso-cénozoïques sous-jacents situés entre 5° et 6°30'E environ (fig. 83.A) auraient été relativement protégés par les dépôts ferruginisés du Ct1. Par contre, les dépôts tendres du Continental hamadien affleurant plus à l'Est, auraient été beaucoup plus érodés.

Une partie du bombement affectant la bordure orientale des dépôts du Continental terminal, et donc une partie de la différence d'altitude actuelle entre le sommet des dépôts du Continental terminal à l'Ouest et ceux du Continental hamadien à l'Est, se serait produite avant et pendant le Continental terminal *sensu stricto*. Dans cette hypothèse le sommet du Continental terminal résulterait alors de réajustements topographiques, positifs à l'Ouest où la "surface fini-Ct" correspond à de l'érosion, négatifs à l'Est où les alluvions anciennes des plateaux traduisent une reprise des dépôts sur le Continental hamadien.

**c) La limite Continental terminal/Plio-Quaternaire.** La dénomination traditionnelle "haute surface fini-Ct" (Michel, 1973) recouvrirait donc en fait trois éléments différents : **une haute surface géomorphologique, le sommet des dépôts encore en place du Continental terminal sensu stricto et la fin de la période du Continental terminal.** Ces trois éléments ne seraient confondus qu'exceptionnellement comme près de Niamey où la cuirasse pseudo-nodulaire représente un enrichissement sur place, en fer, d'un matériau constituant les derniers dépôts du Continental terminal. Sur la bordure orientale, vers Birni n'Konni (fig. 83.A) une érosion du sommet du Continental terminal n'est pas exclue (Dubois *et al.*, 1978). Plus à l'Est la haute surface qui recoupe les dépôts allant du Maestrichtien du Ct1 (fig. 83.A) ne serait pas isochrone. Elle correspondrait à une érosion progressive d'Est en Ouest ayant débuté avant le Continental terminal. Enfin, plus à l'Est encore, dans la région de Maradi, la "surface fini-Ct" qui clôturerait les dépôts érodés du Continental

hamadien, se trouverait sous les alluvions anciennes des plateaux et ne serait donc pas la plus haute surface. Notons qu'au NW, au Mali, en amont de Gao dans le bassin septentrional du Moyen-Niger (fig. 2), la haute surface traditionnellement mise en corrélation avec la "haute surface fini-Ct" des environs de Niamey (Dubois et Lang, 1981), correspond au sommet d'une cuirasse conglomératique recouvrant les dépôts du Continental terminal (Blanck, 1968).

**En conclusion et à titre d'hypothèse, nous considérerons donc que les alluvions anciennes des plateaux de la région de Maradi sont postérieures aux dépôts du Continental terminal, contemporaines de l'aplanissement d'une partie de la "haute surface fini-Ct" de l'Ouest du bassin, et antérieures à son entaille...**

Précédemment nous avons repris l'hypothèse d'une limite entre Continental terminal et Plio-Quaternaire, liée à un changement climatique fondamental ayant vu le début de la mise en place du réseau hydrographique actuel après 3,2 Ma. Cette limite n'aurait pas été synchrone, mais serait fonction d'un gradient paléoclimatique lié au déplacement de l'Afrique vers le Nord, l'entaille intervenant plus tôt au Nord qu'au Sud (tabl. 4). Le début de cette entaille a été daté par le volcanisme entre 3,8 et 2,6 Ma dans l'Air par Morel (1985), et avant 2 Ma seulement sur le plateau de Jos au Nigeria par Boulangé et Eschenbrenner (1971). Nous voyons maintenant que les conditions topographiques, lithologiques et structurales, locales et régionales, peuvent intervenir également à une même latitude. Il est donc particulièrement difficile de percevoir et de comprendre la limite Continental terminal / Plio-Quaternaire, dans cette région comme dans toute l'Afrique de l'Ouest (Michel, 1978).

#### **d) La haute terrasse ancienne**

**\*Importance du substratum.** L'étagement des terrasses anciennes est fonction de la lithologie du substratum. Elles coïncident généralement avec des niveaux plus durs ou dont la perméabilité favorise le cuirassement. Ainsi, dans la vallée du Niger, certains niveaux ferruginisés étagés sont strictement localisés sur des bancs lenticulaires à oolithes ferrugineuses du Continental terminal, et ils n'ont pas de signification morphoclimatique générale (Dubois *et al.*, 1978 et 1984; fig. 82.A.S1). Dans la région de Maradi aucun niveau particulier de ce type n'a été repéré. La plus haute terrasse ancienne occupe ici une position comparable à celle de la T1 de la vallée du Niger (Dubois *et al.*, 1984; fig. 82.A). Elle en diffère sur deux points : une moins grande importance de la ferruginisation et une épaisseur beaucoup plus grande des dépôts. Greigert (1963a) qui note en effet une ferruginisation plus importante vers le Nord et l'Est de la région, attribue

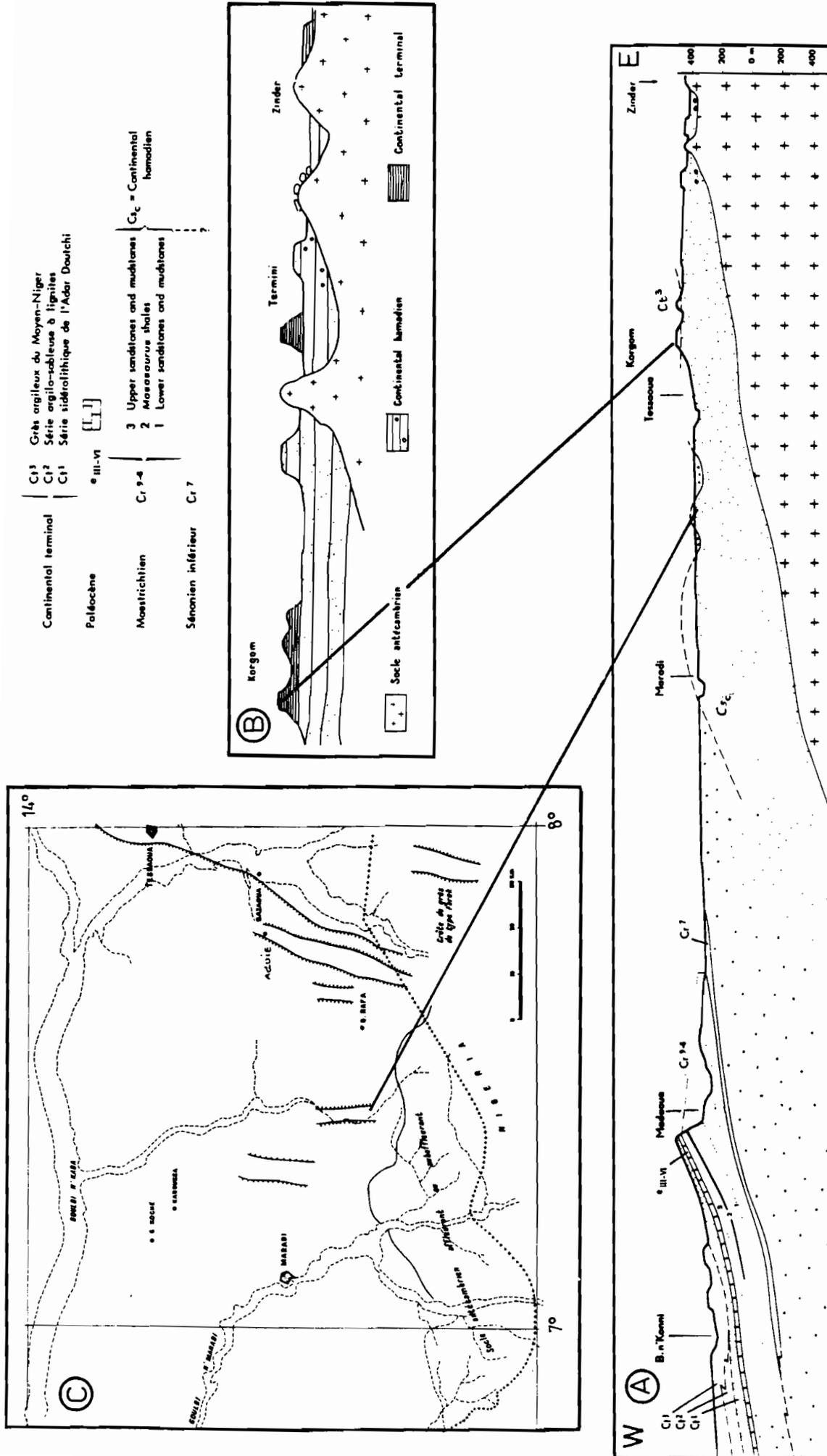


Fig. 83. Haute surface fini-Ct et paléotopographies dans le Sud du bassin du Moyen-Niger selon un profil approximativement Ouest-Est (in Greigert, 1963a).

cette évolution à un réseau hydrographique analogue à l'actuel et amenant du Damergou (fig. 2 et 3) des éléments détritiques riches en fer, provenant du démantèlement du Continental terminal et de la cuirasse sommitale.

**\*Importance du cadre hydrographique et climatique.** Cette haute terrasse comporte au moins 20 mètres de dépôts en amont de Maradi, contre 4 mètres au plus dans la vallée du Niger aux environs de Niamey, et moins de 0,5 mètre dans la vallée de son affluent le Dargol, un peu plus au Nord (Dubois *et al.*, 1984 ; Ousseini, 1986 ; fig. 2 et 77). Le substratum n'est pas en cause. En effet, le socle du Liptako où coulent le Moyen-Niger et ses affluents de rive droite en amont de Niamey, est autant susceptible de fournir des graviers et galets de quartz que le socle du Nigeria en amont de Maradi (fig. 2 et 3). Par contre, on note un net gradient climatique. Le bassin versant du goulbi de Maradi s'étend jusque vers 12°30'N, c'est-à-dire actuellement en zone soudanienne (700-1000 mm/an). La vallée du Moyen-Niger en amont de Niamey, comme son affluent le Dargol, sont en zone sahélo-soudanienne (400-700 mm/an). Plus au Nord, le bassin amont du Moyen-Niger était alors limité au bassin du Tilemsi (fig. 2) qui est actuellement en zone sahélienne (100-400 mm/an). Peut-on alors expliquer la différence d'épaisseur des dépôts par des apports détritiques moins importants en raison de débits plus faibles conformément au gradient pluviométrique? Cette explication pourrait convenir pour le Dargol, mais pas pour le Moyen-Niger. En effet, en amont de Niamey, le Niger reçoit aussi un affluent de rive droite plus méridional que le Dargol, la Sirba. Son bassin versant s'étend jusque vers 12°30'N et il est tout à fait comparable à celui du goulbi de Maradi par la latitude et la superficie (fig. 2). Le Moyen-Niger des environs de Niamey pouvait donc recevoir des apports de la Sirba comparables à ceux du goulbi de Maradi.

**\*Importance du cadre géomorphologique et structural.** Parmi les explications possibles, l'intervention de l'érosion peut être envisagée. La majeure partie des alluvions de la haute terrasse en aval de Niamey a pu être érodée au fur et à mesure de sa mise en place, par les crues brutales et irrégulières issues du bassin amont. Dans cette hypothèse, la morphologie pourrait jouer un rôle. En effet, la vallée du Moyen-Niger est semblable à une gouttière longeant la limite entre le socle et le Continental terminal (fig. 3). Or, la région de Niamey constitue une sorte de goulet d'étranglement qui aurait augmenté l'efficacité des crues. Inversement, dans la région de Maradi, les cours d'eau venant du Sud se déversent d'abord dans une zone dépressionnaire constituée par le Continental hamadien. Ils auraient déposé l'essentiel de leur charge dans cette cuvette avant d'en sortir par un émissaire unique rejoignant la

rivière de Sokoto (fig. 2). On note en effet une nette et rapide diminution de la taille des galets vers le Nord (Greigert, 1963a). Dans cette hypothèse, comme pour la haute surface "fini-Ct" de légers réajustements topographiques ont pu faciliter ou amplifier ces phénomènes. On peut supposer, par exemple, la poursuite de la surrection de la partie occidentale du bassin ou un mouvement positif du socle nigerian (Greigert et Pougnet, 1967).

e) **Age de la haute terrasse ancienne.** Nous avons vu que l'épaisseur et la nature des dépôts sont strictement liées au contexte local. Il en est de même de la nature et de l'importance du cuirassement postérieur à ces dépôts, ce dernier pouvant être en plus lié à un gradient climatique N-S et à un gradient géographique E-W. En effet, selon Michel (1978), à l'échelle continentale, l'importance du cuirassement diminuerait d'Ouest en Est, pour des raisons encore inexplicées.

La morphostratigraphie peut apporter de meilleurs repères, sans toutefois régler la question. Nous avons vu en effet que pouvaient exister de nombreux niveaux "transitoires" qui ont résisté à l'érosion générale pour des raisons locales : bancs ferrugineux lenticulaires de la vallée du Moyen-Niger ou glacis en cours de réalisation et fossilisés par le volcanisme dans l'Aïr. Il semble donc illusoire de rechercher systématiquement partout les trois (et peut-être quatre ?) niveaux étagés anciens décrits par Michel (1973) au Sénégal. Ainsi, dans la vallée du Moyen-Niger, Courel (1977), Dubois *et al.* (1984) et Morel (1985) n'ont vu que deux niveaux étagés anciens (fig. 34, T1 et T2). Le troisième niveau, décrit par Ousseini (1986) et qualifié de "haut glacis" par référence à Michel (1973), semble n'être qu'un niveau d'extension restreinte, lié à la lithologie du substratum, comme S1 décrit par Dubois *et al.* (1984 ; fig. 82.A).

En admettant (tabl. 4) le début de l'entaille de la "surface fini - Ct" vers 3,2 Ma environ, il est difficile d'envisager le début de la mise en place du premier niveau étagé vers 1 Ma seulement (Michel, 1973) et son achèvement vers 0,25 Ma (Conrad, 1969). Dans la région de Bimi n'Konni, la haute terrasse (fig. 83.9) a livré une faune de mollusques d'eau douce, incorporée par bioturbation au substratum du Continental terminal avant son cuirassement (Dubois *et al.*, 1978). Au Nord du bassin, dans la région de Mentés où l'Azaouagh franchit la frontière malienne (fig. 2, 17°N et 4°E environ), nous avons observé des dépôts attribués à cette même terrasse. Ces dépôts fins, probablement en raison d'un substratum régional calcaire à argilo-sableux, contenaient des moulages de nénuphars très bien conservés (étude en cours avec A. Morel et P. Lemoigne). Ces témoins de faune et de flore aquatiques sont les seuls indices de nappes d'eaux de surface dans

le bassin du Moyen-Niger, entre les lacs à oolites du Continental terminal et les lacs ou les marécages à macrofaune du Quaternaire supérieur. Par comparaison avec les données du bassin du Tchad et du Sahara algérien, replacées dans un cadre global (tabl. 4), et à titre d'hypothèse, nous attribuons ces dépôts palustro-lacustres à la fin du Pliocène qui marque le premier palier dans l'aridification enregistrée depuis 3,2 Ma environ (Stein et Samthein, 1984), soit entre 2 et 1,66 Ma environ (tabl. 4).

#### f) La moyenne terrasse ancienne et les premiers sables éoliens.

**\*Problèmes posés.** Dans la région de Maradi nous retrouvons pour ce niveau tous les problèmes posés par le contexte lithologique, hydrographique et structural, déjà évoqués pour la haute terrasse. En outre, de nouveaux problèmes sont posés par la morphogenèse de cette terrasse et ses relations avec la couverture de sables éoliens, d'autant plus qu'elle se présente dans une situation singulière (fig. 77), emboîtée et non étagée comme ailleurs en Afrique de l'Ouest (Michel, 1973). Par ailleurs, en rive droite, l'étude géophysique montre fréquemment les dunes rouges de l'erg ancien reposant directement sur les alluvions anciennes de la moyenne et de la haute terrasse. Compte tenu de la présence de sables éoliens remaniés dans tous les niveaux sableux des alluvions récentes, nous sommes tentés de placer le premier dépôt d'un erg "ancien" entre les alluvions anciennes et les alluvions récentes. Ceci pose le problème de la position chronologique du creusement des alluvions de la moyenne terrasse ancienne où sont emboîtées les alluvions récentes, par rapport à la mise en place de l'erg ancien.

**\*Une étude récente** dans la vallée du Moyen-Niger (Ousseini, 1986) a apporté de nombreux faits nouveaux, mais ses conclusions nous semblent trop orientées par la recherche de corrélations étroites avec le bassin du Sénégal. Ainsi, nous avons noté précédemment la mise en corrélation d'un niveau, probablement local et lié au substratum (S1, fig. 82.A), avec le "haut glacis" du Sénégal (l'âge de ce "haut glacis" est d'ailleurs confondu avec celui du "très haut glacis" hypothétique de Michel, 1973 ; Ousseini, 1986, p. 200). La haute terrasse ancienne du Niger (T1) étant rapportée au "moyen glacis" du Sénégal, la moyenne terrasse ancienne (T2, fig. 34) est mise en corrélation avec le "bas glacis" du Sénégal (Ousseini, 1986, p. 200).

Cette corrélation pose plusieurs problèmes, car le "bas glacis" du Sénégal recouvre un socle sain et n'est pas cuirassé (Michel 1973). Or, en rive droite du Moyen-Niger, entre le Dargol et la Sirba (fig. 2) Ousseini (1986) décrit un bas glacis comprenant en fait deux cycles d'érosion fluviale, le premier recoupe un socle altéré et le second un socle sain (T2, fig. 85). Par ailleurs, il

considère que le cuirassement de ce niveau est très discontinu dans la région et, en particulier, qu'il n'existe pas dans la vallée du Niger. Or, cette terrasse est cuirassée dans la vallée du Niger lorsque le substratum s'y prête (Dubois *et al.*, 1978 et 1984) et le cuirassement est suffisamment fréquent sur le socle pour y constituer un repère régional remarquable (Courel, 1977 ; Chamard *et al.*, 1978). Nous pouvons donc nous demander si la T2 du Moyen-Niger ne comprend pas localement deux niveaux distincts qui pourraient correspondre au "moyen glacis" et au "bas glacis" du Sénégal ?

**\*Position de la moyenne terrasse ancienne.** Ainsi, ce serait peut-être l'équivalent du "moyen glacis" du Sénégal (Michel, 1973) que Courel (1977) aurait décrit dans le Liptako nigero-voltaïque, Dubois *et al.* (1978 et 1984) dans la vallée du Moyen-Niger (T2, fig. 34) et nous-même (Durand *et al.*, 1981-1982 ; et supra) dans la région de Maradi (T2, fig. 84). Précédemment, nous avons strictement suivi les conclusions du BRGM (1978) en considérant que les dépôts de la moyenne terrasse ancienne, affleurant en bordure des vallées, correspondaient aux alluvions anciennes repérées par la géophysique et les cuttings dans le fond des vallées. Ceci conduisait à placer les dépôts de la moyenne terrasse en position inhabituelle, emboîtés ; l'importance du recouvrement sableux empêchait toute observation de la base de ces dépôts, ce qui aurait permis de vérifier cette interprétation (fig. 77).

Compte tenu des nouvelles observations dans la vallée du Moyen-Niger, nous pouvons nous demander si cette moyenne terrasse ancienne de Maradi ne constitue pas en fait aussi un niveau étagé sur le Continental hamadien (fig. 84) ? Les alluvions anciennes au fond des vallées pourraient alors appartenir à un épisode postérieur, en relation avec un bas glacis ancien impossible à observer en raison de l'accumulation éolienne maximale au bas des versants (fig. 84). En tenant compte de la climatostratigraphie globale (tabl. 4), nous proposons, à titre d'hypothèse, de placer l'entaille de T1 puis la mise en place de T2 et sa ferruginisation, entre 1,66 et 1,3 Ma.

**\*Les premiers sables éoliens.** Dans la vallée du Moyen-Niger, le plus ancien massif dunaire (D1, fig. 85) repose localement sur un paléosol qui contient un stock sableux éolien ancien (Ousseini, 1986). Dans le Liptako nigero-voltaïque, Courel (1977) a montré qu'une cuirasse, équivalente à celle de la T2 du Moyen-Niger (fig. 34), recouvrait par endroit un épandage fluviale. Ce dépôt de sables hétérométriques peut contenir 30% de grains émoussés, souvent très arrondis, et 13% d'ovoïdes et de ronds parfaits (Courel, 1977). Bien que le dépôt corresponde incontestablement à un ruissellement inogarnisé (Courel, 1977), il remanie probablement du sable éolisé.

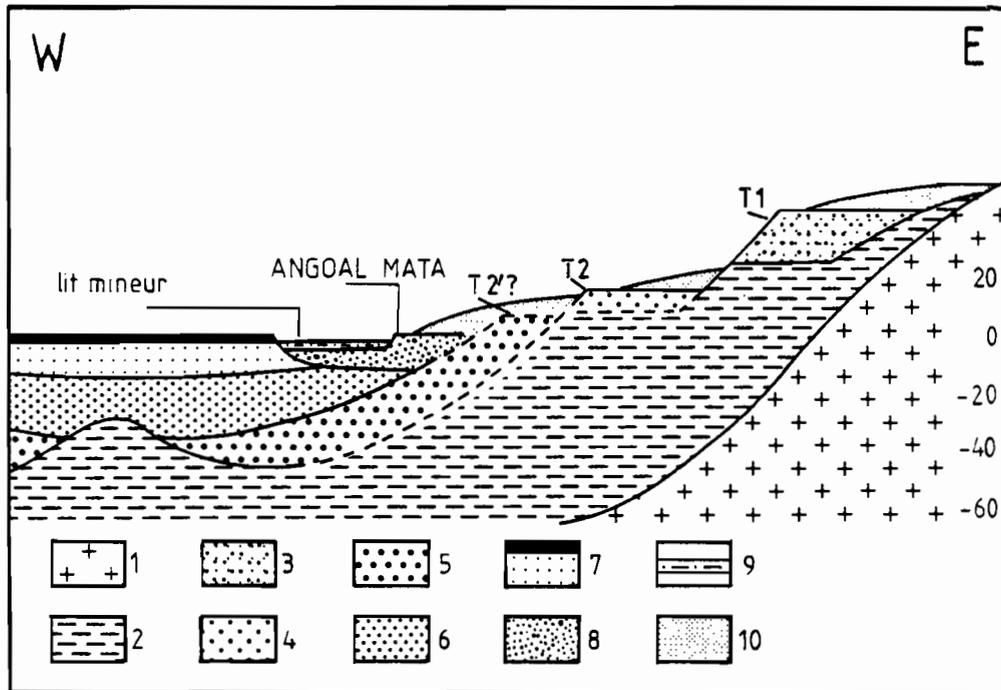


Fig. 84. Coupe géologique schématique de la vallée de Maradi, en amont de Maradi, nouvelle interprétation (cf. fig. 79). Hypothèse de l'existence d'une basse terrasse - bas glacis ancien, sous les sables éoliens et en corrélation avec les alluvions anciennes au fond du goulbi. 1 : socle ; 2 : Continental hamadien ; 3 : dépôts de la haute terrasse ancienne ; 4 : dépôts de la moyenne terrasse ancienne ; 5 : dépôts d'une hypothétique basse terrasse ancienne et du fond du goulbi ; 6 : formation fluvio-torrentielle inférieure ; 7 : formation fluvio-palustre inférieure ; 8 : formation fluvio-palustre supérieure ; 9 : alluvions du lit mineur ; 10 : dunes.

L'autochtonie de ces sables ayant été démontrée par ailleurs (Courel, 1977 ; Ousseini, 1986), il y aurait donc eu dans la région une mise en place de sables éoliens après l'entaille de T1 et avant le cuirassement de T2. Ceci serait en accord avec l'hypothèse de la mise en place des premiers sables éoliens du Sahel au début du Quaternaire (tabl. 4). Compte tenu des analogies, un tel âge peut être envisagé également dans la région de Maradi. Il serait donc particulièrement intéressant d'y effectuer de nouveaux prélèvements pour rechercher les traces d'une éolisation sur les sables constituant la matrice du conglomérat de la moyenne terrasse ancienne.

**g) Le premier erg.** Notons que l'âge de ces premiers sables éoliens n'est pas celui des plus anciennes formations dunaires conservées en tant qu'erg en surface. Il est probable que l'éolisation des épandages fluviaux et des altérites a été progressive et amplifiée d'une phase aride à l'autre, avant de pouvoir constituer une masse suffisante pour être conservée en tant qu'erg. Ainsi, une tendance aride qui débiterait après 1,3 Ma (Combourieu-Nebout, 1987 et tabl. 4) et culminerait vers 1,1 à 1 Ma (Stein et Sarnthein, 1984) pourrait correspondre à la mise en place du "bas glacis" (T2', fig. 84 et 85) et, pour partie, à une nouvelle éolisation.

Dans la vallée du Moyen-Niger, le plus ancien erg reconnaissable (D1, fig. 85) est postérieur au "bas glacis" (Ousseini, 1986). Une indication convergente est fournie par l'altération des coulées volcaniques de l'Aïr. En effet, une coulée datée de  $1,4 \pm 0,1$  Ma est altérée sur 2 à 3 m d'épaisseur, alors que les coulées datées de 1,2 à 1 Ma ont été très peu affectées, ce qui laisse supposer l'existence d'un "climat moyen" plus aride après 1 Ma (Morel, 1985). **A titre d'hypothèse, nous supposons donc que la mise en place de l'essentiel des sables éoliens a pu débuter vers 1 Ma.**

#### h) Conclusions sur les formations anciennes.

**\*Problèmes chronologiques.** Nous proposons de placer les formations anciennes étagées (T1 à T2', fig. 84) entre 3,2 et 1 Ma environ, l'apparition de sables éoliens à 1,66 Ma et la formation d'ergs suffisamment importants pour ne pas être totalement dispersés lors des phases humides postérieures, après 1 Ma. Nous savons que les chronologies généralement admises en Afrique de l'Ouest s'appuient sur les hypothèses de Michel (1973) et placent la totalité des formations anciennes entre 1 et 0,1 Ma. En fait, la chronologie du Plio-Quaternaire a beaucoup évolué après les Congrès géologiques internationaux de Londres (1948) et d'Alger (1952). Ainsi, dans les années soixante, le début du

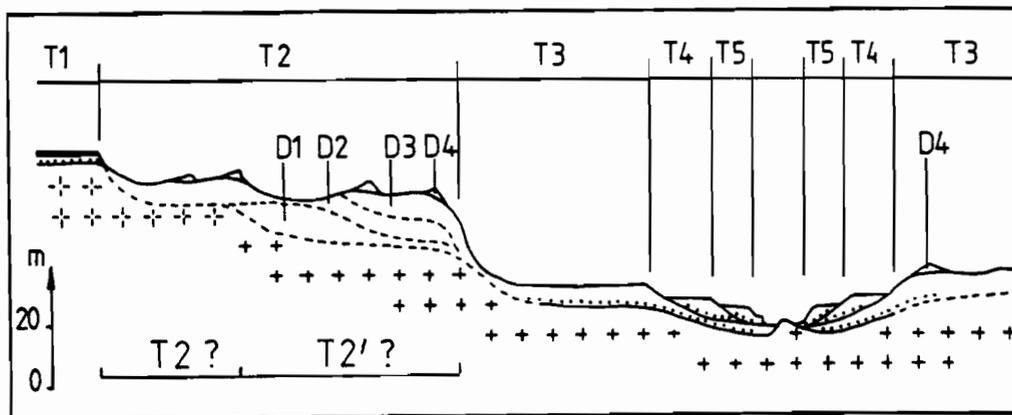


Fig. 85. Coupe géologique schématique de la vallée du Moyen-Niger en amont de Niamey (*in* Ousseini, 1986). T1 : haute terrasse ancienne ; T2 : moyenne terrasse ancienne sur le socle altéré (et basse terrasse ancienne sur le socle sain, T2') ; T3 : moyenne terrasse récente (*cf.* T3, fig. 33) ; D1 : erg ancien ; D2 + D3 : erg kanémien-ogolien.

Quaternaire est passé de 0,83 à 1,66 Ma (Chaline, 1985). Nous avons tenu compte de ces faits et la **chronologie que nous proposons, tout en restant une hypothèse, est en accord avec les données globales les plus récentes** concernant l'Afrique nord-équatoriale, l'Atlantique oriental et la Méditerranée occidentale, tant pour le domaine marin et la biostratigraphie (Stein et Samthein, 1984 ; Combourieu-Nebout, 1987) que pour le domaine continental et la radiochronologie (Morel, 1985).

**\*Problèmes climatostratigraphiques.** Cette hypothèse présente l'avantage de remplir un peu l'immense "trou noir stratigraphique" du "Plio-Villafranchien" en Afrique nord-équatoriale. Par contre, elle met clairement en évidence **un autre vide entre les "formations plio-quaternaires anciennes" et les formations récentes, soit entre 1 Ma et 50,000 ans B.P. environ**, comme l'avait déjà remarqué Morel dans l'Aïr (1985, p. 275-276). Stein et Samthein (1984) indiquent que le "climat moyen" de l'Afrique du NW, enregistré en mer, a connu une stabilisation après une détérioration marquée vers 1,1 Ma. Ils notent cependant des événements froids, en particulier vers 0,75-0,65 Ma, 0,45-0,35 Ma et pendant les 100,000 dernières années. Il s'agit essentiellement de variations de beaucoup plus courtes périodes, mais d'amplitudes beaucoup plus fortes que précédemment. Ces mêmes auteurs fixent les limites de ces variations d'amplitude entre celle du dernier maximum glaciaire (18,000 ans <sup>14</sup>C B.P.) et celle du dernier optimum climatique (6000 ans <sup>14</sup>C B.P.). Autrement dit, **depuis 1 Ma environ, les variations climatiques auraient été comparables à celles des vingt derniers millénaires.** Les dépôts d'épisodes humides et arides auraient ainsi alterné, se remaniant mutuellement et s'effaçant progressivement selon des

processus géodynamiques décrits précédemment pour aboutir à la mise en place des **formations superficielles "actuelles"** : c'est-à-dire des formations en transit, provisoirement stabilisées, mais prêtes à se remobiliser (Campy et Macaire, 1989).

**\*Problèmes morphostratigraphiques et lithostratigraphiques.**

- En plaine, l'érosion extrêmement importante des formations palustro-lacustres les plus récentes en zone aride et subaride (Servant, 1973 ; Fabre et Mainguet, 1984), montre le caractère exceptionnel qu'aurait leur conservation éventuelle à l'échelle du million d'années. En dehors de zones privilégiées, comme le centre du bassin endoréique du Tchad, qui pourraient conserver une partie notable de tels dépôts protégés par un enfouissement rapide, nous aurons donc à examiner essentiellement des dépôts fluviaux et surtout éoliens.

- Dans les vallées, les formations dunaires seraient érodées et chassées pendant les phases humides et probablement en partie remaniées dans les formations fluvio-torrentielles et fluvio-palustres. Aucun niveau strictement éolien ne subsisterait entre deux épisodes humides. Il est donc probable que la formation fluvio-torrentielle inférieure de Maradi représente la succession des dépôts cumulés pendant plusieurs phases humides. Cette formation présente de grandes analogies avec la formation fluvio-torrentielle inférieure de l'Aïr oriental. La terrasse T1 que constitue cette dernière formation (fig. 74) n'a donc bien rien à voir avec les moyennes terrasses anciennes de l'intérieur de l'Aïr (fig. 33) ou de la vallée du Moyen-Niger (Durand *et al.*, 1983 et fig. 34 et 85).

- En plaine et sur les plateaux, les formations éoliennes seraient réincorporées dans les nouvelles

**dunes lors des phases arides.** Usure et vannage éoliens leur feraient perdre alors l'essentiel des caractères acquis par la pédogenèse et le ruissellement en période humide. Une telle éolisation jamais parfaitement achevée et toujours à recommencer expliquerait les mélanges complexes de tailles, de formes et d'aspects des grains de sable éoliens, tels qu'ils ont été minutieusement décrits dans le bassin de Sokoto (Sombroek et Zonneveld, 1971) dans la vallée du Moyen-Niger (Courel, 1977 ; Ousseini, 1986) ou encore au Sénégal et en Mauritanie (Barbey, 1982 ; Nguer, 1988).

Ainsi, l'erg ancien ne serait que la plus ancienne formation dunaire non encore totalement effacée en surface, alors que l'erg kanémien serait la dernière formation dunaire importante.

### 3.6. Essai de corrélations lithostratigraphiques, morphostratigraphiques et climatostratigraphiques des formations du Quaternaire supérieur

Dans ces séries presque exclusivement détritiques et azoïques, nous proposons d'établir une stratigraphie basée essentiellement sur des comparaisons avec la vallée du Moyen-Niger à l'Ouest et avec le centre du bassin du Tchad, à l'Est. Ces régions situées sensiblement à la même latitude (entre 12° et 14° N) apportent des renseignements complémentaires sur l'évolution des conditions de sédimentation et donc du climat. Nous utiliserons également les données d'un carottage en mer, face au delta du Niger.

**a) Avant le Ghazalien.** Nous avons vu qu'entre 40 et 50 à 65,000 ans B.P. au moins, le centre du bassin du Tchad dans la région des "deltas" du Chari a été le siège d'une sédimentation fluviale parfois relativement grossière (graviers) et dont une grande partie des dépôts est constituée par des sables éoliens de l'erg ancien remanié (Durand, 1978 ; Durand et Mathieu, 1979-1980, 1980). Dans la région de Maradi, la "formation fluvio-torrentielle inférieure" représente également les premiers dépôts connus après l'erg ancien qu'ils remanient. Nous proposons de mettre en corrélation cette "formation fluvio-deltaïque inférieure" du Chari et la "formation fluvio-torrentielle inférieure" de Maradi (tabl. 9). Dans la vallée du Moyen-Niger, la moyenne terrasse (fig. 34, T3) comporte à sa base un niveau de galets que Dubois *et al.* (1984) mettent également en corrélation avec ces formations.

#### b) Le Ghazalien.

**\*Au centre du bassin du Tchad,** nous avons distingué deux parties (Servant Vildary, 1978 ; Durand et Mathieu, 1979-1980, 1980). Tout d'abord le Ghazalien inférieur avec des remaniements éoliens, des dépôts fluvio-palustres et quelques dépôts lacustres

interdunaires. Puis, après une phase plus aride autour de 30,000 ans B.P., le Ghazalien supérieur compris entre 29 et 20,000 ans B.P. environ, est caractérisé par un climat relativement humide avec, vers 24-22,000 ans B.P., un maximum lacustre. Bien que peu profond, une dizaine de mètres environ au maximum, et comportant de nombreuses zones palustres et émergées, le paléolac Tchad aurait alors atteint une superficie double de l'actuelle.

**\*Ce maximum humide semble général dans toute l'Afrique subtropicale ;** il n'est pas restreint au centre du bassin du Tchad. A l'Ouest, il a été reconnu en Mauritanie par exemple (Chamard, 1970, 1976). Dans la vallée du Moyen-Niger, la moyenne terrasse (T3, fig. 34) comporte localement un niveau de smectites attribué à une période de pluviosité annuelle bien répartie (Dubois *et al.*, 1984). Cette période est mise en corrélation avec une décharge d'eau douce plus importante enregistrée en mer dans le delta du Niger après 23,950 +2400/-1800 ans B.P. (Pastouret *et al.*, 1978 ; Giresse *et al.*, 1982 ; Dubois *et al.*, 1984 ; fig. 86). Cet épisode humide a été reconnu également à l'Est, en Ethiopie (Gasse, 1975) et dans la vallée du Nil (de Heinzelin, 1967) où il a été daté entre 23 et 21,000 ans B.P. environ (Paulissen et Vermeersch, 1979 ; Vermeersch *et al.*, 1991).

**\*Dans la région de Maradi,** la "formation fluvio-palustre inférieure" traduit également l'apparition d'un climat plus humide, à pluies plus fines et plus régulières, saturant les sols et permettant des écoulements lents, évitant les érosions brutales. Nous sommes donc amenés à attribuer au niveau argileux du sommet de la formation fluvio-palustre inférieure, un âge de 24-22,000 ans B.P. environ. L'étude géophysique et les forages ne permettant pas une étude détaillée de ces dépôts dans le goulbi de Maradi, on peut seulement estimer que le changement de régime, entre le Ghazalien inférieur relativement sec et le Ghazalien supérieur de plus en plus humide, correspondrait ici à l'érosion des alluvions anciennes et de la formation fluvio-torrentielle inférieure, puis à la mise en place des dépôts fins de la formation fluvio-palustre inférieure (tabl. 9).

**\*L'enregistrement en mer, face au delta du Niger,** permet de préciser le déroulement de cet optimum climatique. Toutefois nous nous reporterons aux données analytiques originales fournies par Thiede *et al.* (1974) et Pastouret *et al.* (1978) (fig. 86 et 87), plutôt qu'aux conclusions de ces auteurs qui nous semblent insuffisamment éclairées par les données sur le continent. Nous utiliserons ici les datations recalibrées par Giresse *et al.* (1982) et nous ferons également appel à des dates interpolées, la vitesse de sédimentation étant supposée constante entre deux datations (Pastouret *et al.*, 1978).

Tableau 9. Essai de corrélations dans le Quaternaire supérieur entre la vallée de Maradi et le bassin du lac Tchad.

VALLÉE DE MARADI (A. DURAND et al., 1981-1982; et ce travail)	SUD DU LAC TCHAD (A. DURAND et P. MATHIEU, 1980, 1981)	NORD DU LAC TCHAD (M. SERVANT, 1973, S. SERVANT - VILDARY, 1977; J. MALEY, 1980)		
dépôts de la formation fluvio-palustre supérieure 4000 B.P. creusement des chenaux 7000 B.P. maximum palustre holocène ? 9000 B.P. maximum palustre néoglaciale ?	dépôts de la formation "fluvio-deltaïque" supérieure 11000 B.P. 12000 B.P.	pas de variations lacustres importantes plusieurs oscillations lacustres holocènes maximums lacustres	dépôts lacustres interdunaires de la série de Labde 11000 B.P. 12000 B.P.	NIGERO-TCHADIEN
13500 B.P. entaille de la moyenne terrasse, dépôts et remaniements éoliens 18900 B.P. formation fluvio-éolienne intercalaire 21600 B.P. maximum palustre	dépôts de la formation "fluvio-deltaïque" intercalaire et 17000 B.P. et remaniements éoliens 20000 B.P.	dépôts et remaniements éoliens des sables intercalaires de la série des Soulias	20000 B.P.	KANEMIEN
dépôts de la formation fluvio-palustre inférieure ? ? creusement ? ? ?	dépôts lacustres et "fluvio- deltaïques" du Ghazalien sup émersion et érosion, dépôts et remaniements éoliens, dépôts évaporitiques 35000 B.P. dépôts lacustres interdunaires et "fluvio-deltaïques" du Ghazalien inf. maximum lacustre	dépôts lacustres 26000 B.P. interdunaires 30000 B.P. de la série des Soulias 38000 B.P.	22000 B.P. 26000 B.P. 30000 B.P. 38000 B.P.	GHAZALIEN
dépôts de la formation fluvio-torrentielle inférieure creusement dans les alluvions anciennes	dépôts de la formation "fluvio-deltaïque" inférieure 50 à 65000 B.P. dépôts et remaniements éoliens de l'erg ancien	dépôts et remaniements éoliens des sables inférieurs de la série des Soulias	40000 B.P.	ANTEGHAZALIEN

Ainsi, peu avant 24,000 ans B.P. on observe l'augmentation de la décharge d'eau douce, déduite du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques (fig. 86). Elle est accompagnée d'une brusque et très forte augmentation du quartz (fig. 86). Mais cette dernière est très brève et on n'observe plus ensuite que des variations relatives dans les proportions des minéraux argileux (fig. 87). Nous supposons que l'augmentation de la décharge d'eau douce liée à la pluviosité, a d'abord provoqué une érosion importante, qui a été ensuite considérablement freinée par le développement du couvert végétal et des sols.

La décharge d'eau douce, qui reste importante jusque vers 18,900 ans B.P., comporte en fait trois épisodes, le principal étant centré vers 21,600 ans B.P. (fig. 86 ; dates interpolées). On note (Pastouret *et al.* 1978) que les variations dans les proportions de smectite et kaolinite accompagnent les variations de la

décharge d'eau douce, à l'inverse des proportions d'interstratifiés et notamment de ceux de 7-10Å (fig 87).

Le maximum humide du Ghazalien supérieur n'est donc pas homogène. Il est en fait constitué par l'alternance de phases plus humides et plus sèches, chacune étant d'une durée inférieure au millénaire. Il convient donc de nuancer l'importance de cette période humide. Il est possible que dans le bassin du Tchad le bilan hydrologique des lacs soit toujours resté positif. L'absence d'assèchement ne permettant pas de mettre en évidence les phases négatives. Mais il est aussi possible que, localement, seule l'une ou l'autre des phases positives ait été enregistrée. L'éventail des datations obtenues aurait fait croire à une durée totale d'un unique épisode qui était en fait celle de la succession des divers épisodes locaux ? On remarque ainsi qu'avec l'augmentation du nombre, de la précision et de la variété des données, on est passé de la reconnaissance

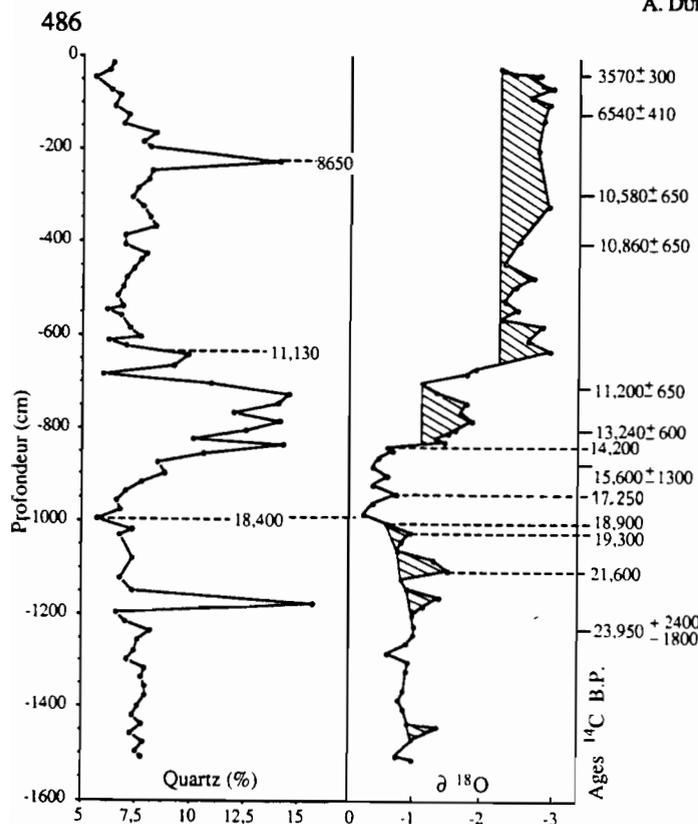


Fig. 86. Variations du quartz et du  $\delta^{18}\text{O}$  de *Globigerinoides ruber* enregistrées en mer, face au delta du Niger (in Pastouret *et al.*, 1978).

Les âges  $^{14}\text{C}$  viennent de Giresse *et al.* (1982). Les âges sans marge d'erreur sont interpolés en fonction des vitesses de sédimentation. Les surfaces hachurées représentent les décharges d'eau douce.

du Ghazalien (Servant, 1973), à la distinction entre Ghazalien supérieur et inférieur (Servant-Vildary, 1978), puis à une division du Ghazalien supérieur en deux parties (Maley, 1976 et 1981 ; Durand et Mathieu, 1979-1980), la dernière de ces deux parties étant maintenant également subdivisible...

On remarque que la goethite ne suit pas l'évolution de la kaolinite. Elle reste présente vers 22,000 ans B.P. alors que la proportion de kaolinite chute considérablement ; elle disparaît vers 20,000 ans B.P. alors que la kaolinite augmente (fig. 87 ; dates interpolées). Pourtant, Pastouret *et al.* (1978) considèrent la goethite comme étant d'origine pédologique, associée à la kaolinite. Une autre interprétation est possible. En effet, nous avons vu que dans le bassin du Moyen-Niger, les plus grandes quantités de goethite présentes dans le paysage, appartiennent aux cuirasses plio-quaternaires (Dubois, 1979), même si la néoformation de goethite a été observée ponctuellement dans les terrasses récentes (Bui *et al.*, 1990). L'apparition de goethite au début de l'humide, après 24,000 ans B.P. environ (fig. 87), indiquerait donc plutôt un seuil de pluviosité permettant la dégradation des cuirasses (Leprun, 1977), puis l'érosion par le ruissellement des

produits de cette dégradation. La continuité des apports de goethite traduirait la poursuite de la dégradation et de l'érosion des cuirasses qui ne peuvent être empêchées par le développement du couvert végétal. La fin des apports de goethite vers 20,000 ans B.P. (date interpolée) serait donc liée à un seuil dans la baisse de la pluviosité : ce serait le début de l'aride kanémien.

### c) Le Kanémien

\*Au centre du bassin Tchad, entre 20 et 12,000 ans B.P. environ, on observe au Nord du lac des dépôts et remaniements éoliens qui constituent les "sables intercalaires" de Servant (1973). Dans la région des "deltas" du Chari, on observe alors des dépôts fluviopalustres. Le lac Tchad atteignit probablement un niveau minimum avant 17,000 ans B.P., mais la permanence des écoulements du Chari laisse supposer qu'il ne s'est jamais totalement asséché. Après 17,000 ans B.P., les dépôts fluviopalustres, comparables aux actuels, abondent, mais les dépôts caractéristiques d'une émergence généralisée manquent. Cela conduit à penser que l'aridité n'a pas été aussi prononcée au Kanémien que ce que l'on supposait jusqu'à maintenant (Durand et Mathieu, 1979-1980, 1980).

\*Dans le goulbi de Maradi, nos observations s'intègrent parfaitement à cette évolution stratigraphique et paléoclimatique. Nous avons en effet observé le passage extrêmement rapide des argiles, attribuées au sommet du Ghazalien, aux sables rouges de la formation fluvi-éolienne intercalaire. Nous proposons d'attribuer, par analogie, ces dépôts sableux à la première partie du Kanémien, jusque vers 17,000 ans B.P. environ. Nous sommes ensuite réduits une fois de plus aux hypothèses. La plus probable conduit à la succession suivante :

- une période de pédogenèse avec la formation du sol rouge ;
- une période de ruissellement déclenchant l'érosion du sol rouge et l'élaboration du plateau sableux d'Elmougoulima, par étalement des sables ;
- une période de crues brutales provoquant l'individualisation et le creusement de ce plateau, au moins jusqu'au niveau du lit majeur actuel.

Parallèlement, "l'erg orange" s'établirait en deux étapes. Tout d'abord le matériel sableux ancien serait remobilisé à la fin du Ghazalien, après la destruction du couvert végétal et l'érosion corrélative des sols ; dans le même temps les sables de la formation fluvi-éolienne intercalaire se déposeraient dans le goulbi. Puis, après la disparition du nouveau couvert végétal et l'érosion du sol rouge dont on retrouve la trace dans la couleur de la formation fluvi-éolienne intercalaire, aurait eu lieu, pendant le creusement du lit majeur, une nouvelle remobilisation du matériel sableux ayant permis l'édification de "l'erg orange" tel qu'il apparaît

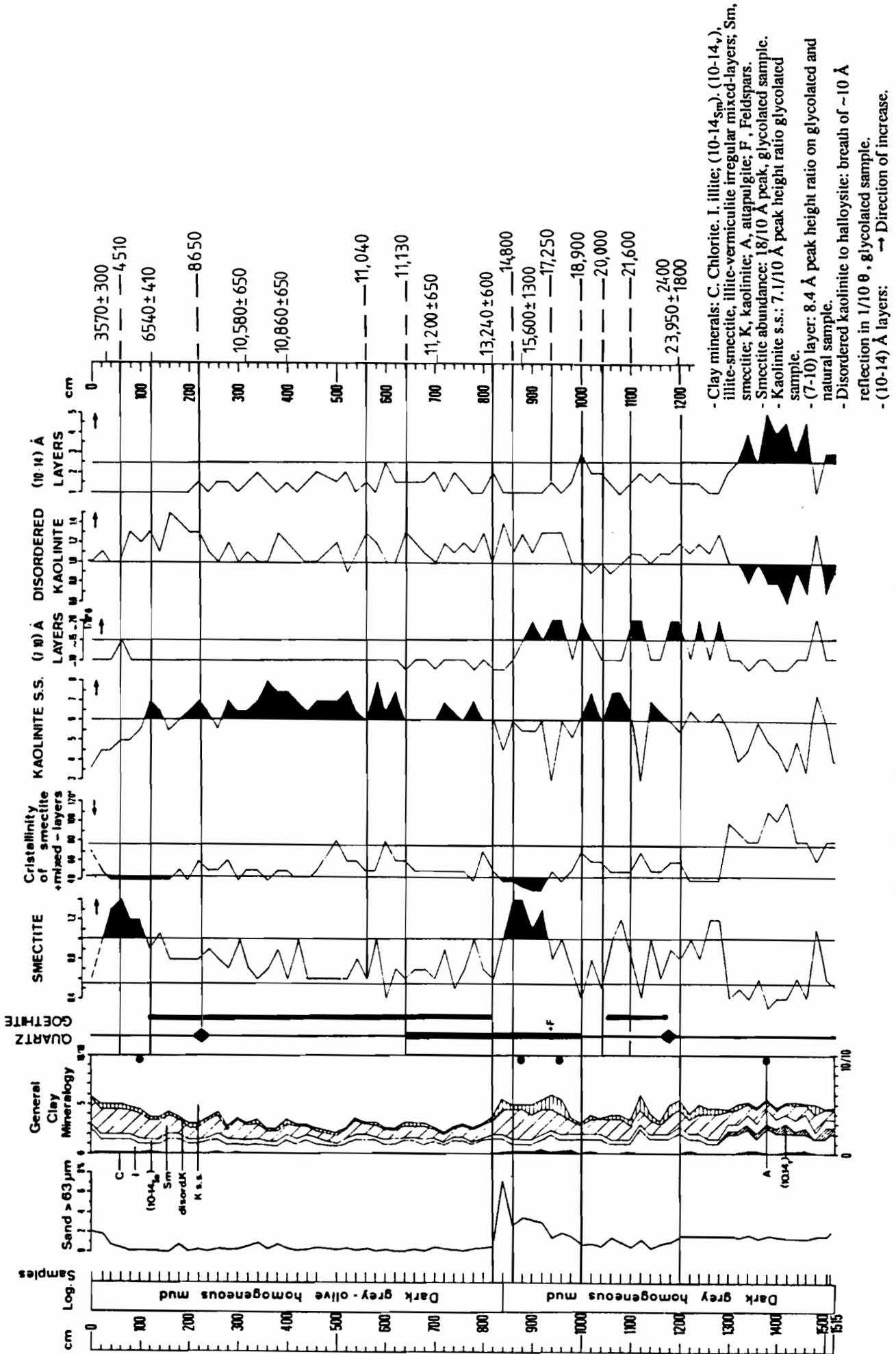


Fig. 87. Fréquence de la fraction grossière et minéralogie de la fraction argileuse des dépôts marins face au delta du Niger, d'après Pastouret *et al.* (1978).

aujourd'hui. L'aspect actuel de "l'erg orangé" sans orientation prédominante ni caractère particulier, procédant essentiellement de remaniements de "l'erg ancien rouge", serait ainsi expliqué par ces épisodes successifs.

**\*Dans la vallée du Moyen-Niger et en mer**, des observations nous permettent de préciser la chronologie proposée. Ainsi, le niveau argileux de la moyenne terrasse du Niger (T3, fig. 34) est également recouvert de sables ocres où se sont développés des sols avant l'entaille de la terrasse (Dubois *et al.*, 1984). Si ces niveaux n'ont pu être datés directement, ils ont pu être mis en corrélation avec les événements enregistrés à l'aval, en mer (Pastouret *et al.*, 1978). Ainsi, nous avons vu que la diminution de la pluviosité avait atteint un premier seuil vers 20,000 ans B.P. Après 19,300 ans B.P., la décharge d'eau douce enregistrée en mer chute brutalement et connaît un minimum entre 18,900 et 14,800 ans B.P. (dates interpolées; fig. 86). Néanmoins, compte tenu de la diminution de la température globale et de l'extension des calottes polaires qui influent également sur les variations du  $\delta^{18}\text{O}$ , Pastouret *et al.* (1978, p. 220-222) concluent que la décharge du Niger était alors comparable à l'actuelle : "... *thus the modern and the glacial outflow of the Niger river are very similar...*".

- **L'installation de l'aridité.** Après 20,000 ans B.P. environ, on observe une augmentation simultanée des proportions de smectite et kaolinite, puis, peu après, celle des interstratifiés 7-10 Å et 10-14 Å avec un pic remarquable vers 18,900 ans, date qui marque la fin des apports d'eau douce importants (fig. 86 et 87; dates interpolées). Parmi les interprétations proposées par Pastouret *et al.* (1978), on retiendra que les interstratifiés 10-14 Å viendraient de sols à couvert végétal clairsemé. Ces sols pourraient être les sols rouges de la moyenne terrasse. Ceci impliquerait que les sables sur lesquels ils se sont développés aient été mis en place rapidement et que cette pédogenèse ait été brève. En fait, la reprise de sables déjà présents en abondance dans le paysage (erg ancien) et leur épandage en mélange avec les produits de l'érosion du socle (graviers), peuvent être rapides. Il suffit qu'un seuil soit atteint dans la baisse de la pluviosité, la diminution du couvert végétal et l'augmentation de l'irrégularité des crues. On constate que la décharge d'eau douce est brutalement très fortement décroissante après le maximum de 21,600 ans B.P., et que les interstratifiés 10-14 Å augmentent à partir de 21,000 ans B.P. (fig. 86 et 87; dates interpolées). Ce pourrait être là le début de cette pédogenèse. Cette hypothèse reviendrait à considérer que le niveau argileux de la moyenne terrasse sur lequel reposent les sables rouges, ait été mis en place dans la première partie du maximum humide soit de 24,000 à 21,600 ans

B.P. seulement. En admettant que le pic des interstratifiés 10-14 Å vers 18,900 ans B.P. marque la fin de la pédogenèse des sols rouges de la moyenne terrasse, elle aurait quand même eu une durée de plus de deux millénaires. On notera qu'au Nord-Cameroun des sols rouges sont attribués à une phase de pédogenèse également brève (Peskeborien), située juste avant 20,000  $\pm$  1000 ans B.P. et liée à un climat qualifié de frais et très contrasté (Hervieu, 1970a et 1975; Maley, 1981).

A titre d'hypothèse, nous proposons donc de **considérer la formation fluvio-éolienne intercalaire de la moyenne terrasse comme représentant une phase de transition entre le maximum humide du Ghazalien supérieur (24,000-21,600 ans B.P.) et le maximum aride du Kanémien (après 18,900 ans B.P.)**. Ceci modifie la chronologie proposée précédemment (Durand *et al.*, 1981-1982; et supra) : la pédogenèse du sol rouge aurait été réalisée avant 18,900 et non après 17,000 ans B.P. environ.

- **Le maximum de l'aridité.** Entre 18,900 et 14,800 ans B.P. (dates interpolées), la succession des événements minéralogiques est la suivante (fig. 86 et 87) :

- augmentation du sable et du quartz, baisse des interstratifiés.

- augmentation des smectites et de la kaolinite avec présence éphémère de palygorskite (attapulгите) vers 18,100 ans B.P.

- nouvelle augmentation du sable et du quartz, et apparition de feldspaths contemporaine d'une augmentation des interstratifiés.

- importante augmentation progressive du sable et surtout du quartz et des smectites.

- pic des smectites vers 15,200 ans B.P., contemporain d'un nouvel apport bref de palygorskite.

Pendant toute cette période, on remarque des variations dans les proportions des minéraux argileux qui sont exactement l'inverse de celles observées précédemment (fig. 86 et 87). Ainsi, ce sont maintenant les interstratifiés qui suivent les variations de la décharge d'eau douce, à l'inverse des smectites et de la kaolinite. Nous supposons que les smectites et la kaolinite ne se forment pas pendant les périodes les plus arides et viennent donc d'une érosion. Ainsi que nous l'avons noté précédemment, nous pensons comme Dubois *et al.* (1984) que les smectites sont celles du niveau argileux de la moyenne terrasse. **La période d'aridité maximale du Kanémien aurait donc vu l'entaille de la moyenne terrasse, au moins jusqu'au niveau argileux qui est celui du lit majeur actuel du goulbi de Maradi.** On remarquera que les variations des apports de sable, bien que faibles, suivent aussi celles des smectites et de la kaolinite (fig. 87), ce qui renforce l'hypothèse d'une érosion quand ces minéraux augmentent.

Par ailleurs, l'alternance des minéraux argileux suggère qu'en fait les **phases plus humides du maximum aride kanémien étaient équivalentes aux phases plus arides du maximum humide ghazalien supérieur**, ce qui conduit à nuancer tant l'humidité du Ghazalien supérieur que l'aridité du Kanémien. Ainsi, les phases les plus humides de cette période aride étant caractérisées par les interstratifiés que nous avons attribués précédemment aux sols rouges, nous pouvons nous demander si cette pédogenèse particulière ne s'est pas alors poursuivie, au moins dans les parties plus méridionales du bassin, au Nord-Cameroun et au Nigeria (*in* Maley, 1981)? Enfin, on notera que les périodes d'érosion du maximum aride kanémien étant celles des apports d'eau douce les plus faibles (fig. 86 et 87), cette érosion ne peut être attribuée qu'à une plus grande irrégularité des crues, facilitée par la diminution du couvert végétal.

De plus, deux sur trois de ces périodes d'érosion ont enregistré des apports de palygorskite, soit vers 18,100 et 15,200 ans B.P. (dates interpolées). Or ce minéral ne se forme que dans des milieux marins épicontinentaux (Millot, 1964 ; Chamley, 1989 ; Pascal *et al.*, 1989). Bien que réputée fragile (du moins du point de vue chimique), dans l'Atlantique la palygorskite a été attribuée à l'érosion fluviale sur le continent africain de formations méso-cénozoïques (Chamley et Diester-Haass, 1979 ; Chamley, 1981 et 1989). Ainsi, la palygorskite observée ici a été attribuée à l'érosion fluviale de formations marines paléogènes du Sud-Nigeria (Pastouret *et al.*, 1978). En outre, la présence de palygorskite dans l'Atlantique serait liée à l'aridité sur le continent africain, la faiblesse de l'hydrolyse permettant alors la conservation de ce minéral instable (Chamley et Diester-Haass, 1979, p. 643). Or nous savons maintenant que la palygorskite est un excellent marqueur des poussières éoliennes sahariennes (Paquet *et al.*, 1984 ; Coudé-Gaussen, 1988 ; Chamley, 1988). De plus, l'éolisation augmente notablement la résistance de ce minéral (Coudé-Gaussen et Blanc, 1985). La zone étudiée, tant sur le continent que dans l'océan, pouvant être atteinte par l'Harmattan (fig. 29.A), l'hypothèse d'un apport éolien, direct ou indirect, mériterait d'être approfondie.

Ceci nous amène à réexaminer le problème des sables éoliens. En effet, nous pouvons maintenant penser que les crues brutales dans les vallées plus ou moins encombrées par les sables, coexistaient avec la mise en place d'un erg en plaine et sur les plateaux, hors d'atteinte du réseau hydrographique. **Il y aurait donc eu, en fait, plusieurs épisodes relativement brefs (moins d'un millénaire chacun) de mise en place de l'erg kanémien et d'émission de poussières éoliennes.**

Ceci concorde avec les résultats d'études récentes sur les dunes de la région du Moyen-Niger (Ousseini, 1986; Ousseini et Morel, 1989), qui concluent à la mise en place de deux types d'édifices dunaires successifs au cours du Kanémien. Ceci concorde également avec nos conclusions antérieures (Durand *et al.*, 1981-1982 ; et supra) attribuant l'absence d'orientation prédominante de l'erg kanémien de Maradi à l'existence de plusieurs épisodes successifs.

- **Le retour de l'humidité** est très rapide (fig. 86). Entre 14,800 et 14,200 ans B.P. (dates interpolées) on remarque une très importante augmentation du sable et du quartz (fig. 86 et 87) ainsi que des micas (Thiede *et al.*, 1974), alors que tous les minéraux argileux diminuent fortement. Ceci suggère une très forte érosion des formations sableuses, liée à une augmentation notable de la pluviosité (fig. 86) et donc du ruissellement. Puis, entre 14,200 et 13,240 ± 600 ans B.P., le sable et le quartz diminuent très fortement alors que la kaolinite et les interstratifiés 10-14 Å augmentent (fig. 87). **La goethite réapparaît à 13,240 ± 600 ans B.P.** Compte tenu de notre interprétation précédente de sa disparition, nous considérons qu'il s'agit là de la fin du Kanémien. On notera les coïncidences chronologiques avec le début de l'arrivée des eaux issues de la déglaciation dans l'Atlantique nord, daté de 15,000 ou 14,900 ans <sup>14</sup>C B.P., et le début d'un réchauffement très important des eaux de surface à partir de 12,900 ans <sup>14</sup>C B.P. (Bard *et al.*, 1987 ; Broecker *et al.*, 1988).

\***Au large du delta du Sénégal**, une estimation des variations de la vitesse du vent a été faite à partir de la granulométrie des poussières éoliennes (Samthein *et al.*, 1987). Les similitudes avec la chronologie précédente sont très grandes. Ainsi, l'installation de l'aridité correspond à une baisse considérable de la vitesse du vent (de 33 à 8 m/s environ entre 19,600 et 18,100 ans B.P. environ). Au contraire, le **maximum aride voit une augmentation de 8 à 35 m/s environ entre 18,100 et 14,900 ans B.P. environ.** Enfin, le retour de l'humidité entre 14,900 et 13,400 ans B.P. environ correspond à une diminution brutale de 35 à 5 m/s environ.

#### d) Le Nigéro-Tchadien

\***Au centre du bassin du Tchad.** Dans le Kanem, après 12,000 ans B.P. environ, Servant (1973) a reconnu un grand nombre d'oscillations lacustres. Dans la région des "deltas" du Chari, le retour à une pluviosité abondante se situe plus tôt, vers 13,000 ans B.P. au moins. Une régression importante du lac Tchad a été reconnue vers 9800 ans B.P. Les oscillations postérieures ont laissé peu de traces ; en particulier, le grand lac de 6000 ans B.P. (Schneider, 1967 ; Servant, 1973) n'a pas été retrouvé (Durand et Mathieu, 1979-1980).

**\*Dans le goulbi de Maradi**, le Nigéro-Tchadien se décompose en deux phases : la première voit la poursuite du creusement de chenaux relativement profonds (10-15 m) dans le lit majeur ; la deuxième phase, qui débute vers 4000 ans B.P., voit le remblaiement des chenaux par les matériaux de la formation fluvio-palustre supérieure. Les dépôts indiquent trois épisodes sédimentaires pouvant signifier autant d'oscillations climatiques. Ainsi apparaît une très bonne convergence avec le bassin du Tchad où sont également décrites trois oscillations climatiques depuis 4000 ans (Maley, 1977).

**\*En mer, face au delta du Niger.** Les données obtenues par Pastouret *et al.* (1978) nous permettent de compléter et de modifier cette interprétation. Le Nigéro-Tchadien comporte quatre parties distinctes :

- **De 13,240 ± 600 ans à 11,200 ± 650 ans**, les teneurs en quartz sont à nouveau très élevées. Elles diminuent brutalement alors que l'on observe un changement très important du  $\delta^{18}\text{O}$  (fig. 86) entre 11,200 ± 650 et 11,130 ans B.P. (date interpolée). La quantité de sable étant constante (fig. 87), il ne peut s'agir que de silts. Par ailleurs, les micas qui constituent l'essentiel de la fraction terrigène grossière entre 13,240 et 11,200 ans B.P., chutent alors brutalement comme le quartz (Thiede *et al.*, 1974). Inversement, les débris végétaux, peu importants (0-20%) dans les apports terrigènes grossiers entre 15,600 ± 1300 et 11,130 ans B.P., constituent ensuite la majeure partie (50-95%) de cette fraction (Thiede *et al.*, 1974). Nous supposons que le quartz et les micas représentent des poussières éoliennes proximales, c'est-à-dire déposées au Sahel près de leur zone d'origine (Chamley, 1988 ; Coudé-Gaussen, 1988). Ainsi, l'augmentation du ruissellement à la fin du Kanémien a d'abord entraîné une fraction détritique sableuse. Puis, dans cette première partie du Nigéro-Tchadien, l'augmentation de la décharge d'eau douce, et donc du ruissellement, entraîne une fraction détritique micacée et silteuse siliciclastique que nous supposons d'origine éolienne. Pastouret *et al.* (1978) parlent alors de "*intense washing of soil formations*". Enfin, après 11,200 ± 650 ans B.P., une nouvelle augmentation de la décharge d'eau douce voit au contraire une très importante diminution de ces apports. Nous attribuons ce changement à une augmentation très rapide et concomitante du couvert végétal, enfin suffisante pour protéger les versants du ruissellement.

- **De 11,130 à 6540 ± 410 ans B.P.** La sédimentation est relativement homogène : peu de sables, peu de quartz, très peu de micas, prépondérance de la kaolinite dans la fraction argileuse et des débris végétaux dans la fraction grossière (fig. 86-87 et Thiede *et al.*, 1974). On note cependant une augmentation ponctuelle très

importante du quartz vers 8650 ans B.P. (date interpolée). Cette augmentation pourrait traduire l'extension du ruissellement beaucoup plus au Nord du bassin versant, en raison du début du grand optimum climatique de l'Holocène inférieur, bien attesté au Sahara même (Maley, 1981 ; Petit-Maire, 1983 et 1989). Le ruissellement reprendrait alors des stocks de poussières déposées au Kanémien. Par ailleurs, alors qu'avant 11,040 ans B.P. (date interpolée) les variations des smectites et de la kaolinite étaient synchrones, on assiste ensuite à un décalage progressif (et inexplicable) des pics qui finissent par être en opposition à 6540 ± 410 ans B.P. (fig. 87).

- **De 6540 ± 410 ans B.P. à 4510 ans B.P.** (date interpolée), on observe (fig. 87) d'une part une importante diminution de la kaolinite et la disparition de la goethite, et d'autre part un bref apport de palygorskite suivi d'une très importante augmentation des smectites. De plus, vers 6540 ± 410 ans B.P., la proportion de débris végétaux diminue considérablement dans la fraction terrigène grossière au profit du quartz (Thiede *et al.*, 1974). Ainsi, cet épisode voit l'arrêt de la dégradation et de l'érosion des cuirasses et, au contraire, la reprise de l'érosion des smectites dans les zones basses, concomitante d'une diminution du couvert végétal. Nous concluons donc, comme Pastouret *et al.* (1978, p. 223) à partir des données micropaléontologiques, que cet épisode représente **une diminution de la pluviosité sur le continent.**

L'origine des smectites peut être diverse. On peut envisager, comme au Ghazalien supérieur, leur formation pendant l'optimum humide centré vers 8500-8000 ans B.P. (Servant, 1973 ; Maley, 1981). Mais, pour le moment, on ne connaît pas de tels dépôts dans le bassin du Moyen-Niger. Il est vrai que leur reconnaissance serait particulièrement délicate. Ainsi, dans le goulbi de Maradi ils occuperaient dans le lit majeur une position qui est déjà celle des argiles ghazaliennes et celle du sommet des chenaux holocènes (fig. 77). Par ailleurs, nous avons déjà envisagé une reprise de l'érosion des argiles ghazaliennes elles-mêmes, lors d'une chenalisation des écoulements qui aurait donc eu lieu entre 6540 ± 410 et 4510 ans B.P. Cette hypothèse est en accord avec l'âge de 3880 ± 80 ans B.P. obtenu à Angoa Mata (fig. 77 et 81) pour les premiers dépôts du remplissage d'un des chenaux holocènes. Cette hypothèse est également en accord avec la conclusion de Servant (1973) quant à un changement climatique radical à partir de 7500-7000 ans B.P. environ. Par contre, cette hypothèse est en contradiction avec celle de l'existence d'un mégatchad vers 6000 ans B.P. soit après la diminution de la pluviosité.

- **Après 4510 ans B.P.** (date interpolée) on observe

une augmentation des sables et du quartz ainsi qu'une diminution des smectites (fig. 87 et 86), synchrones d'une nouvelle importante diminution de la décharge d'eau douce (fig. 86). C'est la mise en place de la situation actuelle.

### 3.7. Conclusions

Les formations superficielles de la région de Maradi comprennent trois ensembles bien distincts : d'une part des formations alluviales caillouteuses anciennes, distribuées à la surface des plateaux ou bien édifiant de hautes terrasses étagées sur le versant des vallées ; d'autre part des alluvions récentes non ferruginisées, emboîtées, et formant au fond des vallées une moyenne et une basse terrasse ; enfin des formations éoliennes. Ce dispositif reproduit l'essentiel de ce qui a été observé dans la vallée du Moyen-Niger (Dubois *et al.*, 1984).

En ce qui concerne le Quaternaire supérieur, les analogies sont grandes avec les alluvions équivalentes du Moyen-Niger. En outre, des corrélations peuvent être faites avec la sédimentation au centre du bassin du Tchad et surtout avec les données en mer, face au delta du Niger. La plus grande précision de ces dernières nous amène à nuancer fortement les conclusions antérieures. Il apparaît notamment que **le découpage climatostratigraphique établi en zone plus aride, au Nord du lac Tchad, par Servant (1973) est beaucoup trop tranché et est mal adapté ici.** Ainsi, par exemple, la formation fluviéo-éolienne intercalaire (fig. 79) représenterait un important épisode de transition qui n'avait pas été repéré auparavant entre le maximum humide du Ghazalien supérieur et le maximum aride du Kanémien. De même, le retour d'une pluviosité notable est beaucoup plus précoce que 10 à 12,000 ans B.P. **Tout ceci nous conduit à restreindre la période d'aridité maximale du Kanémien pendant laquelle aurait été mis en place un erg (18,900-14,800 ans B.P., dates interpolées).** Et même pendant cette période, les épisodes les plus arides connaissent encore une érosion fluviale importante, responsable notamment de l'entaille de la moyenne terrasse. Cette coexistence de caractères humides et arides n'est pas sans rappeler la situation actuelle.

## 4. VALLEE DE KEITA

### 4.1. Situation

A Keïta (5°46'E et 14°55'N environ, fig. 88.A) passe le Takarkare, autrefois affluent du Dallol Maouri (fig. 2), et à présent sec presque toute l'année. Le bassin versant de Keïta qui est d'environ 1200 km<sup>2</sup>, est compris

entre 15° et 14°38'N (fig. 88.A). Avant 1970, la pluviométrie y était d'environ 400 mm/an (fig. 7). Par comparaison, rappelons que le bassin versant de Maradi situé entre 12°30' et 13°30' N environ, recevait avant 1970 entre 600 et 900 mm/an, du Nord au Sud. A Keïta même, l'écoulement éventuel des eaux est considérablement gêné, d'une part à cause d'un resserrement des falaises, d'autre part en raison d'un seuil rocheux en travers de la vallée (calcaires crétacés, fig. 88.B.1 ; Urvoy, 1935). Pour ces raisons, un important barrage avait été construit sur ce site avant l'indépendance. Ce barrage était ancré au Nord sur le Crétacé, mais au Sud il prenait appui en partie sur des formations superficielles. Ces dernières ont cédé, provoquant la ruine de l'ouvrage et dégageant en même temps un affleurement remarquable.

### 4.2. Principales coupes

**a) La coupe de Keïta.** Depuis la base, on observe tout d'abord le substratum crétacé fortement érodé. Très irrégulier, il présente des zones dépressionnaires et des chicots rocheux qui déterminent des dénivellations de quelques mètres (fig. 88.B.1). Des argiles sableuses grises très homogènes qui peuvent atteindre 3 mètres d'épaisseur, ennoient cette topographie (fig. 88.B.2). Puis, après une surface de ravinement, on observe localement jusqu'à 2 mètres d'un poudingue peu consolidé comportant une matrice sableuse avec des galets bien arrondis (fig. 88.B.3). Après une nouvelle surface de ravinement, succèdent 1 à 3 mètres de sables argilo-silteux bruns-ocres, à granules et graviers. Ce dernier niveau semble très homogène, sans structures sédimentaires particulières (fig. 88.B.4). Cet ensemble, recoupé par une surface d'érosion, constitue une moyenne terrasse, surmontée par des dunes éoliennes pouvant dépasser 10 mètres de haut (fig. 88.B. 6 et 7).

**b) La coupe d'Erdikin Gardawa.** En aval du seuil de Keïta, une coupe, en rive gauche de la vallée qui est ici beaucoup plus large (fig. 88.A), montre un système de terrasses qui apparaissent mal à Keïta. Ainsi, le Crétacé est recouvert d'un niveau cuirassé à galets et blocs qui constitue une haute terrasse (HT, fig. 88.C). Une moyenne terrasse, essentiellement sableuse, est située en contrebas, en position emboîtée (MT, fig. 88.C). La limite entre les deux ensembles, peu nette en surface, s'observe surtout en coupe dans les vallées secondaires. Des éléments grossiers de la haute terrasse sont venus nourrir la moyenne terrasse, semble-t-il à plusieurs reprises, et le recouvrement sableux éolien ennoie la rupture de pente (fig. 88.C). Ainsi, par endroits, la surface de la moyenne terrasse semble poursuivre celle de la haute terrasse. Enfin, vers le

centre de la vallée, on peut observer une basse terrasse emboîtée, constituée essentiellement de sables à stratifications entrecroisées (BT, fig. 88.C)

c) **La coupe de Teleleguel.** En amont de Keïta, une coupe analogue à celle d'Erdikin Gardawa a été observée près de Teleleguel (T, fig. 88.A). Elle présente la particularité de montrer, au sommet de la moyenne terrasse aplanie, des remplissages de chenaux, larges de quelques mètres et profonds de un mètre environ.

#### 4.3. Les sables

Comme dans la région de Maradi (fig. 80), les sables les mieux classés, typiques d'un dépôt éolien (9 et 10, fig. 88.D et E), sont en fait remaniés dans les dépôts fluviaux à stratifications entrecroisées de la basse terrasse. Les modes principaux observés sur les trois coupes (180-250  $\mu\text{m}$ , 500 et 800  $\mu\text{m}$  environ) ont également été observés à Maradi (fig. 80). Par contre, on note deux différences importantes. D'une part, à l'exception du niveau sableux supérieur de la moyenne terrasse (4, fig. 88. B, D et E), on constate dans ces faciès sableux l'absence de matériel supérieur à 1 mm de diamètre (fig. 88.E). D'autre part, on n'observe pas ici les modes les plus fins, fréquents à Maradi vers 50-63 et 80-120  $\mu\text{m}$  (fig. 80).

On peut expliquer l'absence des granules et graviers par l'éloignement du socle susceptible de fournir ce matériel fluvial, au contraire de Maradi. Par contre, l'absence d'un stock de silts grossiers et de sables très fins pourrait être liée à la dynamique éolienne. En effet, ces particules sont susceptibles d'être entraînées en suspension par le vent (Yaalon, 1987). Ainsi, à Ibeceten, 50 km environ au Nord de Keïta, la remise à vif récente de dunes transverses a modifié la granulométrie. Les modes les plus fins ont considérablement diminué au profit des plus grossiers : diminution de 12 à 1% pour le mode 80  $\mu\text{m}$  et de 17,5 à 4% pour le mode 160  $\mu\text{m}$ , mais augmentation de 4 à 31% pour le mode 630  $\mu\text{m}$  (Canon-Cossus, 1980). Compte tenu du gradient climatique, on peut se demander si les particules les plus fines n'ont pas été totalement enlevées par le vent à Keïta, et au contraire conservées en tout ou partie à Maradi ? Nous allons y revenir.

#### 4.4. Essai de corrélations entre les régions de Maradi et Keïta

Les similitudes sont grandes entre les régions de Maradi et de Keïta. Ainsi, sur des bases morphologiques et lithologiques, nous proposons de mettre en corrélation la haute terrasse d'Erdikin Gardawa (HT, fig. 88.C) avec la moyenne terrasse ancienne de Maya Oukou (fig. 77.4), les moyennes terrasses d'Erdikin

Gardawa et de Keïta (MT, fig. 88. B et C) avec celle d'Elmougoulima (fig. 77. 6 et 7), et la basse terrasse d'Erdikin Gardawa (BT, fig. 88.C) avec celle d'Angoal Mata (fig. 77.8). Dans la région, d'autres niveaux plus hauts et plus anciens existent ; ils sont susceptibles de correspondre à la haute terrasse ancienne de Maradi et à la surface fini-Ct de la vallée du Moyen-Niger (Dubois et Lang, 1981), mais une analyse plus approfondie serait nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

D'une manière générale, on constate que les niveaux grossiers le sont beaucoup plus dans la vallée de Keïta qu'à Maradi : blocs de la haute terrasse d'Erdikin Gardawa au lieu des galets de Maya Oukou, galets de Keïta au lieu des graviers d'Elmougoulima (fig. 80 et 88.B). Par ailleurs, les coupures lithologiques de la moyenne terrasse sont extrêmement nettes à Keïta, soulignées par des surfaces de ravinement, alors qu'à Elmougoulima seule l'analyse granulométrique a permis d'identifier des limites qui sont insensibles à l'œil nu (fig. 79). La différence pluviométrique mentionnée précédemment, amplifiée par ses conséquences sur le couvert végétal plus clairsemé et le rythme plus irrégulier des précipitations vers le Nord, suffirait à expliquer ces différences.

#### 4.5. Essai d'interprétation de la mise en place de la moyenne terrasse de Keïta

Par comparaison avec Elmougoulima (fig. 77.6 et 7), nous attribuons donc au niveau argileux de la base de la moyenne terrasse de Keïta (fig. 88.B.2) un âge ghazalien supérieur, immédiatement antérieur à 21,600 ans B.P. Après cette date, les phénomènes observés sont les suivants :

- ravinement des argiles,
- dépôt des galets (fig. 88.B.3),
- érosion du niveau à galets,
- dépôts des sables à graviers (fig. 88.B.4),
- nivellement de la moyenne terrasse.

Tous ces phénomènes indiquent une dynamique sédimentaire impliquant des écoulements fluviaux à fluvio-torrentiels (galets). Nous supposons donc qu'ils ont eu lieu avant le maximum de l'aridité qui débiterait vers 18,900 ans B.P. (fig. 86). Comme dans la région de Maradi, il est possible qu'entre 21,600 et 18,900 ans B.P. aient eu lieu en plaine et sur les plateaux, hors d'atteinte des écoulements, des remaniements et des dépôts éoliens qui n'auraient pas été conservés au centre des vallées?

L'importante dune qui recouvre la moyenne terrasse de Keïta (fig. 88.B.6 et 7) atteste donc de l'ampleur des dépôts éoliens après 18,900 ans B.P. Si on considère que les périodes arides postérieures au Kanémien ont été beaucoup moins prononcées que le Kanémien lui-même

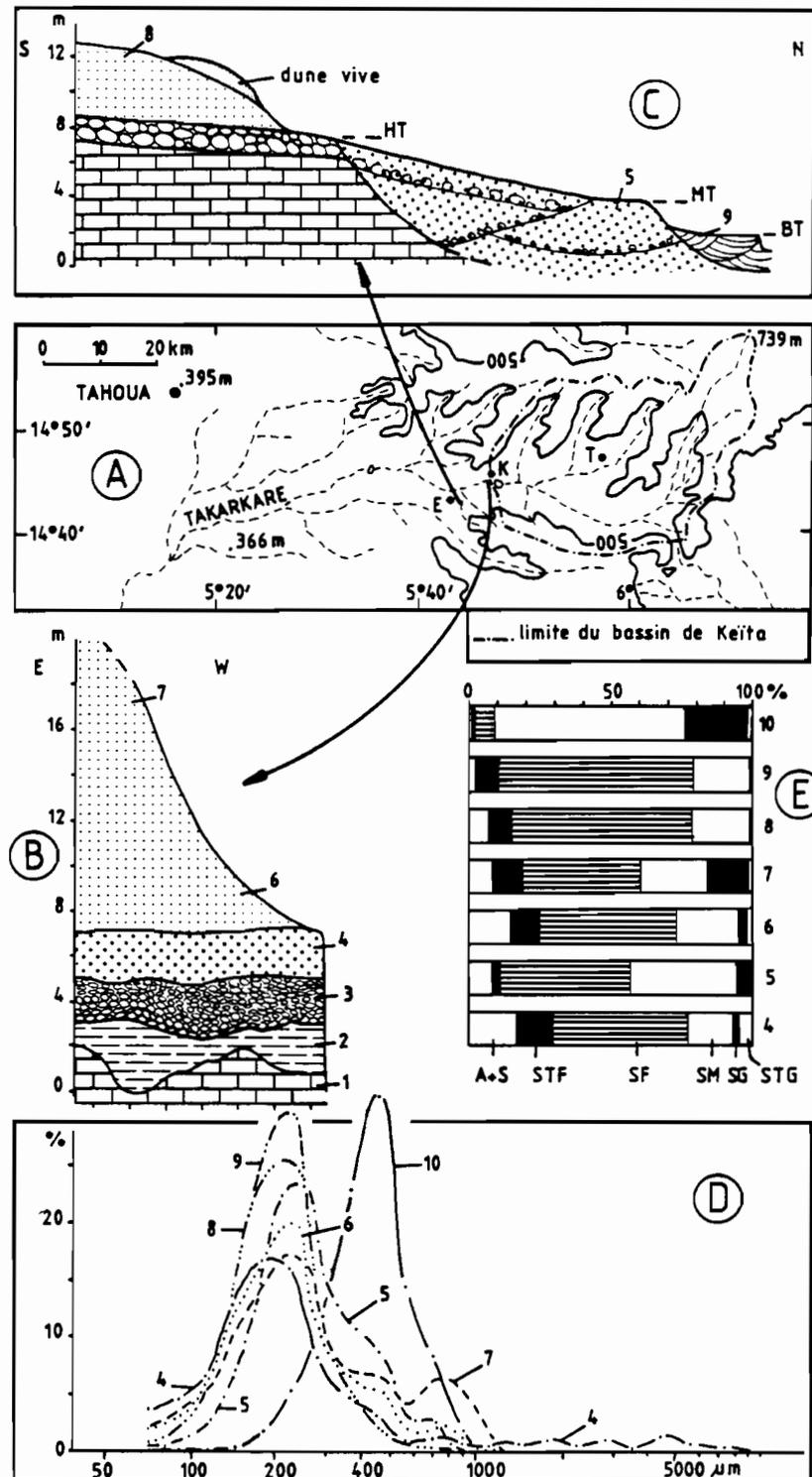


Fig. 88. Vallée de Keïta.

A : Localisation : K : Keïta ; E : Erdikin Gardawa ; T : Teleleguel.

B : Coupe géologique synthétique de la rive gauche du Takarkare au niveau de Keïta : 1 : Crétacé ; 2 : argiles sableuses grises ; 3 : niveau à galets ; 4 : sables brun-ocres à granules et graviers ; 6 et 7 : dune rouge-orangée.

C : Coupe géologique synthétique de la rive gauche du Takarkare au niveau d'Erdikin Gardawa : 5 : moyenne terrasse sableuse à galets et blocs ; 8 : dune rouge-orangée ; 9 : basse terrasse sableuse ; HT : haute terrasse ; MT : moyenne terrasse ; BT : basse terrasse.

D : Courbes granulométriques non cumulées : 10 : basse terrasse près de Teleleguel.

E : Log granulométrique : A + S : argile + silts ; STF : sables très fins (63-125  $\mu\text{m}$ ) ; SF : sables fins ; SM : sables moyens (250 -500  $\mu\text{m}$ ) ; SG : sables grossiers ; STG : sables très grossiers, granules et graviers (>1000  $\mu\text{m}$ ).

(Gavaud, 1970 ; Maley, 1981 ; Pastouret *et al.*, 1978 et fig. 86), on peut penser que cette dune s'est mise en place pendant le maximum d'aridité situé entre 18,900 et 14,800 ans B.P. environ. Or, nous avons vu que c'est pendant cette même période qu'aurait eu lieu l'incision de la moyenne terrasse. Ceci rejoint les observations de Courel (1977, p. 41 et 265), à la même latitude dans le Liptako, à l'Ouest de la vallée du Moyen-Niger : "... les oueds majeurs ont toujours eu un tracé voisin de celui qu'ils ont aujourd'hui ; seuls les petits oueds ont été barrés par les dépôts éoliens... Cette indépendance du réseau hydrographique signifierait que le Liptako n'a pas connu l'aridité absolue et que des écoulements très épisodiques ont permis aux principaux oueds de maintenir leur cours initial..." A nouveau se pose la question de l'ampleur de l'aridité du Kanémien.

## 5. L'ARIDITE DU KANEMIEN : UN ESSAI DE SYNTHÈSE

### 5.1. Problèmes posés

#### a) Problèmes lithostratigraphiques : la reconnaissance du Kanémien.

**\*La primauté du Kanémien.** Au Sahel central, le volume des sables éoliens et leur expansion au Sud de leur zone de formation actuelle, ne peuvent pas passer inaperçus. Leur présence a été remarquée dès le début des observations scientifiques, d'où l'hypothèse d'une extension du Sahara vers le Sahel dans un passé récent (Freydenberg, 1908 ; Falconer, 1911 ; Garde, 1911). L'âge de cette extension du désert posait un problème qui n'a été résolu qu'avec la radiochronologie. Pourtant, paradoxalement les premières datations absolues, rares et éparpillées dans l'immense bassin tchadien, ignorèrent le Kanémien. Ainsi elles appuyèrent d'abord l'hypothèse, depuis abandonnée, d'un paléolac Tchad gigantesque entre 22,000 et 7000 ans B.P. environ (lac atérien de Faure *et al.*, 1963). Servant et Servant-Vildary (1970) ont été les premiers à fixer les limites d'une période aride entre 20,000 et 12,000 ans B.P. environ, à l'aide de nombreuses datations sur les dépôts palustro-lacustres encadrant des sables éoliens, observés en coupe au Nord du lac Tchad. Dès lors, compte tenu de l'impossibilité fréquente dans les autres régions du Sahel de dater les sables éoliens antérieurs à l'Holocène, c'est à cette période kanémienne qu'ils furent rattachés le plus souvent. Le meilleur exemple est celui des sables de l'Ogolien, nommés d'après le nom d'une région de Mauritanie, connus et étudiés bien avant ceux du Tchad, mais dont l'âge fut déterminé en partie par rapport aux datations du Tchad (Michel, 1973). Ainsi l'opinion généralement admise était qu'au

Kanémien "... les massifs dunaires se développent partout sur la frange sahélienne depuis l'Atlantique jusqu'à l'Ethiopie. Ils se déplacent de 500 à 800 km vers le Sud et vers 20-18,000 ans B.P. les dunes ogoliennes s'installent jusqu'à la latitude de Dakar, Kano ou N'Djamena, soit à 10-12°N..." (Rognon, 1976b).

**\*La découverte de l'importance des périodes arides antérieures.** La chronologie lithostratigraphique s'est révélée rapidement insuffisante. Les sables éoliens constituent en effet au Sahel un faciès sédimentaire qui se répète dans le temps et ne peut donc avoir valeur de repère stratigraphique. Nous avons vu qu'il existe au total trois périodes arides importantes avec des dépôts éoliens au Pléistocène supérieur. Ainsi, outre le Kanémien, une période aride très importante a été mise en évidence au Tchad, au milieu du Ghazalien, par Servant-Vildary (1978). Son âge a été estimé entre 35,000 et 29,000 ans B.P. environ (Durand et Mathieu, 1979 à 1980). Une autre grande période aride existe avant le Ghazalien (Servant, 1973). Son âge a été précisé comme antérieur à 50,000 ou même 65,000 ans B.P., en fonction d'une estimation des vitesses de sédimentation de dépôts antérieurs à 35,000 ans B.P. au Sud du lac Tchad (Durand et Mathieu, 1979 à 1980). Ces trois périodes arides antéholocènes, décrites d'abord autour du lac Tchad ont été depuis différenciées dans de nombreuses régions (Maley, 1981 ; Alimen, 1982).

Plus récemment, l'utilisation de nouvelles méthodes (Th/U) a permis de mettre en évidence et de dater des épisodes arides encore plus anciens, au Pléistocène supérieur et moyen (Petit-Maire *et al.*, 1980 et 1982 ; Gaven *et al.*, 1981 ; Petit-Maire, 1992). Mais, c'est sur la marge atlantique que ces épisodes ont été le mieux enregistrés par leur production de poussières éoliennes (Pokras, 1987 ; Pokras et Mix, 1985 et 1987 ; Rognon, 1989). Enfin, nous avons vu que des dépôts de sables éoliens ont eu lieu également à plusieurs reprises au Pléistocène inférieur.

**\*Conclusion.** Ainsi, la présence au Quaternaire supérieur de sables éoliens au Sud du Sahara ne doit plus être systématiquement attribuée au seul Kanémien. Avant de discuter des caractéristiques climatiques enregistrées par les dépôts du Kanémien, il conviendra donc de s'assurer qu'il s'agit effectivement de dépôts kanémiens. Mais, même dans ce cas, il faudra distinguer ce qui revient en propre au Kanémien et ce qu'il a reçu en héritage des épisodes arides antérieurs. Ceci pose donc des problèmes stratigraphiques et chronologiques d'une part, et des problèmes sédimentologiques et paléoenvironnementaux d'autre part.

#### b) Problèmes chronologiques : la durée du Kanémien

**\*"Effet d'inertie" et "effet de seuil".** Nous avons

vu que la première chronologie détaillée du Quaternaire supérieur, étayée par de nombreuses datations absolues, a été établie par Servant (1973) au Nord du lac Tchad, dans le Kanem. Dans cette région entièrement recouverte par les sables éoliens d'un erg ancien, les périodes humides se remarquent par l'apparition de lacs et marécages généralement liés à l'affleurement de la nappe phréatique dans les creux interdunaires et les dépressions. Les périodes arides se remarquent par la disparition de ces mêmes lacs et marécages ainsi que par des remaniements éoliens des sables. Cette chronologie présente l'intérêt d'être très simple et bien définie par de très nombreuses coupes détaillées qui constituent autant de parastratotypes, si tant est que ce terme puisse être utilisé pour des formations continentales (Pomerol *et al.*, 1980). Par contre, de par leur nature même, les dépôts introduisent des erreurs. Outre les nombreux

problèmes méthodologiques posés par l'utilisation de la radiochronologie (Fontes, 1986 ; Durand *et al.*, 1984 ; Dubar, 1988), il y a un "effet d'inertie" lié à la nappe phréatique qui amortit les effets de changements climatiques, son niveau variant plus lentement que le climat (Chouret *et al.*, 1977 ; Hillaire-Marcel, 1983). D'autre part, il y a un "effet de seuil", l'apparition ou la disparition de la nappe en surface ne traduisant pas un niveau zéro, mais un minimum pluviométrique variable selon les conditions locales (Servant, 1973 ; Rognon, 1980b). Il en résulte un décalage possible avec la chronologie véritable des événements climatiques, mais surtout une tendance à exagérer l'importance des variations climatiques en ne retrouvant que les extrêmes, les périodes intermédiaires ne laissant généralement pas de trace dans ces dépôts (Nord du lac Tchad, fig. 89).

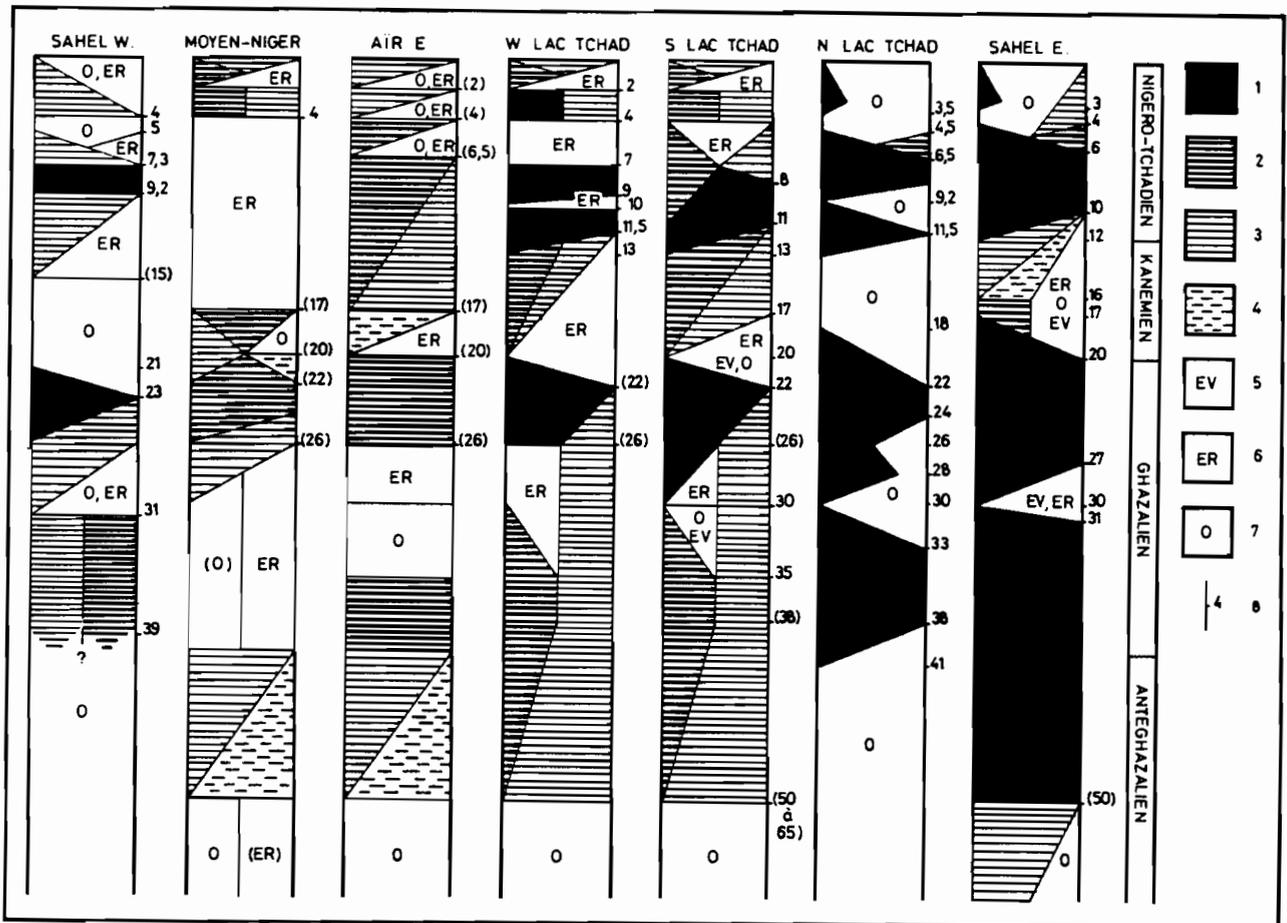


Fig. 89. Evolution schématique de la sédimentation dans la zone sahélienne depuis 50,000 ans B.P. environ (*in* Durand et Lang, 1986).

Les figurés sont de plus en plus sombres en fonction de l'abondance de l'eau dans le paysage. 1 : dépôts lacustres ou palustro-lacustres ; 2 : dépôts palustres et sols ; 3 : dépôts fluviaux ; 4 : dépôts fluvio-torrentiels ; 5 : évaporites ; 6 : érosion ou lacune ; 7 : dépôts et remaniements éoliens ; 8 : datations en millénaires  $^{14}$  C B.P. (Before Present). Les datations entre parenthèses proviennent soit de corrélation avec des régions proches de celles considérées dans la colonne, soit d'estimations basées sur les vitesses de sédimentation. Les données proviennent des travaux de Chamard (1973), Durand (1978 et 1982), Durand et Mathieu (1979-1980), Durand *et al.*, (1981-1982, 1983 et 1984), Gasse (1975), Gasse *et al.*, (1980b), Maley (1981), Michel (1973), Servant (1973) et Servant-Vildary (1978). Les données plus récentes mentionnées dans le texte n'ont pas été réintégrées dans ce schéma qui n'a qu'une valeur indicative.

Ainsi, une période aride est donc d'abord reconnue par une lacune et éventuellement un dépôt éolien entre deux dépôts de périodes humides. Seules ces dernières pouvant fournir du matériel datable par le radiocarbone, plus la lacune liée aux effets de seuil et d'inertie sera grande, plus la durée de la période aride sera surestimée. En outre, **les conditions locales pouvant introduire des distorsions en masquant totalement ou en amplifiant un signal climatique**, un même événement sera daté différemment selon le milieu qui l'enregistre. Par exemple, pour les lacs qui seront datés comme postérieurs à l'erg qu'ils recouvrent, interviennent la taille et la localisation du bassin versant, la végétation environnante qui peut modifier l'évapotranspiration, la nappe phréatique, les sources, etc (Gasse, 1975 ; Gasse et Street, 1978 et 1986 ; Servant et Servant-Vildary, 1980 ; Rognon, 1980a ; Street, 1980). En ce qui concerne le centre du bassin du Tchad, on peut penser que l'érosion des sols au Kanémien a paradoxalement provoqué la remontée de la nappe phréatique en remettant à nu la couverture sableuse. En effet, celle-ci favorise l'infiltration et est un rempart efficace contre l'évaporation (Maglione, 1976). Un exemple est rapporté par Servant (1973) en Casamance, où la déforestation, en diminuant l'évapotranspiration et en améliorant l'infiltration, a permis une remontée importante et rapide de la nappe phréatique. Dans le bassin du Tchad, au Sud du lac, les nodules carbonatés liés à la nappe phréatique indiquent un niveau minimum vers 19,000 ans B.P., puis une remontée déjà notable vers 17,000 ans B.P. (Ph. Mathieu, communication orale).

Par la suite, lors du passage de l'aride du Kanémien à l'humide du Nigéro-Tchadien, tous ces facteurs agissent globalement et on enregistre d'abord une nouvelle et importante remontée de la nappe phréatique dès avant 13,000 ans B.P. au centre du bassin qui constitue une zone déprimée (Durand, 1978 ; Durand et Mathieu, 1979-1980 ; Maley, 1981 ; Durand *et al.*, 1984). Le paléolac Tchad retrouve une superficie notable dès 12,000 ans B.P. environ, alors que des mares liées à la nappe phréatique apparaissent à sa périphérie, ainsi que dans les autres zones déprimées du Bahr El Ghazal et des Bas-Pays (Servant, 1973 ; Maley, 1981). Dans les zones plus éloignées, comme le Ténére, les mares apparaîtront plus tard, parfois entre 11,000 et 10,000 ans B.P., généralement après 10,000 et parfois même après 9000 ans B.P. (Servant, 1973 ; Maley, 1981). **Ainsi, selon les endroits, la fin du Kanémien peut différer de plus de 4000 ans, soit plus que la durée totale de l'humide important de l'Holocène inférieur (9500 à 6500 ans B.P.).**

Il est donc difficile d'établir avec précision une chronologie générale. **Chaque géosystème reste un**

**cas particulier** dont l'interprétation nécessite, à chaque fois, la compréhension préalable du fonctionnement en se référant à un système actuel analogue.

**\*Un enregistrement de longue durée à un même endroit** présente donc un intérêt évident (Fontes et Gasse, 1986 et 1991). C'est dans cette optique que nous avons essayé de comparer les données sur le Sahel central avec celles fournies par un sondage en mer dans le delta du Niger. Par la taille et la disposition de son bassin versant, le fleuve Niger peut être considéré comme **représentatif du Sahel central et de sa bordure méridionale**. En effet, à l'embouchure du delta, les eaux du Niger proviennent actuellement à plus de 80% de la Bénoué. Or le bassin versant de ce fleuve est situé entre 7° et 11°N environ. C'est à peu près la latitude du bassin amont du Chari et de ses affluents ainsi que de la partie méridionale des plaines centrales du Tchad, qui, ensemble, recueillent plus de 90% de la pluviométrie sur le bassin du Chari (fig. 2). Ce sondage qui nous renseigne sur l'évolution sédimentaire du bassin du Moyen-Niger nous permet donc de suivre aussi l'évolution paléohydrologique d'un bassin analogue à celui du Chari qui est la principale source d'alimentation en eau du lac Tchad.

C'est ainsi que nous avons pu précédemment proposer une chronologie du Kanémien mettant en évidence **une durée beaucoup moins longue de la période d'aridité maximale (18,900-14,800 ans B.P. environ)**. Cette chronologie est confirmée par des données provenant du Jebel Marra, au Soudan (fig. 2). Situé à la même latitude que le lac Tchad, ce lac de cratère, qui peut être considéré comme un pluviomètre naturel, indique un haut niveau (+ 25m) antérieur à 19,000 ans B.P. (probablement au Ghazalien), puis, après une période d'érosion, un niveau moyen (+ 1.5 à 8 m) entre 19,000 ± 270 et 16,300 ± 380 ans B.P. Le plus bas niveau de cette période (+ 1,5 m vers 17,200 ans B.P.) était néanmoins supérieur à l'actuel, et à 14,000 ± 210 ans B.P. le niveau était déjà remonté à + 9 m (Williams *et al.*, 1980). Compte tenu du contexte hydrologique (lac de cratère) cette remontée ne peut venir que d'une augmentation de la pluviométrie locale, peut-être liée à une baisse de la température. De plus, nous avons vu que la période globalement la plus aride (18,900-14,800 ans B.P. environ) n'est pas homogène, mais comprend en fait **plusieurs épisodes arides dont chacun aurait une durée inférieure au millénaire**. Par ailleurs, **la décharge d'eau douce enregistrée en mer était alors comparable à l'actuelle** (Pastouret *et al.*, 1978). Il y a donc une contradiction apparente entre cette indication paléoclimatique concernant indirectement la pluviosité, et les indications fournies par les enregistrements sédimentaires au Sahel même qui indiquent alors une "hyperaridité". Cette contradiction

ne proviendrait-elle pas d'abord de la difficulté d'interpréter l'enregistrement sédimentaire des variations de l'aridité en zone subaride ?

c) **Problèmes paléoenvironnementaux : la reconnaissance de l'aridité dans les enregistrements sédimentaires.** Les périodes les plus arides sont les plus difficiles à caractériser et le sont, le plus souvent, sur la base d'arguments négatifs (Durand et Lang, 1986). Ainsi, comme nous venons de le voir, l'absence de dépôts lacustres ne peut indiquer qu'un niveau minimum de pluviosité, très variable selon les conditions locales (topographie, hydrologie, sols et végétation) et en dessous duquel les variations peuvent être encore importantes. Dans une région comme le Manga ou le Kanem (fig. 2) où le substratum est constitué à 95% par les dépôts éoliens d'un erg ancien et où les sols sont très peu développés, la présence de sables éolisés dans les dépôts est très peu significative, le classement éolien étant un acquis ancien aisément conservable lors de brefs remaniements (Durand *et al.*, 1981-1982 ; et *supra*). Les examens exoscopiques sont très difficiles à interpréter, les grains étant pratiquement toujours affectés à divers degrés et à différentes reprises par l'éolisation (par exemple Ousseini, 1986). Les indications paléontologiques de dépôts arides sont des plus réduites, à la fois en raison de l'absence de nappes d'eau permanentes nécessaires au développement des organismes et également en raison de la mauvaise conservation du matériel palynologique dans ces sables généralement rouges, soit que les pollens aient été vannés et donc non sédimentés, soit qu'ils aient été ensuite oxydés. La reconnaissance et l'interprétation palynologique d'une aridité extrême est elle-même des plus délicates (Cour et Duzer, 1976). Un autre indice de l'aridité pourrait être fourni par la présence d'évaporites, mais malheureusement ces formations disparaissent lors du retour des conditions humides. Ne subsisteront alors éventuellement que les algues qui étaient adaptées à ces milieux (Servant-Vildary, 1978 ; Gasse, 1987b). Certains silicates (kenyaïte, magadiite et accidents siliceux) peuvent être retrouvés, mais leur interprétation paléoclimatique reste délicate (Maglione et Servant, 1973 ; Icole *et al.* 1983 ; Icole et Perinet, 1984). Par contre, les dépôts carbonatés sont souvent conservés ; ils apportent généralement des indications sur la nappe phréatique, ce qui par exemple nous a conduit à nuancer l'"hyperaridité" du Kanémien à partir de 17.000 ans B.P. environ.

Paradoxalement, le plus souvent, ce seront l'arrêt de l'aridification et le retour de périodes humides qui se remarqueront dans les sables et signaleront l'aridification antérieure. On remarquera le renouvellement du stock des minéraux lourds fragiles, des feldspaths, des minéraux argileux et des apports grossiers, par les cours

d'eau depuis l'amont des bassins (Durand, 1978 ; Mathieu, 1978 ; *cf. supra*).

d) **Reconnaissance de l'aridité dans la géomorphologie des formations dunaires**

\***Un déplacement des isohyètes de 700 à 1000 km vers le Sud.** Faisant l'historique de cette question au Sénégal, Barbey (1982) indique que l'on a d'abord attribué les sables de la zone sahélo-soudanienne à une **extension vers le Sud de la zone désertique hyperaride (moins de 50 mm/an de pluviométrie)**. Ceci impliquerait un déplacement des isohyètes actuelles vers le Sud de 700 km environ au Sénégal, et de près de 1000 km dans le bassin du Tchad. Mais l'analyse des formes de ces anciennes dunes vêtues n'évoque en rien une zone hyperaride. En particulier, on n'y retrouve pas de dunes d'accumulation géantes de forme pyramidale, caractéristiques du coeur du Sahara (fig. 26 ; Mainguet, 1976 ; Talbot, 1980).

\***Un déplacement des isohyètes de 400 à 700 km vers le Sud.** L'opinion généralement admise aujourd'hui attribue ces dépôts éoliens à une **extension vers le Sud de la marge saharo-sahélienne (150 mm/an environ)**. On suppose en effet que l'extension maximale vers le Sud des sables éoliens correspond à celle des dunes vives d'accumulations qui suit approximativement l'isohyète 150 mm (Talbot, 1984).

Un exemple permet de préciser cette hypothèse. Ainsi, au Nord de la boucle du Niger, dans la région de Tombouctou (vers 17°N, fig. 28), la pluviométrie moyenne qui était de 200 mm/an environ n'est plus que de 148 mm/an depuis 1969. Or, entre 1975 et 1984, un nouvel erg s'est formé, avec des dunes d'accumulation de direction 55°N, au lieu de 70°N précédemment (Courel et Chamard, 1987). On peut penser que, dans un premier temps, la non régénération de la strate herbacée (composée à 80% de plantes annuelles) et la modification de la rugosité du sol, conséquences directes et immédiates du changement de pluviométrie, ont permis la transformation des dunes vêtues en dunes fixées. Puis, à partir de 1976 est intervenu un **accroissement de l'efficacité du vent** liée à une turbulence accrue dans les basses couches pour des raisons thermiques. Cette efficacité s'est traduite par une forte augmentation des vents de sables (8 en 1975 pour 46 en 1983) et des chasse-sables (30 en 1973 pour 105 en 1984). On peut penser que les dunes fixées se sont alors transformées en dunes vives. La direction résultante annuelle des vents étant passée en 1976 de 80°N à 55°N, le sable a été redistribué pour former un nouvel erg conforme à cette nouvelle direction (Courel et Chamard, 1987). **La pluviométrie n'est donc que l'un des facteurs intervenant à côté des caractéristiques des vents et de la disponibilité du matériel remobilisable.**

**\*Un déplacement des isohyètes de 300 ± 100 km vers le Sud.** Chepil *et al.* (1962 et 1963) ont défini aux U.S.A. un indice d'érosion éolienne C, qui a été adapté en Afrique par Talbot (1984). Cet indice est tel que  $C = V^3 / (PE)^2$ , où V est la vitesse moyenne annuelle du vent (en m/s) et PE est adapté de l'indice d'humidité de Thornthwaite qui prend en compte la pluviométrie (en mm/an) et la température moyenne annuelle (en °C). Actuellement, l'isohyète 150 mm correspond à peu près à l'indice C = 10, l'isohyète 500 mm à l'indice C = 1, et l'isohyète 800 mm à l'indice C = 0,1 (Talbot, 1984 et fig. 90). En considérant que la limite méridionale actuelle des couvertures sableuses superficielles (aujourd'hui C = 0,1 ; fig. 90) correspondait au Kanémien à la limite d'accumulation des dunes vives (aujourd'hui C = 10 ; fig. 90), Talbot (1984) a calculé que ce déplacement a pu être obtenu pour une pluviométrie de 150 à 300 mm/an, si, conjointement, la température moyenne avait baissé de 5°C et si la vitesse moyenne du vent avait augmenté de 50%. Or, ces conditions sont précisément les plus probables lors du dernier maximum glaciaire (Sarnthein *et al.*, 1982 et 1982). Talbot (1984) conclut donc alors à un déplacement des isohyètes vers le Sud qui ne serait plus que de 300 ± 100 km par rapport à la situation actuelle.

On remarquera néanmoins que, dans son hypothèse, la limite méridionale des dunes vives attribuée par Talbot (1984) au Kanémien concerne indistinctement toutes les couvertures sableuses au Sud du Sahara. Nous retrouvons là le premier problème évoqué dans ce paragraphe : ces sables sont-ils tous kanémiens ?

**5.2. L'héritage des ergs antérieurs : quelques exemples**

**a) En Mauritanie et au Sénégal**

**\*Problèmes posés.** Selon Barbey (1982, p. 103), l'erg akcharien, antérieur à 30,000 ans B.P. au moins, est celui qui a connu le plus grand développement en superficie, et surtout en volume : "... la période aride (ayant présidé à sa formation) aurait été beaucoup plus prononcée ou plus longue que celle de l'erg ogolien...". Or, cet erg akcharien est constitué essentiellement de sables fluviatiles plus ou moins remaniés par des actions éoliennes (Leprun, 1971 ; Barbey *et al.*, 1975 ; Barbey, 1982). "... Il n'y a pas eu transport de sables sur de longues distances, mais seulement remodelage par le vent d'une nappe sableuse préexistante..." (Barbey, 1982, p. 164). Comment expliquer ces apparentes contradictions ?

**\*En ce qui concerne l'erg akcharien,** on note que l'orientation des dunes présente une cohérence. Elle est liée à une direction sensiblement NE-SW qui est toujours aujourd'hui celle du vent dominant (fig. 91.A). Ainsi, on observe des dunes d'accumulation linéaires (NE-SW), faiblement remaniées, entre 19° et 20°N. Plus au Sud, entre 18°30' et 17°30'N, existent des dunes d'accumulation transverses (N-S à NNW-SSE), partiellement démantelées pour les plus méridionales. Plus à l'Ouest, se trouvent des dunes orientées NE-SW entre 18° et 16°N. En-dessous de 17°30'N ces dunes ne sont plus reconnaissables que sur les photographies

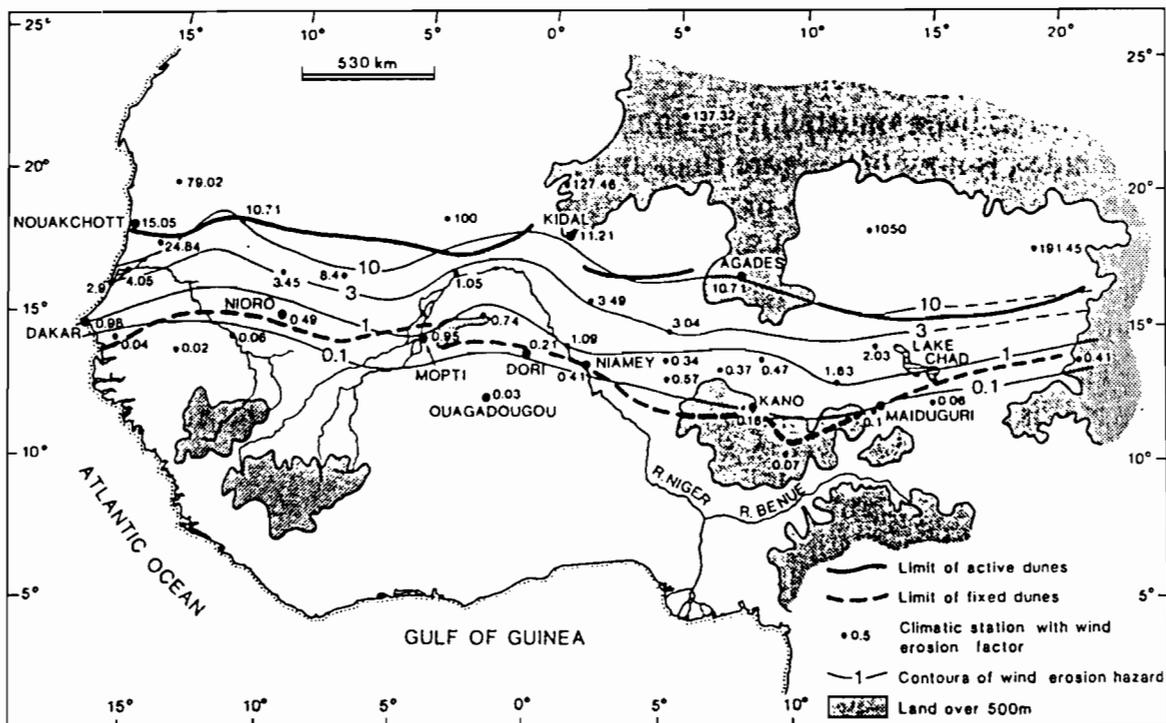


Fig. 90. Répartition des valeurs actuelles de l'indice d'érosion éolienne (C) en Afrique de l'Ouest (in Talbot, 1984).

aériennes. Compte tenu de la largeur des couloirs interdunaires, il s'agirait de dunes longitudinales, c'est-à-dire de formes dunaires liées à l'érosion (cf. fig. 26 ; Barbey, 1982). Enfin, plus au Sud, les édifices dunaires sont complètement démantelés et les orientations ne sont plus identifiables (Barbey, 1982 et fig. 91). Les traces d'éolisation des sables sont de plus en plus ténues et disparaissent entre 15° et 14°30'N (Nguer, 1988).

\*L'erg ogolien, pour sa part, représente effectivement un volume et une superficie moindres que l'erg akcharien (Barbey, 1982 ; fig. 91.A). Par contre l'éolisation du matériel est beaucoup plus importante et il a une extension un peu plus méridionale (14°N

environ, fig. 91.A ; Nguer, 1988). Mais l'éolisation plus importante du matériel sableux n'implique pas nécessairement une action éolienne beaucoup plus intense à l'Ogolien qu'à l'Akcharien. On peut considérer que l'éolisation ogolienne a été facilitée par l'éolisation antérieure : le classement, la forme et l'aspect des grains de quartz étant déjà acquis en partie à l'Akcharien. De même, la limite méridionale des actions éoliennes n'est pas très différente dans les deux cas. L'extension actuelle moins importante de l'Akcharien vers le Sud pourrait venir de son effacement plus important compte tenu de sa plus grande ancienneté. Par contre, dans la zone centrale (18° à 16°N) où les dunes des deux ergs

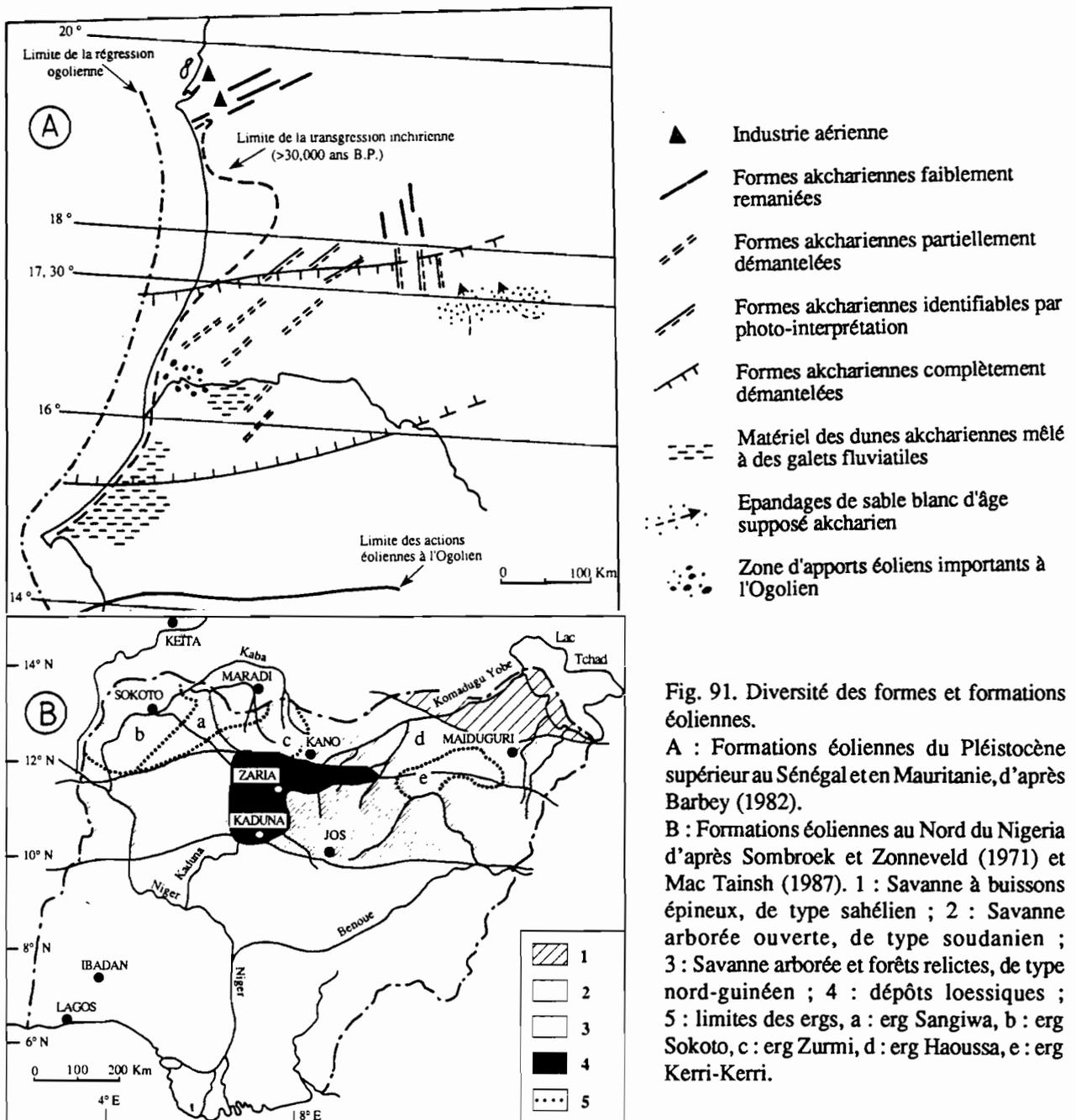


Fig. 91. Diversité des formes et formations éoliennes.

A : Formations éoliennes du Pléistocène supérieur au Sénégal et en Mauritanie, d'après Barbey (1982).

B : Formations éoliennes au Nord du Nigeria d'après Sombroek et Zonneveld (1971) et Mac Tainsh (1987). 1 : Savanne à buissons épineux, de type sahélien ; 2 : Savanne arborée ouverte, de type soudanien ; 3 : Savanne arborée et forêts relictées, de type nord-guinéen ; 4 : dépôts loessiques ; 5 : limites des ergs, a : erg Sangiwa, b : erg Sokoto, c : erg Zurmi, d : erg Haoussa, e : erg Kerri-Kerri.

coexistent et sont identifiables, on remarque que les dunes ogoliennes d'accumulation recouvrent des formes akchariennes liées à l'érosion. Ceci implique **une plus grande intensité des phénomènes éoliens à l'Ogolien.**

**\*Conclusion.** La différence de volume entre les deux ergs pourrait donc indiquer un **épisode akcharien moins intense mais beaucoup plus long.** En effet, de nouvelles données sur le littoral indiquent l'existence au Quaternaire supérieur de plusieurs épisodes arides anté-ogoliens, dont le plus ancien serait antérieur à 100,000 ans B.P. (Giresse *et al.*, 1988). Il est probable que la dénomination d'Akcharien regroupe en fait plusieurs épisodes arides indistinguables en surface sur le continent.

**b) Dans le bassin de Sokoto au Nigeria (fig. 91.B).**

**\*L'erg le plus ancien ou erg Sangiwa** est aussi antérieur à 30,000 ans B.P. au moins (Sombroek et Zonneveld, 1971). Il atteint la latitude 11°48'N, et il est constitué de dunes transverses orientées approximativement NNW-SSE. Le relief dunaire n'est plus visible en-dessous de 13°N, mais la trace en est conservée dans les variations de densité du couvert végétal. L'aplanissement total est attribué non à un lac, mais à des inondations en nappe et à l'érosion linéaire (Sombroek et Zonneveld, 1971). Les analyses granulométriques et minéralogiques ont révélé une étroite corrélation entre les sables de cet erg et les dépôts sous-jacents, du Continental hamadien ou du Continental terminal selon la localisation. Ces sables sont par ailleurs texturalement immatures. Ceci amène Sombroek et Zonneveld (1971, p. 72-73) à conclure que le matériel a une origine locale. Ces auteurs constatent également l'absence de dépôts de cet erg là où le substratum ne pouvait fournir de sables, ce qui leur permet de conclure que les sables n'ont pas été transportés sur plus de 25 km.

**\*Une seconde période d'activité éolienne, estimée synchrone de l'Ogolien de Mauritanie (< 20,000 ans B.P.)** aurait donné naissance aux ergs Sokoto et Zurmi (Sombroek et Zonneveld, 1971), respectivement à l'Ouest et à l'Est du bassin de Sokoto (fig. 91.B).

**L'erg Sokoto** a atteint 11°46'N vers le Sud et il est clairement superposé à l'erg Sangiwa. Ses sables sont texturalement plus matures, car ils reprennent en grande partie le matériel de l'erg Sangiwa qui a été vanné et entraîné par saltation (diminution simultanée des fractions les plus fines et les plus grossières). Ces sables ont encore une origine locale évidente avec un transport maximal estimé cette fois entre 50 et 75 km (Sombroek et Zonneveld, 1971, p. 74-75). Cet erg Sokoto est constitué de cordons ENE-WSW dans lesquels Sombroek et Zonneveld (1971) décrivent principalement des sifs, c'est-à-dire des formes linéaires d'accumulation.

**Les sables de l'erg Zurmi**, qui ne dépassent pas en latitude 11°40'N, ont également une origine locale. Situés sur le socle cristallin (fig. 2 et 91.B), ils proviennent de son altération comme l'attestent les minéraux lourds riches en homblende et épidote (Sombroek et Zonneveld, 1971). Mais, du fait de l'importance de ces minéraux lourds fragiles, ils ne paraissent pas avoir subi une éolisation aussi prolongée que les sables de l'erg Sokoto, à l'Ouest du bassin.

Ceci pose la question des rapports entre les ergs Sokoto et Zurmi. Ils sont considérés comme contemporains par Sombroek et Zonneveld (1971) car tous deux postérieurs à l'erg Sangiwa et antérieurs aux dunes les plus récentes (erg Illela). On remarque cependant, outre leurs différences sédimentologiques, qu'ils ne sont pas en connexion. Ils sont séparés spatialement par un domaine où n'existe que l'erg Sangiwa (fig. 92). De plus, le modelé éolien de l'erg Zurmi est moins prononcé que celui de l'erg Sokoto, et la maturité texturale du sable est moins bonne. Seul l'erg Zurmi est nettement en connexion avec l'erg de la région de Maradi qui est assimilé au Kanémien (Sombroek et Zonneveld, 1971). Nous pouvons donc nous demander si l'erg Sokoto ne serait pas lui aussi un erg ancien?

**\*Conclusions.** Dans le bassin de Sokoto, la situation est donc moins nette qu'au Sénégal et en Mauritanie. En considérant l'erg Sokoto comme d'âge kanémien, il est difficile de trouver une éolisation plus marquée à cette époque qu'aux précédentes. En effet, l'extension géographique des actions éoliennes vers le Sud semble équivalente, et les traits éolisés mieux marqués du matériel tiennent sans doute à la reprise du matériel éolien plus ancien (erg Sangiwa). Par contre, si seul l'erg Zurmi est kanémien, l'éolisation de son matériel étant bien moindre, on pourrait conclure à une activité éolienne alors moins intense ou plus brève.

**c) Au Niger méridional.**

**\*Dans la région de Maradi**, nous avons vu que l'essentiel du matériel sableux semble relever d'un erg ancien (Gavaud, 1977 ; et *supra*). Lorsqu'elle est perceptible, l'orientation de cet erg ancien, E-W ou ENE-WSW, est nettement différente de celle observée au Nigéria, pratiquement perpendiculaire. Compte tenu de leur position plus septentrionale et donc plus "en amont" par rapport à la circulation éolienne générale (fig. 29), ces dunes anciennes du Niger pouvaient être des dunes d'accumulation linéaires, obliques par rapport au vent dominant (fig. 26 et 29) comme les dunes akchariennes de Mauritanie vers 20°N (fig. 91.A). Il est aussi possible que cette orientation soit plus récente, acquise seulement au Kanémien par transformation des dunes transverses de l'erg ancien en dunes linéaires ou en dunes longitudinales ? Dans les

deux cas, il est difficile de juger de l'intensité des phénomènes éoliens pendant le Kanémien par rapport à celle des phénomènes éoliens ayant édifié l'erg ancien. La seule différence notable qui concerne le volume, serait, là encore, fonction de durées très différentes - l'erg ancien pouvant représenter la compilation de tous les épisodes éoliens quaternaires, contre quelques millénaires pour le Kanémien.

**\*Dans la vallée du Moyen-Niger**

L'erg le plus ancien encore reconnaissable en tant qu'erg (D1, fig. 85), comprend deux phases d'accumulation (Ousseini, 1986). Par comparaison avec le bassin de Sokoto et le bassin du Tchad, nous proposons de mettre en corrélation la plus ancienne phase d'accumulation éolienne avec l'erg Sangiwa et l'aride antéghazalien (>50,000 ans B.P. au moins) et la seconde avec l'erg Sokoto et l'aride intra-ghazalien (35,000-29,000 ans B.P., tabl. 10). Sur la base des caractères granulométriques, morphoscopiques et minéralogiques, Ousseini (1986, p. 197) estime que cette seconde phase aurait connu "... un régime éolien plus venteux et plus contrasté que la première..." Dans les deux cas cependant, le matériel sableux indique une dynamique hydrique non négligeable (ruissellement principalement) qui aurait alterné ou coexisté avec la dynamique éolienne (Ousseini, 1986).

Ensuite, au Kanémien, la vallée du Niger a connu deux phases de dépôts éoliens (D2 et D3, fig. 85 et tabl. 10), la première semblant la plus importante (Ousseini, 1986 ; Ousseini et Morel, 1989). Par comparaison avec les sables constituant D1, la mise en place de D2 et D3 semble relever d'actions éoliennes plus exclusives ; les traits liés au ruissellement s'estompent considérablement, mais ils existent toujours. En ne considérant que la granulométrie, la compétence du vent serait

supérieure pour D2 et D3 par rapport à D1 (Ousseini, 1986, p. 132). Mais l'interprétation des analyses morphoscopiques est plus nuancée. La diminution des grains non-usés qui caractérisaient précédemment le ruissellement, est très importante. Ceci n'implique pas forcément un arrêt du ruissellement. Selon Ousseini (1986, p. 157) il est possible que l'erg D1 ait alors constitué un manteau suffisamment épais et continu sur les altérites pour minimiser les apports de grains non usés et favoriser au contraire l'apport, même par le ruissellement, de grains déjà éolisés ?

**d) Dans le bassin du Tchad**

**\*Problèmes posés.** Nous avons vu que l'erg de Kalfou décrit au Nord-Cameroun par Sieffermann (1967; fig. 45.G) constitue la formation sableuse éolisée la plus méridionale du bassin du Tchad (fig. 92.14). Deux problèmes sont posés : quel est l'âge de cette formation et quelle est sa signification paléoenvironnementale ?

**\*L'âge de l'erg de Kalfou.** Nous avons vu que cette formation éolisée étant la plus méridionale du bassin, Pias (1970) considérait qu'il s'agissait là de l'erg le plus ancien. Il le mettait en corrélation avec les sables inférieurs du Kanem décrits en stratigraphie par Servant (1973), et avec les sables de l'erg Haoussa affleurant au Nigeria (1<sup>er</sup> erg, fig. 44.1). Nous avons vu également qu'il y avait là un problème stratigraphique. En effet, Sieffermann (1967) considérait que l'erg de Kalfou avait été arasé au Nord du "cordon périlacustre" de 320 m par la transgression du Megatchad holocène qui n'en avait laissé subsisté que des traces (fig. 92.16). Il en avait conclu que cet erg était immédiatement antérieur à cette transgression. Il lui attribuait donc un âge antérieur à 10,000 ans B.P. (Sieffermann, 1967), ce qui correspondrait au Kanémien ou 2<sup>ème</sup> erg de Pias (1970 et fig. 44.1).

Tableau 10. Essai de corrélations entre les ergs du Pléistocène supérieur au Sahel central.

BASSIN DU MOYEN NIGER			BASSIN DU LAC TCHAD				
Vallée du Niger	Bassin de Sokoto	Niger méridional	Bassin de la Komadugu Yobe	Nord- Cameroun	Bassin du Tchad	Kanem	"Delta" du Chari et Aïr oriental
Ousseini (1986)	Sombroek et Zonneveld (1971) et ce travail	Gavaud (1970 et 1977) et Durand <i>et al.</i> (1981-1982)	Grove et Pullan (1963), Pullan (1964) et Mc Tainsh (1982)	Sieffermann (1967)	Pias (1970)	Servant (1973)	Durand et Mathieu (1979-1980) et Durand <i>et al.</i> (1983)
D 3						12,000 B.P.	
D 2	Erg Zurmi	Erg recent E 2	Erg Haoussa	Erg de Kalfou	2ème Erg	Erg Kanémien	Erg Kanémien
						20,000 B.P.	
D 1'	Erg Sokoto			pas d'erg antérieur connu	1er Erg (= Erg Haoussa + Erg de Kalfou)	30,000 B.P.	29,000 B.P.
		Erg ancien E 1	Erg Kerri-Kerri			(Sables inférieurs)	Formation éolienne intercalaire
							35,000 B.P.
D 1	Erg Sangiwa					41,000 B.P.	50 à 65,000 B.P.
						Sables inférieurs	Erg antéghazalien

Par ailleurs, si Sieffermann (1967) considérait que l'erg de Kalfou avait été arasé par le Mégatchad de 320 m, d'autres auteurs (par exemple Pias et Guichard, 1957b) ont décrit des formations équivalentes parfaitement reconnaissables au Nord du "cordon" de 320 m au Cameroun (fig. 92.15). Ces formations existent aussi au Nigeria au Nord de Maïduguri et à l'Est de Bama (fig. 92.3 et 13). Pullan (1964) considère que ces formations appartiennent à l'erg Haoussa qui s'étend jusqu'à Kano (fig. 92.3) et il les a mises en corrélation également avec les formations équivalentes du Nord-Cameroun (fig. 92.15). Pullan (1964) attribue à ces formations un âge de 15,000 ans B.P. environ, c'est-à-dire kanémien, car à proximité du lac Tchad actuel, elles sont recouvertes par des dépôts fluviaux et palustro-lacustres holocènes (fig. 92.13).

Ainsi, le 1<sup>er</sup> erg de Pias (1970 et fig. 44.1) qu'il considérait comme le plus ancien, se voit attribuer au Nord-Cameroun et au Nigeria, le même âge que son 2<sup>ème</sup> erg au Tchad, c'est-à-dire Kanémien.

**\*Conséquences paléohydrographiques.** Si toutes les dunes anciennes entourant le lac Tchad ont le même âge, immédiatement antérieur au Mégatchad de 320 m, un des arguments en faveur de l'existence de ce dernier disparaît. L'arasement des dunes du Nord-Cameroun, au Nord du "cordon" de 320 m, ne peut plus être attribué à une transgression lacustre alors qu'au Nord du lac actuel les dunes ne sont pas arasées si ce n'est dans le domaine lacustre actuel, mais vers 285-286 m seulement (Carmouze, 1976 ; et cf. supra) : la même cause aurait dû y produire les mêmes effets. Ainsi, à l'Ouest du lac actuel, existent des dunes NNW-SSE, analogues aux dunes du Kanem (fig. 92.9.10.11 et fig. 50). Les descriptions de Grove et Pullan (1963) et surtout Pullan (1964) montrent que l'évolution morphologique n'a pas abouti à un arasement. Les dunes les plus aplanies l'ont été dans la plaine de la Komadugu Yobe (fig. 92.9) et cela principalement par l'érosion et le remblaiement fluviaux : il ne reste que des buttes ne dépassant pas 3 m de haut. Par contre, hors d'atteinte de la K. Yobe (fig. 92.10 et 11), les dunes peuvent atteindre 15 m de haut. On note simplement un remplissage des interdunes, de plus en plus important vers le lac actuel, les zones interdunaires plates et argileuses passant de 20 à 50% de la surface totale. Autrement dit, ce n'est pas le lac mais ce sont les rivières qui érodent les dunes, sans toutefois les "araser" totalement ; l'action du lac se limite à remplir les interdunes. C'est ce qu'on observe dans le lac actuel : le modelé dunaire n'est respecté que hors de portée des cours d'eau et la sédimentation palustro-lacustre remplit les interdunes. De la même façon, on observe que de Maïduguri à la frontière du Tchad (fig. 92), au Nord du cordon de 320 m, les dunes longitudinales présentent simplement une dimi-

nution progressive vers le SE de la hauteur relative des dunes par rapport à celle du remplissage des interdunes (fig. 92.3-13-15-16). Un tel gradient peut correspondre tout autant à une diminution progressive vers le Sud de l'intensité des vents qui ont mis ces dunes en place, qu'à une augmentation des phénomènes hydrodynamiques postérieurs qui les ont érodées et ennoyées. Mais, dans tous les cas, ceci exclut une relation entre l'état actuel de l'erg et un niveau lacustre, indifférent par nature à un quelconque gradient topographique ou climatique.

**\*Signification paléoclimatique de l'erg de Kalfou.** Compte tenu de leur orientation par rapport à la circulation atmosphérique générale, nous pouvons penser que les dunes du Kanem, NW-SE à N-S, que l'on retrouve au Nigeria (fig. 92. 9 à 11), constituaient des dunes transverses d'accumulation. Par contre, les dunes NE-SW à E-W du Nord-Cameroun et du Nigeria constituaient soit des dunes linéaires d'accumulation, soit des formes longitudinales liées à l'érosion éolienne. Nous allons revenir sur le cas des dunes du Nigeria, mais, en ce qui concerne le Nord-Cameroun, les analyses sédimentologiques permettent de trancher. En effet, selon Cabot (1967) il s'agit d'un sable fin à très fin (50-200 µm) qui, malgré un classement typique de dépôt éolien, contient jusqu'à 25% de grains non-usés. Nous pensons donc qu'il ne s'agit pas d'un dépôt de sable éolien, mais de sables d'origine locale, momentanément remobilisés par le vent qui les a vannés et classés. L'orientation actuelle correspondrait donc plutôt à des formes provoquées par l'érosion éolienne sur un substratum fluvial. C'est d'ailleurs ce que décrivent Barbery et Gavaud (1980) un peu au NW de la zone étudiée par Sieffermann (1967) et Cabot (1967) : "... Ces sables homogènes sont présents de part et d'autre du cordon... et figurés par des dunes longitudinales... Ces reliefs, séparés par de profonds sillons, sont attribués à une reprise éolienne des sables lors d'une période désertique..."

**e) Conclusions partielles.** Ces quelques exemples confirment que les couvertures sableuses des zones sahélienne à soudanienne (100 à 1000 mm/an) n'ont pas partout le même âge (tabl. 10). Mais ils montrent aussi qu'elles relèvent de dynamiques variées où le vent n'a pas toujours le rôle principal. De plus, même lorsque le vent est l'agent géodynamique majeur ou exclusif de la dernière mise en place, la signification paléoenvironnementale du dépôt peut être très variable : des dunes transverses résultant de l'accumulation de sables vifs n'ont pas la même signification que les dunes longitudinales formées par l'érosion éolienne de dunes fixées ou couvertes de végétation, voire même par l'érosion de dépôts fluviaux. Autrement dit, non seulement la limite méridionale de ces couvertures sableuses n'est pas isochrone, mais les formations de

même âge, avéré ou supposé, n'ont pas partout la même signification paléoenvironnementale, ni a fortiori la même signification paléoclimatique. Une telle conclusion avait déjà été émise par Warren en 1970 pour le Soudan.

### 5.3. Dynamique éolienne kanémienne au Sahel central

#### a) L'exemple du Nigeria

**\*Introduction.** Paradoxalement, c'est en zone plus humide, au Nigeria, que la dynamique éolienne a été la mieux étudiée. Nous avons déjà mentionné l'analyse détaillée des sables éoliens du bassin de Sokoto, en amont du goulbi de Maradi, par les pédologues Sombroek et Zonneveld (1971). Depuis, d'autres travaux ont porté plus spécialement sur les dépôts loessiques pléistocènes et les poussières éoliennes actuelles dans une zone située immédiatement à l'Est

du bassin de Sokoto (fig. 91.B). Il s'agit du bassin amont du goulbi de Kaba jusque vers 12°30'N et du bassin amont de la Komadugu Yobe jusque vers 10°30'N (fig. 2 et 91.B). Des dépôts loessiques analogues existent également à proximité, au SSW de Zaria dans le bassin amont de la rivière de Kaduna (fig. 91.B).

**\*La dynamique éolienne actuelle** a permis de mieux comprendre la formation des dépôts pléistocènes. Ainsi, actuellement les poussières éoliennes se déposent selon deux gradients très nets, tant pour la taille des particules que pour les quantités apportées. Le premier de ces gradients correspond précisément à la trajectoire de l'Harmattan (ENE-WSW dans cette région) et le second lui est perpendiculaire (Mc Tainsh, 1980 à 1987 ; Mc Tainsh et Walker, 1982). Ces gradients traduisent donc l'éloignement par rapport à la source du matériel et la décroissance de la vitesse du vent en liaison avec la rugosité du sol liée à la végétation. On comprend ainsi que la limite nord des dépôts loessiques corresponde à

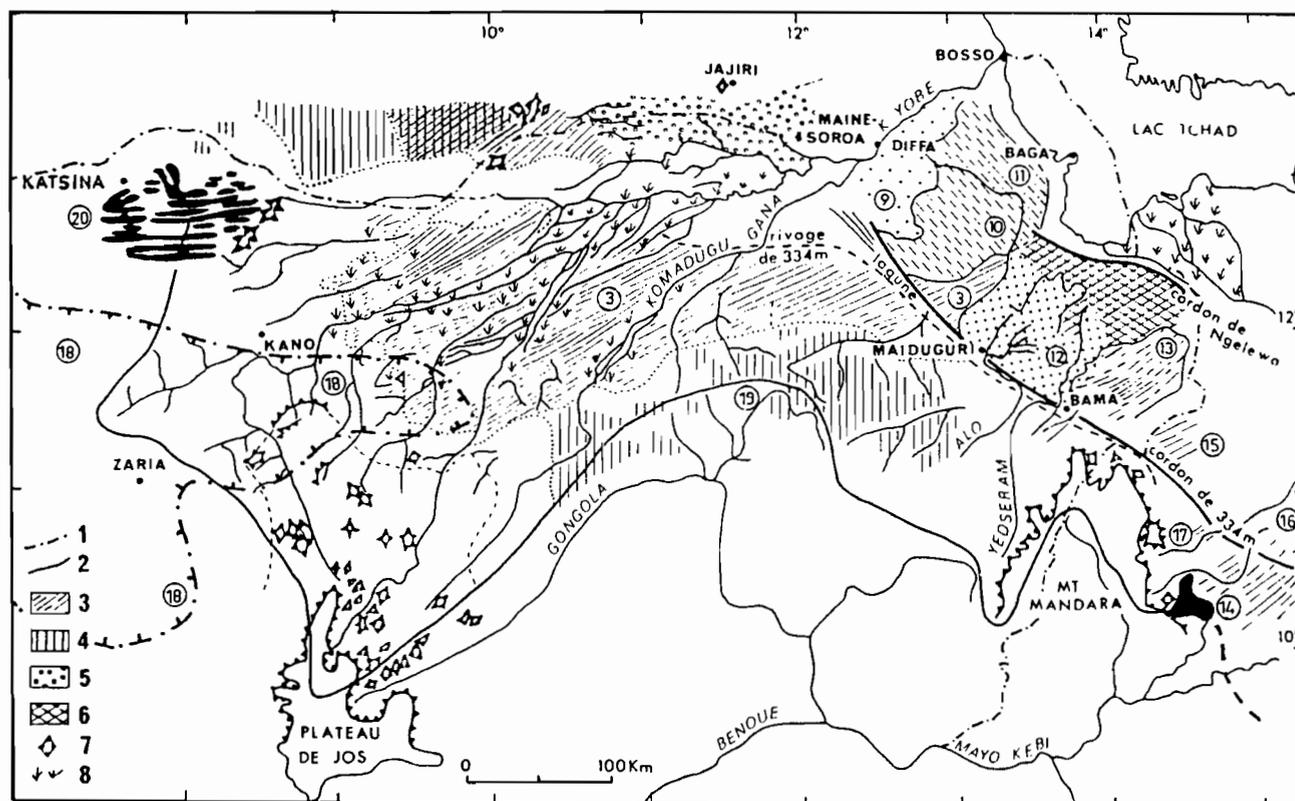


Fig. 92. Formations quaternaires du SW du bassin du Tchad, d'après Grove et Pullan (1963), Pullan (1964), Pias et Guichard (1957b), Sieffermann (1967), Barbery et Gavaud (1980), Mac Tainsh (1982 et 1987).

1 : frontières ; 2 : limites du bassin ; 3 : dunes longitudinales de l'erg Haoussa ; 4 : dunes transverses ; 5 : plateau sableux à dépressions ; 6 : Firki (plaine argileuse noire) ; 7 : affleurements rocheux ; 8 : Fadama (zone inondable) ; 9 : buttes de sable éolien compacté (> 0,2mm) orientées N-S à NNW-SSE et ne dépassant pas 3 mètres de haut ; 10 : idem mais jusqu'à 15 mètres de haut ; 11 : idem, mais zones intermédiaires plates et argileuses qui atteignent 50% de la surface totale contre 20% précédemment ; 12 : anciens deltas, plaines argileuses ; 13 : dunes longitudinales avec des interdunes plates et argileuses au Nord et à l'Est ; 14 : argiles de Doyang (en noir) et erg de Kalfou ; 15 : dunes longitudinales conservées ; 16 : dunes longitudinales "arasées" ; 17 : sillons d'érosion éolienne ; 18 : dépôts loessiques ; 19 : erg Kerri-Kerri, ancien erg méridional à dunes transverses, uniquement reconnaissables par la répartition de la végétation ; 20 : bandes de corrasion éolienne, indurées par le fer.

la limite nord de la savanne arborée de type nord-guinéen (Mc Tainsh, 1987 ; fig. 91.B). Un autre facteur mis en évidence est l'importance des remobilisations successives qui accompagnent l'évolution annuelle du couvert végétal (Mc Tainsh, 1980). Ces remobilisations contribuent au vannage des sables de l'amont qui perdent progressivement leurs silts ; ceux-ci sont incorporés aux sables de l'aval (Mc Tainsh, 1984). Pour comprendre la dynamique éolienne kanémienne, nous procéderons donc par analogie avec les mécanismes actuels, tout en sachant que l'intensité des phénomènes était alors beaucoup plus grande (Talbot, 1984). Ainsi, on observe rarement aujourd'hui dans cette région des déplacements de sables fins, ce qui était le cas au Kanémien ; les modes des poussières actuelles sont généralement inférieurs à 44  $\mu\text{m}$  contre 44 et 75  $\mu\text{m}$  à cette époque (Mc Tainsh, 1984).

**\*Remarque sur l'âge des loess.** Les dépôts loessiques du bassin amont de la Ko Yobe, qui peuvent dépasser 5 mètres dans les zones dépressionnaires pour moins de 0,5 mètres sur les crêtes, sont attribués au dernier grand aride, donc au Kanémien (Bennet, 1980 ; Mc Tainsh, 1984). Une étude stratigraphique précise serait néanmoins nécessaire. En effet, Bennett (1980) et Mc Tainsh (1984) considèrent que ces formations se poursuivent dans la zone limitrophe du bassin amont de Sokoto où elles sont connues sous le nom de loess Funtua. Or, Sombroek et Zonneveld (1971) considèrent que ces derniers sont contemporains de l'erg Sangiwa, situé plus à l'Ouest et qui est le plus ancien erg de la région, antérieur à 30,000 ans B.P. au moins (tabl. 10). En fait, ces loess Funtua sont situés en amont de la trajectoire de l'Harmattan par rapport à l'erg Sangiwa et leur contemporanéité semble donc peu probable compte tenu des mécanismes actuels. Par contre, ils sont situés en aval de l'erg Zurmi (fig. 91.B.5c), considéré comme Kanémien par Sombroek et Zonneveld (1971). Jusqu'à de plus amples informations stratigraphiques, nous retiendrons donc l'âge kanémien proposé par Bennett et Mc Tainsh pour ces formations loessiques.

**\*La dynamique éolienne kanémienne au Nigeria.** Dans le bassin amont du goulbi de Kaba et le bassin amont de la Komadugu Yobe (fig. 91.B et 92.18), l'étude de 500 profils pédologiques (Bennett, 1980) a montré des gradients granulométriques très nets selon un axe principal NNE-SSW et un axe secondaire approximativement E-W. Ainsi, les sables fins (100-200  $\mu\text{m}$ ) diminuent régulièrement vers le SSW et l'W ; les sables très fins (50-100  $\mu\text{m}$ ) augmentent jusque vers 11°30'N, puis diminuent plus au Sud ; les silts (2-50  $\mu\text{m}$ ) qui augmentent vers le SSW et l'W, sont particulièrement bien représentés autour de 11°N. Une étude granulométrique plus précise (Mc Tainsh, 1984) a

distingué les apports éoliens par saltation, des apports en suspension.

**Les apports éoliens par saltation** sont caractérisés par les modes 150 et 210  $\mu\text{m}$  et correspondent donc pratiquement aux sables fins de Bennett (1980). Vu leur taille, ils ne peuvent venir que d'une zone relativement proche (Yaalon, 1987). Selon Mc Tainsh (1984), ils sont issus de l'erg Haoussa (fig. 92.3 et tabl. 10), compte tenu de leurs relations granulométriques et minéralogiques. Cette hypothèse d'une érosion de l'erg Haoussa est renforcée par l'existence à proximité (fig. 92.20) de bandes de corrasion sur le substratum continental hamadien (Grove, 1958 ; Grove et Pullan, 1963 ; Mc Tainsh, 1984 ; fig. 92.20).

**Apports éoliens en suspension.** Mc Tainsh (1984) reconnaît deux modes essentiels, 75 et 44  $\mu\text{m}$ , qui correspondent aux sables très fins et aux silts de Bennett (1980). Selon Mc Tainsh (1984), ces apports auraient eu lieu en deux étapes. Dans un premier temps, ces deux stocks auraient été déposés à partir des poussières en suspension, selon un gradient conforme à la trajectoire de l'Harmattan, avec un mode de 75  $\mu\text{m}$  en amont (à l'Est et au N) et un mode de 44  $\mu\text{m}$  en aval (à l'W et au SSW). Puis le stock de 75  $\mu\text{m}$  aurait été remobilisé, comme c'est actuellement le cas pendant une partie de l'année, et il aurait été déplacé progressivement vers l'W et le SSW, venant se mélanger au stock de mode 44  $\mu\text{m}$ .

**b) Essai de reconstitution de la dynamique éolienne kanémienne au Sahel central**

**\*Introduction.** En suivant la trajectoire de l'Harmattan d'amont en aval, soit du NE au SW, on reconnaît des dunes transverses, des dunes longitudinales, des formations loessiques et enfin l'erg ancien non remanié par le vent (fig. 91.B et 92). Par ailleurs, il semble bien que cette succession affecte en fait plusieurs bandes parallèles, représentant l'individualisation, comme aujourd'hui, de différents courants régionaux au sein de la circulation éolienne générale (fig. 29). Le principal de ces courants qui vient de Libye, aboutit à Zaria (fig. 92 et 93.A) ; plus au Sud, le courant aboutissant à l'erg de Kalfou au Nord-Cameroun viendrait d'Egypte en passant par le NE du Tchad (fig. 92 et 93.B) ; enfin, les régions de Maradi à Keïta (fig. 91.B) sont sur une trajectoire qui va de la Libye au fleuve Niger en passant par le Ténére (fig. 93.C).

**\*Trajectoire Libye-Nigeria (fig. 93.A).**

**Les dunes transverses** ou dunes d'accumulation. Orientées N-S à NNW-SSE, elles sont particulièrement bien représentées au Sud du Kanem et constituent une grande partie des fonds actuels du lac Tchad (fig. 50). Elles appartiennent au 2ème erg de Pias (1970 ; fig. 44.1 et tabl. 10). On les retrouve à l'Ouest du lac, au Nigeria,

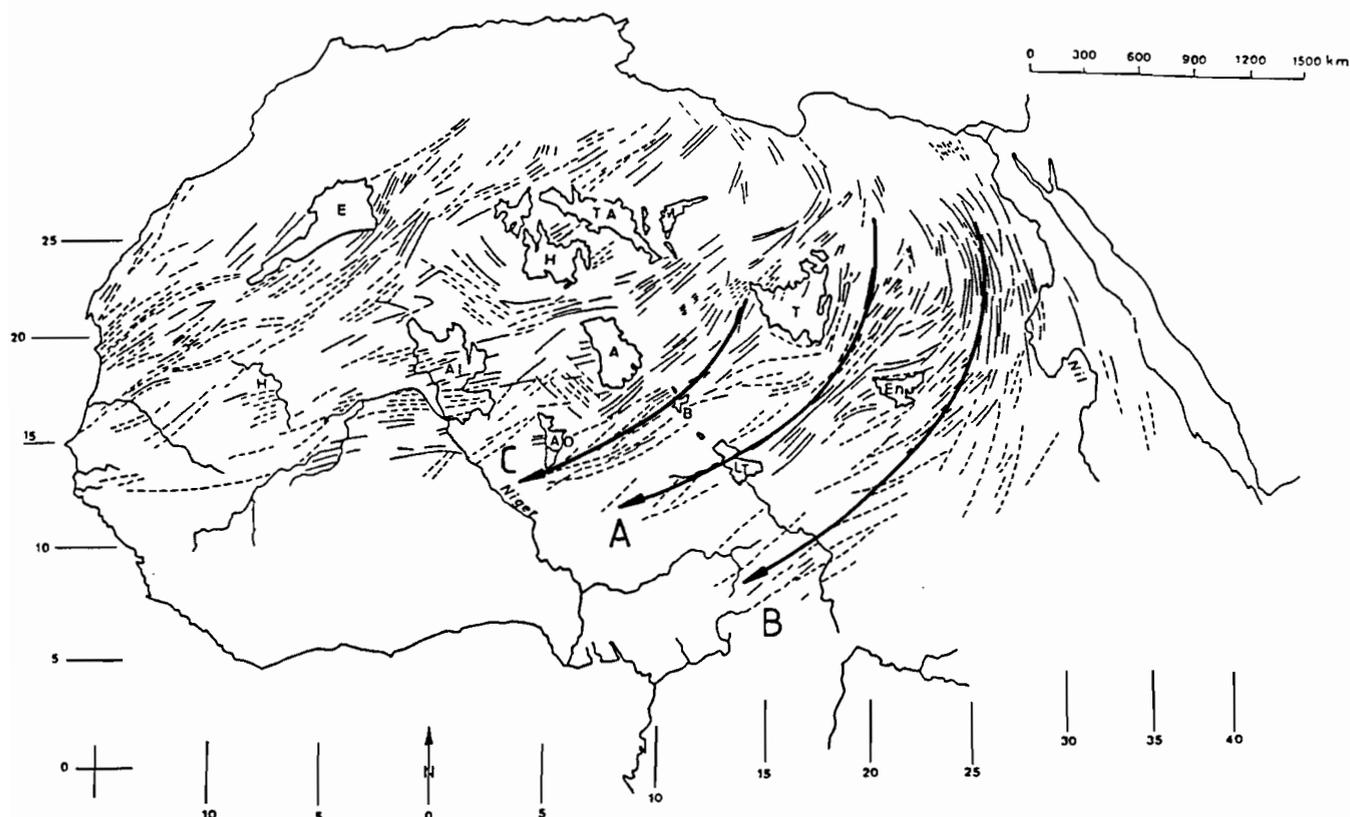


Fig. 93. Trajectoires éoliennes transsahariennes et transsahéliennes sur les enregistrements de Météosat du 30.05.78 au 25.01.79, d'après Mainguet et Chemin (1990) modifié.

A : Aïr, AD : Ader Doutchi, AI : Adrar des Ifoghas, B : Termit, E : Eglab, En : Ennedi, H : Hoggar, LT : Lac Tchad, TA : Tassili N'Ajjer, T : Tibesti.

— — — — — Lignes de dépôt de sable ou de corrasion à forte réflectance sur Météosat.

— — — — — Lignes de déflation à faible réflectance sur Météosat.

Trajectoires : A : Lybie - Nigéria ; B : Egypte - Cameroun ; C : Lybie - fleuve Niger.

ennoyées par une sédimentation argileuse postérieure (fig. 92.10 et 11) ou en partie "arasées" par le ruissellement et les cours d'eau (fig. 92.9). Il s'agit, au Nigeria, principalement de sables grossiers au sens pédologique, soit 0,2 à 2 mm de diamètre (Pullan, 1964).

**Les dunes longitudinales.** Nous les considérons comme liées à des remaniements provoqués par l'érosion éolienne. Dans le bassin de la Komadugu Yobe il s'agit principalement de sables fins à très fins (Mc Tainsh, 1984). L'érosion aurait entraîné par saltation les sables fins vers l'W et le SSW, en quantités de plus en plus faibles en fonction de l'éloignement par rapport à la zone d'origine et en fonction de la diminution d'intensité du vent. Dans le même temps, cette remobilisation aurait vanné l'erg qui aurait perdu, en surface, la totalité de ses silts et une partie de ses sables très fins entraînés en suspension (Mc Tainsh, 1984).

**Les formations loessiques de Zaria** (fig. 92. 18). Ce sont principalement des accumulations de sables très fins vers 11°30' de latitude nord et de silts vers 11°. De

plus, une étude exoscopique a montré que la mise en place définitive de ce matériel résulte de remaniements périodiques liés à l'impact des gouttes de pluie ("effet splash") et au ruissellement (Smith et Whalley, 1981). En effet, le piégeage des loess suppose un substratum suffisamment humide et un couvert végétal continu (Coudé-Gaussen, 1984). Il faut donc envisager alors, dans cette région, un environnement plus proche de celui des "dunes vêtues" que de celui des "dunes vives", et par conséquent un climat de type sahelo-soudanien (> 400 mm/an) plutôt qu'un climat de type saharosahélien (< 150 mm/an) en ce qui concerne la pluviosité.

**L'erg ancien non remobilisé par le vent.** Ceci conduit à nous demander si les dunes N-S de l'erg Kerri-Kerri (Grove et Warren, 1968 ; Mc Tainsh, 1982) situées au Sud des dunes longitudinales du Nigeria (fig. 92.19), ne pourraient pas représenter l'état initial de la couverture sableuse avant le Kanémien? Mc Tainsh (1982) considère en effet que cet erg est antérieur au

Kanémien (tabl. 10). **La limite entre les deux systèmes marquerait alors la limite de capacité de remaniement des vents kanémiens.** Il est possible aussi que cette absence de remaniements marque, comme aujourd'hui, l'existence d'une zone relativement protégée au sein de la circulation générale (fig. 93), à l'abri des plateaux de l'Ennedi qui dévient les vents (fig. 3) et des marécages des plaines d'inondation du Chari (fig. 16 et 17) dont la rugosité les ralentit. Cette dernière remarque serait en accord avec notre conclusion d'une persistance des écoulements du Chari, permettant le maintien d'une zone marécageuse, lors du maximum aride kanémien. Par ailleurs, on remarquera que le seul critère morphologique (alignements transverses) suppose lors de la mise en place de cet erg ancien une intensité des phénomènes éoliens dans la région supérieure à celle du Kanémien (Mc Tainsh, 1982).

**\*Trajectoire Egypte-Cameroun** (fig. 93.B). Nous avons vu que sur les piémonts des Monts Mandara (fig. 92.14) existent des dépôts détritiques très fins ("argiles" de Doyang ; Sieffermann, 1967 et fig. 45.H et 46.H) qui ont été interprétés comme des loess (Maley, 1981). Ils occupent une position aval par rapport aux dunes longitudinales de l'erg de Kalfou. Maley (1981) indique également l'existence de dépôts fins qui semblent analogues, dans la vallée de la Bénoué et sur les piémonts de l'Adamaoua (fig. 2 et 92). Il attribue à tous ces dépôts un âge compris entre 15,000 et 7000 ans B.P. environ sur la base de datations obtenues sur des concrétions calcaires d'origine vertisolique dans ces dépôts. Pour notre part, compte tenu des nombreuses **inversions stratigraphiques** constatées dans la position de ces **concrétions** (Marliac, 1973), nous préférons penser que toutes ces concrétions pédogénétiques sont postérieures à la mise en place des dépôts loessiques. L'âge minimum de ces dépôts serait donc celui de la plus ancienne des concrétions, soit  $15,320 \pm 210$  ans B.P.

**\*Trajectoire Libye-fleuve Niger** (fig. 93.C). Les régions de Maradi et Keïta appartiennent au même courant éolien régional. Les différences granulométriques constatées, avec l'absence à Keïta des modes les plus fins (50-63 et 80-120  $\mu\text{m}$ ), fréquents à Maradi, traduirait donc bien leur enlèvement par déflation à Keïta. Compte tenu de sa position plus septentrionale, on peut penser en effet que l'intensité des phénomènes éoliens y était plus forte qu'à Maradi.

### c) Conclusions

**\*La limite Sahara-Sahel au Kanémien.** Il faudrait donc reprendre les calculs de Talbot (1984) sur les indices d'activité éolienne (fig. 90). Au Kanémien, la

limite des dunes transverses (indice actuel  $C = 10$ ) n'était pas aussi méridionale qu'il le pensait. Elle ne correspondait pas à la limite méridionale des couvertures sableuses superficielles (indice actuel  $C = 0,1$ ), mais à une bande de terrain où l'indice  $C$  varie aujourd'hui entre 0,5 et 5 (fig. 90, 92 et 93). Si on considère que les dépôts loessiques qui nécessitent un couvert végétal pour le piégeage des particules, impliquent un climat au minimum sahélo-soudanien ( $> 400$  mm/an), le **décalage maximum des isohyètes au Sahel central n'aurait été que de 150 à 300 km vers le Sud** par rapport à la situation moyenne avant 1970 (fig. 7 et 92).

**\*Analogies avec la sécheresse actuelle.** Un déplacement des conditions climatiques de 150 km vers le Sud correspondrait dans la zone du lac Tchad à une pluviométrie de 100 mm/an au moins et à une évaporation potentielle de 2,3 m/an au plus, au lieu de 310 à 370 mm/an et 2,10 à 2,15 m/an actuellement (Riou, 1975 ; Gac, 1979). Ces chiffres sont à rapprocher de ceux mesurés lors d'une année sèche telle que 1972-1973 : 100 mm/an de pluviométrie et 2,2 m/an d'évaporation potentielle. Gac (1980) a calculé que la répétition prolongée des conditions climatiques de 1973-1974 permettrait néanmoins l'existence d'un lac dont le bilan hydrologique serait équilibré pour une surface de 7800 km<sup>2</sup> environ au maximum de la crue. Adams et Tetzlaff (1985), utilisant un modèle analytique très complexe (Tetzlaff et Adams, 1983) et considérant des conditions climatiques bien plus défavorables que celles de Gac (apports fluviaux diminués de 90% à 95% au lieu de 55 à 60%, et pluviosité de 75 mm/an), concluent néanmoins à l'existence d'un paléolac Tchad de 1370 km<sup>2</sup> au maximum de la crue pendant la période d'aridité maximale du Kanémien. A titre de comparaison, rappelons qu'en 1984-1985 les écoulements du Chari n'ayant atteint que 17% de la moyenne inter-annuelle, la surface du lac Tchad diminuait jusqu'à 2000 km<sup>2</sup> environ (Sircoulon, 1984-1985). Par ailleurs, nous avons constaté (Durand, 1993) qu'en 1973, il n'y avait pas eu translation des isohyètes vers le Sud, mais des variations zonales superposées à de grandes irrégularités locales, un peu à la manière des compartiments d'un soufflet d'accordéon, compressés de manière variable. Ainsi, en 1973, l'isohyète 150 mm passait par le lac Tchad, l'isohyète 550 mm passait par Kano, et l'isohyète 650 mm par la zone de Kalfou.

**\*Nous supposons donc que la situation pluviométrique a été, à plusieurs reprises entre 18,900 et 14,800 ans B.P. (fig. 86 et 87) et pendant 5 à 8 siècles à chaque fois, comparable à ce qui a été observé certaines années au cours des dernières décennies.**

#### 5.4. Indications d'humidité au Kanémien: problèmes morphostratigraphiques et morphoclimatiques

##### a) Les terrasses : Chronologie et corrélations

**\*Haute terrasse et formation fluvio-palustre inférieure.** Dans l'Aïr oriental, nous avons observé une terrasse T2 (fig. 74) sur laquelle reposent des industries du Paléolithique supérieur, dont de l'Atérien, et que nous avons donc considérée comme anté-kanémienne, appartenant au Ghazalien. Une terrasse analogue existe dans le Tibesti, sous le nom de "haute terrasse" (Hagedorn, 1971 ; Jäkel, 1971). Dans ce dernier massif, des datations ont été obtenues vers 25,000-24,000 ans B.P. (Jäkel, 1979) ; elles confirment l'attribution au Ghazalien. Le sommet de la haute terrasse du Tibesti montre une couleur rose à brun-rougeâtre d'origine pédogénétique (Grunert, 1975). Cet épisode correspondrait, en partie, à la formation fluvio-palustre inférieure de l'Aïr oriental (fig. 74.4.b et c), formation qui précède l'incision de la terrasse T2.

**\*Moyenne terrasse et formation fluvio-palustre supérieure.** Venant après l'incision de la T2, la formation fluvio-palustre supérieure constitue la terrasse T3 de l'Aïr oriental (fig. 74). Elle peut être mise en corrélation avec la "moyenne terrasse" du Tibesti (Jäkel, 1979). Cette moyenne terrasse du Tibesti a été particulièrement bien étudiée. Elle est datée près de sa base de  $16,120 \pm 215$  ans B.P. et près de son sommet de  $7380 \pm 110$  ans B.P., son entaille débutant vers 7100 ans B.P. au plus tard (Jäkel, 1979). Elle aurait donc bien été édiflée en partie pendant le Kanémien (Durand *et al.*, 1983 ; tabl. 8). Or, au Tibesti, cette terrasse comporte non seulement des dépôts palustres, mais aussi des dépôts typiquement lacustres (Gabriel, 1972 ; Jäkel, 1979). Nous allons y revenir.

**\*Terrasse principale.** Au Tibesti, on observe de fréquentes variations locales dans la succession des terrasses qui vient d'être décrite. En particulier, la haute et la moyenne terrasse peuvent être localement regroupées ; elles forment alors une seule terrasse ou "terrasse principale" (Grunert, 1975).

**\*Conséquences morphostratigraphiques.** Ces corrélations nous amènent à préciser nos conclusions antérieures. Ainsi, les terrasses T2 et T3 de l'Aïr oriental (fig. 74) peuvent bien être mises en corrélation avec la haute terrasse et la moyenne terrasse du Tibesti (Durand *et al.*, 1983). Par contre, la T3 de l'Aïr central (fig. 33) qui présente une très grande variété lithologique et différents termes d'âges variés (de plus de 30,000 ans B.P. à moins de 10,000 ans B.P. ; Morel, 1983 et 1985), serait en fait le plus souvent comparable à la terrasse principale du Tibesti (ceci n'exclut pas que localement la haute et la moyenne terrasse puissent aussi être

distinctes). D'autre part, la T3 de Maradi et de la vallée du Moyen-Niger (fig. 35 et 85) correspondrait en fait à la T2, ou haute terrasse, des massifs du Sahara méridional. Ainsi, ces massifs (Tibesti ou Aïr oriental) présenteraient fréquemment une terrasse T3 ou moyenne terrasse d'accumulation, en partie édiflée pendant la seconde moitié du Kanémien (16,000-12,000 ans B.P.), mais que nous n'avons pas observée en zone sahélienne (Maradi et vallée du Niger). **Il est donc illusoire de chercher à établir une chronologie en se basant uniquement sur l'étagement des formations, comme nous l'avions déjà pressenti (Durand *et al.*, 1983).**

##### b) Indications climatiques fournies par les terrasses:

**\*Haute terrasse.** Au Tibesti, les dépôts qui forment cette terrasse sont détritiques, souvent grossiers. Ils sont attribués à des écoulements de zone aride (Jäkel, 1971), avec des crues brutales exceptionnelles ("flash-floods"), bien que, sous un tel climat, la faiblesse de l'altération limite les stocks disponibles de matériel déritique grossier (Hagedorn, 1980). La pédogenèse qui a donné une couleur rose à brun-rougeâtre au sommet de cette terrasse, est attribuée à un climat méditerranéen. Hagedorn (1980) estime que la pluviosité était alors répartie sur deux à trois mois en hiver et pouvait atteindre 200 à 300 mm/an en-dessous de 1000 m (ce qui est dix fois plus qu'aujourd'hui) et jusqu'à 1000 mm (en partie sous forme de neige) au-dessus de 2000 m. Puis la pluviosité a diminué et, avec elle, la compétence des écoulements qui ont abandonné une couche de graviers au sommet de cette terrasse. Un climat aride s'est installé. Sur une coupe de l'Atakor, Rognon (1967) a observé le passage progressif des dépôts de la terrasse à des sables éoliens. La minéralogie de ces sables indique une maturation éolienne inachevée, ce qui fait conclure à cet auteur que l'épisode aride semble avoir été très court. Ce n'est qu'ensuite que la terrasse aurait été entaillée, avant les dépôts d'une nouvelle terrasse.

**\*Moyenne terrasse.** Compte tenu de la chronologie établie précédemment, avec une période d'aridité maximale comparable à l'actuelle, entre 18,900 et 14,800 ans B.P. environ seulement, l'existence de dépôts lacustres dans la moyenne terrasse du Tibesti apparaît moins anormale que dans le cadre d'une période "hyper-aride" durant de 20,000 à 12,000 ans B.P. environ. Le retour d'une pluviosité notable aurait été plus précoce dans les massifs du Sahara méridional qu'au Sahel. Le climat d'alors dans le Tibesti a été comparé à celui de l'Aïr méridional aujourd'hui (Hagedorn, 1980). Selon Pachur (1970), les pluies de mousson estivales auraient alterné avec des pluies méditerranéennes d'hiver, parfois accompagnées de gel. La végétation présentait alors une zonation altitudinale : végétation de type sahélien dans la zone la plus basse, un maquis typique méditerranéen dans la zone

intermédiaire, et des chênes à feuilles caduques dans la zone immédiatement supérieure (Jäkel et Schulz, 1972). L'influence méditerranéenne est également enregistrée par la présence de mollusques holarctiques (Böttcher *et al.*, 1972).

**\*Conséquences paléoclimatiques.** Il semblerait que la période de transition entre le maximum humide du Ghazalien supérieur et le maximum aride du Kanémien, c'est-à-dire entre 21,600 et 18,900 ans B.P. environ ait enregistré une uniformisation des conditions climatiques sur des surfaces considérables. On observe en effet une pédogenèse rapportée à un climat de type méditerranéen depuis les massifs du Sahara méridional, actuellement en zone saharosahélienne, jusqu'à ceux du Nord-Cameroun (Maley, 1981), actuellement en zone soudano-guinéenne (fig. 7). En fait, il nous semble que l'hypothèse de pluies méditerranéennes au sens strict sur le Nord-Cameroun n'est pas démontrée. Les conditions nécessaires pour la formation de sols rouges dits de type méditerranéen ont été rappelées par Hervieu (1970a) : alternance d'humectation profonde suivie de dessiccation accentuée du sol, incompatibilité avec une érosion en climat tropical à précipitations de saison chaude, **caractéristiques climatiques plus fraîches**, pluies mieux réparties. Comme le fait remarquer Hervieu (1970a), ces conditions pourraient s'appliquer à un climat de montagne exceptionnellement contrasté. Par ailleurs, la conjonction d'une pluviosité d'origine méridionale avec une température moyenne nettement plus froide qu'actuellement (nous étions alors proche du maximum glaciaire) ne pourrait-elle pas répondre aussi à ces conditions? Finalement, l'origine des eaux de pluies ayant permis cette pédogenèse ne pourra être déduite que des analyses de l'eau elle-même. A notre connaissance, ces analyses n'ont jamais permis d'envisager une pluviosité notable d'origine méditerranéenne au Sud de 20°N environ (Sonntag *et al.*, 1980 a et b). La limite entre mollusques holarctiques, marquant l'influence septentrionale, et mollusques africains, passait par le Tibesti. Tous les mollusques du versant méridional, dont ceux de l'Angamma rapportés au Mégatchad, étaient de type africain (Böttcher *et al.*, 1972).

Cette apparente uniformisation du climat, ou tout au moins de ses conséquences enregistrées par la sédimentation, s'est poursuivie au début du maximum aride. Ainsi, l'aridification manifestée par une recrudescence des phénomènes éoliens est enregistrée au Sahel comme dans les massifs sud-sahariens (Rognon, 1967 ; Hagedorn *et al.*, 1978). Par contre, nous avons déjà noté que ce maximum aride semble avoir été nettement plus bref au Sahara méridional qu'au Sahel. De plus, comment faut-il interpréter le fait que la

discontinuité enregistrée dans la sédimentation y est moins bien marquée ? En effet, l'existence même de cette "terrasse principale" où des dépôts de la moyenne terrasse poursuivent ceux de la haute terrasse, témoigne d'une incision inachevée alors qu'au Sahel l'entaille est toujours profonde (entaille de T3, fig. 34, 35 et 85). Cette incision inachevée dans les massifs sahariens est-elle le reflet de la durée moins longue de la phase d'aridité maximale? Ou bien traduit-elle des conditions d'érosion, et donc de pluviométrie, différentes pendant l'aridité maximale ou lors du retour des conditions plus humides ? A notre avis, la durée doit certainement être prise en compte. Mais les conditions d'érosion ont probablement aussi un rôle non négligeable. En effet, on remarque que l'augmentation des apports de sable en mer (fig. 87), indicatrice d'érosion dans le bassin du Niger, est maximale lors du retour de l'humidité entre 14,800 et 13,240 ± 600 ans B.P., période où les massifs sud-sahariens enregistraient des dépôts de la moyenne terrasse.

c) Le problème des "graviers sous berge". En dehors de l'étagement des formations, un autre repère chronologique est fréquemment utilisé en Afrique de l'Ouest : les "graviers sous berges" (Michel, 1973). Il s'agit d'un niveau détritique grossier, et même parfois très grossier (galets et blocs), observé fréquemment à la base de la terrasse qui occupe une position moyenne (en-dessous des terrasses anciennes et au-dessus de la basse terrasse récente ; T3, fig. 34 et 85) et qui serait donc équivalente de la haute terrasse récente des massifs sud-sahariens (T2, fig. 74). Ces dépôts affleurent fréquemment dans le lit des cours d'eau d'où leur nom (Vogt, 1959). Or, des sondages dans le delta du Sénégal y ont montré qu'en fait existaient deux niveaux graveleux analogues aux "graviers sous berge" observés à l'affleurement en amont (Monteillet, 1988).

Ces "graviers sous berge" se présentent en fait comme un niveau détritique grossier coïncé entre le socle et les dépôts des terrasses récentes emboîtées dans les vallées. Nous proposons, à titre d'hypothèse, de voir dans ces dépôts le reliquat ou la compilation des fractions les plus grossières de dépôts alluviaux qui, depuis l'entaille du bas-glacis, auraient été mis en place sous forme de terrasses emboîtées, puis totalement érodées, peut-être à plusieurs reprises (au moins deux fois compte tenu des deux niveaux graveleux du delta du Sénégal). On ne peut d'ailleurs pas exclure à l'avenir une nouvelle érosion totale de ces dépôts (T3-T5, fig. 85) qui ne sont là que temporairement, comme toute formation superficielle (Campy et Macaire, 1989). Ces "graviers sous berge" seraient donc l'indication d'une érosion beaucoup plus importante à l'échelle du dernier million d'années en zones sahéenne et soudanienne que saharosahélienne.

Cette hypothèse apporte un nouvel éclairage au "vide" du dernier million d'années. Comme pour les sables éoliens, nous ne pouvons observer que les derniers épisodes fluviaux de cette longue histoire, sauf dans des régions privilégiées comme le Tibesti, par exemple, où l'on a observé jusqu'à 9 terrasses (Gabriel, 1972). Il est probable que, dans ce cas, la néotectonique est intervenue (surrection du massif et volcanisme), préservant certaines terrasses d'une érosion qui a été totale au Sahel.

### 5.5. Essai de synthèse sur la dynamique atmosphérique au Kanémien

#### a) Un siècle d'hypothèses paléogéographiques

Nous nous limiterons ici aux hypothèses concernant directement le Sahara et le Sahel. On trouvera une bibliographie plus générale sur les conceptions de l'évolution du climat global dans le manuel de Flint (1971). En essayant de suivre un ordre chronologique parmi un inventaire non exhaustif, nous citerons :

**\*L'absence de variations climatiques.** L'état actuel du Sahara et du Sahel résulterait de la disparition récente d'une mer saharienne (Monteil, 1895 ; fig. 37). C'est cette mer qui aurait laissé du sable, des sels et des bancs de coraux (il s'agit en fait des diatomites du Manga...). Elle aurait disparu uniquement pour des raisons tectoniques (surrection des massifs sahariens) et non pour des raisons climatiques telles qu'un dessèchement.

**\*Des variations récentes de la limite sud du Sahara.** Nous avons vu comment les couvertures sableuses superficielles du Sahel furent attribuées par les premiers observateurs scientifiques à l'action éolienne, synonyme pour eux d'une grande aridité. Ces couvertures sableuses furent donc attribuées à une extension récente du Sahara au Sud de sa limite actuelle (Freydenberg, 1908 ; Falconer, 1911 ; Garde, 1911).

**\*L'expansion continue du Sahara liée au dessèchement progressif de la Terre** (Hubert, 1920). Il s'agissait de l'application au Sahara d'une théorie générale développée tout au long du 19<sup>e</sup> siècle (Grove, 1992). Ainsi, les terrasses fluviales étaient uniquement liées à l'eustatisme. Le Sahara serait apparu au début du Quaternaire, mais le dessèchement aurait été très progressif. En effet, le Néolithique dispersé dans tout le Sahara attestait de conditions d'humidité encore notables à l'Holocène. Puis, la diminution de la pluviométrie aurait atteint un seuil, provoquant un changement brutal du milieu. Les sables éoliens mis en place auparavant jusqu'au Sud du Sahel à chaque saison sèche, mais refixés par la végétation à chaque saison des pluies, seraient devenus totalement mobiles au Sahara.

Cette mobilité, observée dans des zones de plus en plus méridionales au cours des temps historiques, traduirait l'expansion toujours en cours du Sahara.

**\*L'hypothèse du balancement du Sahara lié aux glaciations.** Chudeau (1921b) postulait la permanence d'une zone désertique liée aux hautes pressions subtropicales. Lors de l'extension des glaciers européens, "... la zone des calmes tropicaux était plus méridionale qu'actuellement et il pleuvait au Sahara ; le désert s'étendait sur la zone sahélienne et le Nord du Soudan (français) où il est encore indiqué par les ergs fossiles... En même temps que les glaciers reculaient en Europe, les zones de climat remontaient vers le Nord et venaient occuper progressivement leur position actuelle... Peu à peu les dunes sont venues barrer les vallées, frappant de mort tout ce qui était à l'aval... Cette mort progressive des oueds, due à des causes mécaniques et non plus climatiques, explique que pendant longtemps, pendant le Néolithique et même pendant les temps historiques, des sédentaires aient pu se maintenir dans des vallées aujourd'hui inhabitables..." (Chudeau, 1921b, p. 605-606). On notera la mise en avant de la notion de seuil "mécanique" provoquant un changement de milieu brutal au cours d'une modification climatique très progressive. Nous avons vu que cette hypothèse du balancement du Sahara avait été reprise par Jacques-Félix (1947) qui faisait intervenir également des "causes mécaniques locales" (captures fluviales, barrages dunaires) au cours de l'évolution climatique générale.

**\*La disparition du Sahara en période glaciaire.** Nous avons vu comment Tilho (1927 et 1928) expliquait les variations du lac Tchad : en période glaciaire, la température aurait été également "fortement rafraîchie" en Afrique tropicale et donc l'atmosphère aurait été saturée en vapeur d'eau d'où des pluies abondantes. Inversement en période interglaciaire, l'Afrique aurait connu des "températures torrides" entraînant une évaporation très active et, l'atmosphère devenant de plus en plus sèche, les pluies disparaîtraient. Cette hypothèse eut un grand succès car la disparition totale de la barrière saharienne en période glaciaire pouvait expliquer les migrations de flores et de faunes ou de populations préhistoriques. Cette corrélation générale Pluvial - Glaciaire et Aride - Interglaciaire fut reprise par Urvoy (1942) pour le bassin du Niger et Pias (1958 et 1962) pour le bassin du Tchad. On la retrouve dans un grand nombre de manuels (par exemple Flint, 1971), et nous avons vu qu'elle était encore utilisée par Diester-Haass en 1979.

**\*L'extension du Sahara en période glaciaire.** Dès 1942 Tongiorgi et Trevisan avaient mis en évidence que les bases thermodynamiques et météorologiques de l'hypothèse de Tilho (1927 et 1928) étaient erronées. En

effet, pendant les périodes glaciaires la baisse générale de la température entraînait certes une diminution de l'évaporation, mais, ce faisant, elle diminuait aussi la quantité de vapeur d'eau susceptible d'alimenter les nuages et donc la pluie. Tongiorgi et Trevisan furent également les premiers, à notre connaissance, à tenter d'appliquer à la zone intertropicale les conceptions de Milankovitch sur les causes astronomiques des variations climatiques. Ils conclurent à des variations de la pluviosité en zone intertropicale, opposées sur les deux hémisphères. Ainsi, en période glaciaire il y aurait eu diminution des pluies dans la zone intertropicale de l'hémisphère nord, et donc expansion du Sahara vers le Sud, alors que la zone des pluies intertropicales de l'hémisphère sud aurait connu, au contraire, une expansion vers le Sud. Les phénomènes auraient été inversés en période interglaciaire.

**\*De nouvelles hypothèses sur le balancement du Sahara.** L'hypothèse du balancement fut reprise par Balout (1952) et Dubief (1953). Ce dernier envisageait un balancement d'amplitude différente des deux marges sahariennes. Ainsi, en période glaciaire, le déplacement vers l'équateur de la marge méridionale du Sahara aurait été plus important que celui de la marge septentrionale, en raison du renforcement des contrastes thermiques méridiens. **En période glaciaire, le balancement aboutissait donc à une extension du Sahara.** Inversement, en période interglaciaire, la diminution des contrastes thermiques aurait abouti à une uniformisation des climats avec un Sahara plus humide. Selon Alimen (1987), les reliefs atlasiques bloquant le balancement du Sahara vers le Nord auraient également contribué à la contraction du désert. Tricart (1956) reprit également l'hypothèse du balancement qu'il expliquait par un **net déséquilibre thermique entre les deux hémisphères en période glaciaire.** La forte proportion de terres émergées aux hautes latitudes de l'hémisphère nord devait y favoriser le développement des glaciers d'inlandsis, au contraire de l'hémisphère sud. Seule la "puissance relative" du front polaire boréal par rapport à celle du front polaire austral, permettait d'expliquer le balancement. En l'absence d'un tel déséquilibre entre les deux hémisphères, il y aurait eu simplement compression du Sahara vers le Sud.

**\*L'hypothèse du synchronisme Pluvial-Glaciaire avec contraction symétrique du Sahara.** Nous avons déjà vu que les premières mesures radiochronologiques au Niger avaient conduit Faure *et al.* (1963) à proposer l'existence d'un "grand lac atérien" pendant une période très humide entre 22,000 et 7000 ans B.P. environ (fig. 41.B). De même, les premières mesures au Sahara algérien, faisaient conclure à l'existence d'un "cycle

humide saourien" entre 25,000 et 7000 ans B.P. environ (Conrad, 1963). Ainsi, le dernier grand pluvial aurait été synchronique au Nord et au Sud du Sahara, provoquant la contraction du désert (Conrad, 1963 et 1969).

**\*Des variations non synchrones des deux marges sahariennes.** L'augmentation rapide du nombre des mesures radiochronologiques amena à modifier l'hypothèse précédente. La reconnaissance du Kanémien entre 20,000 et 12,000 ans B.P. environ (Servant et Servant, 1970) et la fin du cycle saourien vers 14,500 ans B.P. au lieu de 7000 ans B.P. (Alimen *et al.*, 1966) mettaient fin à l'hypothèse du synchronisme. **Les datations faisaient apparaître une évolution décalée** des deux marges sahariennes pouvant aboutir successivement à des situations identiques ou opposées (Pias, 1970 et fig. 94.A). Ainsi, "*... ni les partisans du balancement des zones climatiques, ni ceux de l'expansion et de la rétraction du désert ne peuvent avoir raison. Il y a une part de vérité dans chacune de ces hypothèses. La première, par exemple, se vérifie pleinement pour la période 20-12,000 ans B.P. et à plusieurs reprises durant l'Holocène, mais la seconde pourrait s'appliquer à la période 40,000 à 20,000 ans environ...*" (Rognon, 1976a, p. 155). Par la suite, Rognon (1987c) interpréta les différences observées comme résultant d'une évolution climatique plus rapide (décrochements), voire même abrupte (crises), sur la bordure sahélienne, alors que l'évolution serait progressive sur la bordure méditerranéenne (fig. 94.B).

**\*Une étude critique des données : la fin des synthèses paléogéographiques?** L'exemple précédent montre la fragilité des hypothèses paléogéographiques où l'évolution du climat est envisagée comme un déplacement de zones climatiques. Ce "mouvement" est en fait suggéré par la répartition des données dans l'espace et dans le temps. Que les datations soient erronées ou que les paléoenvironnements soient mal interprétés et le "mouvement" climatique change. Ainsi, Alimen (1976b) fit remarquer que les dépôts fluviatiles du Saourien (>40,000 à 14,500 ans B.P. environ), bien qu'impliquant une dynamique hydrique, contenaient des pollens caractérisant un environnement semi-aride à sub-aride (Beucher, 1975). Dans ces conditions, le décalage dans l'évolution des deux marges sahariennes (P2 à A2, fig. 94.A) existe-t-il réellement ? Plutôt que deux évolutions différentes, on peut envisager une **même évolution enregistrée différemment selon les géosystèmes** : au Nord du Sahara, les oueds sont alimentés en grande partie directement depuis l'Atlas, alors qu'au Sud les mares, liées à la nappe phréatique, sont plus sensibles à un effet de seuil.

De même, lors du dernier maximum glaciaire, selon Rognon (1980) l'aridité aurait été beaucoup plus

précoce en Afrique de l'Ouest qu'en Afrique de l'Est. Il conclut donc à une zonation climatique transverse (SW-NE) sur l'Afrique nord-équatoriale, liée à une disposition également transverse des hautes pressions subtropicales et de l'aérojete subtropical d'Ouest (fig. 11). En fait, son interprétation était basée sur une opposition entre, d'une part, l'extension rapide de l'erg ogolien-kanémien et l'assèchement brutal et total du paléolac Tchad, à l'Ouest, et d'autre part, les dépôts lacustres du Jebel Marra à l'Est (fig. 2). Nous venons de voir que l'extension de l'erg ogolien-kanémien avait été très fortement surévaluée et que le paléolac Tchad et le Jebel Marra présentaient au contraire une évolution analogue. A nouveau se pose la question de l'enregistrement variable des données climatiques selon le géosystème enregistreur (Durand et Lang, 1986 et 1991). Ainsi, Alimen (1976a, 1982 et 1987) conclut qu'en ne prenant pas en compte les géosystèmes susceptibles d'avoir enregistré une influence locale particulière (littoral marin, reliefs, zones affectées par la néotectonique), les deux marges sahariennes ont enregistré une évolution climatique synchrone depuis 40,000 ans. Néanmoins, nous avons vu que la validité de nombreuses datations provenant de la marge nord-saharienne, vient d'être remise en question (Causse *et al.*, 1988 ; Fontes et Gasse, 1989). Les grandes synthèses paléogéographiques étaient sans doute beaucoup trop précoces. Elles devraient laisser plus de place, au moins provisoirement, à l'examen des mécanismes paléoclimatiques eux-mêmes, basés sur des enregistrements plus ponctuels mais mieux compris (Fontes et Gasse, 1986 et 1991).

**b) Hypothèses sur l'origine des pluies et les mécanismes pluviogéniques.** Ici non plus il ne peut être question de présenter une synthèse exhaustive. Nous nous limiterons d'une part à ce qui concerne la zone centrale saharo-sahélienne, et d'autre part au rôle qu'ont pu y jouer les pluies d'origine septentrionale.

\*Dubief (1953 et 1956) proposa le premier d'expliquer certaines périodes humides du passé en accordant une grande importance à un phénomène aujourd'hui anecdotique, les pluies liées aux dépressions tropicales sahariennes (Jalu, 1965 ; Jalu et Detwiller, 1965). Ces dépressions sont provoquées par les invasions d'air polaire en période hivernale (Leroux, 1980). Lorsque les descentes d'air polaire sont suffisamment puissantes pour déchirer la ceinture des hautes pressions subtropicales, la mousson peut remonter en altitude vers le NE dans l'axe de ces dépressions (fig. 5). La pluie provient donc alors de la vapeur d'eau tropicale. Une plus grande fréquence qu'actuellement de ce phénomène, associé à une montée estivale plus septentrionale de la mousson, fut proposée

par Dubief (1956) pour expliquer l'humide néolithique au Sahara. Cette hypothèse fut reprise par Conrad (1963). Cet auteur expliquait le "grand pluvial atérien" de 25,000-7000 ans B.P. par la conjonction d'un maintien de la mousson estivale, une avancée plus méridionale des pluies tempérées d'hiver, et une grande fréquence des pluies liées aux dépressions tropicales sahariennes.

\*Servant (1973) reprit l'hypothèse de pluies liées aux advections d'air polaire pour expliquer la présence dans les dépôts lacustres du Tchad de diatomées psychrophiles (Servant-Vildary, 1978). Ainsi, ces pluies auraient connu une grande importance au Ghazalien supérieur jusque vers 22,000 ans B.P. environ. Puis les échanges méridiens auraient été bloqués et une microflore tropicale serait apparue avant que le renforcement des anticyclones subtropicaux et leur décalage vers le Sud, ne provoquent l'hyperaridité et le développement des actions éoliennes au Kanémien. Le retour de l'humidité au Tchad serait à nouveau marqué de 12,000 à 7000 ans B.P. environ par une recrudescence des pluies liées aux advections d'air polaire.

\*Leroux (1975) distingue également la période du maximum glaciaire des périodes moins froides qui l'encadrent (préglaciaire et tardiglaciaire au sens large; fig. 95). Ainsi, le refroidissement du globe provoquerait dans un premier temps une intensification des circulations atmosphériques. Il y aurait donc augmentation des échanges méridiens et de l'amplitude du balancement saisonnier, permettant ainsi un large recouvrement des zones de pluie des deux marges sahariennes (fig. 95.A). Par contre, lors du maximum glaciaire (fig. 95.B) l'importance des advections d'air froid renforcerait les mouvements subsidants dans la zone des hautes pressions subtropicales qui seraient également repoussées vers le Sud. La zone affectée par le balancement saisonnier de la mousson serait donc beaucoup plus restreinte. Inversement, la zone affectée par les pluies de la marge septentrionale aurait une extension plus grande vers le Sud, mais cela serait sans conséquences hydrologiques en raison d'une baisse importante du potentiel hydrique précipitable.

\*Les hypothèses de Rognon (1976b, 1980a et 1987a et c) sur l'évolution climatique au Pléistocène supérieur apparaissent en fait comme une synthèse des hypothèses de type paléogéographique exposées précédemment.

Comme Chudeau (1921c), il postule la permanence d'une zone aride liée aux hautes pressions subtropicales. Il suppose l'existence de balancements de cette zone en fonction du gradient thermique méridien (*cf.* Tricart, 1956). Les balancements seraient différents sur les deux marges sahariennes, en amplitude et/ou en

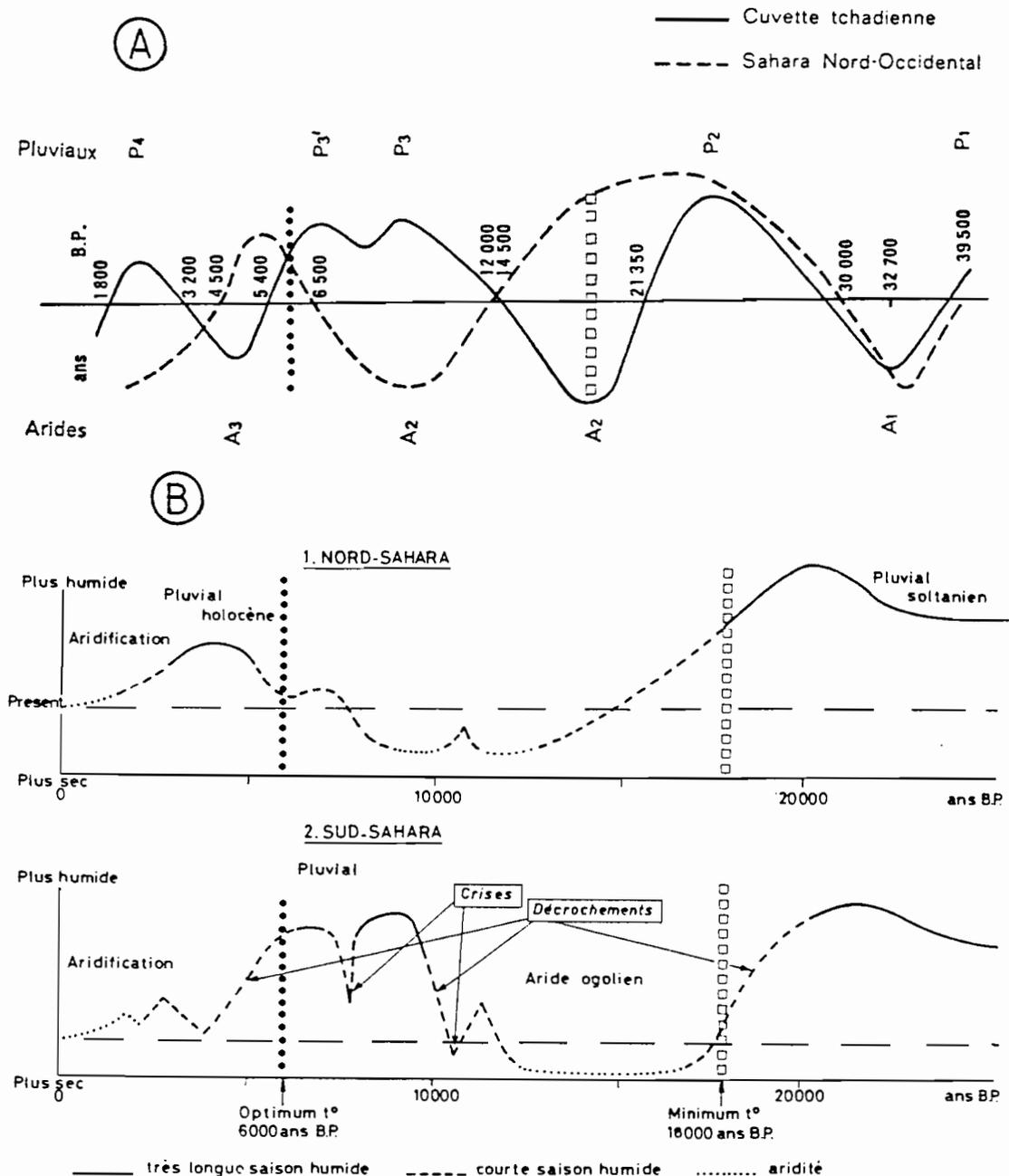


Fig. 94. Evolution comparée des deux marges sahariennes.  
 A : d'après Pias (1970) ; B : d'après Rognon (1987c).

chronologie, d'où une apparence d'extension ou de contraction de la zone désertique superposée à son balancement (cf. Dubief, 1956 et Conrad, 1969). Mais Rognon (1976b, 1980a et 1987a et c) se distingue des hypothèses antérieures par ses explications sur la dynamique paléoclimatique.

En effet, pour cet auteur, le responsable principal de cette dynamique est l'aérogjet subtropical d'Ouest (fig. 11) ; il n'accorde qu'une place très restreinte aux dépressions tropicales sahariennes et aux échanges méridiens. Ainsi, au Ghazalien, il admet le maintien d'une zone aride au Sahara central, plus étroite qu'aujourd'hui mais renforcée par les descentes d'air

polaire alimentant les hautes pressions subtropicales. Cette zone étroite liée à l'aérogjet subtropical d'Ouest, aurait été peu affectée par le balancement saisonnier, constituant une zone plus impénétrable qu'aujourd'hui aux échanges méridiens. Nous avons vu que cette interprétation est contestable d'un point de vue météorologique (Leroux, 1983, p. 152 et *supra*). Elle l'est également d'un point de vue géologique : "... *Le maintien d'anticyclones puissants sur une bande étroite du Sahara central... est pour le moment sans fondements objectifs : nous n'avons aucune donnée paléoclimatique datée dans cette région...*" (Servant, 1983, p. 160). A ceci s'ajoutent les problèmes déjà exposés sur

la validité des datations au Nord du Sahara.

Lors du maximum glaciaire, Rognon (1976b et 1980a) considère que la "barrière" des hautes pressions subtropicales aurait été encore renforcée par l'intensification de l'aérojete subtropical d'Ouest, et décalée au Sud des massifs sahariens (selon une disposition SW-NE que nous avons contestée précédemment). Ainsi, les pluies d'hiver de type méditerranéen auraient alors atteint le Hoggar et le Tibesti. Puis, "*les hautes pressions se seraient étalées largement vers le Nord*", y provoquant l'aridité (Rognon, 1980a). Les pluies observées après 17,000 ans B.P. sur les massifs sahariens sont attribuées à l'action des dépressions tropicales sahariennes. Pourtant, parmi les causes de l'aridité à cette époque, Rognon (1976b) envisage également un affaiblissement de la mousson en raison d'une diminution de l'évaporation sur les océans. Or, l'eau des pluies issues des dépressions sahariennes venant de la mousson, on comprend mal l'attribution des pluies sur les massifs sahariens à ces dépressions : d'où viendrait l'eau ?

Puis, la zone désertique aurait connu son extension maximale vers 12,000 ans B.P., en raison d'un nouveau "gonflement" de la ceinture anticyclonique et du renforcement de son rôle de "barrière" aux échanges méridiens (Rognon, 1980a). Outre les contradictions avec les explications paléométéorologiques de Servant (1973) et Leroux (1975) exposées plus haut, toutes les observations géologiques récentes (par exemple Gasse *et al.*, 1990) vont à l'encontre de cette hypothèse. Le retour de l'humidité est beaucoup plus important, plus précoce et plus généralisé que dans l'hypothèse de Rognon (1980a).

**Le problème est méthodologique.** Rognon (1976b et 1980a) base son raisonnement sur une corrélation exclusive entre aérojete subtropical d'Ouest, hautes pressions et aridité, d'une part, et entre aridité et lacune sédimentaire d'autre part. L'abondance des lacunes d'enregistrement sédimentaire le conduit donc à accorder un rôle énorme aux hautes pressions subtropicales. Nous avons déjà discuté ce problème qui est fondamental pour la stratigraphie des zones arides : **l'absence d'enregistrement ne signifie généralement pas l'absence de variations climatiques ni d'une pluviosité notable, mais l'existence de seuils d'enregistrement dans le fonctionnement des géosystèmes** (Durand et Lang, 1986 et 1991). Enfin, on notera que les synthèses les plus récentes (par exemple COHMAP, 1988, ou Spaulding, 1991) placent l'aérojete subtropical d'Ouest lors du dernier maximum glaciaire, nettement plus au Nord que ce que propose Rognon (1976b).

**\*Maley (1973 à 1977) reprit aussi dans un premier**

**temps l'hypothèse d'un balancement des zones climatiques.** Il s'inspirait notamment des réflexions de Tricart (1956) sur l'importance du gradient thermique méridien et du déséquilibre entre les deux hémisphères (*cf. supra*). Il reprenait également les hypothèses de Pedelaborde (1970) sur le rôle des centres anticycloniques et du front polaire de l'hémisphère sud, susceptibles de "pousser" la mousson vers le Nord. Ainsi, lorsque le gradient thermique est maximum, comme lors du dernier maximum glaciaire, la ZCIT resterait bloquée toute l'année dans l'hémisphère sud. Compte tenu de l'importance de l'inlandsis de l'hémisphère nord, le front polaire boréal aurait eu toute l'année la prépondérance sur le front polaire austral. Lors de l'affaiblissement du gradient thermique méridien, comme au Tardiglaciaire par exemple, avec le retrait de l'inlandsis arctique et l'affaiblissement du front polaire (FP) boréal, la ZCIT remonterait vers le Nord en été, poussée par le FP austral toujours important. Mais, en hiver, le FP boréal aurait été encore suffisamment puissant pour étendre son action vers le Sud et provoquer des pluies sur le Sahara. Enfin, lors du gradient thermique minimum, comme vers 6000 ans B.P., le balancement saisonnier serait plus important. La ZCIT remonterait régulièrement sur le Sahara, mais l'épaisseur de la mousson y resterait faible et les pluies seraient surtout importantes en zone soudano-guinéenne. On notera la similitude de ces explications avec celles de Leroux par exemple (1975 et 1983, et *supra*) ou encore avec celles de Nicholson et Flohn (1980). Maley (1976) proposa également d'attribuer les pluies sur les massifs sahariens pendant l'aride kanémien, aux dépressions tropicales sahariennes. Nous avons déjà contesté cette hypothèse, compte tenu de l'éloignement vers le Sud, à cette époque, de la mousson, source de la vapeur d'eau de telles dépressions (*cf. supra*). Maley attribua ensuite (1987a et b), comme Servant (1973), un rôle très important à ces dépressions à l'Holocène inférieur. Nous y reviendrons.

**\*Hypothèses sur la taille des gouttes et les types de pluie en relation avec les aérosols depuis le Kanémien.** Maley (1981 et 1982) développa une hypothèse complexe, prenant en compte un très grand nombre de paramètres, basée principalement sur l'existence de différents types de pluie en zone intertropicale et accordant un grand rôle aux aérosols.

Ainsi, les pluies des perturbations quasi-stationnaires de la mousson engendreraient des petites gouttes ( $\varnothing < 2$  mm) tombant lentement, longuement et régulièrement. Par contre, les pluies des lignes de grains seraient hétérogènes ( $2 < \varnothing < 7$  mm), orageuses, variables en durée et en intensité. Les premières s'infiltreraient immédiatement ou après un début de ruissellement

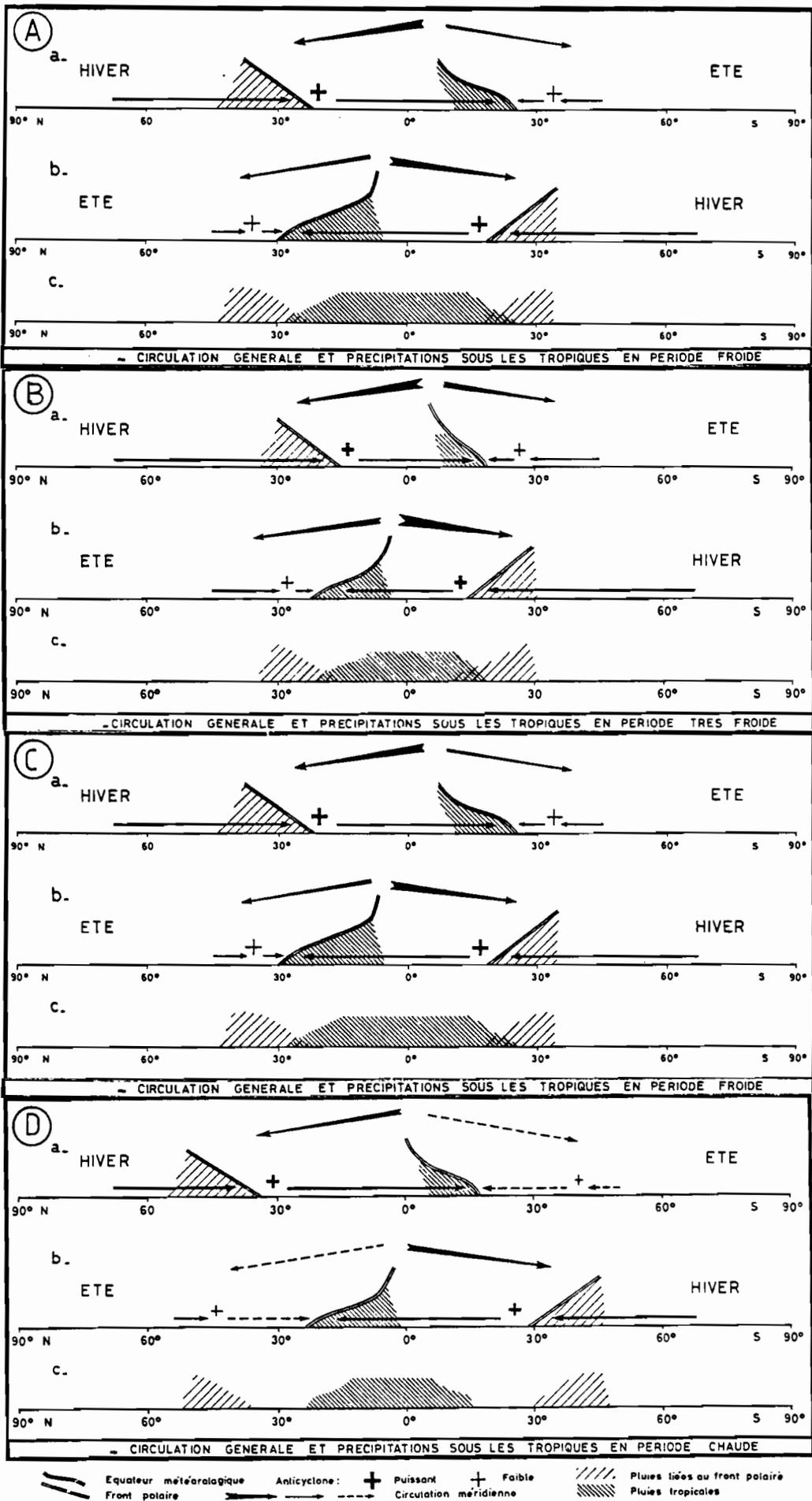


Fig. 95. Hypothèse d'une alternance régulière des phases de balancement (A et B) puis de contraction (C) et d'expansion du Sahara (D), impliquant deux types de pluies différentes (in Leroux, 1980)

pelliculaire, mais sans provoquer d'érosion, ne déplaçant que des particules fines. La quasi totalité de l'eau, infiltrée rapidement, échapperait à l'évaporation et pourrait donc alimenter le réseau hydrographique de manière à peu près constante toute l'année. Les secondes auraient au contraire une action érosive très importante et ne permettraient qu'une infiltration très faible, et par conséquent des écoulements temporaires du réseau hydrographique. Les premières provoquant l'engorgement des sols y favoriseraient la formation de montmorillonite et de nodules calcaires ; les secondes, avec un bon drainage, favoriseraient la formation de kaolinite. Les poussières éoliennes interviendraient également. En effet, en saison sèche, la poussière absorbant une partie du rayonnement solaire réchauffe l'air. Ceci renforce la stabilité thermique, et diminue l'insolation au sol et donc l'évaporation. En raison humide, la pénétration des aérosols dans la mousson favoriserait la formation des noyaux de condensation à l'origine des gouttes de pluie. Ceci n'augmenterait pas la quantité de pluie mais le nombre des gouttes qui ainsi resteraient de petite taille.

Sur ces bases, Maley (1981 et 1982) propose une reconstitution de l'évolution climatique depuis le Kanémien :

- **Entre 15,000 et 7000 ans B.P. environ**, en zone soudano-guinéenne et soudanienne, l'abondance des aérosols aurait favorisé l'existence de pluies fines et homogènes, les dépôts loessiques, la formation de montmorillonite et le développement d'espèces végétales adaptées aux sols mal drainés sur les versants des vallées. Simultanément, en zone sahélienne et saharo-sahélienne, les pluies fines auraient été dominantes. Les mécanismes convectifs, nécessaires à la formation des lignes de grains, auraient été inhibés d'une part avec la diminution de l'insolation liée aux aérosols, d'autre part avec l'augmentation de la saturation des sols liée à une moindre évaporation et une meilleure infiltration. Cette stabilité atmosphérique n'aurait été rompue que par l'action des aérojets d'Est susceptibles de déclencher une convergence dynamique. Par ailleurs, le développement des pluies des dépressions tropicales, notamment au printemps, en favorisant la mise en place d'un couvert herbacé avant les pluies estivales, aurait joué un rôle déterminant contre l'érosion. La présence à cette époque, dans les dépôts lacustres du Kanem, de diatomées psychrophiles et de diatomées tropicales (Servant-Vildary, 1978), traduirait bien selon Maley (1981) l'existence de deux saisons des pluies différentes. Enfin, au Tibesti, de 17,000 à 8500 ans B.P. environ, les pluies proviendraient de dépressions tropicales survenant en dehors de la saison estivale (Maley, 1981). Puis, les pluies

estivales seraient apparues, en alternance saisonnière avec les précédentes qui seraient restées prépondérantes jusque vers 6500 ans B.P.

- **Vers 7000-6500 ans B.P.** serait survenu un changement fondamental lié à la réapparition généralisée des pluies à grosses gouttes venant des lignes de grains (Maley, 1981 et 1982). Ainsi, après un épisode d'érosion généralisée, il y aurait eu, en zone soudanienne et soudano-guinéenne, formation de kaolinite, développement d'espèces végétales adaptées aux sols bien drainés, des dépôts fluviaux grossiers, formation d'un réseau fluvial anastomosé au lieu de méandrisant, diminution des aérosols et de l'activité éolienne. En zone sahélienne et sahélo-saharienne, on note alors le développement de taxons arborés indiquant l'extension de la savanne sahélienne liée à un régime pluviométrique contrasté (Maley, 1981).

- **Par la suite**, le régime pluviométrique aurait été encore modifié à plusieurs reprises, mais à une autre échelle de temps. Ainsi, les témoignages oraux, les études phyto-géographiques, pédologiques et géomorphologiques, font conclure à Maley (1981, p. 511): "*... depuis le début du siècle et d'une manière plus marquée peut-être depuis les années 50, il y aurait une augmentation des lignes de grains au détriment des pluies de mousson...*". Cette évolution récente constitue pour Maley (1981 et 1982) la vérification de son hypothèse pour les périodes anciennes.

**\*Critiques de l'hypothèse de Maley (1981 et 1982).** Sur de nombreux points, des faits nouveaux infirment cette hypothèse.

Les mesures réalisées sur les pluies par Carbonnel (1985) et Carbonnel et Hubert (1985), montrent une évolution récente exactement contraire : **ce sont les pluies liées aux lignes de grains qui ont diminué considérablement, et non les pluies de mousson.**

Les précisions nouvelles sur la stratigraphie du Kanémien ne permettent plus d'envisager l'existence de phénomènes éoliens importants jusque vers 7000 ans B.P. (fig. 86 et 87). On comprendrait mal, d'ailleurs, l'origine des poussières éoliennes après 9000 ans B.P., quand on sait qu'un couvert végétal important se développait sur tout le Sahara. En fait, les **phénomènes éoliens semblent diminuer considérablement après 15,000 ans B.P. environ, au lieu de s'intensifier** (Pastouret *et al.*, 1978 ; Samthein *et al.*, 1981, 1982b et 1987). Les modèles récents (Kutzbach et Street-Perrott, 1985 ; COHMAP, 1988) considèrent qu'après un maximum entre 18,000 et 15,000 ans B.P. environ, les quantités d'aérosols sont devenues comparables aux actuelles dès 12,000 ans B.P.

Les datations des formations argileuses du Cameroun, à partir de concrétions calcaires, posent un

problème chronologique. Ainsi, face au delta du Niger, en mer, la chronologie est exactement l'inverse de celle déduite par Maley (1981 et 1982) à partir d'observations très diverses : la kaolinite domine largement de 14,800 à 6500 ans B.P. environ, puis les smectites dominent de 6500 à 3500 ans B.P. environ. On peut envisager que se déposent préférentiellement en mer les produits de l'érosion de formations argileuses pré-existantes plutôt que ceux de formations argileuses se mettant en place à la même époque. C'est ce que nous avons proposé pour les smectites situées entre 18,200 et 13,200 ans B.P. environ. Mais dans ce cas, l'importance de l'érosion serait, elle aussi, contraire à l'hypothèse de Maley (*id.*) qui propose alors une prépondérance des pluies fines n'entraînant pas d'érosion. Néanmoins, une observation pourrait peut-être s'accorder avec cette hypothèse. En effet, nous avons remarqué précédemment que les variations dans les apports de smectites et de kaolinite étaient synchrones jusque vers 11,000 ans B.P. A cette date apparaissait un léger décalage, qui aboutissait progressivement à une opposition entre les pics de kaolinite et de smectite vers 6500 ans B.P. (fig. 87). C'est peut-être ce phénomène qui pourrait traduire une modification progressive du régime des pluies, mais avec une chronologie nettement différente de celle proposée par Maley (*id.*)?

**Les fondements pédologiques de l'hypothèse de Maley (1981 et 1982), constituent la partie la plus critique.** En effet, cet auteur s'appuie sur les résultats d'une étude pédologique précise réalisée au Tchad (Bocquier, 1973), qu'il utilise de manière partielle dans un contexte différent au Nord-Cameroun. A notre avis, les résultats acquis par Bocquier (*id.*) sont en contradiction avec l'interprétation qu'en fait Maley. Ainsi, sur un même versant coexistent des sols à kaolinite à l'amont et des vertisols à montmorillonite à l'aval (Bocquier, 1973). A l'échelle du bassin du Chari, on retrouve cette distinction. Nous avons vu que le bassin amont fournit de la kaolinite et le bassin aval de la montmorillonite. Pour Bocquier (1973), les vertisols à montmorillonite représentent les termes les plus arides des toposéquences ; leur développement sur les versants d'aval en amont, ou dans le bassin du Chari d'amont en aval, traduit donc une nette tendance vers l'aridité. Par ailleurs, les datations obtenues par Bocquier (*id.*), bien que réalisées ici aussi sur les nodules calcaires, présentent cette fois une cohérence stratigraphique. Elles indiquent un développement des vertisols entre 8700-8600 et 2700-1800 ans B.P. environ, au lieu de 15,000-7000 ans B.P. selon Maley (1981 et 1982). Par ailleurs, Bocquier (1973) n'a mis en évidence aucune distinction lithologique susceptible de correspondre aux changements radical qui serait intervenu vers 7000-6500 ans

B.P. Enfin, la relation avancée par Maley (1981 et 1982) entre une bonne infiltration et les vertisols est surprenante : "... Avant 7000, ... sur les interfluves se formaient d'une manière généralisée des vertisols dans lesquels, l'engorgement du profil est de règle durant une partie de l'année... ; un tel phénomène est évidemment favorisé par l'infiltration dans le sol de la plus grande partie de la pluie..." (Maley, 1981, p. 516). Or "... dans le domaine tropical à saisons contrastées, les accumulations deviennent riches en montmorillonite. Par son effet de gonflement et son organisation, la montmorillonite crée des imperméabilisations importantes... De l'équateur au domaine aride, ces accumulations de moins en moins perméables sont de plus en plus superficielles... l'imperméabilisation superficielle limite sinon interdit l'alimentation des nappes. Dans ces dernières régions, seules peuvent se constituer des nappes perchées pédologiques, qui s'épuisent rapidement en saison sèche, alors qu'en saison pluvieuse le paysage est envahi par des inondations... entre la zone humide et la zone aride, il existe une ceinture imperméable..." (Bocquier, 1973, p. 284-285).

**Malgré ces contradictions l'hypothèse de Maley (1981 et 1982) reste très intéressante,** car elle est la plus globale et la plus novatrice de toutes les hypothèses paléoclimatiques développées depuis celles de Servant (1973). A défaut de tout expliquer, elle ouvre des voies de réflexions toujours actuelles. Ainsi, par exemple, dans cette hypothèse, Maley (*id.*) a été le premier à accorder de l'importance aux aérojets d'Est.

**c) Hypothèses récentes sur les aérojets d'Est et la ZCIT au Kanémien.**

**\*Les éléments zonaux du climat sont-ils stables?** Après avoir longtemps postulé des déplacements latitudinaux extrêmes, les hypothèses paléoclimatiques décrivent maintenant une stabilité étonnante des éléments zonaux du climat, stabilité qui serait compensée par une variation de l'intensité des circulations atmosphériques. Ainsi, les premiers, Gardner et Hays (1976), à partir des variations de la température de surface de l'Atlantique (SST), ont conclu à de faibles variations interannuelles de la localisation des positions extrêmes (été/hiver) de la zone de convergence intertropicale (ZCIT, fig. 4). Par contre il y aurait eu vers 18,000 ans B.P., des alizés beaucoup plus intenses en hiver, alternativement pour chaque hémisphère. Par la suite, Samthein et Koopmann (1980), puis Samthein *et al.* (1981), à partir de l'étude des poussières éoliennes déposées sur la marge atlantique, ont conclu que la position latitudinale des trajectoires de ces poussières était restée constante depuis 18,000 ans. Ceci impliquerait une position estivale invariable de la ZCIT, du JAE

(aérojet africain d'Est, fig. 6) et des hautes pressions subtropicales en altitude. Ainsi, la zone tempérée et la zone méditerranéenne auraient été affectées par un glissement vers le Sud lors du dernier maximum glaciaire (LGM), mais pas la zone tropicale (Samthein *et al.*, 1981). L'augmentation de l'aridité observée alors est attribuée à une diminution d'intensité des vents zonaux d'Est ainsi que de la quantité de vapeur d'eau fournie par l'Atlantique équatorial, alors qu'au contraire les vents de NE auraient connu une augmentation de vitesse de 40% par rapport au présent (Samthein *et al.*, 1981 ; COHMAP, 1988).

**\*Les dépôts de poussières éoliennes peuvent être interprétés autrement.** Samthein et Koopmann (1980) sont partis de l'observation d'un dépôt maximal de poussières éoliennes centré vers 16-21°N, à présent comme vers 18,000 ans B.P., pour conclure à la stabilité de la position estivale de la ZCIT et du JAE. En fait, vers 18,000 ans B.P., la zone qui reçoit le maximum des apports éoliens (fraction terrigène > 6 µm, fig. 96.C.1) est bien centrée sur 16-21°N. Mais elle déborde largement de cette zone médiane et s'étend entre 10 et 23°N environ. De plus la répartition des silts de mode 24 µm, caractéristiques des apports de poussières éoliennes sur la marge atlantique, présente un maximum (85%, fig. 96.C.2) entre 13 et 17° N, au lieu de 17 et 21°N aujourd'hui (fig. 96.B.2). Ce décalage est noté par Samthein *et al.* (1981, p. 3) : "... *It parallels the modern course some 300 km further south...*". Nous pensons donc qu'il faut nuancer la conclusion d'une stabilité des trajectoires de poussières.

**\*Ces poussières ne sont pas liées au JAE.** Aucun lien direct n'a été établi entre les poussières éoliennes et le JAE, mais par contre une relation existe avec les ondes d'Est (Carlson et Prospero, 1972 ; Prospero et Carlson, 1972 ; Tetzlaff et Wolter, 1980). Rappelons qu'une onde d'Est (easterly wave) résulte du déplacement d'Est en Ouest de centres anticycloniques (fig. 5). Les poussières, soulevées verticalement par la convection thermique au Nord de la ZCIT (fig. 6, zone A), sont ensuite entraînées vers l'Ouest par le déplacement des anticyclones (H, fig. 96.A). Elles peuvent également remonter vers le Nord, sur le flanc ouest des anticyclones (fig. 96.A). La répartition des poussières dans les sédiments marins a ainsi une forme en crochet (fig. 96.B.2), caractéristique de cette remontée vers le Nord (Samthein et Koopmann, 1980). Au cours de leur transport en suspension dans l'air, les poussières sont limitées à une couche dénommée Saharan Air Layer (SAL, fig. 97.B). Cette couche est limitée horizontalement par deux zones d'inversion thermique (fig. 97.B ; Prospero et Carlson, 1972 ; Reed, 1986). Au Sud, cette couche est limitée verticalement par la zone

d'ascendance maximale de la ZCIT, qui correspond à la limite entre les deux cellules de Hadley (fig. 97.B et *cf.* fig. 11). Le sommet du SAL se trouve vers 500 mb (Carlson et Prospero, 1972). Ainsi, au-dessus de l'Afrique, le SAL se situe entre 1 à 1,5 et 5 à 7 km en altitude (Carlson et Prospero, 1972). En aucun cas le SAL ne devrait donc être confondu avec le JAE.

En effet, le JAE est un vent thermique (Newell et Kidson, 1984). Il n'existe qu'à cause de la présence en été d'une masse chaude (et sèche) à sa droite, au Nord (Sahara), par rapport à une masse fraîche (et humide) à sa gauche, au Sud (zone de mousson). Ce contraste thermique est lié également aux différences d'albedo entre zone végétalisée et zone nue. Le JAE est un aérojet, c'est-à-dire un flux rapide mais très localisé, n'occupant qu'un espace relativement étroit. Il se situe le plus souvent vers 15°N, parfois jusque vers 16-17° N, et il circule entre 600 et 700 mb seulement (Reed *et al.*, 1977 ; Newell et Kidson, 1984 ; Reed, 1986 ; fig. 97).

Samthein *et al.* (1981) attribuent aux flux apportant les poussières une vitesse moindre à 18,000 ans B.P. qu'aujourd'hui. Ainsi, la branche remontant vers le Nord verrait sa vitesse diminuer de 20-25 à 12 m/s, et la branche E-W (la seule susceptible d'avoir un rapport avec le JAE) passe de 8 à 5 m/s. Or, l'augmentation du gradient thermique méridien lors du LGM (Last Glacial Maximum) ne pourrait, au contraire, que provoquer l'augmentation du vent thermique qu'est le JAE. De ce point de vue, également, les observations de Samthein *et al.* (1981) ne peuvent se rapporter au JAE.

**\*Une confusion de concepts météorologiques.** Les conclusions de Samthein *et al.* (1981) sur la stabilité des éléments zonaux du climat semblent provenir d'abord d'une dérive progressive dans le sens de différents concepts météorologiques. On note ainsi une assimilation entre "Harmattan dust trajectory" (Harmattan, fig. 97) et "Saharan Air Layer", ce dernier terme étant ensuite réduit au "easterly midtropospheric jet stream" (AEJ, fig. 97)...

Ces confusions sont encore plus flagrantes dans les travaux postérieurs qui se sont appuyés sur les conclusions de Samthein *et al.* (1981). Ainsi, à partir des pollens déposés sur la marge atlantique, Hooghiemstra *et al.* (1987) concluent que depuis 18,000 ans le JAE est resté stable vers 21° N et que les positions estivales maximales de la ZCIT n'ont pas varié. Par contre, ils notent des déplacements considérables de la limite Sahara-Sahel : vers 14°N à 18,000 ans B.P., 23° N à 8000 ans B.P. et 19° N actuellement (Dupont et Hooghiemstra, 1989). Or, placer le JAE vers 21° N et la limite Sahara-Sahel vers 14°N à 18,000 ans B.P. revient à inverser la pente de la ZCIT (fig. 6), hypothèse déjà proposée autrefois pour le Tardiglaciaire (Rognon,

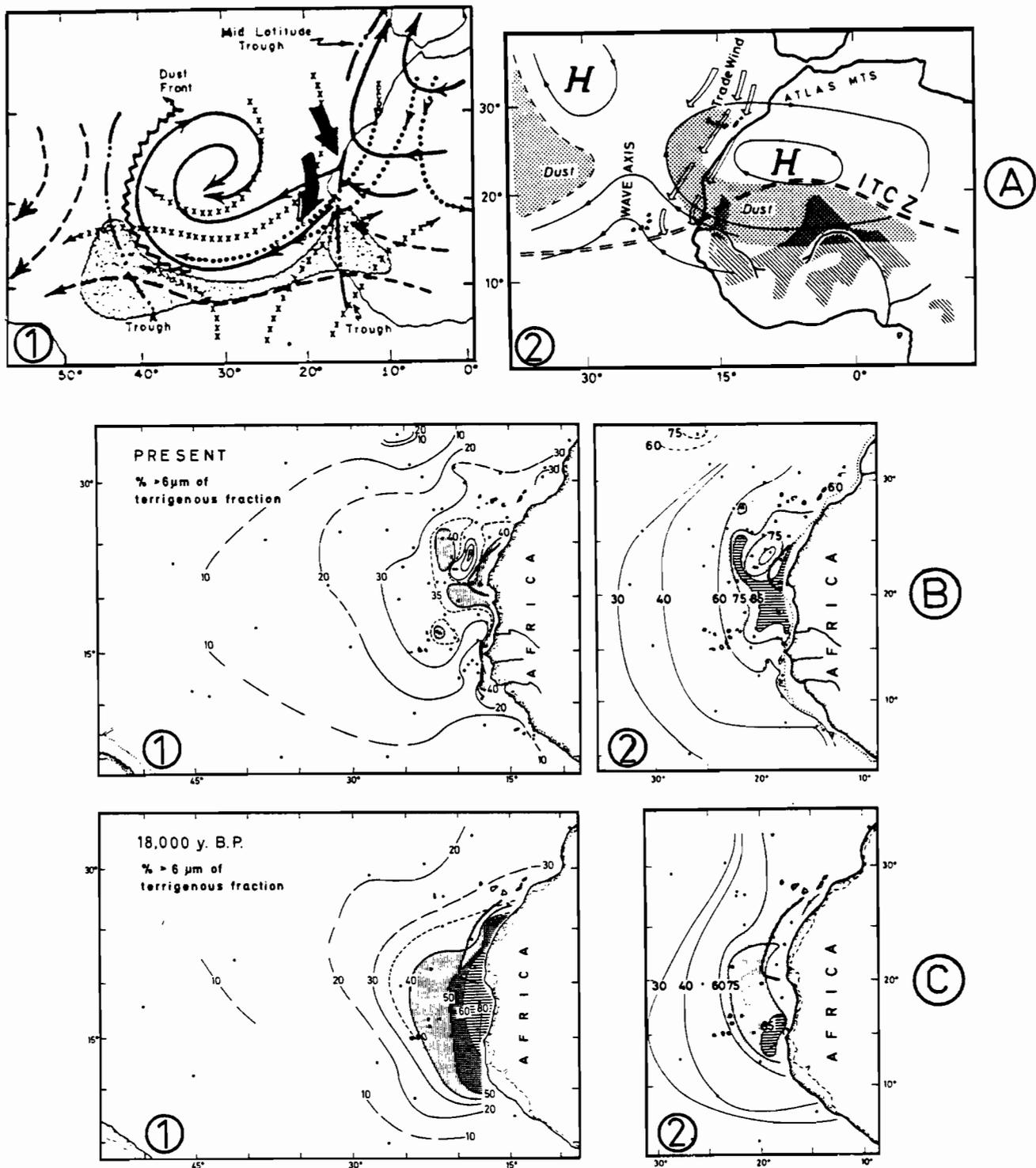


Fig. 96. Poussières éoliennes sur la marge atlantique, d'après Carlson et Prospero, 1972 (A.1), Sarnthein et Koopmann, 1980 (B.1 et C.1), Sarnthein *et al.*, 1981 (A.2, B.2, C.2).

A : formation et trajectoires actuelles des poussières en été.

- trajectoire vers 700 mb, avec poussières
- - - trajectoire vers 700 mb, sans poussières
- ..... trajectoire vers 850 mb, avec poussières
- ..... trajectoire vers 850 mb, sans poussières
- Alizé maritime (trade wind)

L'onde d'Est (easterly wave) correspond au déplacement vers l'Ouest de centres de haute pression (H), séparés par des dépressions (trough).

B : dépôts actuels : % des silts terrigènes > 6 μm, considérés comme d'origine éolienne (1) et répartition du mode 24 μm, mode principal des poussières éoliennes (2).

C : dépôts éoliens vers 18,000 ans B.P.

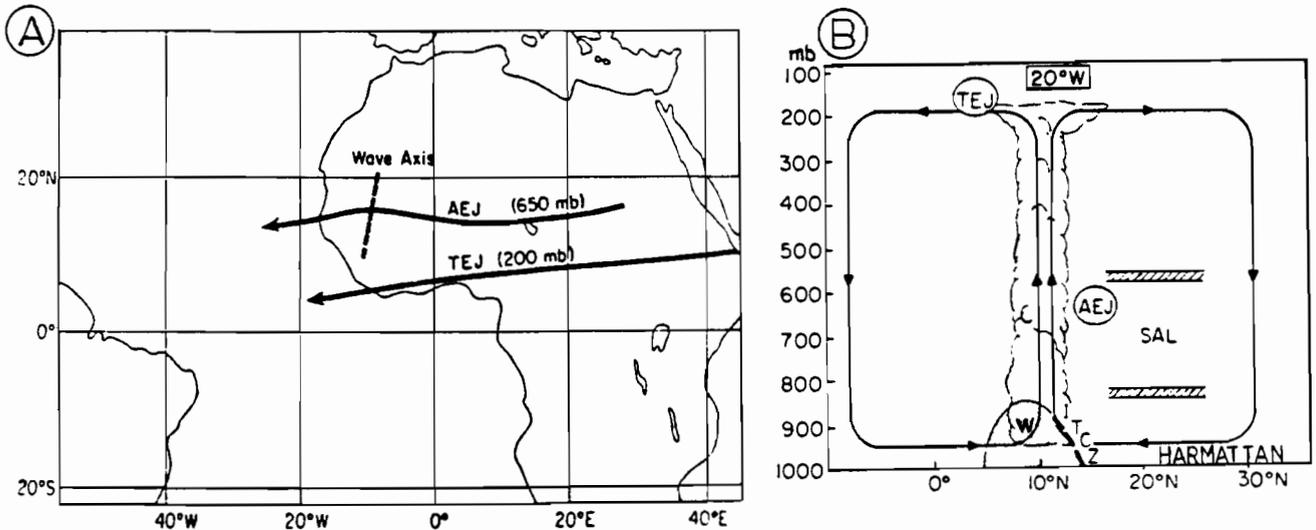


Fig. 97. L'aérojet africain d'Est (in Reed, 1986). L'aérojet africain d'Est (African Easterly Jet, AEJ) est une zone étroite de vent rapide, située généralement vers 650 mb en altitude et 15°N en latitude, nettement plus bas que l'aérojet tropical d'Est (Tropical Easterly Jet, TEJ). En aucun cas il ne devrait pouvoir être confondu avec la couche d'air saharienne (Saharan Air Layer, SAL). Cette couche est limitée horizontalement par deux zones d'inversion thermique (ici en hachures) situées vers 850 et 500-600 mb. L'aérojet africain d'Est est également radicalement différent de l'Harmattan. Ce terme désigne l'alizé continental de l'Afrique nord-équatoriale et correspond à la circulation au sol de la cellule de Hadley Nord.

1976). Or, l'air chaud surmontant l'air froid, la masse froide serait saharienne et la masse chaude serait celle de la mousson qui passerait au-dessus du FIT!

Les conclusions de Hooghiemstra *et al.* (1987) sont d'autant plus surprenantes que seul le JAE resterait stable. Ainsi, vers 18,000 ans B.P., ces auteurs concluent que la zone désertique aurait progressé simultanément vers le Nord et le Sud ; la limite Sahara-Sahel serait passée de 18 à 14° N environ ; la zone de savanne sahélienne et soudanienne aurait été décalée de 3° vers le Sud, et la zone guinéenne de 4-5°. En fait, la conclusion de stabilité du JAE est basée sur le dépôt maximum de pollens de *Chenopodiaceae* et *Amaranthaceae*, situé vers 21°N à 18,000 ans B.P. comme aujourd'hui (Hooghiemstra *et al.*, 1987). Cette latitude ne correspond pas aujourd'hui à la trajectoire du JAE, mais au "coeur" de la zone désertique. Il semble donc plus logique de conclure à la permanence d'une zone plus aride centrée vers 21°N.

**\*Conclusions sur les hypothèses concernant la ZCIT et les aérojets d'Est au Kanémien.** Le JAE tirant son origine d'un contraste thermique, il ne peut se trouver qu'à la limite des deux zones thermiquement différentes provoquant ce contraste, et non au coeur d'une zone homogène. Par ailleurs, les données sur les poussières éoliennes vers 18,000 ans B.P. (Sarnthein *et al.*, 1981) montrent nettement un décalage de 4° environ

vers le Sud des trajectoires des anticyclones liées aux ondes d'Est, soit 13-17° N au lieu de 17-21°N (fig. 96.B.2 et C.2). Ceci est en accord avec les observations palynologiques qui indiquent alors la limite Sahara-Sahel vers 14°N (Hooghiemstra *et al.*, 1987). De telles variations sont tout à fait compatibles avec celles observées à une échelle interannuelle ces dernières décennies (Fontaine, 1989 ; Janicot, 1990). D'un point de vue thermodynamique et météorologique, il était d'ailleurs tout aussi contestable d'envisager le passage du JAE au coeur de la zone aride (Sarnthein *et al.*, 1981) que de proposer la stabilité de la position estivale de la ZCIT, mais pas celle de la limite Sahara-Sahel (Hooghiemstra *et al.*, 1987).

## 6. CONCLUSIONS GENERALES SUR LE KANEMIEN

L'interprétation du climat du Sahel au Kanémien a beaucoup varié au cours des dernières décennies. L'extension d'un désert hyperaride de 500 à 1000 km vers le Sud pendant près de 10,000 ans (par exemple Pias, 1970; Michel, 1973; Rognon; 1976b; Sarnthein, 1978; Mainguet *et al.*, 1980a) est maintenant généralement abandonnée. Les hypothèses les plus récentes dissocient le plus souvent la pluviométrie et la dynamique atmosphérique.

## 6.1. Chronologie

a) **Le maximum aride.** La durée de 10,000 ans proposée antérieurement pour le Kanémien, ne correspond pas à la durée d'une phase d'hyperaridité, mais à celle de la lacune d'enregistrement sédimentaire qui en a résulté le plus souvent. Ainsi, la période du maximum aride enregistrée par la baisse du débit du Niger, est beaucoup plus courte : de **18,900 à 14,800 ans B.P. seulement** (dates interpolées). De plus, **cette période comporterait en fait plusieurs phases d'une durée de quelques siècles à un millénaire au plus**, faisant alterner des phases plus arides et d'autres moins arides. On notera pour deux des trois phases les plus arides (autour de 18,100 et 15,200 ans B.P. environ), la présence de palygorskite, indicatrice d'apports éoliens en mer (apports directs par le vent ou indirects par les fleuves?). Les phases les plus arides sont également celles où l'érosion était la plus forte, en raison d'une plus grande irrégularité des crues. Ainsi, **les crues brutales dans les vallées plus ou moins encombrées par les apports sableux, coexistaient avec la mise en place d'un erg en plaine et l'émission d'aérosols.** Ce sont ces crues brutales qui auraient entaillé les dépôts de la moyenne terrasse récente dans la vallée de Maradi, la vallée de Keïta et la vallée du Moyen-Niger. Ces dépôts avaient cessé peu auparavant, lors de la phase de transition entre le maximum humide ghazalien et le maximum aride kanémien, soit entre 21,600 et 18,900 ans B.P. environ. Pendant cette période de transition, une pédogenèse liée à un climat frais et très contrasté, impliquant un couvert végétal clairsemé, aurait provoqué la mise en place de sols rouges, improprement qualifiés de "méditerranéens", depuis le Tibesti jusqu'au Nord-Cameroun. Pendant les phases les moins arides entre 18,900 et 14,800 ans B.P., il est possible que cette pédogenèse se soit poursuivie en zone sahélo-soudanienne. Par contre, en zone soudanienne à soudano-guinéenne, le couvert végétal devait être suffisant pour fixer les dépôts de poussières constituant ainsi les formations loessiques du Nigéria et du Cameroun.

b) **La fin de l'aridité** est beaucoup plus précoce que 10,000 ans B.P., et elle se produit très rapidement. Face au delta du Sénégal, on note une diminution par 7 de la vitesse du vent entre 14,900 et 13,400 ans B.P. environ. On peut suivre la **progression de l'humidité sur le continent, entre 14,800 et 11,200 ans B.P. environ**, grâce aux apports du fleuve Niger. On note d'abord une très forte érosion entraînant du sable quartzueux entre 14,800 et 14,200 ans B.P. environ. Puis, la goéthite, considérée comme indicatrice de l'érosion, par l'eau,

des formations anciennes ferruginisées, réapparaît à  $13,240 \pm 600$  ans B.P. Le sable laisse alors la place à une importante fraction silteuse siliciclastique et micacée, constituée des poussières éoliennes proximales, déposées en zone aride et maintenant atteintes par le ruissellement. Enfin, les débris végétaux augmentent considérablement vers 11,200 ans B.P. Ainsi, l'augmentation du ruissellement aurait été finalement limitée par l'augmentation concomitante du couvert végétal.

Au Sahara méridional, principalement dans l'Aïr et le Tibesti, nous avons vu que le retour de l'humidité est encore plus précoce, puisque des dépôts fluviatiles et palustres se forment dès avant 16,000 ans B.P. La phase d'aridité maximale est également moins marquée dans cette région, où elle se traduirait surtout par de l'érosion hydrique. Il est vrai que les sables éoliens ne peuvent être que rares dans ces massifs, pour des raisons topographiques. Les dépôts fluviatiles et palustres, voire même lacustres, vont se poursuivre en plusieurs phases jusque vers 7000 ans B.P. pour constituer une terrasse. Cette moyenne terrasse caractéristique des massifs du Sahara méridional, n'a pas été observée dans la zone sahéenne et sahélo-soudanienne du bassin du Moyen-Niger, où l'érosion hydrique a creusé profondément le lit majeur des cours d'eau à de nombreuses reprises entre 18,900 et 4000 ans B.P. environ.

Au total, **les phénomènes hydriques nous semblent donc au moins aussi caractéristiques du Kanémien au sens stricte (20,000-12,000 ans B.P.), que les phénomènes éoliens.**

## 6.2. La pluviométrie

D'après l'emplacement des formations sableuses, et en prenant en compte l'augmentation de la vitesse du vent et la baisse de la température, nous avons vu que Talbot (1984) concluait à un déplacement des isohyètes de 200 à 400 km vers le Sud, lors du maximum aride. Nous avons essayé de préciser ce déplacement, en séparant les stocks de sables éoliens dont il est possible d'attribuer la mise en place au Kanémien, des stocks sableux antérieurs, éoliens ou non, qui sont de loin les plus importants (fig. 92). Nous avons vu en effet, qu'au Kanémien le phénomène éolien essentiel est la remobilisation du matériel sableux ; les déplacements de ce dernier apparaissent toujours limités à quelques dizaines de kilomètres. Ainsi, dans les zones sahéenne à sahélo-soudanienne actuelles (100-700 mm/an), nous proposons un déplacement des isohyètes de 150 à 300 km seulement vers le Sud.

Les modèles climatiques récents (par exemple COHMAP, 1988), aboutissent également à la

conclusion de variations pluviométriques beaucoup plus faibles que celles admises précédemment. On considère maintenant qu'il y a **une grande similitude des budgets hydrologiques (c'est-à-dire en tenant compte de la pluviosité et de l'évaporation) entre le dernier maximum glaciaire et les derniers millénaires**, (Kutzbach et Street-Perrott, 1985 ; Kutzbach et Guetter, 1986). Vers 18,000 ans B.P., la pluviosité aurait été plus faible qu'actuellement, mais l'évaporation également. On notera cependant que les modélisateurs ont laissé dériver le sens premier de ces résultats en parlant maintenant de pluviosité au lieu de budget hydrologique : "... *The tropics were slightly cooler than they are at present, but most regions had rainfall similar to present levels or were slightly drier...*" (COHMAP, 1988, p. 1049). L'inadéquation entre les observations et les modélisations est un problème fréquent, comme cela a été montré pour les variations de température vers 18,000 ans B.P. (Rind et Peteet, 1985), et comme nous l'avons vu précédemment avec la discussion sur la stabilité du JAE.

Les mesures isotopiques effectuées par Pastouret *et al.* (1978), face au delta du Niger, ont également mis en évidence des apports d'eau douce moindres pendant le maximum aride kanémien. Mais, selon ces auteurs, les apports étaient alors comparables aux apports modernes. Est-ce à dire que le Kanémien n'aurait pas connu l'hyperaridité, ou que l'époque actuelle est marquée par l'hyperaridité? Il semble qu'il y ait là un problème méthodologique lié à l'échelle chronologique des observations réalisées en mer. En effet, ces observations concernent d'une part la période hyperaride dans son ensemble (18,900-14,800 ans B.P. environ), et d'autre part la période la plus récente sans limite précise. Ces observations ne peuvent pas prendre en compte les variations séculaires à décennales, et encore moins les variations interannuelles.

Rien ne permet de conclure que, vers 18,000 ans B.P., la pluviométrie au Sahel était semblable ou légèrement plus faible que l'actuelle, ce dernier terme étant restreint à la moyenne des observations réalisées depuis moins d'un siècle. Nous avons conclu à **une similitude entre la localisation des isohyètes lors des phases les plus arides du Kanémien, décalées de 150 à 300 km vers le Sud, et certaines années récentes comme 1972-1973 ou 1984-1985** Il y a eu au cours de ces années une pluviométrie nettement inférieure à la pluviométrie moyenne depuis le début du siècle. Une

telle pluviométrie, fréquemment répétée pendant une durée de 5 à 10 siècles, c'est-à-dire pendant les phases les plus arides du maximum aride kanémien, marque une aridification importante du climat. Mais il ne semble pas que cela suffise pour établir alors la limite du Sahara à la latitude de Niamey, Kano et N'Djamena, pour reprendre une image fréquemment évoquée.

### 6.3. La dynamique atmosphérique

a) **L'origine des pluies.** Les dépôts de la base de la moyenne terrasse des massifs du Sahara méridional ne peuvent être attribués qu'à une pluviosité d'origine méditerranéenne, l'extension de la mousson paraissant alors très limitée. Il semble cependant, qu'envisager l'avancée de ces pluies méditerranéennes jusqu'en zone soudano-guinéenne, au Cameroun, soit peu réaliste. Il y a là d'abord un abus de langage qui assimile "sols rouge de type méditerranéen" à "sols rouges méditerranéens". De même, toutes les hypothèses qui proposent **une grande augmentation des pluies provenant des dépressions tropicales sahariennes en période aride, alors que la mousson semble très affaiblie ou bloquée vers le Sud, ne sont pas recevables d'un point de vue météorologique.** En effet, l'eau de telles pluies ne peut provenir que de la mousson. Enfin, si la distinction des types de pluie en fonction de la taille des gouttes, reste une hypothèse de travail intéressante, l'application qui en a été faite n'est pas recevable d'un point de vue pédologique et hydrologique, vertisol et infiltration étant antinomique.

b) **L'évolution des éléments zonaux du climat.** Nous avons vu comment un rôle abusif avait été attribué à l'aérojete subtropical d'Ouest pour des raisons méthodologiques. De même, nous avons vu comment la confusion des données météorologiques actuelles pouvait aboutir à des erreurs d'interprétations paléoclimatiques, en assimilant JAE et "coeur" de la zone aride (fig. 97). Ainsi, on peut admettre la **permanence au Sahara d'une zone plus aride que celles qui l'entourent.** Par contre, le déplacement vers le Sud des trajectoires des anticyclones liées aux ondes d'Est ne semble pas faire de doute vers 18,000 ans B.P. De même, le déplacement de la limite phytogéographique entre Sahara et Sahel ne peut que refléter celui d'une limite pluviométrique impliquant aussi le déplacement de la trace au sol de la ZCIT et du JAE en altitude.

## MANGA MERIDIONAL ET KADZELL : -DEFLATION EOLIENNE ET HUMIDITE AU KANEMIEN. - LE MEGATCHAD HOLOCENE : MAXIMUM HUMIDE OU NEOTECTONIQUE ?

### 1. INTRODUCTION

Au terme de l'étude des "deltas" du Chari, les principaux problèmes soulevés concernaient d'une part le **maximum aride kanémien**, et d'autre part le **maximum humide holocène**. En ce qui concerne le premier problème, nous venons de voir que l'absence de l'enregistrement sédimentaire de conditions hyperarides liées au dernier maximum glaciaire s'expliquait par l'existence de conditions climatiques effectivement moins extrêmes que ce qu'on supposait jusqu'à présent. Nous avons vu également que les **phénomènes hydriques (érosions et dépôts fluviaux) semblent au moins aussi caractéristiques du Kanémien au sens strict (20,000-12,000 ans <sup>14</sup>C B.P.) que les phénomènes éoliens**. L'étude du Kadzell va nous permettre de préciser ce dernier point.

Le second problème a été à peine abordé jusqu'à présent. Il résultait de l'absence apparente de dépôts susceptibles d'être attribués au Mégatchad holocène qui aurait atteint un niveau de 320-325 m entre 6600 et 5400 ans B.P. L'interprétation que nous avons alors proposée, impliquait un bombement plus important qu'aujourd'hui de la nappe phréatique du Kanem (Durand et Mathieu, 1979-1980, fig. 61). Cette hypothèse dissociait trois éléments dont l'altitude pouvait ainsi être différente: les dépôts lacustres interdunaires du Kanem et du Manga, le (ou les?) paléolac Tchad, le "cordon périlacustre" de 320 m. Mais cette hypothèse impliquait aussi l'**existence de phénomènes néotectoniques** pour expliquer le bombement piézométrique du Kanem et l'altitude actuelle du "cordon périlacustre". Or, l'hypothèse du Mégatchad holocène impliquait au contraire une stabilité structurale totale du bassin : "... *Le niveau lacustre (était)... à 320-325, et la constance des cordons littoraux à cette altitude montre que la tectonique a été inexistante depuis cette époque... La constance de son niveau était due au déversement du trop-plein vers la Bénoué par les seuils du Mayo-Kebbi (325 m)...*" (Schneider, 1967a, p. 18).

C'est pour essayer de lever cette contradiction que nous avons entrepris l'étude de la bordure NW du lac actuel. Située dans la zone la plus éloignée des apports fluviaux, nous pensions pouvoir y observer plus nettement une éventuelle **sédimentation lacustre, non perturbée par la sédimentation et l'érosion fluviales** (fig. 19 et 21). Par ailleurs, à quelques kilomètres du lac actuel, Pirard (1962 à 1967 et fig. 42) a décrit dans

cette région plusieurs rivages lacustres anciens, dont celui du niveau 320-325 m, que nous ne pouvions pas observer dans la région des "deltas" du Chari. Nous **pouvions donc espérer trouver aussi dans cette région des dépôts du Mégatchad en connexion avec son rivage**. Les premiers résultats de ces recherches ont été présentés au XI<sup>e</sup> congrès de l'INQUA à Moscou (Durand *et al.*, 1982) et ils ont fait l'objet d'une publication dans *Paleoecology of Africa* (Durand, Fontes, Gasse, Icole et Lang, 1984), dont nous reprenons ici l'essentiel. Les données acquises ultérieurement, ainsi que les modifications qu'elles ont entraînées dans nos interprétations seront présentées à la suite.

### 2. LE NW DU LAC TCHAD AU QUATERNAIRE: ETUDE DE PALEOENVIRONNEMENTS ALLU- VIAUX, EOLIENS, PALUSTRES et LACUSTRES

#### 2.1. Cadre de l'étude

Située à l'extrémité sud-est de la République du Niger (fig. 2), la région étudiée comprend la plaine du Kadzell et ses bordures (fig. 98). De forme approximativement rectangulaire, le Kadzell est orienté NE-SW, avec une longueur de 150 km pour une largeur de 50 km environ. Il est limité au Nord et à l'Ouest par le plateau sableux du Tchidi N'Gourbaybé (Manga méridional), à l'Est par le lac Tchad et au Sud par la rivière Komadugu Yobe. Le Kadzell correspond à la partie nigérienne de la plaine alluviale de la K. Yobe dont la majeure partie se trouve au Nigeria (plaine du Bornou). Au Niger, les altitudes décroissent progressivement du NW vers le SE, depuis les piémonts des massifs de Termit, du Koutous et du Mounio à 400 m environ, jusqu'au rebord du plateau sableux du Manga vers 330 m au SW et 305 m au NE. Le talus de ce plateau qui borde le Kadzell (fig. 98) forme la "plage de Sayam" (Pirard, 1967). Large de 20 km environ avec une dénivelée supérieure à 20 m au SW, ce talus se rétrécit en même temps que la dénivelée diminue, puis disparaît au NE. Pour la plaine du Kadzell les altitudes décroissent aussi vers le NE, et passent de 310 à 290-285 m. La plaine est barrée au NE par les éléments d'un cordon sableux littoral, qui la sépare du lac Tchad (fig. 98). Le niveau actuel du lac s'établit entre les cotes 279,5 et 284 m, avec un niveau moyen vers 282 m, selon les variations saisonnières et inter-annuelles. Situé en zone sahélienne, le Kadzell était compris avant 1970 entre les isohyètes 450 mm, au S de Mainé-Soroa, et 200 mm au N de N'Guigmi (Rodier, 1975). La K. Yobe apporte de 0,2 à 0,3 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup>/an d'eau au lac, ce qui constitue moins de 1 % des apports. La crue débute en juin ou juillet avec une pointe en décembre ou janvier ; l'écoulement s'arrête en avril ou mai avec la formation de mares (Roche, 1973).

Peu de travaux ont été effectués à ce jour dans cette région. Après les premières explorations (Garde, 1911), les études géologiques ont véritablement débuté avec le travail de Faure (1962), complété pour le Quaternaire par une étude des dépôts lacustres (Faure *et al.*, 1963), et des évaporites (Faure, 1965). Dans la même période sont établies les premières cartes hydrogéologiques, géomorphologiques et géologiques (Pirard, 1962 à 1967), et pédologiques (Bocquier et Gavaud, 1964); des travaux de géophysique sur la structure du socle et de la couverture anté-quaternaire sont aussi poursuivis (Louis, 1970). Depuis 1977, de nouvelles études ont été entreprises au Kadzell, profitant de la construction de puits bétonnés profonds, et de la réalisation d'une nouvelle couverture photographique et cartographique. Elles ont porté sur trois points :

- une reconnaissance du Plio-Pléistocène atteint à la base de plusieurs puits ;
- une analyse géomorphologique, permettant l'élaboration d'une chronologie du Pléistocène supérieur et de l'Holocène ;
- une étude des paléoenvironnements postérieurs à 12,000 ans B.P., grâce à l'analyse des Diatomées et des isotopes du carbone et de l'oxygène des coquilles et carbonates.

## 2.2. Rappels et remarques sur les travaux antérieurs

### a) Le Plio-Pléistocène.

\*A l'Ouest du lac Tchad, au Niger oriental, Faure (1962), Pirard (1962 à 1967), Bocquier et Gavaud (1964) distinguent les bordures du bassin tchadien, siège d'érosions et de cuirassements successifs, et son centre subsident, où s'accumulent les produits de ces érosions qui forment le "Groupe du Tchad". Reconnu par sondages (Pirard, 1967), il comprend une série argileuse (300 à 400 m) à niveaux sableux, gypseux et diatomitiques. Au Nigeria, le sommet du "Groupe du Tchad" a été retrouvé et daté du Plio-Pléistocène par la découverte d'un niveau à *Hippopotamus imaguncula* à 58 m de profondeur (Tattam, 1943).

\*Au centre du bassin tchadien, au Tchad, Servant (1973) a étudié par sondage l'équivalent du "Groupe du Tchad". Il a reconnu trois séries sédimentaires quaternaires superposées aux dépôts tertiaires. La plus ancienne ou "série du Bahr El Ghazal" est constituée par environ 100 m de dépôts argileux où Servant-Vildary (1978) a distingué quatre stades principaux d'évolution des Diatomées (*cf.* tabl. 4). Ceci a permis d'effectuer des corrélations avec des dépôts plus minces et plus diversifiés venant à l'affleurement sur la bordure nord du bassin et datés du Plio-Pléistocène inférieur par des Vertébrés (Abadie *et al.*, 1959 ; Coppens, 1967b, 1972).

\*Au Kadzell occidental (Haut-Kadzell, fig. 98) plusieurs puits atteignent entre 20 et 40 m de profondeur, des dépôts blancs diatomitiques (Mesa, Kardjoum Tilo, Malam Bouramari et Ndyel Ndyaki, fig. 98.10, 11, 15, 16). Ils contiennent d'abondants *Melosira granulata* à frustules très grossiers, associés à *Stephanodiscus niagarae*, *S. transylvanicus*, *S. carconensis* et à Kardjoum Tilo, à *S. astraea*. Il s'agit d'une flore planctonique, mais l'abondance des *Fragilaria* et la diversité des benthiques témoignent cependant d'une faible profondeur ou de la proximité du rivage. Les eaux, douces, avaient une alcalinité faible à modérée ; on note la présence d'éléments tempérés. Cette microflore peut être comparée au stade III de Servant-Vildary (1978), proche du sommet de la "série du Bahr El Ghazal". De plus, *S. niagarae*, *S. transylvanicus* et *S. carconensis*, lorsqu'ils sont abondants sont de bons indicateurs biostratigraphiques du Plio-Pléistocène africain (Gasse, 1980) (*cf.* tabl. 4).

Au Tchad, le terme sédimentaire suivant (le stade IV), peu épais, est caractérisé à sa base par un niveau à *Melosira granulata* grossiers, abondants, dont les frustules, généralement très brisés, sont vraisemblablement remaniés. De tels dépôts ont aussi été rencontrés sous le Kadzell (Dardaria, Difa Mamari et Ngel Boulou, fig. 98.4, 13 et 17) sans que l'on puisse préjuger de l'âge du remaniement. Ainsi, au Niger la microflore confirme l'âge Plio-Pléistocène inférieur attribué au sommet de la série argileuse du "Groupe du Tchad".

b) Le Pléistocène moyen. Au-dessus des argiles plio-pléistocènes du "Groupe du Tchad", Pirard (1962 à 1967) indique 50 à 100 m de sables blancs fluviaux, dont il suppose une provenance depuis le NW du bassin. Ces sables sont remaniés en surface par la formation d'un erg. Cet erg ancien, très étendu, est reconnu depuis le Ténééré jusqu'aux îles du lac Tchad. Les dunes ont une orientation N-S au Nord, NW-SE à l'Ouest et au Sud ; hautes de 30 à 80 m et écartées de 1 à 2 km, elles sont de couleur rouge brun sur une profondeur de quelques mètres.

Au-dessus de la "série du Bahr El Ghazal", Servant (1973) a reconnu, au Nord du lac Tchad, la "série des Soulias" qui comprend 60 à 80 m environ de sables éoliens où sont intercalés trois épisodes lacustres lenticulaires (*cf.* tabl. 6). La partie supérieure de cette série est datée du Pléistocène supérieur. Au Sud du lac Tchad, il s'agit essentiellement de dépôts fluvio-deltaïques partiellement remaniés par l'établissement d'un erg ancien (Pias, 1970). Cet erg affleure encore aujourd'hui au Nigeria. Il est antérieur à 50,000 ou 65,000 ans B.P. au moins, car il est recouvert au Sud du lac par 15 m environ de dépôts fluvio-deltaïques lesquels sont datés eux-mêmes antérieurs à 35,000 ans B.P. (Durand et Mathieu, 1979-1980).

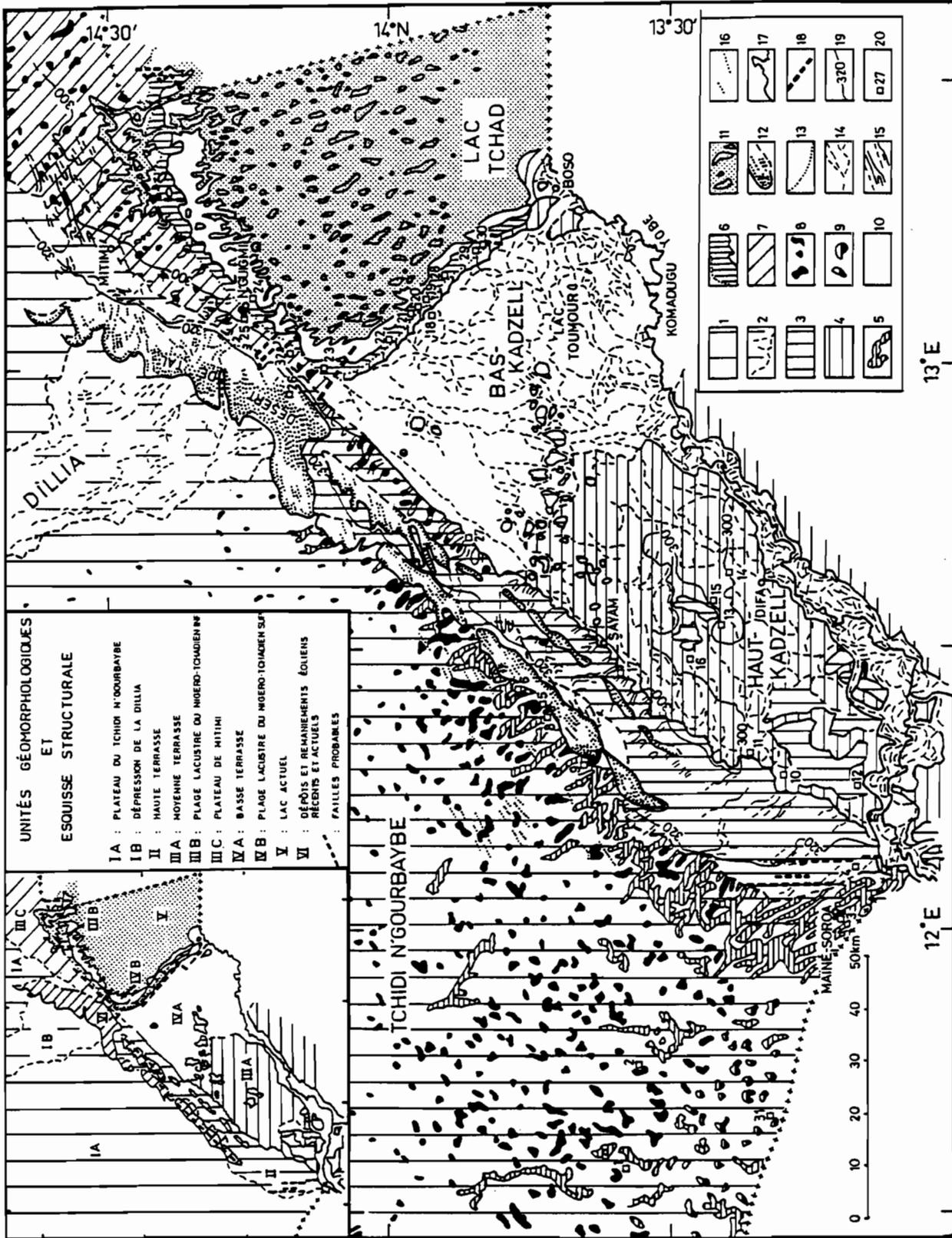


Fig. 98. Carte géomorphologique du Kadzell (in Durand et al., 1984).

L'évolution postérieure aux dépôts lacustres généralisés du Plio-Pléistocène montre donc d'abord des dépôts fluviatiles, puis la mise en place de l'erg ancien. Cet erg remanie seulement la partie superficielle des sables fluviatiles du Niger oriental, une partie des sables fluvio-deltaïques au Sud du lac Tchad, mais la totalité des sables au Nord du lac. Les remaniements éoliens persistent ensuite au Nord du lac, alors que des écoulements fluviatiles ont lieu au Sud. Ces différenciations paléogéographiques vont s'accroître au Pléistocène supérieur.

### c) Le Pléistocène supérieur et l'Holocène.

**\*Travaux et hypothèses antérieurs.** Depuis Tilho (1925), l'hypothèse d'un immense paléolac Tchad quaternaire a été souvent reprise. Ainsi Faure (1962) puis Pirard (1962 à 1967) supposent l'existence d'un immense "prototchad" atteignant la cote 400 m dans l'ensemble du bassin tchadien. Au Niger oriental, ce lac serait responsable du modelé actuel du plateau sableux du Manga avec ses très nombreuses petites cuvettes, reliques des interdunes de l'erg ancien arasé. Les premières datations faites sur des dépôts lacustres amenaient à situer ce paléolac Tchad entre 22,000 et 7000 ans B.P. environ (Faure *et al.*, 1963 et fig. 41). Par la suite, un second erg se serait formé tandis que le paléolac aurait régressé par paliers successifs (Pirard, 1967). Tout d'abord jusqu'à 350 m, conjointement à la formation de vallées larges à fond plat (ex. la Dillia, fig. 98) et à des "rides dunaires littorales" dans les zones nouvellement émergées ; puis jusqu'à 330 m avec la formation des chenaux à fonds argilo-sableux du Tchidi N'Gourbaybé (fig. 98.5), à nouveau accompagnés de "rides dunaires littorales" dispersées. Le paléolac aurait stationné un certain temps à 330 m, provoquant la formation de la "plage de Maïné-Soroa", bande de

terrain plat à l'Est de cette ville, orientée N-S et large de 10 km au plus. Puis le paléolac aurait à nouveau régressé et stationné à 320 m, provoquant la formation de la "plage de Sayam" et du "cordon dunaire périlacustre de Tal" (fig. 98.3 et 98.12). Une régression à 290 m aurait ensuite présidé à l'enfoncement de la K. Yobe et au dépôt des alluvions du Haut-Kadzell, en même temps que le paléolac se retirait du plateau de Mitimi au Nord de N'Guigmi, avec à nouveau la formation de "rides dunaires". Les alluvions du Bas-Kadzell se déposent ensuite. Enfin, la plage lacustre actuelle à dépôts de sables fins et de diatomites, le cordon dunaire périlacustre, le lit actuel de la K. Yobe et des remaniements éoliens se seraient mis en place récemment. Par ailleurs, tout au long de la transgression à 400 m, puis de la régression, des dépôts lacustres diatomitiques et argileux auraient eu lieu dans les dépressions, en liaison avec le lac ou la nappe phréatique.

**\*Nouvelles données et nouvelles hypothèses.** Des données récentes ont amené l'abandon de l'hypothèse d'un lac gigantesque. S'il existe des dépôts lacustres vers 400 m et même beaucoup plus haut (à l'Adrar Bous par exemple, fig. 73 au NE de l'Aïr), ce ne sont pas ceux d'un grand paléolac Tchad unique. En effet, les travaux de Servant (1973) ont permis de différencier plusieurs domaines lacustres distincts : les lacs interdunaires liés à la nappe phréatique ; les lacs de piémont alimentés par le ruissellement sur un bassin versant réduit ; les lacs hydrographiques alimentés par des fleuves puissants drainant un très grand bassin versant (fig. 52). Or, les dépôts attribués au grand paléolac de 400 m appartiennent aux deux premières catégories. De plus, ils sont maintenant datés avec précision du Ghazalien (> 20,000 ans B.P. environ) et du Nigéro-Tchadien (< 12,000 ans B.P. environ), périodes séparées par une importante phase aride, le Kanémien (Servant, 1973).

Fig. 98. Légendes : (1) erg ancien remanié et aplani constituant le plateau du Tchidi N'Gourbaybé ; (2) vallées larges, zones de ruissellement diffus (zones tectoniques ?) ; (3) haute terrasse formée à partir de l'erg ancien remanié, par le ruissellement au Nord, par le premier delta au Sud, et par le vent d'Est en Ouest ; (4) moyenne terrasse constituée par le deuxième delta ; (5) chenaux à fonds argilo-sableux ; (6) plage lacustre du Nigéro-Tchadien inférieur (12000-7000 environ) ; 7 : plateau de Mitimi (ancienne plage lacustre) ; (8) cuvettes interdunaires à dépôts argileux diatomitiques et évaporitiques ; (9) mares actuelles liées à la nappe phréatique ; (10) troisième delta relié à l'amont à la basse terrasse de la Komadugu Yobe, et à l'aval à la plage lacustre du Nigéro-Tchadien supérieur ; (11) erg ancien submergé par le lac ; (12) remaniements éoliens récents du "cordon de 320 m", la limite est généralement peu distincte à l'Est ; (13) remaniements éoliens du cordon périlacustre récent ; (14) écoulements temporaires ; (15) érosion éolienne ; (16) remaniements éoliens diffus ; (17) cours d'eau permanent : Komadugu Yobe ; (18) faille probable ; (19) courbe de niveau en mètres ; (20) coupes ou observations : n° 1 : Jajiri ; n° 2 : Kelakam ; n° 3 : Maïné-Soroa ; n° 4 : Dardaria ; n° 5 : Gazourmadye ; n° 6 : Kournana ; n° 7 : Marga ; n° 8 : Ngel Boutou ; n° 9 : Isari ; n° 10 : Mesa ; n° 11 : Kardjoum Tilo ; n° 12 : Boudoum ; n° 13 : Difa Mamari ; n° 14 : Kangarawa ; n° 15 : Malam Bouramari ; n° 16 : Ndyel Ndyaki ; n° 17 : Ngel Boulou ; n° 18 : Melegondori ; n° 19 : Bwori ; n° 20 : Arikou Kouri ; n° 21 : Mourtchati ; n° 22 : Ngelewa ; n° 23 : Widi ; n° 24 : N'Guigmi-aéroport ; n° 25 : N'Guigmi-banco ; n° 26 : Tal ; n° 27 : Ranch ; n° 28 : Baroua Gana ; n° 29 : Tchoukoudjani ; n° 30 : Fiebouloua ; n° 31 : Bougdouma ; n° 32 : Ngortogol. (cf. nouvelles interprétations géomorphologiques fig. 119 et 120).

L'aplanissement de l'erg ancien, supposé être la trace de la transgression à 400 m, peut aussi avoir des causes différentes, par exemple des phénomènes d'érosion à la suite d'écoulements en nappe. C'est l'explication proposée par Sombroek et Zonneveld (1971) pour l'aplanissement de l'erg ancien, dans le bassin du Moyen Niger, où aucun gigantesque paléolac n'a jamais été évoqué. Enfin, les champs diffus de rides dunaires qui matérialiseraient selon Pirard les anciens rivages, n'ont pas été observés ailleurs qu'au Niger oriental. Finalement, seule l'hypothèse d'un grand paléolac Tchad à 320 m a été reprise ensuite (Schneider, 1967 ; Pias, 1970 ; Servant, 1973 ; Maley, 1981). Pourtant les mêmes critiques peuvent être reprises également :

- **Absence des dépôts lacustres véritables d'un grand lachydrographique** (Durand et Mathieu, 1979 à 1980),
- **Absence d'un rivage lacustre véritable.** Ce qui est assimilé à un cordon dunaire périlacustre est en fait le plus souvent un talus très discontinu, de morphologie, d'altitude et de constitution variables. Il s'agit probablement de la trace d'accidents tectoniques anciens jouant dans la couverture superficielle (Durand, 1982). L'existence de "décrochements" liés à la topographie renforce cette hypothèse. Au Niger par exemple, ce cordon n'existe ni à l'Ouest vers Maïné-Soroa, ni à l'Est, vers la frontière tchadienne (fig. 98). L'altitude au pied du cordon varie de 320 m à l'Ouest, à 305 m à l'Est (Pirard, 1967). Il s'agit là effectivement de remaniements éoliens, mais ils sont actuels. L'analyse des photographies aériennes montre les zones actuelles de déflation, de transfert et d'accumulation selon la direction du vent dominant. Ainsi les "rides dunaires littorales" du plateau de Mitimi (fig. 98) décrites par Pirard matérialisent essentiellement des trajectoires d'érosion éolienne approfondissant les creux de la morphologie dunaire et lacustre ancienne. La majeure partie du cordon de 320 m correspond à des dunes relativement espacées, généralement allongées selon la direction du vent et qui progressent rapidement si l'on en juge d'après les zones de végétation en cours de recouvrement. L'accumulation du sable se fait à l'Ouest du cordon lequel a alors tendance à remonter sur le plateau du Tchidi N'Gourbaybé, surmontant ainsi souvent les profondes interdunes du plateau, au lieu d'y pénétrer. Cette situation est anormale si on la compare au rivage actuel avec ses profondes indentations dans les creux de l'erg du Kanem. Enfin, soulignons que les accumulations sableuses se localisent selon des directions privilégiées qui sont des directions structurales du bassin (Louis, 1970 ; Durand, 1982). Ce phénomène est connu dans d'autres régions du Sahara et même dans le bassin de Paris (Schlumberger, 1974 ; Dewolf et Mainguet, 1976). L'abandon de l'hypothèse d'un grand

paléolac Tchad tant à la cote 400 m que 320 m amène à reconsidérer entièrement l'évolution de cette région au Pléistocène supérieur et à l'Holocène.

### 2.3. Analyse géomorphologique du Kadzell et de ses bordures

L'étude géomorphologique a été effectuée à partir de l'ancienne couverture cartographique au 1/200 000<sup>ème</sup> (IGN 1959 à 1964), d'une nouvelle couverture de photographies aériennes au 1/50 000<sup>ème</sup> (IGN, 1975 d-f), et d'une récente couverture cartographique partielle au 1/50 000<sup>ème</sup> (IGN, 1979). Trois domaines ont été distingués :

- un domaine essentiellement éolien au NW,
- un domaine fluvio-deltaïque (alluvial et palustre) au SW,
- un domaine lacustre à l'E.

a) **Le domaine éolien** comprend la totalité du plateau sableux du Tchidi N'Gourbaybé. Suivant Pirard (1965), nous distinguons :

\***L'erg ancien aplani** (fig. 98.1), dont nous avons vu qu'il provient du remaniement superficiel par le vent des sables fluviatiles du Pléistocène moyen. Il comporte de nombreuses cuvettes, reliques des creux interdunaires.

\***Des vallées larges à fond plat**, comme la Dillia (fig. 98.2). Ce sont des vallées peu encaissées, mais très larges par rapport aux creux interdunaires du plateau environnant. Leur encaissement diminue vers le SE, et leur cours finit par se fragmenter, puis disparaître. Le fond de ces vallées est de 10 à 20 m plus haut que le fond des creux interdunaires proches. Pirard (1962) interprète ces vallées comme le résultat du comblement des creux interdunaires de l'erg ancien par "*des écoulements à puissance d'érosion verticale nulle, donc sans pouvoir de transport*". Le recul des versants et l'abondance des sables provoquent l'encombrement du lit et son colmatage. Le matériel du fond de ces vallées, observé en surface, est un sable beige équivalent à celui des creux interdunaires mais à faible fraction argileuse. Il n'y a pas de dépôts fins argilo-silteux ou diatomitiques, correspondant à des écoulements lents et à des dépôts palustres. Aussi la question essentielle concernant ces vallées est celle de leur origine. Sont-elles ou non alluviales ? La Dillia par exemple ne présente ni méandres, ni lit mineur, ni lit majeur, mais seulement des traces de ruissellement diffus. Par ailleurs, les affluents rejoignent souvent le cours principal en formant un angle droit avec lui, et il existe souvent plusieurs cours parallèles. Il apparaît clairement que ces vallées suivent toujours des directions structurales. Ainsi la Dillia a établi son cours très exactement sur le bord

sud du fossé allant de Termit au lac Tchad. Il semble donc probable que ces vallées correspondent à des zones de ruissellement favorisé, à l'origine, par des dénivellations liées aux accidents structuraux. L'âge de mise en place de ces vallées pose un autre problème. Elles sont postérieures à l'erg ancien qu'elles entaillent, mais aucune précision ne peut être apportée sur leur limite supérieure. Nous constatons seulement qu'elles ne présentent jamais de dépôts diatomitiques pourtant fréquents à proximité de leurs bords.

**\*Des chenaux à colmatage sablo-argileux** (fig. 98.5), reliant imparfaitement les cuvettes des anciens creux interdunaires. Selon Pirard (1962), l'épaisseur des dépôts sablo-argileux du fond des chenaux est en général de 2 à 3 m, mais peut atteindre 6 m. De plus on observe souvent à mi-pente un replat recouvert de sable argileux gris-clair. Il ne s'agit donc pas de simples creux interdunaires, mais bien d'anciens chenaux d'écoulement présentant deux niveaux d'érosion. Ces chenaux sont souvent interrompus à cause des remaniements éoliens et du ruissellement sur les versants. Par ailleurs, alors que la cartographie de Pirard (1965) exclut systématiquement tout rapport entre ces chenaux et les cuvettes à dépôts argileux et diatomitiques, nous avons pu constater sur la bordure SE du Tchidi N'Gourbaybé que ce type de dépôt est fréquent dans le cours des chenaux, bien que parfois recouverts par des dépôts sableux plus récents. Ces faits ont été observés à Maïné-Soroa, Isari, Ngel Boutou, Gazourmadyé et Kourmana (fig. 98.3, 8, 9, 5 et 6), mais ils existent probablement en de nombreux autres points. Nous pouvons donc préciser la position stratigraphique des dépôts diatomitiques, ils sont postérieurs à la deuxième phase d'érosion des chenaux.

**\*Les cuvettes isolées.** Elles sont considérées comme les reliques des creux interdunaires de l'erg ancien. Elles contiennent fréquemment des dépôts argileux et diatomitiques identiques à ceux des chenaux. Au Sud du Tchidi N'Gourbaybé, à l'Ouest de Maïné-Soroa, ces cuvettes sont actuellement saisonnièrement envahies par la nappe phréatique.

b) **Le domaine fluvio-deltaïque.** La cartographie de Pirard (1965) est basée sur la reconnaissance pédologique du Kadzell (Bocquier et Gavaud, 1964). Il distingue les "plages" de Maïné-Soroa et de Sayam, formées de sables bruns et rouges ; les alluvions du Haut-Kadzell, formées des sables fins à micas et feldspaths ; les alluvions du Bas-Kadzell, formées de minces placages de sables argileux et d'argiles sableuses brunes, recouvrant les dépôts du Haut-Kadzell ; le lit actuel de la K. Yobe, formé de sables à placages argileux dans les bras-morts. L'analyse des photographies aériennes fait immédiatement ressortir

un fait marquant : le déplacement des lits de la K. Yobe, responsable de la formation de quatre édifices fluvio-deltaïques successifs, emboîtés à l'amont et superposés à l'aval. Nous avons ainsi distingué :

**\*Un premier delta,** comprenant la "plage de Maïné-Soroa", la partie de la "plage de Sayam" à l'Ouest du lac, la partie amont du Haut-Kadzell un certain nombre de buttes sableuses isolées au milieu du Kadzell (fig. 98.3). Ce premier delta remanie les dépôts sableux de l'erg ancien, qu'il aplanit à un niveau extrême. On ne reconnaît plus que rarement la forme des anciens édifices dunaires, par exemple à l'Ouest de Mesa (fig. 98.10) ou au Nord de Difa Mamari (fig. 98.13). A cette érosion fluviale, s'ajoute le ruissellement depuis le plateau du Tchidi N'Gourbaybé. Les chenaux se poursuivent, bien que très peu marqués, parfois sur près de 5 km comme au Nord-Ouest de Mesa. On les reconnaît également au Nord de Sayam, partiellement recouverts par les cordons dunaires. Il est donc probable que la "plage de Sayam" devrait être séparée en deux : au Nord, nivellement par le ruissellement, au Sud, nivellement par la K. Yobe. De même, au NE de Sayam on peut hésiter sur les limites cartographiques. De nombreuses cuvettes à dépôts diatomitiques, semblables à celles du Tchidi N'Gourbaybé pourraient indiquer, dans cette région, la continuité de ce plateau jusqu'en bordure du Kadzell. Ce premier delta est entaillé au SW par le déplacement du lit de la K. Yobe. Il surplombe ainsi le nouveau cours de plusieurs mètres et constitue une terrasse. Suivant Pirard (1962), pour des raisons de continuité topographique, nous mettrons en corrélation cette haute terrasse avec celle située à mi-pente des chenaux à fonds argilo-sableux du Tchidi N'Gourbaybé.

**\*Le deuxième delta** est constitué au SW par les importants chenaux fluviaux mentionnés précédemment, qui découpent le premier delta (fig. 98.4). Les différences d'altitudes s'amenuisent vers le NE. Les restes du premier delta qui ne subsistent que sous forme de buttes, semblent alors ennoyés par les dépôts du second. La limite choisie au NE est plus topographique que pédologique. Elle semble correspondre en grande partie à la limite des terres du Bas-Kadzell encore exceptionnellement inondables par la Komadugu Yobe. Au SW, le deuxième delta a été à son tour entaillé par un nouveau lit de la K. Yobe qu'il surplombe de plusieurs mètres (jusqu'à 10 m au SW), constituant ainsi une moyenne terrasse. Pirard (1962) met en corrélation ce niveau de terrasse avec le niveau d'érosion de base des chenaux du Tchidi N'Gourbaybé. C'est également ce que nous avons pu observer au SE de Maïné-Soroa où des chenaux se relient à une moyenne terrasse de la Komadugu Yobe.

\*Le troisième delta (fig. 98.10) est constitué à l'aval par la plaine alluviale récente de la K. Yobe, en grande partie inondée saisonnièrement. Elle se rattache aisément au lit majeur de la K. Yobe qui constitue à l'amont une basse terrasse. Notons que les méandres de ce troisième delta entaillent, parfois fortement, le bord ouest du cordon dunaire périlacustre actuel.

\*Le quatrième delta enfin, est très récent et prolonge le cours de la Komadugu Yobe dans le lac Tchad sur près de 10 km. On y reconnaît plusieurs auréoles successives d'apports sédimentaires au lac.

c) **Le domaine lacustre.** Dans la région étudiée, Pirard (1965) distingue d'abord le plateau de Mitimi (fig. 98), qu'il attribue à un stade de régression lacustre postérieure au grand paléolac de 320 m, puis la plage lacustre actuelle. Il est effectivement probable que le plateau de Mitimi a été le siège d'une transgression lacustre comme en témoigne la présence fréquente de coquilles à la surface de ce plateau, proche de la frontière tchadienne et où nous n'avons donc pas pu travailler. De plus, la morphologie de ce plateau autorise cette hypothèse. La morphologie dunaire y est en effet conservée et le lac y a établi de profondes indentations comme sur le bord nord actuel du lac Tchad. Par contre les dépôts diatomitiques mentionnés par Pirard, le long du rivage actuel, sont incontestablement plus anciens, d'une part en raison de leur épaisseur (1,5 à 2 m), d'autre part en raison de leur position topographique, sous la plage et parfois recouverts de plus d'un mètre de sable coquillier récent. Nous verrons que les datations radiométriques confirment cette ancienneté. Elles nous permettront également, avec l'analyse des microflores de diatomées, de proposer des corrélations pour l'ensemble des dépôts palustres et lacustres reconnus dans la région.

#### 2.4. Paléoenvironnements lacustres et palustres du Nigero-Tchadien

a) **Radiochronologie : Rappels théoriques** (fig. 99). Les datations des carbonates continentaux sont toujours frappées d'incertitude en ce qui concerne l'activité initiale du carbone inorganique total dissous à partir duquel s'opère la précipitation. Le problème est alors similaire à celui de la "datation des eaux" (Fontes, 1983). Le carbone total dissous peut avoir de multiples origines. Citons les principales.

##### \*Origine du carbone.

- **Cas a :** équilibre avec l'atmosphère au moment de la précipitation (étendue d'eau bien brassée où l'activité biologique est faible). Les teneurs en  $^{14}\text{C}$  du carbone total dissous sont parfaitement représentatives de celles de l'atmosphère au moment du dépôt, à un léger

fractionnement près. L'âge radiométrique brut (calculé en adoptant 100 % de carbone moderne comme activité initiale) est donc très proche de l'âge réel.

- **Cas b :** apport par les eaux souterraines sans intervention notable du  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère extérieure, ni de  $\text{CO}_2$  biogène produit dans le milieu (temps de renouvellement court, faible brassage, faible activité biologique). L'activité initiale du carbone total dissous peut être diluée par la présence de carbone inactif provenant de la mise en solution de carbonate fossile et/ou, tout simplement, à la décroissance radioactive du  $^{14}\text{C}$ , si l'eau souterraine est ancienne. L'âge radiométrique est généralement plus grand que l'âge réel.

- **Cas c :** équilibre avec le  $\text{CO}_2$  produit dans le milieu par oxydation ou décarboxylation enzymatique de matière organique ( $\text{CO}_2$  biogène). L'âge apparent du carbone total dissous est celui de la matière organique soumise à l'oxydation. Si celle-ci est ancienne (oxydation de niveaux d'accumulation organique antérieure), le carbone total dissous est vieilli. Si la matière organique est récente et rapidement recyclée sous forme de  $\text{CO}_2$ , comme par exemple dans le cas de la respiration d'organismes photosynthétiques, l'échantillon de carbone total dissous affichera un âge apparent d'autant plus proche de l'âge réel que le recyclage du carbone sera plus rapide.

- **Cas d :** équilibre avec un  $\text{CO}_2$  d'origine profonde (crustale ou mantélique). Le carbone total dissous sera vieilli et peut être même "hors d'âge" par suite de l'apport de carbone très ancien.

\***Connaissance de la teneur en carbone aqueux des carbonates continentaux** (Friedman et O'Neil, 1977). Cette teneur peut être assimilée à celle du carbone inorganique total dissous, car le fractionnement entre carbone aqueux (sous forme bicarbonate) et carbonate solide (calcite) est négligeable.

- **Cas a :** la teneur en  $^{13}\text{C}$  des carbonates réglée par l'atmosphère dans l'intervalle de température  $20 \pm 5^\circ\text{C}$  sera proche de + 1 à + 2 ‰ (Fontes *et al.*, 1983).

- **Cas b :** la distribution des teneurs de  $^{13}\text{C}$  est large mais dans la plupart des cas, le carbone inorganique total dissous des eaux souterraines a une teneur en  $^{13}\text{C}$  de - 10 à - 12 ‰.

- **Cas c :** plusieurs mécanismes sont à considérer qui sont liés au potentiel redox du milieu où se forme le carbonate :

c1 : milieux oxydants ou peu réducteurs : le  $\text{CO}_2$  organogène a généralement une composition isotopique voisine de - 20 ‰ (Deines, 1980) qui conduit, en équilibre de système ouvert, à un carbone total dissous dont la teneur est proche de - 12 ‰.

c2 : milieux réducteurs : le  $\text{CO}_2$  peut se former sous l'effet, par exemple, de la réduction bactérienne ; un

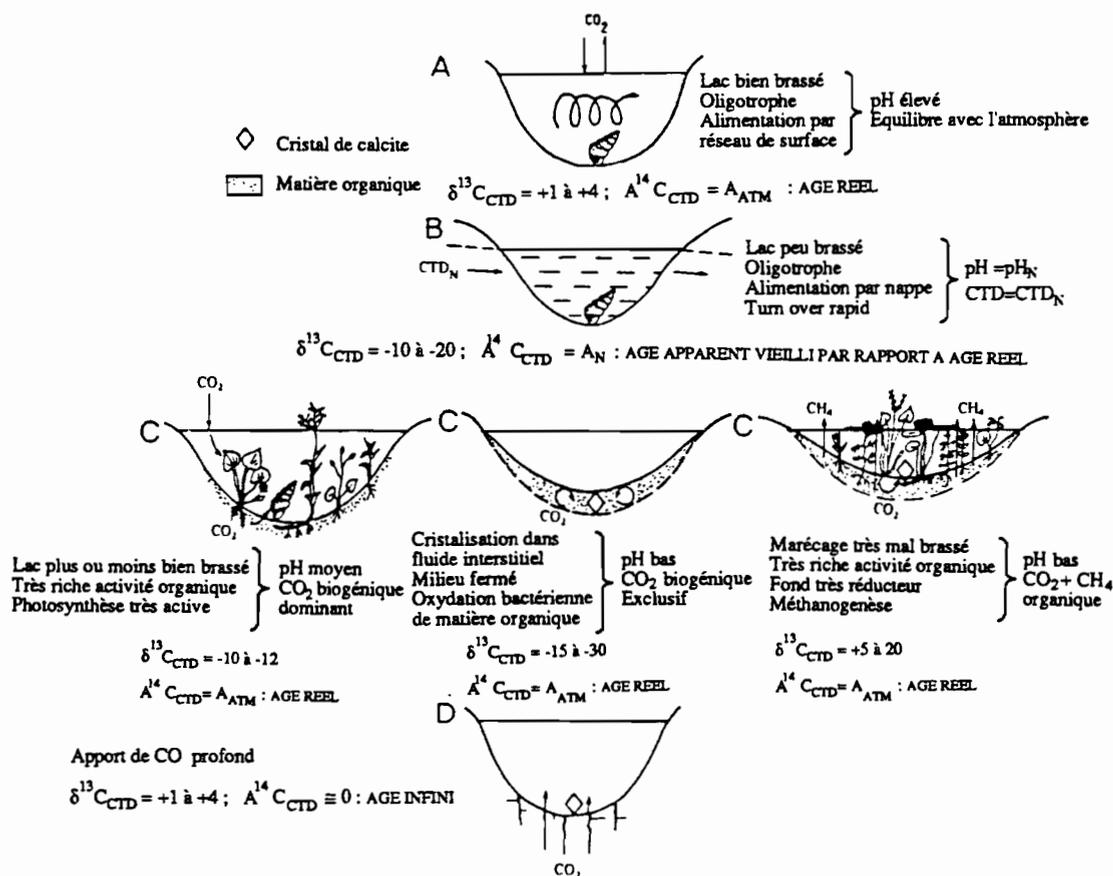


Fig. 99. Différents types de comportement des isotopes du carbone dans les milieux palustro-lacustres (in Durand *et al.*, 1984).

carbonate secondaire peut cristalliser en système complètement fermé, c'est-à-dire avec comme teneur en  $^{13}C$  celle de la matière organique métabolisée dans le milieu. Les valeurs de  $^{13}C$  du carbone total dissous sont alors proches de  $-20\text{‰}$  (Pautot et Fontes, 1979).

**c3** : milieux très réducteurs : si le caractère réducteur du milieu est assez accentué pour qu'apparaisse le méthane cogénéré avec le  $CO_2$ , un nouvel équilibre isotopique s'établit entre ces deux composés. Le méthane s'appauvrit tandis que le  $CO_2$  s'enrichit en isotopes lourds et il s'ensuit des teneurs en  $^{13}C$  du carbone total dissous qui sont très supérieures à  $+2\text{‰}$  et peuvent atteindre  $+12\text{‰}$  (Barker *et al.*, 1978).

- **Cas d** : le  $CO_2$  d'origine profonde a une teneur en  $^{13}C$  assez voisine de celle de l'atmosphère et proche de  $-7\text{‰}$  (Truesdell et Hulston, 1970). Le carbonate qui cristallise sous la dépendance de ce  $CO_2$  affiche une composition isotopique proche de  $+1 \text{ à } +3\text{‰}$  selon la température de cristallisation.

Bien entendu, les cas a, b, c et d constituent des situations géochimiques pures. Dans la nature tous les cas intermédiaires entre ces différents mécanismes sont possibles.

**b) Discussion des âges radiométriques obtenus sur carbonates.** Les teneurs en  $^{13}C$  permettent de proposer une subdivision en 4 groupes (fig. 100) :

\***Les échantillons à teneur en  $^{13}C$  voisine de  $0\text{‰}$**  sont très certainement à l'équilibre ou proches de l'équilibre avec l'atmosphère : les âges sont représentatifs pour autant que l'authigénie soit assurée ce qui semble être le cas sur la base des critères micrographiques (aragonite des gastéropodes ou calcite en rhomboédres ou scalénoédres aux faces nettes). C'est la majorité des échantillons datés qui s'inscrit dans ce domaine (cas a).

\***Les teneurs en  $^{13}C$  proches de  $-5\text{‰}$**  sont attribuables à une situation intermédiaire entre les cas a et b ou a et c. Pour des raisons de cohérence avec les autres résultats et parce que le milieu ne montre pas trace d'ambiance réductrice, nous estimons que ces cristallisations témoignent du cas où le  $CO_2$  du milieu provient, en partie, de l'atmosphère et, en partie, de l'activité de végétaux aquatiques qui recyclent rapidement le carbone : les âges sont ici encore représentatifs.

\***Les teneurs en  $^{13}C$  voisine de  $-10\text{‰}$**  peuvent être rattachées à l'apport en carbone d'une nappe aquifère (cas b) ou à l'activité organique d'un bassin peu brassé et peu oxygéné sur la voie de l'ambiance réductrice (cas c1). Etant donné que les nappes de la région étaient de type phréatique à temps de renouvellement court et que la matière organique des fonds était de type authigène récent, il ne semble pas que ces échantillons puissent

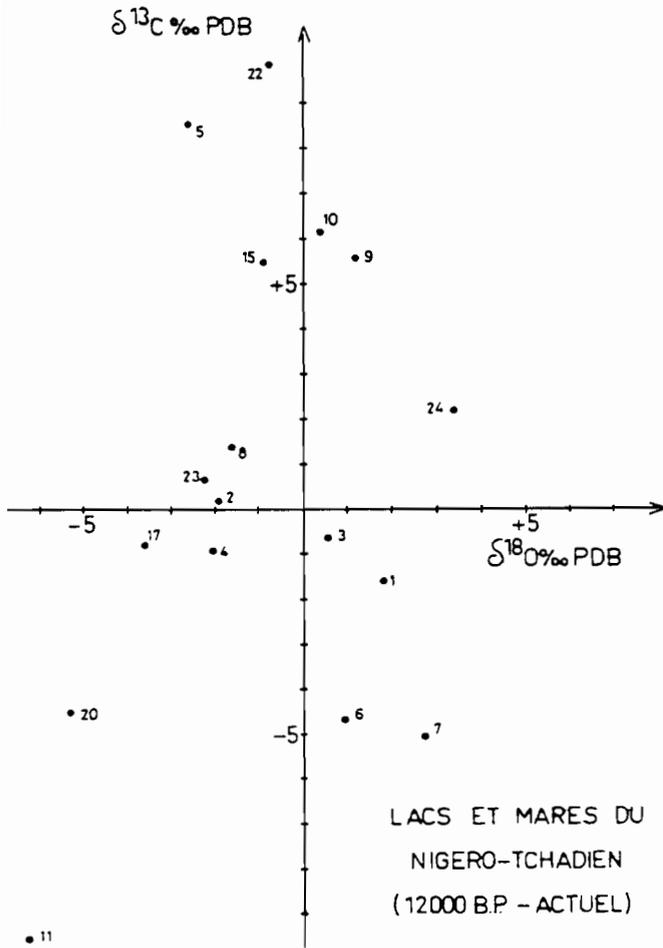


Fig. 100. Teneurs en  $^{13}\text{C}$  et  $^{18}\text{O}$  des lacs et mares du Nigero-Tchadien (in Durand *et al.*, 1984). Références des échantillons sur le tabl. 11.

être affectés d'un vieillissement géochimique très important. La prudence toutefois s'impose en ce qui concerne la validité des âges radiométriques (e.g. éch. Isari 31).

\*Les valeurs de  $^{13}\text{C}$  des carbonates supérieures à + 5 ‰ témoignent d'une évolution très poussée du milieu vers la méthanogenèse (cas c3). Toutefois, dans le contexte paléohydrologique local (lac d'interdune à durée d'évolution probablement relativement courte), il ne semble pas que cette activité réductrice ait pu affecter une matière organique sensiblement antérieure à la cristallisation du carbonate. On considère que le recyclage du carbone était rapide à l'image de celui que l'on observe dans les "natronnières" actuelles du Kanem. Ces bassins évaporitiques circonscrits à paragenèse carbonatée sodique (Maglione, 1976) donnent lieu à la précipitation de carbonates très enrichis en  $^{13}\text{C}$  mais dont l'âge radiométrique est probablement représentatif (Zouridakis, 1976).

c) Essai de reconstitution paléohydrologique. Les différents milieux ont été discutés sur la base des teneurs en  $^{13}\text{C}$ . On retiendra simplement que la plupart des lacs

de l'intervalle 7000-11,000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. correspondent à des étendues à bon brassage ce qui implique probablement une faible profondeur et des dimensions relativement restreintes. La production primaire était relativement faible ce qui implique probablement des bassins versants pauvres en éléments nutritifs et donc en sols. L'état d'évaporation des eaux peut être apprécié en considérant que la calcite a cristallisé dans des conditions d'équilibre isotopique avec l'eau du milieu. La relation dite "des paléotempératures" (Craig, 1965) peut alors être appliquée en admettant une certaine température pour l'eau du milieu au moment de la recristallisation (Gasse *et al.*, 1974). On calcule ainsi une composition isotopique de cette eau avec une définition satisfaisante. En effet, un intervalle de température de + 4,2°C n'introduit qu'une incertitude de + 1 ‰ sur la teneur en  $^{18}\text{O}$  de l'eau du milieu. Les valeurs calculées témoignent de degrés variables d'évaporation, et donc de temps de séjour, dans les masses lacustres. Les eaux les moins évaporées sont celles d'Isari 31 (éch. 11) dont la teneur en carbone 13 du carbone total dissous suggérait déjà la possibilité d'une cristallisation à l'abri de l'atmosphère à partir de l'eau souterraine. La plupart des échantillons témoignent d'un état d'évaporation relativement faible et comparable à celui des eaux libres actuelles du bassin méridional du lac Tchad (Fontes *et al.*, 1970). Toutefois, la variabilité assez grande des valeurs ainsi calculées indique la spécificité des conditions de bilan hydrologique de chaque étendue d'eau et l'intérêt d'études isotopiques détaillées sur des profils verticaux bien datés pour établir, en comparaison et confrontation avec les marqueurs biologiques, des reconstitutions paléohydrologiques précises du fonctionnement des systèmes lacustres.

d) Analyse des microflores de Diatomées. L'étude des Diatomées a été effectuée sur cinq coupes recouvrant la période 12,000 à 1900 ans B.P. environ (fig. 101). Nous ne donnons ici qu'un bref résumé des conclusions paléocéologiques déduites de ces analyses détaillées.

\*Coupe de Bwori A (12,000 - 10,000 ans B.P., 1900 ans B.P. ?). Trois épisodes à Diatomées sont distingués.

Episode I (n° 61-41). La flore à *Melosira granulata*, *Fragilaria* et *Stephanodiscus astraea* reflète un milieu planctonique d'eau douce. Toutefois, la pauvreté des sédiments et l'état brisé des frustules traduisent peut-être le remaniement d'un dépôt plus ancien.

Episode II (n° 40-13) (11,400 - 10,000 ans B.P. environ). A la base (n° 40-37), la flore, de type littoral, est dominée par des espèces d'eau douce (*Rhopalodia gibba*). Elle est toutefois riche en espèces d'eaux concentrées en sels (*Mastogloia elliptica*, *Cymbella*

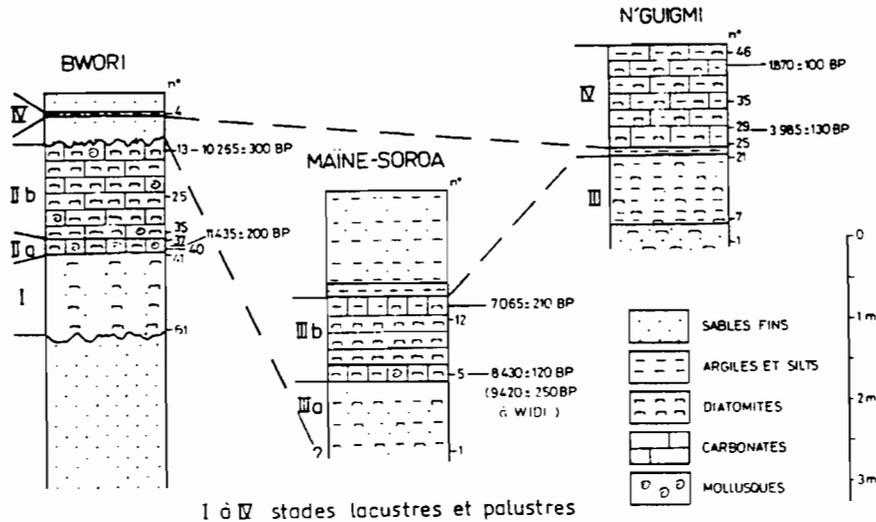


Fig. 101. Coupes de référence pour l'étude des diatomées (in Durand et al., 1984). (cf. nouvelles interprétations et corrélations fig. 109-112).

Tableau 11. Ages radiométriques, compositions isotopiques des carbonates et teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux calculées à 20°C (in Durand et al., 1984). Les âges apparents discordants pour les échantillons n°12 (*Melanoïdes* sp.) et 13 (gangue calcitique) sont discutés plus loin. Les teneurs en  $\delta^{13}\text{C}$  des aragonites des coquilles de *Melanoïdes* sp. ont été corrigées de -1.8‰ pour les rendre comparables à celles des calcites.

No.	Localité de désignation	Nature	Age radio-métrique	$\delta^{13}\text{C}$ (carb) versus PDB	$\delta^{18}\text{O}$ (carb) versus PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ( $\text{H}_2\text{O}$ ) versus SMOW
1	Widi 38-39	<i>Melanoïdes</i> sp.	10 660 ± 300	-1.60	+1.88	+2.8
2	Bwori B	<i>Melanoïdes</i> sp.	10 265 ± 300	+0.13	-1.99	-1.1
3	Bwori CC	<i>Melanoïdes</i> sp.	11 430 ± 300	-0.60	+0.59	+1.5
4	Widi 24-25	<i>Melanoïdes</i> sp.	10 600 ± 180	-0.85	-2.01	-1.1
5	Nguigmi 28	Calcite	3 985 ± 130	+8.52	-2.51	-1.6
6	Mainé-Soroa (surface)	<i>Melanoïdes</i> sp.	2 650 ± 150	-4.62	+0.96	+1.9
7	NE Ranch	<i>Melanoïdes</i> sp.	2 970 ± 200	-4.94	+2.72	+3.6
8	Mainé-Soroa B3	Calcite	7 065 ± 210	+1.40	-1.61	-0.7
9	Nguigmi (aéroport)	Calcite	8 580 ± 140	+5.59	+1.23	+2.1
10	Nguigmi 29	Calcite	-	+6.13	+0.46	+1.4
11	Isari 31	Calcite	-	-9.59	-6.22	-5.3
12	Bwori G	<i>Melanoïdes</i> sp.	11 435 ± 200	-	-	-
13	Widi 38	Calcite	6 590 ± 200	-	-	-
14	Widi 30	<i>Melanoïdes</i> sp.	10 200 ± 200	-	-	-
15	Widi P2	Calcite	9 420 ± 250	+5.41	-0.84	+0.10
16	Mainé-Soroa A	Calcite	8 430 ± 120	-	-	-
17	Jajiri C10	Calcite	12 075 ± 400	-0.73	-3.61	-2.7
18	Arikoukouri 6	Calcite	9 210 ± 150	+5.13	-0.11	+0.8
19	Kelakam 7-11	Calcite	770 ± 110	-	-	-
20	Jajiri C13	Calcite	1 070 ± 80	-4.50	-5.36	-4.5
21	Nguigmi 44	Calcite	1 870 ± 100	-	-	-
22	Nguigmi 60	Calcite	1 970 ± 145	+9.87	-0.75	+0.2
23	Gazourmadyé	Calcite	-	+0.66	-2.23	-1.3
24	Nguigmi 10-5	Calcite	-	+2.20	+3.46	+4.4

*pusilla*, *Rhopalodia gibberula*) témoignant d'une salinité relativement élevée (de l'ordre de 2 ‰), ou fluctuante. Après un niveau sans Diatomées (n° 36), marquant une régression, les espèces d'eaux salées, d'abord très abondantes (n° 34), décroissent progressivement au profit de *Cymbella microcephala*, épiphyte

d'eau douce bien oxygénée, et *Anomoeoneis exilis*. On assiste ensuite (n° 27-13) à l'approfondissement et à la dilution des eaux marqués par le développement des espèces planctoniques facultatives (*Fragilaria* spp., *Cyclotella ocellata*) et euplanctoniques (*Melosira granulata*, *M. agassizii*), et l'apparition de quelques

halophobes (*Eunotia formica*, *E. pectinalis*). La flore reflète un milieu assez profond (quelques mètres d'eau), de faible conductivité (< 300 meq. l<sup>-1</sup>), de pH de l'ordre de 7-8. La constance de quelques espèces mésohalobes implique néanmoins des fluctuations chimiques assez importantes, peut-être saisonnières. L'épisode II est tronqué par des sables sans diatomées.

**Episode III** (n° 4). Bien que pauvre en Diatomées, leur bon état de conservation atteste de leur non-remaniement. La flore, très différente de celle des niveaux sous-jacents, est comparable à celle des niveaux supérieurs des coupes de N'Guigmi, datés d'environ 1900 ans B.P. Elle est dominée par *Melosira distans*, v. *alpigena*, halophobe acidophile. Par comparaison avec les milieux actuels de ce secteur où cette espèce est abondante, la flore évoque de petites mares interdunaires, à pH légèrement acide. La présence de *Thalassiorira rudolfi*, alcali-bionte, implique toutefois de fortes fluctuations de l'environnement chimique.

**\*Coupes de Maine-Soroa** (Holocène inf. et moyen). De bas en haut de la coupe, on assiste à une transgression lacustre. A la base, les espèces dominantes sont successivement *Rhopalodia gibberula*, *Anomoeoneis sphaerophora*, *Campylodiscus clypeus*, halophiles à mésohalobes, associées à de nombreuses autres espèces exigeantes en sels. Cette flore traduit un milieu très peu profond et salé (conductivité > 5000 mS/cm). Après un niveau sans Diatomées (n° 5), les espèces planctoniques facultatives (*Fragilaria construens*), plus euplanctoniques (*Melosira granulata* et variétés, *M. ambigua*, *M. agassizii*, *Cyclotella stelligera*, *Synedra acus*) deviennent progressivement dominantes. On passe à un milieu lacustre franc aux eaux peu évaporées, assez peu profond (quelques mètres) vue la pérennité des formes littorales. L'association du sommet rappelle étroitement celle de nombreux petits lacs est-africains de moyenne altitude, pourvus d'un exutoire, et ayant les caractéristiques suivantes : conductivité = 250 mS/cm ; pH = 7, alcalinité : < 2 meq. l<sup>-1</sup>,  $(Na^+ + K^+) / (Ca^{2+} + Mg^{2+}) < 1$  (Gasse, 1983). Les Diatomées disparaissent par dissolution entre les échantillons 11 et 12. La coupe de Maine-Soroa B montre une évolution identique.

**\*Coupe de N'Guigmi 1** (4000 - 1900 ans B.P.). Deux épisodes lacustres sont séparés par des niveaux sableux sans diatomées.

**Episode I** (n° 1-21). La flore, à *Melosira granulata* et var., *M. agassizii*, *Stephanodiscus astraea* et var., est de type planctonique d'eau douce faiblement alcaline. On peut toutefois suivre la régression du lac entre les niveaux 7 à 21. La flore se diversifie et les espèces littorales croissent aux dépens des planctoniques qui restent cependant dominantes. Le milieu reste peu

concentré en sels (conductivité < 300 mS/cm), de pH voisin de la neutralité. Il est vraisemblablement de type carbonaté-bicarbonaté sodique.

**Episode II** (n° 25-46). A la base (n° 25-29), la flore, riche en périphytiques d'eau douce, évoque un étang où s'installent progressivement les macrophytes, mais avec des plans d'eau libre suffisamment étendus pour que *Melosira granulata*, v. *angustissima*, planctonique, se développe. Entre les niveaux 30 à 35, on assiste à la diminution des planctoniques, au développement de nombreuses épiphytes et de plusieurs espèces de *Nitzschia* hétérotrophes. Le milieu devient un marécage envahi par les plantes supérieures et s'eutrophise. Au sommet de la coupe (n° 36-46), la flore est dominée par *Melosira distans* et ses variétés, associées à plusieurs *Eunotia* et *Pinnularia*. Ces Diatomées étant halophobes et acidophiles. Ce groupement est très voisin des communautés actuelles des petites mares acides du secteur. Il rappelle étroitement la flore des marécages équatoriaux Est et Centre Africains, milieux anoxiques, aux eaux de très faible conductivité (< 100 meq. l<sup>-1</sup>) et acides, en raison de la décomposition de la matière organique très abondante. On remarque toutefois les pourcentages non négligeables de quelques espèces dites mésohalobes ou halophiles (tels que *Anomoeoneis sphaerophora* ou *Rhopalodia gibberula*). De telles espèces sont toutefois souvent rencontrées dans les milieux subaériens et leur présence n'est donc pas contradictoire avec l'image d'un milieu palustre en voie d'assèchement.

La coupe de N'Guigmi 10 est très comparable, par sa flore de Diatomées, aux niveaux supérieurs (n° 34-46) de la coupe de N'Guigmi 1.

## 2.5. Corrélations

**a) Corrélations entre les différents domaines étudiés.** Les datations permettent de préciser les successions d'événements et les corrélations entre les trois domaines reconnus en géomorphologie, soit du plus ancien au plus récent :

- La formation généralisée d'un erg ancien,
- L'aplanissement de cet erg probablement par le ruissellement.
- Une période d'érosion plus importante et/ou moins diffuse amenant la formation des chenaux du Tchidi N'Gourbaybé dans une partie des anciennes interdunes, en même temps que se met en place le 1er delta sous son aspect actuel.
- L'arrêt de l'érosion suivi d'un nivellement sans doute par des écoulements lents, responsables également de dépôts de sables argileux gris au fond des chenaux.

- La reprise de l'érosion, ce qui dégage une terrasse à mi-pente des chenaux, en même temps que le premier delta est incisé à l'amont où il forme une haute terrasse, et est recouvert à l'aval par les dépôts d'un deuxième delta.

- Des dépôts lacustres interdunaires liés à la nappe phréatique se forment alors dans le fond des cuvettes du Tchidi N'Gourbaybé, tandis que d'autres dépôts liés à un véritable lac hydrographique sont reconnus dans le prolongement du deuxième delta. Ces dépôts débutent respectivement vers 12,000 et 11,400 ans B.P. environ. Il semble qu'à cette époque l'emplacement du cordon dunaire périlacustre récent constituait déjà la limite du domaine lacustre vrai. En effet les dépôts lacustres anciens ont une épaisseur maximale de 2 m à quelques centaines de mètres du cordon, et cette épaisseur diminue progressivement jusqu'au pied du cordon qui les recouvre actuellement à cause du ruissellement et des remaniements éoliens.

- Les dépôts lacustres sont interrompus vers 10,200 ans B.P., puis reprennent à partir de 9400 B.P. dans le lac, puis ensuite dans les chenaux du Tchidi N'Gourbaybé, jusque vers 7000 ans B.P.

- Il y a eu ensuite reprise de l'érosion, dégageant à l'amont du Kadzell la moyenne terrasse et provoquant à l'aval un recouvrement par le troisième delta jusqu'au cordon périlacustre qu'il entaille parfois profondément. Dans les chenaux du Tchidi N'Gourbaybé le ruissellement et les remaniements éoliens récents rendent souvent difficiles les observations. On peut néanmoins reconnaître dans le fond des chenaux des dépôts palustres très peu importants datés à Maïné-Soroa sur coquilles de  $2650 \pm 150$  ans B.P. Le bord nord du troisième delta est lui-même daté sur coquilles de  $2970 \pm 200$  ans B.P. Des dépôts palustres ont lieu à proximité du rivage actuel à N'Guigmi entre 4000 et 1900 ans B.P. environ.

- Un dernier épisode comprendrait l'entaille du lit mineur de la Komadugu Yobe, le quatrième delta, la plage lacustre actuelle, et des dépôts évaporitiques dans les cuvettes interdunaires.

La transgression lacustre du plateau de Mitimi n'a pas été replacée dans cette évolution ; en l'absence de datation, il semblerait logique de la mettre en corrélation avec les plus importants des dépôts lacustres reconnus, soit entre 9400 et 7000 ans B.P. environ.

**b) Les données sur les autres régions du bassin tchadien.**

**\*Les régions périphériques du lac** (tabl. 12). Au Nord du lac, Servant (1973) a reconnu, du plus ancien vers le plus récent :

- Des sables éoliens ("sables inférieurs") antérieurs à 40,000 ans B.P. environ.

- Les dépôts lacustres interdunaires du Ghazalien de 40,000 à 20,000 ans B.P. environ.

- Les "sables intercalaires" du Kanémien de 20,000 à 12,000 ans B.P. environ.

- Plusieurs épisodes de dépôts lacustres, constituant le Nigéro-Tchadien de 12,000 ans B.P. environ à l'actuel.

Des précisions ont été apportées depuis à ce cadre stratigraphique ; d'abord par Servant-Vildary (1978), notamment par la mise en évidence d'une phase aride vers 30,000 ans B.P., séparant le Ghazalien en deux parties ; également par Maley (1981) qui distingue dans le Nigéro-Tchadien deux parties principales (LI et LII) de part et d'autre de 9200 ans B.P., grâce à des observations faites sur la formation de Tjeri, dans le Bahr El Ghazal en bordure de Kanem.

Au Sud du lac Tchad, Durand et Mathieu (1979-1980) ont reconnu sur des coupes stratigraphiques, du plus ancien vers le plus récent :

- Une formation fluvio-deltaïque inférieure, remaniant un erg ancien, antérieure à 40,000 ans B.P. environ.

- Une formation fluvio-lacustre du Ghazalien séparée en deux parties distinctes par une phase aride de 35,000 à 29,000 ans B.P. environ.

- Une formation fluvio-deltaïque supérieure du Nigéro-Tchadien.

Deux épisodes lacustres importants ont été reconnus, le premier vers 22 000 ans B.P., le second vers 11,000 ans B.P. Les dépôts de ce second épisode, reconnus 30 km environ au Sud du rivage actuel, sont absolument identiques à ceux identifiés à Bwori au Niger. Ils précèdent une importante période humide, marquée par des dépôts palustres, très étendus dans la vallée du Chari et antérieurs à 8200 ans B.P. environ (Dupont et Delaune, 1970). Notons que les dépôts lacustres du Ghazalien inférieur sont ici peu développés et qu'il est probable qu'existe souvent une continuité des dépôts fluvio-deltaïques de l'Antéghazalien et du Ghazalien inférieur.

En surface, Pias (1970) a identifié quatre édifices deltaïques successifs, que nous pouvons mettre en corrélation avec les formations décrites précédemment, soit du plus ancien au plus récent :

- Un premier delta antérieur à 40,000 ans B.P. environ.

- Un second delta au Kanémien.

- Un troisième delta au Nigéro-Tchadien, postérieur à 8200 ans B.P. environ.

- Un quatrième delta récent.

**\*Les régions en bordure du bassin** (tabl. 12). Au Nord du bassin du lac Tchad, le Tibesti (fig. 2) a été particulièrement bien étudié par une équipe de chercheurs allemands (Hagedorn, 1971 ; Schulz, 1974 ; Grünert, 1975 et Jäkel, 1979) dont l'ensemble des travaux a été réexaminé et discuté dans le travail de Maley (1981). Ainsi apparaissent des corrélations remarquables avec le Kadzell, pourtant éloigné de 1000 km, en particulier pour la moyenne terrasse et la basse terrasse (tabl. 12). Au Sud du bassin, au Nord-

Cameroun (Hervieu, 1970), la chronologie des terrasses est tout à fait comparable à celles du Kadzell et du Tibesti. Ainsi existent une haute terrasse avec des dépôts de sables et cailloutis entre 35,000 et 25,000 ans B.P. environ (Douroumien), puis une phase de pédogenèse suivie par une érosion entre 25,000 et 20,000 ans B.P. environ (Peskeborien), puis une moyenne terrasse (Bossoumien) avec des dépôts aréniques de 20,000 à 15,000 et des dépôts fins et des vertisols de 15,000 à 6500 ans B.P. environ. Enfin, après une période d'érosion se forme une basse terrasse comportant deux épisodes. Des comparaisons équivalentes pourraient être faites avec d'autres zones du Sahara et du Sahel (Rognon, 1967, 1980 ; Durand *et al*, 1981-1982).

**\*Des corrélations avec les dépôts du Kadzell antérieurs à l'Holocène sont ainsi possibles, soit depuis le plus ancien :**

- Une érosion dans les interdunes de l'erg ancien aplani, provoquant la formation des chenaux du plateau du Tchidi N'Gourbaybé, et la formation du premier delta dans le Kadzell, dès avant 40,000 ans B.P. environ et se poursuivant probablement jusque vers 26,000 ans B.P.
- Une période de nivellement, à écoulements lents et dépôts argileux au maximum humide du Ghazalien supérieur.
- Une reprise de l'érosion et la formation du deuxième delta au Kanémien. Il n'y a pas de précisions supplémentaires pour le Nigéro-Tchadien.

## 2.6. Conclusions

Deux points principaux se dégagent de l'étude de cette région, l'un stratigraphique, l'autre paléogéographique.

**a) La succession des événements quaternaires.** Elle permet, à l'échelle du bassin du lac Tchad, de bonnes corrélations stratigraphiques, que confirment les datations pour les périodes les plus récentes. C'est le cas en particulier pour la période de transition du Pléistocène supérieur à l'Holocène, marquée dans les massifs périphériques par l'édification d'une moyenne terrasse qui semble exister aussi au Kadzell. Ce trait géomorphologique caractéristique des massifs est donc également un bon élément de corrélation dans le centre du bassin. Pour l'ensemble du Quaternaire, nous avons reconnu, du plus ancien au plus récent, les événements suivants :

- Des argiles et silts diatomitiques lacustres généralisés, déposés à la fin du Plio-Pléistocène.
- On assiste ensuite à un important remblaiement par des sables fluviaux.
- Ces sables sont l'objet d'un remaniement éolien superficiel, lors de la formation de l'erg ancien (tabl. 12).
- Dans la morphologie dunaire précédente, des remaniements et des dépôts fluvio-deltaïques

Tableau 12. Corrélations stratigraphiques entre les diverses régions du bassin tchadien.

TIBESTI (JAKEL, 1979; MALEY, 1980)	KADZELL (présent travail)	BORD SUD DU LAC TCHAD (DURAND & MATHIEU, 1979-1980)	BORD NORD DU LAC TCHAD (SERVANT, 1973; MALEY, 1980)	
dépôts récents	dépôts récents	dépôts	pas de	Nigéro-tchadien
2000 entaille de la B.T.	1800 entaille de la B.T.	de la	variations	
4000 dépôts de la B.T.	3900 dépôts lacustres et du 3ème D.	formation	notables	de la
6500 entaille de la M.T.	7100 entaille de la M.T.	8200	oscillations	
dépôts de la M.T. membre II	dépôts lacustres.	fluvio-deltaïque	lacs	de la
9200 érosion	9400 régression et érosion	supérieure	lacustres	
9600 dépôts de la M.T. membre IB	10200 dépôts lacustres.	12900	maximums	de la
12000 érosion	12000 dépôts lacustres.	dépôts de la formation	lacustres	
dépôts de la M.T. membre IA	dépôts du 2ème D à l'aval	fluvio-deltaïque intercalaire et	oscillations	de la
17000 érosion	entaille de la H.T à l'amont	dépôts et remaniements éoliens	lacs	
	nivellement de la H.T. et pédogenèse de la terrasse des chenaux argilo-sableux	17000	dépôts et remaniements éoliens	de la
dépôts de la H.T.	dépôts du 1er D.	20000	dépôts et remaniements éoliens	
		22000	dépôts et remaniements éoliens	de la
		dépôts lacustres et fluvi-deltaïques du Ghazalien supérieur	maximum lacustre	
		30000	dépôts lacustres interdunaires de la Série des Soullas	de la
		dépôts lacustres interdunaires et fluvi-deltaïques du Ghazalien inférieur	dépôts lacustres interdunaires de la Série des Soullas	
		35000	dépôts et remaniements éoliens	de la
		dépôts de la formation fluvi-deltaïque inférieure	dépôts et remaniements éoliens des sables inférieurs de la Série des Soullas	
		40000	dépôts et remaniements éoliens	de la
		dépôts de la formation fluvi-deltaïque inférieure	dépôts et remaniements éoliens	
		50000 à 65000	dépôts et remaniements éoliens de l'erg ancien	de la
		dépôts et remaniements éoliens de l'erg ancien	dépôts et remaniements éoliens	

B.T.: basse terrasse  
M.T.: moyenne terrasse  
H.T.: haute terrasse  
D.: delta  
L.: formation de Tjeri

coïncident avec la mise en place d'un premier delta de la Komadugu Yobe.

- Ce delta est entaillé ensuite à l'amont où il forme une haute terrasse, et est recouvert à l'aval par un deuxième delta.

- Des dépôts palustres liés à la nappe phréatique, apparaissent dans les creux interdunaires de l'erg ancien dès 12,000 ans B.P. Des dépôts de rivage lacustre sont reconnus dans le prolongement du deuxième delta, dès avant 11,400 ans B.P.

- Après une interruption vers 10,000 ans B.P., la sédimentation palustro-lacustre reprend dès 9400 ans B.P. avec une plus grande ampleur, comme en témoignent les Diatomées. Les dépôts sont liés soit au lac Tchad, soit à de grandes mares dans les creux de l'erg ancien. Ils sont interrompus peu après 7200 ans B.P. environ. Il s'agit certainement là du dernier optimum climatique humide important de cette région. C'est à lui qu'appartiennent la majorité des dépôts lacustres interdunaires du Manga, datés par Faure *et al.* (1963) entre 9150 et 6900 ans B.P. environ.

- Il y a ensuite érosion du deuxième delta qui forme ainsi une moyenne terrasse à l'amont et est recouvert par un troisième delta.

- Des dépôts palustres en bordure du delta ou dans les chenaux interdunaires de l'erg ancien sont reconnus vers 3000 ans B.P. ; des dépôts palustres existent également au bord du lac actuel entre 4000 et 1900 ans B.P. Les associations de Diatomées montrent nettement la régression et l'assèchement de ces mares.

- Enfin, parmi les événements récents, citons le creusement du lit mineur de la Komadugu Yobe, le modelé du rivage actuel du lac, des remaniements éoliens importants, la genèse de faciès évaporitiques liés à la nappe phréatique.

b) L'évolution paléogéographique de cette région permet de dégager plusieurs traits marquants :

\***Nous ne retrouvons pas de dépôts éoliens importants postérieurs à l'erg ancien** ; les actions fluviales ont probablement balayé les édifices dunaires édifiés en périodes arides dans les plaines alluviales.

\***Les dépôts palustres sont peu fréquents, les dépôts lacustres sont rares.** Ceci confirme qu'il faut dissocier les "cordons dunaires" des dépôts lacustres : l'hypothèse d'un gigantesque lac holocène doit être abandonnée. Par contre, l'Holocène inférieur et moyen est effectivement caractérisé par un optimum climatique localement enregistré dans des dépôts palustres et lacustres d'extension restreinte.

Nous allons réexaminer cette évolution paléogéographique compte tenu de la vue d'ensemble sur ces questions acquise précédemment. Précisons cependant

que nous ne discuterons ici que des problèmes du Kanémien et de l'Holocène moyen. Bien que l'Holocène inférieur ait été incontestablement une période beaucoup plus humide que l'actuelle en Afrique nord-tropicale (Servant-Vildary, 1978 ; Maley, 1981), les dépôts de cette période sont mal représentés dans la région étudiée. En fait, ils n'ont été bien observés et datés que sur deux coupes (Maïné-Soroa et Bougdouma, fig. 109), ce qui est insuffisant pour une étude détaillée à l'échelle du Sahel central. Mais, le lecteur pourra trouver par ailleurs des données complémentaires sur ces deux coupes (Gasse, 1987 ; Gasse *et al.*, 1990 ; Téhet *et al.*, 1990).

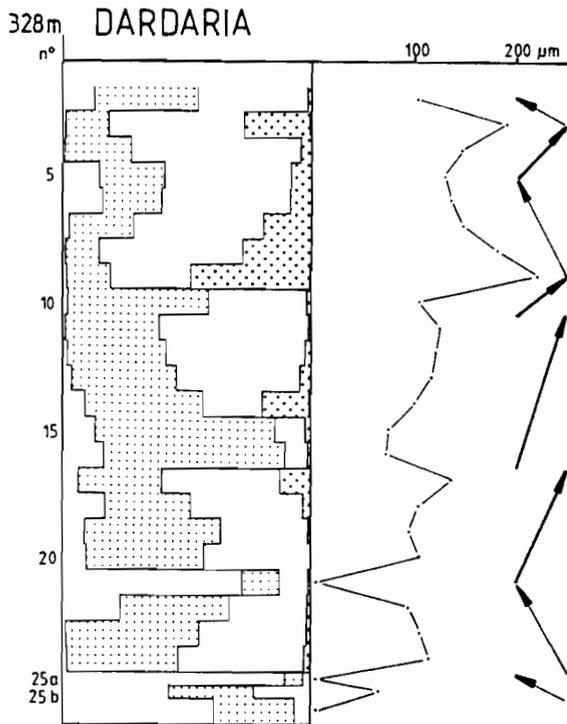
### 3. DEFLATION EOLIENNE ET HUMIDITE AU KANEMIEN

#### 3.1. Réexamen des formations fluviodeltaïques

a) **S'agit-il réellement de deltas ?** Compte tenu de l'absence de dépôts lacustres importants, tant dans le Kadzell que dans la cuvette nord du lac, la question de l'existence de formations fluviodeltaïques de grande taille se pose, comme pour le Chari. Seule l'observation de structures sédimentaires caractéristiques aurait permis de répondre sans ambiguïté à cette question. Mais dans cette région extrêmement plate, nos données proviennent uniquement de l'échantillonnage de puits en construction réalisés par l'OFEDS (Office des Eaux Du Sous-Sol). A nouveau, dans ces dépôts essentiellement sableux, siliciclastiques (fig. 102 et 103), les seules données accessibles pouvant étayer notre interprétation concernent la granulométrie : les séries montrent-elles des séquences granocroissantes susceptibles d'indiquer la progradation d'un édifice deltaïque dans un lac ?

b) **Existe-t-il des séquences granocroissantes ?**

Les coupes réalisées dans les différentes formations (fig. 102 et 103) montrent des séquences granocroissantes plus fréquentes que dans les "deltas" du Chari (fig. 67). Mais ces séquences correspondent le plus souvent à un vannage éolien, comme c'est le cas par exemple pour Tchoukoudjani et Boudoum (fig. 104). Seule une séquence de Dardaria (fig. 102) fait exception. Dans cette dernière, à partir de l'échantillon 21, qui est suffisamment fin (72% < 63 mm) pour être un dépôt lacustre, se développe à trois reprises, sur une douzaine de mètres au total, une séquence granocroissante. Les dépôts sableux plurimodaux comportent différents stocks suffisamment bien classés pour être d'origine éolienne, mais ces dépôts n'évoluent jamais vers un classement unimodal de type éolien (fig. 104). Compte tenu de l'altitude des dépôts, cette séquence



Le sommet de Dardaria correspond à la surface de la formation fluvio-"deltaïque" inférieure, constituant une haute-terrasse. Le sommet de Boudoum correspond à la surface de la formation fluvio-"deltaïque" intercalaire dans sa partie amont, constituant une moyenne terrasse (cf. fig. 98).

Fig. 102. Analyses granulométriques de formations alluviales du Kadzell (logs granulométriques et variations de la médiane). Localisation fig. 98. L'échantillonnage a été effectué tous les mètres au cours du fonçage de puits. Séquences granocroissantes : flèches épaisses vers la droite. Séquences granodécroissantes : flèches minces vers la gauche.

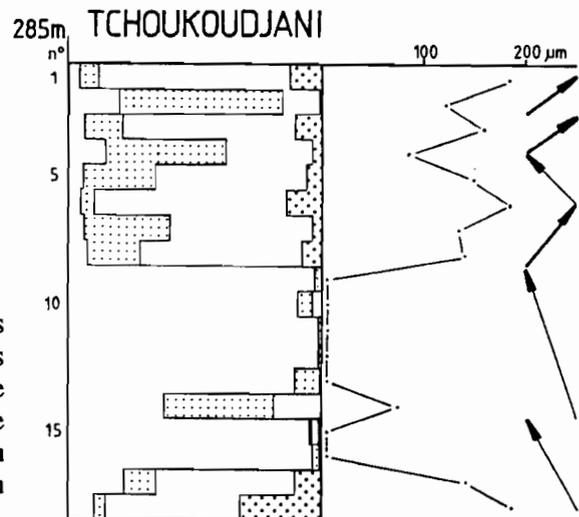
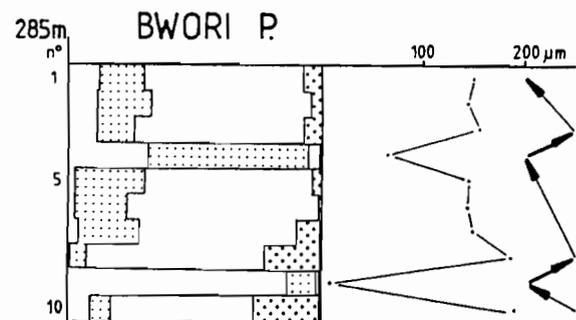
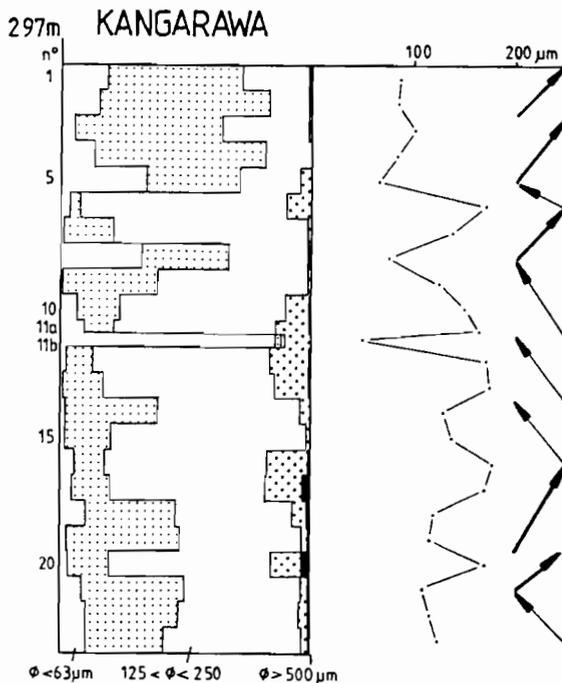
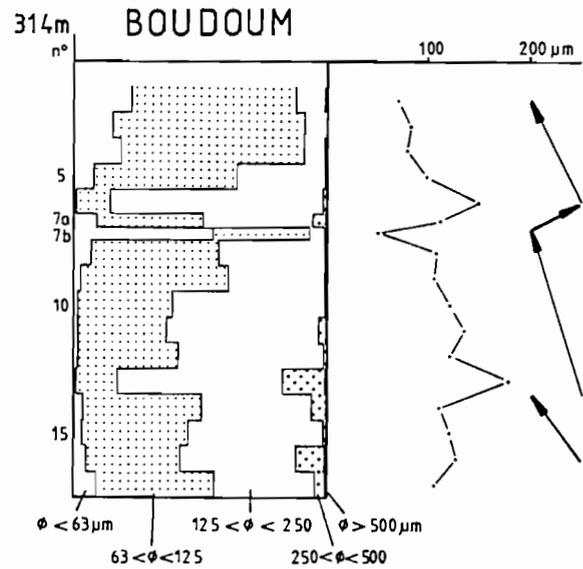


Fig. 103. Analyses granulométriques des formations alluviales et palustro-lacustres du Kadzell. Localisation fig. 98. Légendes figure 102. Le sommet de Kangarawa correspond à la surface de la formation fluvio-"deltaïque" intercalaire dans sa partie aval. Le sommet de Bwori P. et Tchoukoudjani correspond au recouvrement palustro-lacustre récent de formations du Nigéro-Tchadien (cf. fig. 98).

pourrait donc être interprétée comme provenant d'un delta débouchant dans un lac de niveau 320 m environ. Néanmoins cette hypothèse ne peut être retenue pour des raisons topographiques.

c) **Problèmes topographiques et hydrographiques.** Il n'est pas possible d'envisager le passage de la Komadugu Yobe dans la région de Dardaria qui constitue une zone haute, à l'écart du réseau hydrographique (fig. 98). Cela impliquerait des écoulements fossiles contraires au sens de la pente naturelle de la K. Yobe vers le centre du bassin. Nous avons d'ailleurs conclu précédemment à partir de l'analyse géomorphologique que cette zone plus ou moins plane bordant l'erg du Manga résultait de l'action du ruissellement et du vent sur le bord de cet erg, constituant une sorte de glacis. L'aplanissement pouvant être attribué à la K. Yobe ne concerne que la zone centrale du Kadzell, dans l'axe des écoulements (fig. 98).

d) **Dynamique des dépôts ?** A défaut d'être deltaïques, que peuvent être ces dépôts ? Pour tenter de répondre à cette question, nous avons utilisé des diagrammes C/M (Passega et Byramjee, 1969 ; Rivière, 1977). Ainsi, en supposant qu'il s'agisse de dépôts liés à l'eau, car les diagrammes C/M ne prennent pas en compte les phénomènes éoliens, nous constatons que les dépôts les plus fins (21, 25a et 26, fig. 102 et 105.B)

résulteraient de la décantation d'une suspension uniforme, processus qui peut survenir dans un lit majeur inondé ou une zone palustro-lacustre. Mais surtout, nous constatons que presque tous les dépôts correspondent à des suspensions gradées (domaine RQ, fig. 105.A ; Rivière, 1977) qui sont caractéristiques d'écoulements fluviaux. Aucun échantillon ne comporte une fraction grossière très éloignée du grain médian, indiquant un entraînement de particules par roulement (domaine PQ, fig. 105.A) tel qu'il se produirait, lors du dépôt des foreset-beds et topset-beds d'un édifice deltaïque (fig. 65).

e) **Conclusion sur l'existence de formations fluvio-deltaïques dans le Kadzell.** Ainsi, après avoir noté l'absence de dépôts caractéristiques de grands lacs au Quaternaire supérieur dans cette région, nous constatons logiquement l'absence de dépôts caractéristiques de grands deltas. Nous verrons plus loin qu'une interprétation des conditions de dépôt de la séquence granocroissante particulière de Dardaria peut être faite, en tenant compte du cadre structural. Pour le reste, la prédominance de dépôts sableux, anciennement éolisés et constituant des séquences souvent granodécroissantes, peut traduire, comme pour le Chari, une sédimentation alluviale dans un environnement marqué par les phénomènes éoliens.

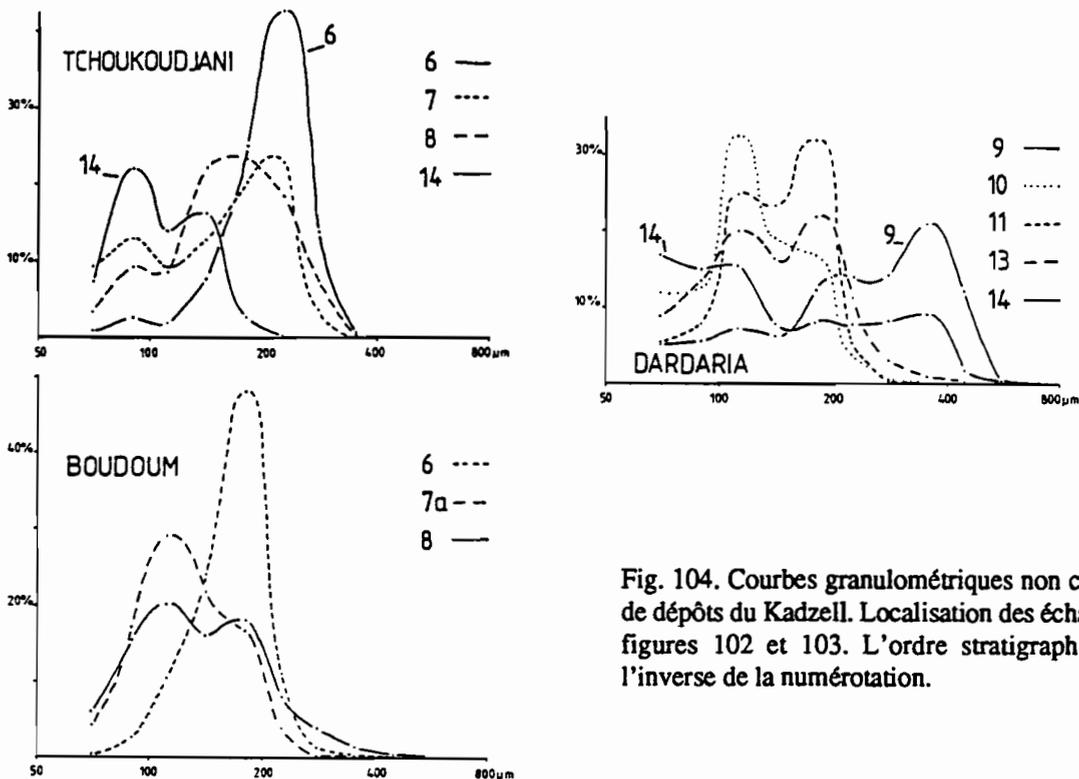


Fig. 104. Courbes granulométriques non cumulées de dépôts du Kadzell. Localisation des échantillons figures 102 et 103. L'ordre stratigraphique est l'inverse de la numérotation.

### 3.2. Importance des phénomènes éoliens ?

a) **Dynamique éolienne et dynamique aquatique peuvent-elles coexister ?** On ne peut qu'être frappé par la grande homogénéité des dépôts sableux du Kadzell sur des diagrammes C/M (fig. 105 et 106). Parmi les agents géodynamiques susceptibles d'intervenir dans cette région, seul le vent nous semble capable d'imprimer une telle marque. Or, jusqu'à présent, nous avons considéré que dynamique éolienne et dynamique aquatique s'excluaient mutuellement. La présence simultanée des résultats de ces deux dynamiques dans un même dépôt, a été interprétée comme le résultat d'une seule des deux dynamiques, l'autre étant héritée. Compte tenu du contexte géographique, en bordure de l'erg du Manga, nous avons admis le plus souvent que la dynamique était aquatique et l'héritage éolien. Mais peut-on exclure a priori une intervention plus ou moins simultanée des deux dynamiques ?

b) **"Sand sheets" et "surfaces de Stokes".** Ces dernières années, les sédimentologues anglophones ont porté une grande attention à la mise en place des "sand sheets", c'est-à-dire à ces formations sableuses d'origine éolienne incontestable, mais qui ne montrent pas les structures caractéristiques des édifices dunaires. En particulier, on ne retrouve pratiquement pas de grandes stratifications obliques proches de 45°, correspondant aux faces sous le vent des dunes, mais des stratifications subhorizontales (Kocurek et Nielson, 1986). Le premier, Stokes (1968) a suggéré que la nappe phréatique pouvait jouer un rôle important dans la formation de telles structures subhorizontales, en réglant le niveau de la déflation éolienne (surfaces de Stokes, fig. 107.1.A). Par la suite, il est apparu que ces surfaces sont aussi constituées de dépôts par accréation du sable sec sur une surface humide en raison de la proximité de la nappe ou de crues épisodiques (fig. 107.2.C). Cette accréation produit des structures d'adhésion caractéristiques (Kocurek et Fielder, 1982). Un débat a donc eu lieu pour savoir si le déplacement de dunes sur des surfaces interdunaires (humides ou non) pouvait produire les mêmes surfaces planes que la déflation éolienne (Brookfield, 1977 ; Kocurek, 1981 et 1984 ; Loope, 1984 ; fig. 107.1).

Les travaux récents admettent la coexistence de la déflation avec le déplacement des édifices dunaires sur une surface humide liée à la nappe phréatique ou à des écoulements temporaires (Fryberger *et al.*, 1988 ; Loope et Simpson, 1991 ; Kocurek *et al.* 1992). Ces phénomènes peuvent également alterner saisonnièrement en fonction de la pluie, du battement de la nappe et de l'intensité du vent (Kocurek *et al.*, 1992). Il n'est d'ailleurs pas exclu qu'un erg puisse se développer

sur une surface humide, si le bilan sableux est positif (Loope et Simpson, 1992 ; fig. 107.2.B), c'est-à-dire si le vent apporte plus de sable qu'il ne peut en enlever (Wilson, 1971 à 1973 ; Mainguet et Chemin, 1983).

c) **Le Kadzell est-il une plaine alluviale ?** On considère habituellement que le Kadzell est la partie nigérienne de la plaine alluviale de la K. Yobe après son confluent avec la K. Gana (fig. 92). Avec la partie nigérienne, en rive droite (fig. 92.9), cette plaine se présente comme un rectangle de 150 sur 70 km environ, allongé NE-SW. Ainsi cette plaine alluviale aurait une superficie supérieure à celle du Chari après son confluent avec le Logone (fig. 2.), alors que les débits sont de l'ordre de 1 pour 170 environ. Par ailleurs, mis à part les méandres entaillant le "1er delta" de la K. Yobe (fig. 98), on n'observe pas de structures fluviales en-dehors du lit majeur actuel de la K. Yobe. Le Kadzell ne montre que des traces de ruissellement diffus correspondant à des écoulements épisodiques (fig. 98). Compte tenu de ce que nous avons vu précédemment sur les mécanismes de déflation, la question peut donc être posée d'une origine hydro-éolienne du Kadzell ?

d) **Place du Kadzell dans la circulation éolienne générale.** Cette plaine est effectivement orientée dans le sens du vent et sa situation au sein de la circulation éolienne globale (fig. 93) est compatible avec des phénomènes de déflation. Nous avons vu en effet (fig. 50 et 98) qu'avec l'augmentation de l'intensité des phénomènes éoliens au Kanémien, des dunes transverses se sont formées dans la cuvette nord du lac Tchad et dans une partie de la cuvette sud. Au Nigeria, l'erg ancien Kerri-Kerri, constitué de dunes transverses N-S (fig. 92.20), a été en grande partie remanié par l'érosion éolienne. Il a été transformé en dunes longitudinales NE-SW qui constituent maintenant l'erg Haoussa (fig. 92.3), alors que les parties les plus fines enlevées par la déflation allaient former les dépôts loessiques de Zaria et de Kano (fig. 92.18). Le Kadzell se situant entre la zone d'accumulation et la zone d'érosion, a du être affecté lui aussi par les phénomènes éoliens au Kanémien. De plus, on observe au Nigeria, immédiatement au SE du Kadzell, des dunes transverses prolongeant celles du Kanem et de la cuvette nord (fig. 92.10 et 11). Le Kadzell occupant dans la circulation éolienne générale, une position plus "amont" que cette région du Bornu, aurait donc dû connaître alors une dynamique éolienne au moins aussi intense.

e) **Analyse géomorphologique du Kadzell.** Réalisée à partir des photographies aériennes l'analyse montre pourtant très peu de formes éoliennes anciennes sauf au Nigeria. Pullan (1964) y a reconnu des buttes de sable éolien ne dépassant pas 3 m de haut et parfois orientées NNW-SSE (fig. 92.9). Pour notre part, nous avons observé au centre du Haut-Kadzell, entre Sayam et

Fig. 105. Diagrammes C/M des dépôts de Dardaria. Localisation figures 98.4 et 102. Les dépôts se situent presque tous dans le domaine RQ de Passega et Byramjee (1969), qui correspond aux suspensions "gradées". Pour les trois dépôts les plus fins (26, 25a et 21), la médiane n'est pas connue avec précision, seul un tamisage jusqu'à 50  $\mu\text{m}$  ayant été réalisé. Nous avons également tracé le diagramme C/M en prenant en compte le diamètre des 5% supérieurs (B) au lieu des 1% (A). Nous voulions ainsi tenir compte de la présence éventuelle des granules ferrugineux pédo-génétiques ou de fossiles mis en place après le dépôt. Nous voulions également nous affranchir d'une précision inférieure à 1%, difficile à garantir (Dupont, 1981). Dans le cas présent les résultats sont comparables.

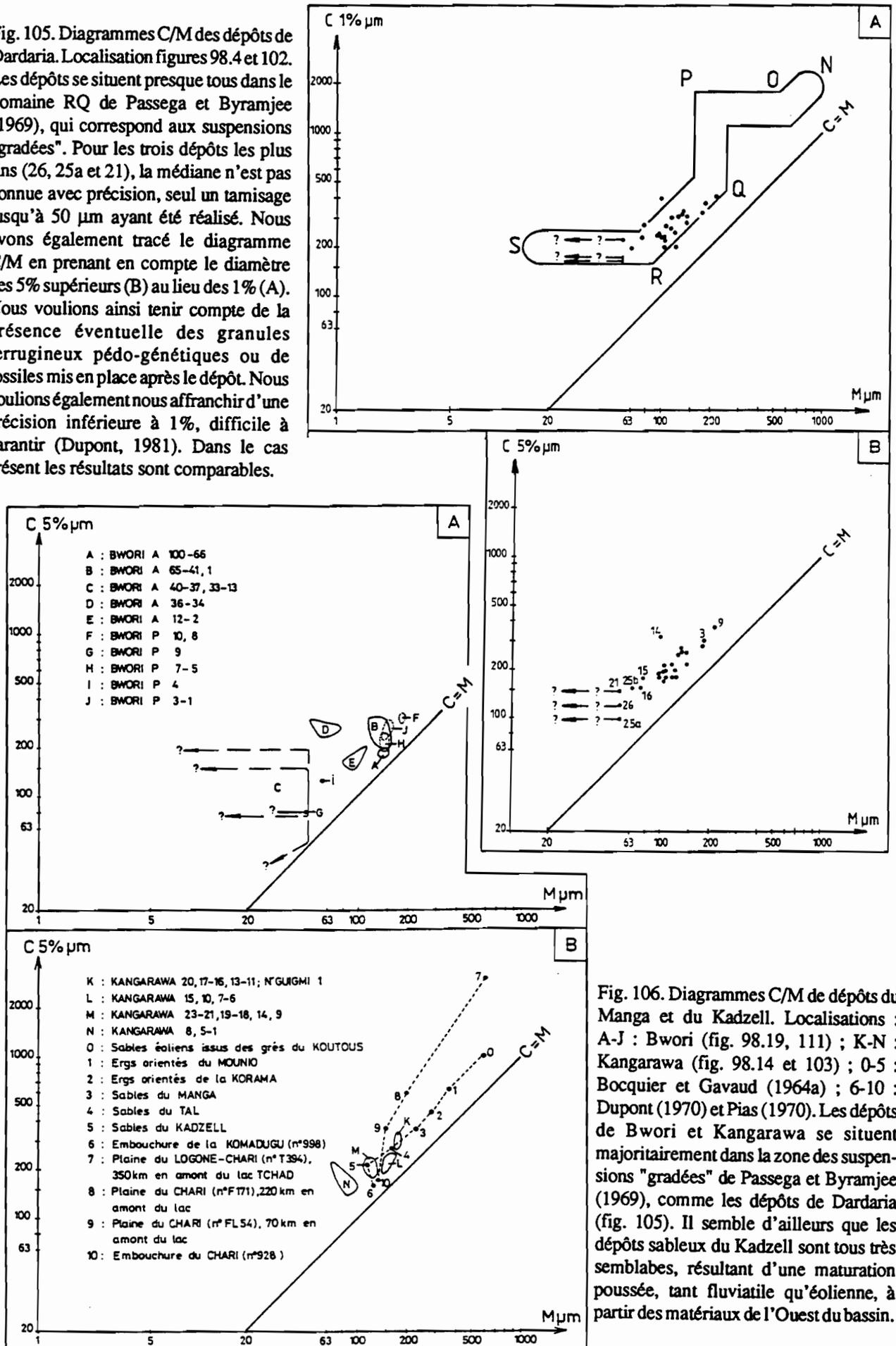


Fig. 106. Diagrammes C/M de dépôts du Manga et du Kadzell. Localisations : A-J : Bwori (fig. 98.19, 111) ; K-N : Kangarawa (fig. 98.14 et 103) ; O-5 : Bocquier et Gavaud (1964a) ; 6-10 : Dupont (1970) et Pias (1970). Les dépôts de Bwori et Kangarawa se situent majoritairement dans la zone des suspensions "gradées" de Passega et Byramjee (1969), comme les dépôts de Dardaria (fig. 105). Il semble d'ailleurs que les dépôts sableux du Kadzell sont tous très semblables, résultant d'une maturation poussée, tant fluviale qu'éolienne, à partir des matériaux de l'Ouest du bassin.

Diffa (fig. 98), plusieurs buttes de 3 à 5 m de haut (IGN, 1964d), dont la morphologie est indiscutablement éolienne. Nous les avons interprétées précédemment comme des buttes-témoins de la haute-terrasse. En fait, ces dunes sont dégradées à leur base par le ruissellement et nous n'avons pas pu observer sur le terrain leur contact avec la surface de la moyenne-terrasse. Il nous semble désormais plus logique de les interpréter comme des dunes éoliennes reposant sur la moyenne-terrasse.

D'autres buttes, pouvant atteindre 12 m de haut (IGN, 1979f) existent plus au Nord, entre Sayam et le lac Toumour (fig. 98). Relativement nombreuses, ces buttes sont groupées en une zone E-W de 10 à 15 km de large qui marque approximativement la limite entre les dépôts attribués au second et au troisième "deltas". Dans cette région, les formes du relief liées aux écoulements superficiels temporaires sont très nombreuses et extrêmement enchevêtrées. Nous avons précédemment interprété ces buttes comme des témoins de la haute terrasse incisée par les écoulements du "second delta". En effet, à l'Ouest, près de Sayam (fig. 98), la continuité avec la surface de la haute-terrasse est manifeste. Par ailleurs, dans la zone centrale, la surface très plane de certaines de ces buttes, montre des traces d'écoulement de type fluvial.

Enfin, plus au Nord, le recouvrement alluvial holocène nettement plus argileux (vertisols en association avec des sols halomorphes ; Bocquier et Gavaud, 1964b) et l'abondance des traces d'écoulement et de ruissellement subactuels, font du Bas-Kadzell (fig. 98) la zone la plus plate et horizontale de la région. Mais c'est également la zone où les phénomènes éoliens, autres que récents ou actuels, sont inexistantes sur les photographies aériennes.

Au total, les indices morphologiques d'actions éoliennes anciennes sont donc très peu nombreux sur l'ensemble du Kadzell.

#### e) Mise en évidence pédologique d'une érosion liée à de hauts niveaux de la nappe phréatique.

Selon Bocquier et Gavaud (1964a) tous les sols sableux du Haut-Kadzell (fig. 98) ont été tronqués par une phase d'érosion en nappe. Cette érosion a été limitée en profondeur par d'anciens niveaux d'accumulation des sesqui-oxydes et des fractions fines, qui ont réagi par durcissement et encroûtement superficiel : les horizons supérieurs ont été transportés en masse et forment souvent un niveau rapporté sur les sols préalablement décapés. Certaines coupes montrent, entre les deux sols, des débris de poteries inclus dans la croûte durcie, ce qui indiquerait un âge holocène à récent pour certains de ces recouvrements.

Par ailleurs, bien que la nappe phréatique soit actuellement entre 20 à 40 m de profondeur sous le Kadzell (Pirard, 1964c), Bocquier et Gavaud (1964a) indiquent

que les sols sableux y montrent toujours en profondeur des indications de l'action d'une nappe phréatique fossile. Ces actions se remarquent par un accroissement du pH, l'apparition de traces de carbonates (< 2%) et l'augmentation relative du taux de sodium. En bordure du Manga, la zone plane comprise entre 320 et 300 m environ ("plage" de Sayam de Pirard, 1965), et que nous avons rattachée à une haute-terrasse de la K. Yobe (fig. 98), présente également des traces d'une nappe phréatique fossile proche de la surface (Bocquier et Gavaud, 1964a). Enfin, les sols halomorphes du Bas-Kadzell sont liés d'abord à un mauvais drainage actuel, mais ils présentent aussi des traces d'engorgement par une nappe phréatique à un niveau bien supérieur à l'actuel (Bocquier et Gavaud, 1964a).

De plus, on notera que l'accumulation de ces sels ne peut provenir du lac Tchad actuel. La régulation saline du lac Tchad évacue les sels par la rive NE, à travers les sables de la bordure du Kanem. Les rives sud et ouest, plus riches en niveaux argileux et plus régulières, se prêtent mal à une telle infiltration (Roche, 1973). A titre d'hypothèse, nous proposons de voir dans ces sels du Bas-Kadzell le résultat de l'évaporation des apports de la K. Yobe. En effet, jusqu'à une date récente (IGN, 1964d, 1965a et 1979c et f), cette dernière était encore capable d'inonder une grande partie de cette région et d'y perdre près de la moitié de ses eaux (Rodier, 1975).

**g) Conclusions sur l'importance des phénomènes éoliens au Kadzell pendant le Kanémien.** Compte tenu de la place qu'occupe cette région au sein de la circulation éolienne générale (fig. 93), la dynamique éolienne y a été obligatoirement importante lors des périodes arides du Quaternaire supérieur. Pourtant les formes anciennes du relief montrent très peu d'indices d'une telle dynamique. Ceux-ci existent néanmoins, isolés au centre du Haut-Kadzell et plus nombreux au Nigeria. L'interprétation la plus logique est donc d'envisager une prédominance de la déflation sur l'accumulation éolienne. Les hypothèses antérieures d'arasement des formes dunaires par des transgressions lacustres (Bocquier et Gavaud, 1964 ; Pirard, 1964 à 1967) sont mises en défaut par la conservation de ces formes sous le lac actuel et dans les zones côtières du Kanem et du Bornu (fig. 50 et 92.9 à 11).

Cette déflation aurait été facilitée par la présence d'une nappe phréatique proche de la surface et des surfaces durcies, d'une part ; par la présence des sels et d'un matériel sableux fin et déjà éolisé, d'autre part. Nous pouvons envisager également, comme pour le Chari, le maintien de crues, au moins épisodiques, de la K. Yobe même lors des phases les plus arides. Ces crues, réalimentant la nappe et retardant son enfoncement, auraient aussi favorisé la déflation. Ainsi, la zone

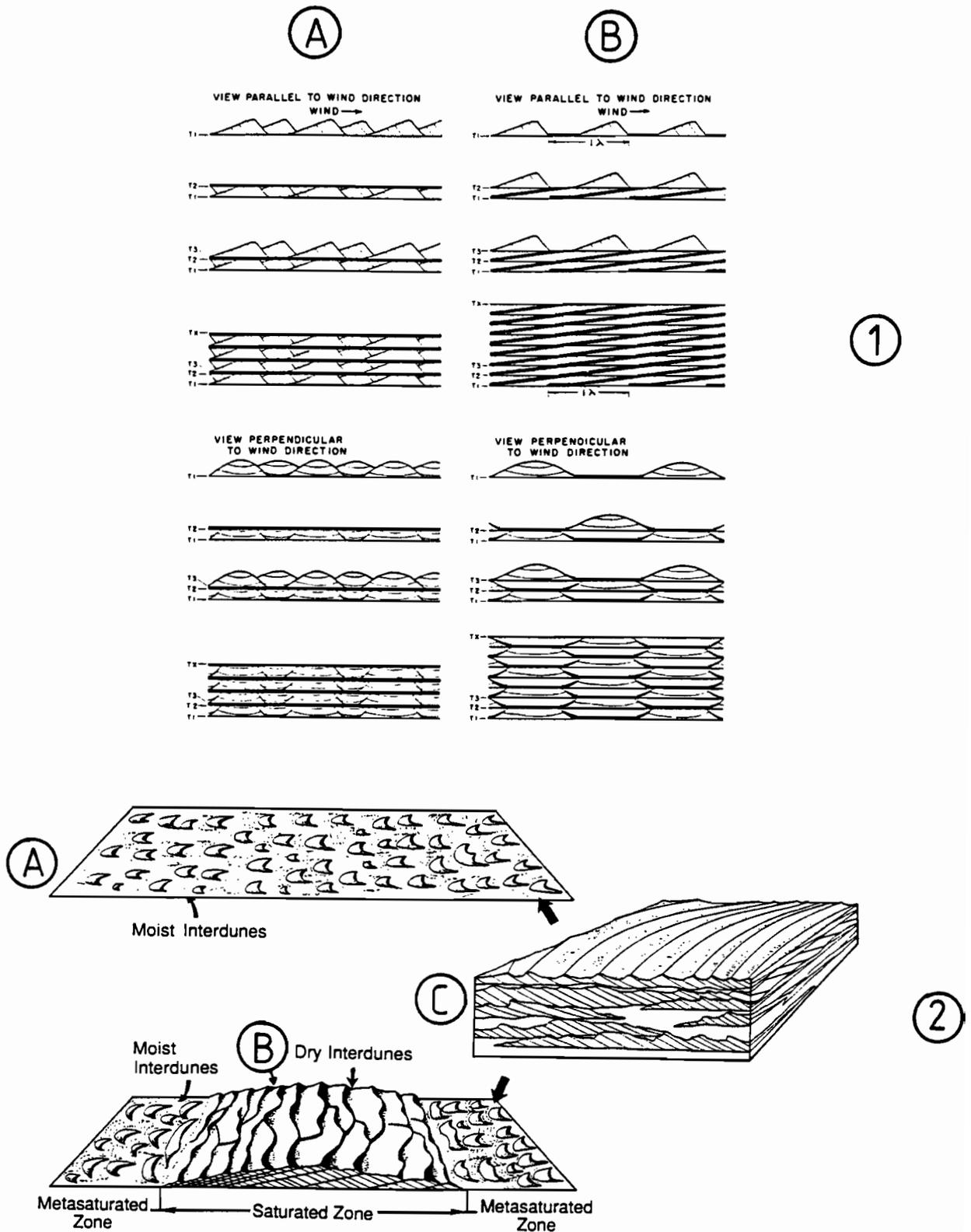


Fig. 107. Phénomènes hydro-éoliens : 1 : Distinction géométrique entre des surfaces de déflation, ou "surfaces de Stokes", liées à la présence d'une nappe phréatique proche de la surface (A), et des surfaces liées au déplacement de dunes (B) (*in* Kocurek, 1981). 2 : Edification d'un erg sur une surface humide (*in* Loope et Simpson, 1992). Dans une zone métrasaturée (A), c'est-à-dire où la couverture de sable mobile n'est pas totale (Wilson, 1971), le déplacement des dunes sur une surface humide provoque l'accumulation de fines couches de sable éolien dont la surface supérieure est irrégulière (*cf.* agrandissement sur le bloc diagramme C). Si le vent apporte plus de sable qu'il n'en enlève et que la zone devient saturée (B), c'est-à-dire totalement couverte de sable mobile (Wilson, 1971)), les dunes s'accumulent et préservent d'épaisses couches à stratifications obliques. Dans ces deux cas (C et B), sur le dessin l'épaisseur des dépôts est exagérée par rapport à l'échelle horizontale. Il en est de même pour le pendage des couches dans la zone saturée, qui, sur le terrain, apparaissent presque horizontales.

proche du Bornu où un erg a été édifié au Kanémien (fig. 92.10 et 11) ne se distingue du Kadzell (pourtant plus au Nord, c'est-à-dire plus en "amont" dans la circulation éolienne) que par l'absence d'un réseau hydrographique, équivalent à celui de la K. Yobe. **Toutes les conditions étaient donc réunies pour la mise en place de "sand sheets"** (Kocurek et Nielson, 1986). Une telle dynamique rendrait bien compte des caractéristiques granulométriques observées.

**h) Conséquences paléogéographiques.** Récemment, Mainguet et Chemin (1990) ont proposé de voir dans la position actuelle du lac Tchad l'emplacement d'une zone privilégiée de la déflation éolienne, au sein de la circulation éolienne générale : "... *une situation favorable à l'exportation éolienne, susceptible de justifier le surcreusement de l'aire de ce lac...*" (id, p. 274). Cette interprétation est en contradiction avec l'évolution paléogéographique de cette région : au Kanémien, les espaces lacustro-palustres asséchés ont été, au contraire, des domaines d'accumulation éolienne. Cette hypothèse est aussi en contradiction avec la dynamique sédimentaire : dans les zones comme le Kadzell où la déflation s'est exercée à une grande échelle, elle a abouti à des aplanissements accompagnés d'accrétion et non à des creusements.

Par ailleurs, nous voyons maintenant apparaître une distinction importante entre les deux cuvettes lacustres actuelles et leurs zones amont proches. Ainsi, les apports d'eau de la K. Yobe, très minimes par rapport à ceux du Chari, ont suffi à empêcher l'édification d'un erg : les apports fluviaux et éoliens étaient de sens opposé et les deux dynamiques s'affrontaient et s'annulaient. Au contraire, les apports du Chari, perpendiculaires à la dynamique éolienne, se sont infiltrés dans l'erg ancien sans l'araser ni empêcher sa réactivation : les deux dynamiques se sont juxtaposées et ajoutées.

### 3.3. Problèmes morphostratigraphiques

**a) Introduction.** Si la succession de terrasses fluviales est un repère chronologique appréciable, il n'en est pas de même des surfaces de déflation éolienne qui sont diachroniques (Kocurek et Nielson, 1986), et peuvent être au contraire, source de confusions. Dans le cas du Kadzell, nous avons précédemment distingué la zone amont, siège d'une importante érosion fluviale dégageant trois terrasses, de la zone aval où s'accumulaient les produits de cette érosion. Cette distinction permettait d'expliquer le passage progressif de la haute à la basse terrasse par recouvrement des dépôts vers l'aval, au fur et à mesure de l'évolution du profil d'équilibre de la K. Yobe. Des problèmes subsistaient néanmoins, et en particulier celui de l'attribution de la "plage" de Sayam (Pirard, 1964 à 1967).

#### **b) Limites de la haute-terrasse.**

**\*La "plage" de Sayam constitue-t-elle une haute-terrasse?** Nous avons hésité précédemment à adjoindre à la haute-terrasse la partie de cette "plage" située immédiatement en bordure du plateau du Manga. Bien que cette zone se raccorde avec la haute-terrasse fluviale visible près de Maïné-Soroa (fig. 98), elle est en effet liée d'abord au ruissellement venant des interdunes du Manga et constitue plus une sorte de glacis de ce plateau qu'une terrasse. De même, la partie de la "plage" située au Nord-Est de Sayam et où existent des interdunes à dépôts diatomitiques (fig. 98), se raccorde aussi bien au plateau du Manga vers le Nord-Ouest, qu'à la basse terrasse vers le Sud-Est. Au total, cette "plage" de Sayam semble très hétérogène. Allongée dans le sens du vent, elle s'expliquerait donc mieux par une surface de déflation éolienne diachrone, aplanissant et raccordant le glacis du plateau du Manga au Nord, la haute-terrasse d'érosion de la K. Yobe à l'Ouest, et la basse terrasse d'accumulation de la K. Yobe à l'Est.

**\*Position chronologique des buttes situées entre Sayam et Toumour** (fig. 98). Nous avons rattaché ces buttes avec la haute terrasse en raison du raccordement de leur surface sommitale avec la surface de la "plage" de Sayam, au Nord-Est de Sayam. Les origines variées de cette dernière rendent plus incertaine cette corrélation. En fait, ces buttes dominant directement les dépôts de la basse terrasse qui constitue l'essentiel du Bas-Kadzell, il est logique de les attribuer simplement à la moyenne terrasse. Ceci implique une plus grande extension de la basse terrasse dans le Haut-Kadzell. Difficile à repérer et à cartographier, cette extension pourrait correspondre en partie à celle des vertisols cartographiés par Bocquier et Gavaud (1964b). Par ailleurs, ceci implique également que la modification du profil d'équilibre de la K. Yobe entre la moyenne et la basse terrasse, s'est réalisée avec un déplacement notable du point d'inflexion entre la zone d'érosion à l'amont et la zone d'alluvionnement à l'aval.

**c) Age de la moyenne terrasse du Kadzell ?** Dans un premier temps (Durand *et al.*, 1981-1982) nous avons indiqué que si la moyenne terrasse des massifs du Sahara méridional était équivalente de celle observée en zone sahélienne à soudanienne, elle pouvait constituer un bon niveau repère d'extension très large. Malgré un certain nombre de problèmes stratigraphiques (Durand *et al.*, 1983) nous avons ainsi mis en corrélation la moyenne terrasse du Kadzell avec celle des massifs sahariens (Durand *et al.*, 1984 ; tabl. 12). Or, la synthèse réalisée au chapitre précédent nous a permis de nous rendre compte que la terrasse récente qui occupe une position moyenne, au-dessus de la plus basse terrasse, pouvait être d'âge variable. Dans les massifs du Sahara méridional et leurs piémonts, cette terrasse résulte d'une

accumulation réalisée entre 16,500 et 6500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. environ (tabl. 8). Par contre, en zone sahelosoudanienne, comme à Maradi, elle aurait été mise en place avant 18,900 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. environ, date à laquelle débiterait son incision (tabl.9). De même, en zone soudano-guinéenne, près de Zaria (fig. 92), les dépôts de la moyenne terrasse sont antérieurs aux dépôts loessiques (Smith, 1982). Si la mise en place de cette terrasse est liée au gradient climatique, le Kadzell étant actuellement en zone sahélienne (100-400 mm/an), donc intermédiaire entre le Sahara méridional (< 150 mm/an) et la zone sahelosoudanienne (400-700 mm/an), la moyenne terrasse pourrait aussi y occuper une position intermédiaire. Néanmoins, le fait que cette moyenne terrasse porte de rares formes dunaires attribuées au Kanémien, implique que les dépôts qui la constituent aient été mis en place avant la fin du maximum aride, soit avant 15,000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. environ. La période de mise en place des dépôts constituant cette moyenne terrasse du Kadzell serait donc plus proche de celle de Maradi que de celle de l'Aïr. Mais ce n'est là qu'une hypothèse difficilement vérifiable, compte tenu de la nature azoïque des dépôts.

#### 4. MEGATCHAD HOLOCENE OU PHENOMENES NEOTECTONIQUES ?

##### 4.1. Introduction

L'observation de ce qui était considéré comme le "cordon périlacustre de 320 m" au Niger, permet de revenir sur le problème du Megatchad. Ce "cordon" n'évoque en rien un ancien rivage lacustre. Il s'agit essentiellement du résultat d'actions éoliennes, subactuelles pour certaines, bloquées par des ressauts topographiques qu'il serait logique d'attribuer à des accidents structuraux. L'hypothèse du Mégatchad holocène et l'hypothèse de phénomènes néotectoniques apparaissent donc de plus en plus inconciliables. La possibilité d'un examen séparé des dépôts lacustres et des cordons, ainsi que la possibilité d'une origine structurale de ces mêmes cordons, ont été présentées pour la première fois au 26e congrès géologique international (Durand, 1980). Ils ont fait l'objet d'une publication (Durand, 1982) qui insistait sur deux points :

\*Les dépôts d'un éventuel Mégatchad holocène n'ont pas été retrouvés au Sud du lac actuel, alors qu'ils devraient s'y trouver pour des raisons topographiques et hydrologiques. Ainsi, les autres oscillations lacustres reconnues au Nord du bassin y ont été observées (tabl.13). On notera, en particulier, que les maxima du paléolac Tchad effectivement enregistrés correspondent tous aux maxima de P/E déterminés par Servant (1973).

\*La carte gravimétrique du bassin tchadien suggère fortement une origine structurale du "cordon périlacustre de 320 m". Les éléments du cordon sont généralement alignés sur des anomalies isostatiques qui correspondent à des accidents structuraux importants (fig. 108). Le "rivage" lui-même n'a jamais été daté. Les rares dates disponibles se rapportent à des dépôts lacustres ou palustres (Schneider, 1967; Servant, 1973). De plus, rien n'indique que ces dates se rapportent au même épisode transgressif d'un seul et même lac.

C'est donc la nature et l'âge des dépôts holocènes au centre du bassin du lac Tchad, replacés dans leur cadre structural, que nous allons réexaminer ci-après.

##### 4.2. Problèmes de datation des dépôts postérieurs au Kanémien

###### a) Problèmes posés par la datation des coquilles.

\*Coupe de Bwori (fig. 98.19). Ayant constaté au Tchad les problèmes posés par la datation de carbonates (recristallisations, influence de la nappe phréatique, etc...), nous avons ici d'abord cherché à dater des coquilles qui étaient relativement abondantes. Les premières datations effectuées sur la coupe de Bwori étaient dans un ordre chronologique et topographique satisfaisant, soit du bas vers le haut :  $11,435 \pm 200$ ,  $11,430 \pm 300$  et  $10,265 \pm 300$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (fig. 109 et 110). Néanmoins, l'obtention de deux datations quasiment identiques sur deux niveaux distants de 0,5 m environ, posait un problème. Ceci ne pouvait indiquer un taux de sédimentation particulièrement important. En effet, on observe entre ces deux niveaux un paléosol dont la surface supérieure montre des signes d'érosion. Bien que nous ayons pris soin de choisir des coquilles à l'apex intact, ne pouvait-on pas suspecter un remaniement?

\*Coupe de Widi (fig. 98.23). Une seconde série de mesures fut effectuée sur la coupe de Widi, peu éloignée de Bwori, et qui présente la particularité d'être dans la zone la plus éloignée des apports fluviaux et à l'écart des circulations d'eaux lacustres. Ainsi une couche mameuse gris-vert de 0,3 m d'épaisseur environ, était datée à la base, sur coquille, de  $10,660 \pm 300$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. et au sommet, sur carbonates, de  $9420 \pm 250$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (fig. 109). La surface supérieure de cette couche, qui présentait des traces d'érosion, était recouverte de 1,5 m environ de sables contenant plusieurs niveaux riches en coquilles. Or, les datations de ces coquilles indiquaient des âges aberrants,  $10,200 \pm 200$  puis  $10,600 \pm 180$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (fig. 109). Il convenait donc d'envisager l'existence de stocks de coquilles, remaniés à plusieurs reprises dans les dépôts lacustres.

\*L'étude du modèle actuel (Levêque, 1972) a montré

Tableau 13. Evolution stratigraphique et paléogéographique au centre du bassin du lac Tchad depuis 50,000 ans environ (in Durand, 1982).

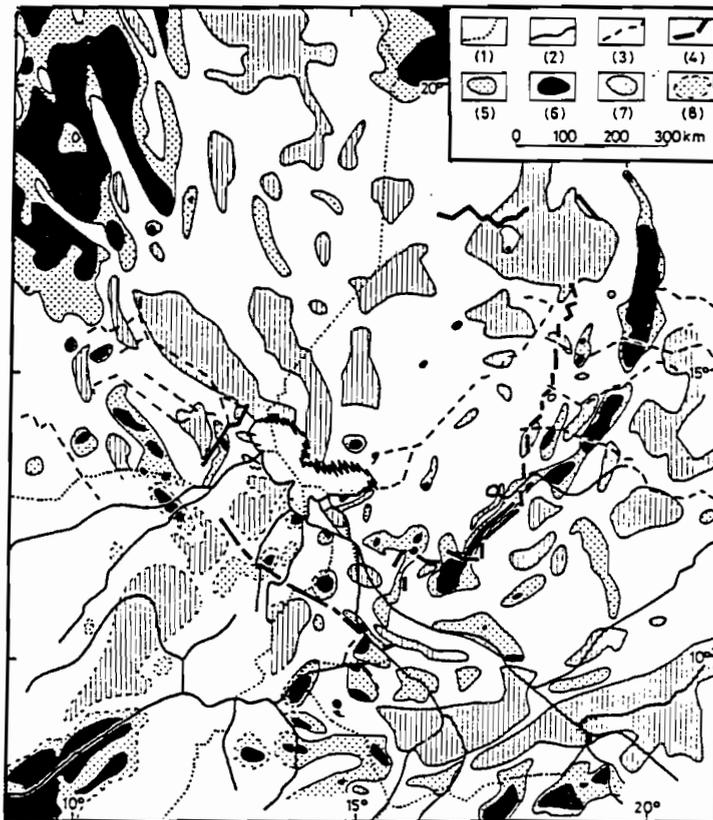
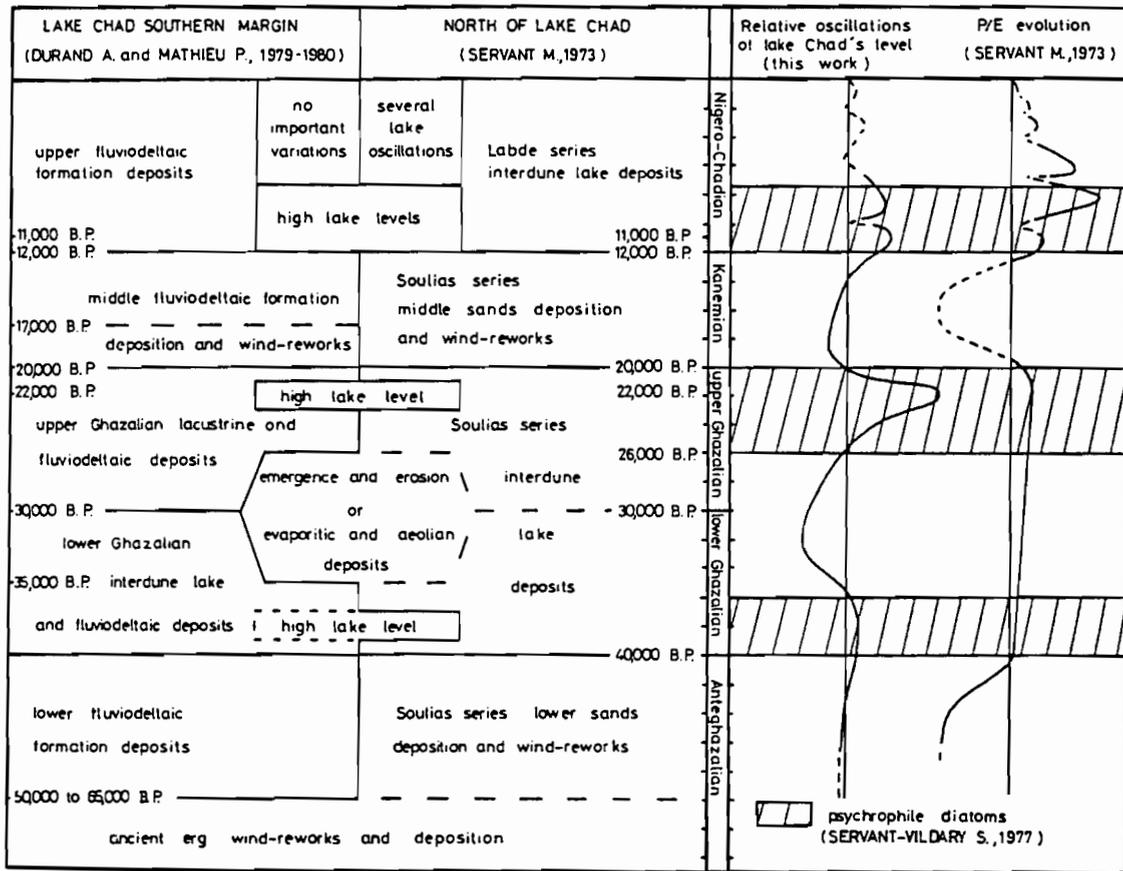


Fig. 108. Anomalies isostatiques dans le bassin du tchad (in Durand, 1982, d'après Louis, 1970). 1 : frontières ; 2 : cours d'eau permanents ; 3 : cours d'eau temporaires ; 4 : "cordon dunaire péri-lacustre de 320 m" ; 5 : anomalies isostatiques, selon l'hypothèse d'Airy, comprises entre +10 et +20 milligals ; 6 : anomalies > +20 milligals ; 7 : anomalies < -10 milligals ; 8 : au Nigeria et à l'Ouest du Cameroun il n'y a pas de données dans les zones frontalières. Au Nigeria central seules les anomalies de Bouguer sont disponibles.

que l'apparition de grandes quantités de mollusques correspondait à des situations hydrographiques précises. Ainsi, lorsque les eaux baissent, il y a, dans un premier temps, remise en suspension des dépôts les plus récents et formation d'une couche de sédiments très riches en eau et extrêmement fluides. Cette couche ne peut servir de support à certains mollusques benthiques qui de ce fait disparaissent et on assiste alors à une modification radicale dans la répartition des peuplements. Dans un second temps, en-dessous d'un seuil qui correspond actuellement à la cote 280 m, il y a envahissement des fonds par les roselières et développement des espèces qui y vivent. Enfin, tous les mollusques disparaissent avec l'assèchement total. Une grande quantité de coquilles correspond donc à un grand assèchement du lac. Mais Levêque (1972) pense que l'évolution s'effectue aussi en sens inverse, lorsque le lac remonte ; c'est-à-dire qu'à partir d'un certain seuil, il y aura en 3 ou 4 ans explosion démographique des mollusques.

\*Conclusions sur l'utilisation des datations sur coquilles. La coupe d'Arikou Kouri B (fig. 98.20), située près de Bwori (fig. 98.19), a montré l'existence

d'un bref épisode lacustre daté sur carbonates entre  $10,610 \pm 230$  et  $10,340 \pm 120$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (Gasse, 1987 ; fig. 109 et 111). Nous verrons qu'il s'agit là d'un épisode bien représenté par ailleurs au centre du bassin du lac Tchad. Cet épisode aurait donc vu, vers son début et vers sa fin, l'apparition d'un grand nombre de mollusques, constituant dans la région deux stocks qui auraient été repris ensuite. Des coquilles vides de Gastéropodes, reposant sur le sol, sont en effet très facilement remobilisables par les eaux (et même par le vent...). Il n'est pas nécessaire qu'il y ait un agent d'érosion puis un courant puissant pour les transporter. Ainsi, comme cela a été observé dans les lacs du Jura après la sécheresse de 1976, la simple remontée du lac suffit à les décoller du sol et à les emmener par flottaison ; les coquilles sont ainsi naturellement rassemblées à la périphérie du lac (D. Rousseau, communication orale). Dans ces conditions, la répétition de dates sur une même coupe, ou sur des coupes proches, serait l'indication de remaniements. Aussi, sur les coupes de Bwori et Widi, parmi les coquilles ayant donné des âges proches, nous n'avons pris en compte que celles correspondant à l'échantillon topographiquement le plus bas (fig. 109).

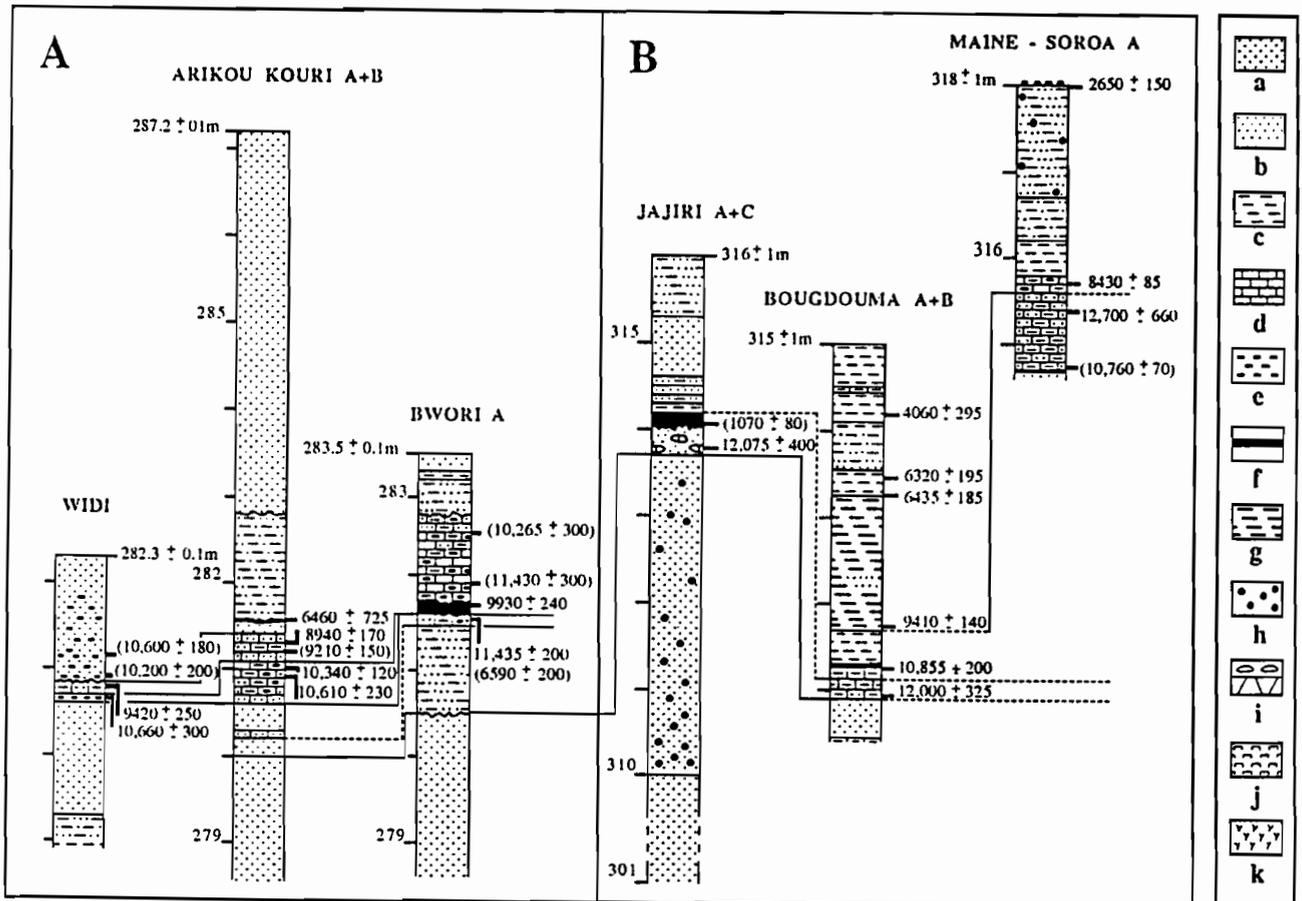


Fig. 109. Coupes-types du Kadzell et du Manga méridional (localisation fig. 98). Les datations entre parenthèses viennent de coquilles remaniées ou de carbonates diagénétiques. Lithologie : a : sables ; b : silts ; c : argiles ; d : carbonates ; e : coquilles ; f : tourbes ou paléosols ; g : sapropèles ; h : graviers ; i sup. : fragments de croûtes ou de niveaux carbonatés ; i inf. : dépôt bréchiq ; j : diatomites ; k : concrétions tubulaires siliceuses.

### b) Problèmes posés par la datation des carbonates.

**\*Utilisation des teneurs en  $^{13}\text{C}$ .** Il est possible de repérer un carbonate mis en place par diagenèse en relation avec la nappe phréatique (Fontes *in* Durand *et al.*, 1984). Dans le cas d'une alimentation de la nappe par des eaux de pluies peu ou pas évaporées avant leur infiltration, les teneurs en  $^{13}\text{C}$  seront négatives. Ainsi, dans la région, un niveau très peu carbonaté à la base de la coupe d'Isari en bordure du Manga (fig. 98.9), daté de  $1910 \pm 20$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P., a fourni un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-9,59$  ‰ PDB, caractéristique d'une origine diagénétique (Durand *et al.*, 1984). Nous avons vu également au Tchad que le carbonate de Bout El Fil daté de  $12,600 \pm 400$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P., avait une origine diagénétique avec un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-7,87$  ‰ PDB). De même, dans le Manga méridional, à Jajiri (fig. 98.1), des fragments d'une mince couche carbonatée ont été datés de  $12,075 \pm 400$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. avec un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-0,73$  ‰ PDB, alors qu'ils sont surmontés de concrétions liées à la nappe, datées de  $1070 \pm 80$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. pour un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-4,50$  ‰ PDB (fig. 109.B).

**\*Coupe de Mainé-Soroa (fig. 98.3).** La base d'une formation fut datée de  $10,760 \pm 70$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. avec un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-5,58$  ‰ PDB, alors que son sommet fut daté de  $12,700 \pm 660$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. avec un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-0,21$  ‰ PDB (fig. 109 et 110). Il convenait donc d'envisager un dépôt de cette formation avant  $12,700$  ans B.P., et une diagenèse ultérieure dans sa partie inférieure, en relation avec la nappe phréatique. Dans le cas présent, les examens de frottis au microscope et de poudres au MEB, n'ont pas montré de différences entre les cristaux de calcite, de très petite taille dans les deux cas (micrite); seules les teneurs en  $^{13}\text{C}$  permettaient de comprendre cette superposition anormale. Compte tenu du fait que l'alimentation de cette nappe est uniquement pluviale et que les eaux de son toit correspondent à l'alimentation la plus récente, on peut considérer que la date de  $10,760 \pm 60$  correspond à un haut niveau de la nappe phréatique dont l'âge réel serait proche de cette date, peut-être un peu plus jeune. Compte tenu de l'existence, dans cette région, d'un épisode humide entre  $10,700$  et  $10,300$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. environ, le haut niveau phréatique du Mainé-Soroa correspondrait à cet épisode.

**\*Coupes de Bougdouma (fig. 98.31).** Deux coupes furent réalisées à Bougdouma. Deux datations sur carbonates furent réalisées sur la première (Gasse, 1987). Ces datations furent ensuite rejetées après une étude géochimique beaucoup plus précise de la deuxième coupe et une meilleure connaissance de l'évolution paléoclimatique et paléohydrographique régionale (Téhet *et al.*, 1990). La première datation,  $7820 \pm 310$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P., portait sur un niveau très peu carbonaté ( $< 2$  %) dont le  $\delta^{13}\text{C}$  était de  $-12$  ‰ environ, ce qui marquait clairement son origine diagénétique liée à la nappe

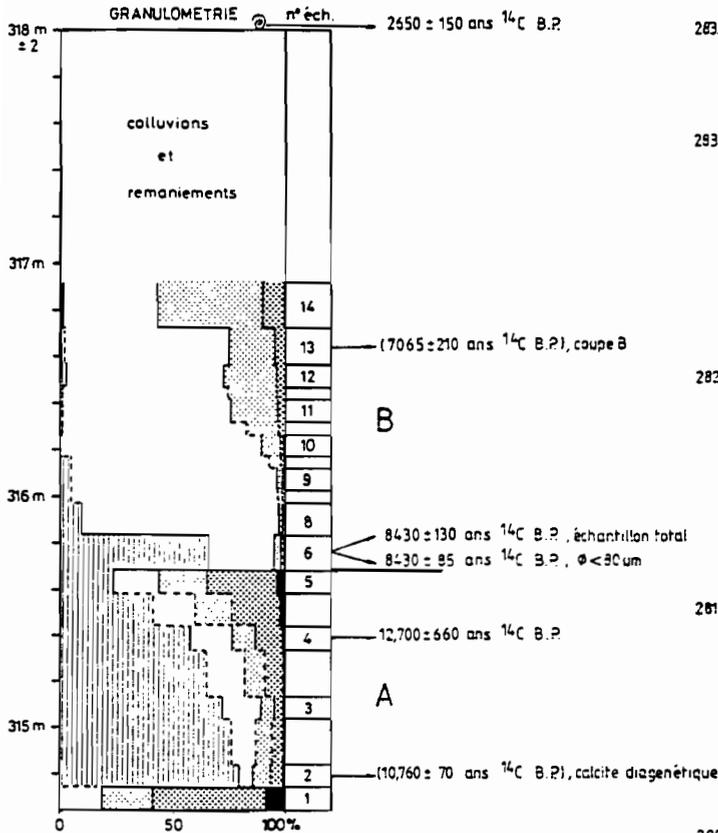
phréatique. Par la suite, ce niveau fournit une datation de  $9410 \pm 140$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (fig. 109), obtenue sur matière organique, cohérente avec le contexte paléohydrographique local et régional (Téhet *et al.*, 1990). Par contre, la seconde datation de  $1610 \pm 150$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. correspondait à un échantillon contenant environ 10% de carbonates pour un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $+3$  ‰ environ (Téhet *et al.*, 1990). Cette datation fut pourtant abandonnée au profit d'une datation de  $4060 \pm 295$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P., obtenue sur matière organique. En effet, cette dernière correspondait mieux à la chronologie de l'évolution paléohydrologique et paléoclimatique reconnue par ailleurs dans la région. La date de  $1610 \pm 150$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. s'explique par la cristallisation de calcite à très faible profondeur sous la surface du sol, à partir d'eau évaporée au préalable : cette cristallisation marque donc la fin d'un épisode d'assèchement.

**\*Coupe de Bwori (fig. 98.19).** Des datations contradictoires sur carbonates ont été obtenues. Le niveau carbonaté inférieur, daté par ailleurs sur coquilles de  $11,435 \pm 200$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (fig. 109 et 110), a fourni une datation de  $6590 \pm 200$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. sur des carbonates avec un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $+3,03$  ‰ vs PDB. Ce niveau est surmonté par un paléosol (Lesieur, 1982) daté sur carbonates de  $9930 \pm 240$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. avec un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $+3,42$  ‰ vs PDB. Les deux datations sont donc tout aussi acceptables d'un point de vue géochimique. L'observation des cristaux de calcite au MEB ne montre aucune différence de taille ou d'aspect. Là encore c'est le contexte paléoclimatique et paléohydrographique qui a permis de comprendre les deux datations. Comme nous le verrons plus loin, le paléolac Tchad s'est asséché vers  $10,000$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P., à l'exception des zones pouvant recevoir les apports alors très restreints du Chari ; de plus, toutes les mares liées à la nappe phréatique au centre du bassin, se sont asséchées ou ont vu leur niveau baisser très fortement. L'installation d'un paléosol vers  $9930 \pm 240$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. sur le fond lacustre asséché est donc compréhensible.

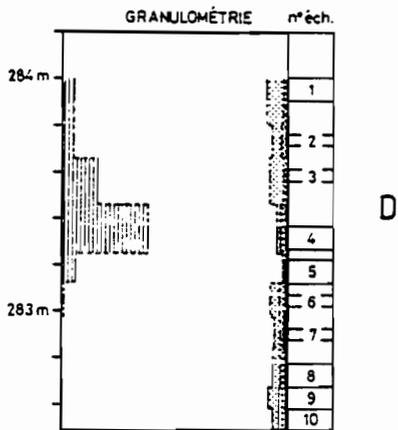
Une autre péjoration climatique générale débute vers  $7500$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (Servant, 1973). Elle a été particulièrement bien décrite au Sahara malien où on note une régression des lacs à partir de  $6900$  ans B.P. et une reprise de la déflation éolienne entre  $6500$  et  $5500$  ans B.P. environ (Petit-Maire, 1983 et 1989 ; Riser *et al.*, 1983 ; Hillaire-Marcel *et al.*, 1983 ; Aucour, 1988 ; Fabre et Petit-Maire, 1988). Plus à l'Ouest, une diminution de la pluviosité et un allongement de la saison sèche sont observés vers  $6000$  ans B.P. au Sénégal (Lézine, 1987). Au Sahara soudano-égyptien, les lacs régressent également après  $7000$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (Ritchie *et al.*, 1985 ; Haynes, 1987 ; Haynes *et al.*, 1989). Il semble que les effets de cette aridification se sont fait sentir selon un

MAÏNE - SOROA A

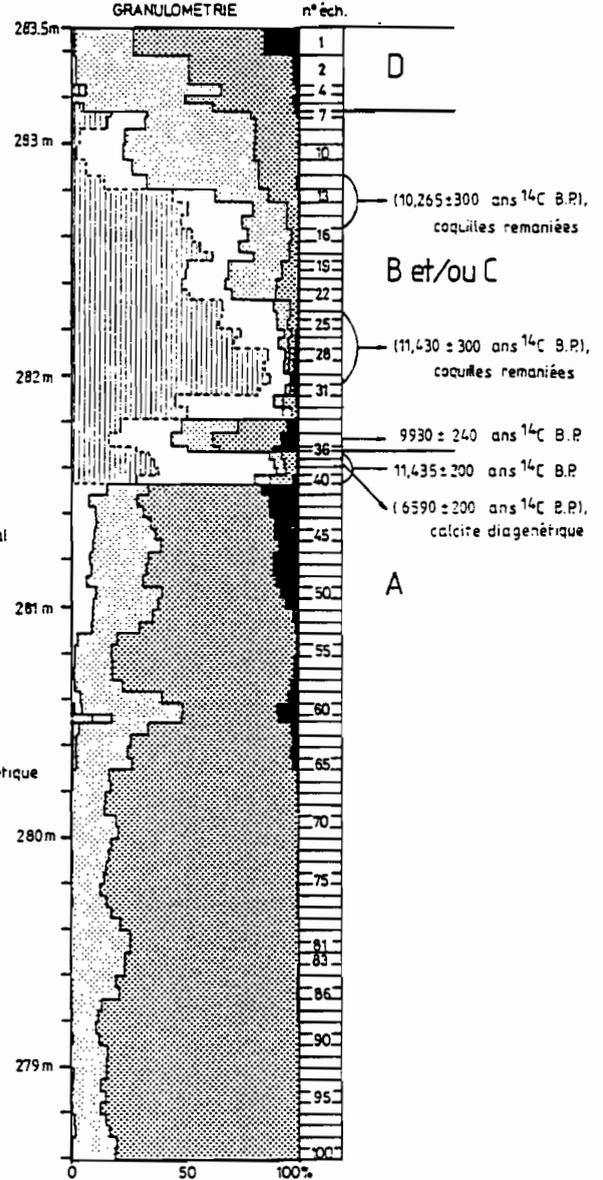
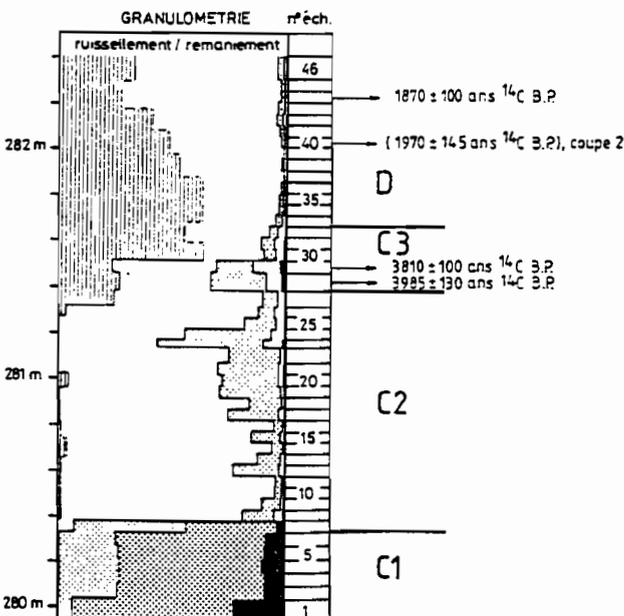
BWORI A



N'GUIGMI 10



N'GUIGMI 1



- : carbonates
- :  $\phi < 63 \mu$  : argiles, silts, matière organique, diatomées,...
- :  $63 \mu < \phi < 125 \mu$  : sables très fins
- :  $125 \mu < \phi < 250 \mu$  : sables fins
- :  $\phi > 250 \mu$  : sables moyens et grossiers

Fig. 110. Granulométrie et stratigraphie :

- Localisations fig. 98
- A à D : épisodes palustro-lacustres (cf. Gasse, 1987 et fig. 111 E).
- Les datations entre parenthèses ont été réalisées sur des coquilles remaniées, des carbonates diagenétiques précoces ou sur un niveau jugé équivalent d'une coupe proche de celle figurée ici.

gradient N-S (Pachur et Kröpelin, 1989), localement modifié par les apports de la nappe phréatique (Pachur *et al.*, 1990 ; Pachur et Hoelzmann, 1991). L'aridification générale est décelée par la palynologie sur l'ensemble du Sahara méridional à partir de 6000 ans B.P. environ (Schulz, 1987).

Dans le bassin du Tchad, une brève régression a été datée de  $6650 \pm 210$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. dans les Bas-Pays (Servant, 1973). Au Nord-Est du Ténére, les niveaux lacustres baissent entre 7500 et 6400 ans B.P. environ (Baumhauer, 1986 et 1991), mais là aussi la nappe phréatique intervient, avec, par endroits, une alimentation artésienne (Schulz *et al.*, 1991). Plus au Sud (Termit, Agadem, Fachi), Maley (1981) indique entre 6700 et 6000 ans B.P. environ une période d'aridité interrompue par quelques brèves fluctuations plus humides. Pour notre part, nous avons daté l'assèchement des mares liées à la nappe phréatique dans les grands couloirs de déflation éolienne situés à l'Ouest de Termit-Ouest (fig. 2 et 113), comme légèrement postérieur à  $6635 \pm 110$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P.

Dans la région du Manga méridional et du Kadzell, sur le plateau sableux de Mitimi, au Nord de N'Guigmi (fig. 98), nous avons observé une lumachelle recouverte de sables éoliens et qui marque un dépôt du paléolac Tchad. La mise en place de cette lumachelle datée de  $6950 \pm 250$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. précéderait donc une régression du paléolac Tchad. Sur le plateau sableux du Manga méridional, la mare interdunaire de Bougdouma (fig. 98.31) a enregistré des fluctuations de profondeur et de salinité après 8000 ans B.P. et avant 6400 ans B.P. environ. A Mainé-Soroa, le sommet de cet épisode est daté de  $7065 \pm 210$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. avec un  $\delta^{13}\text{C}$  de  $+1,40$  ‰ (fig. 109). Puis, à Bougdouma, deux pulsations humides sont enregistrées, la première étant datée de  $6320 \pm 195$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (Téhet *et al.*, 1990). Sous le rivage actuel du lac Tchad, la coupe d'Arikou Kouri (fig. 98.20) a montré l'assèchement d'une nappe d'eau, puis la mise en place de sables sur lesquels s'est développé un paléosol, daté sur matière organique de  $6460 \pm 725$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (Gasse, 1987 ; Fontes et Gasse, 1991).

**\*Conclusions sur les problèmes posés par la datation des carbonates.** Compte tenu de l'évolution paléogéographique et paléoclimatique, tant générale que régionale, il semble logique d'envisager un assèchement dans la cuvette nord du lac Tchad après 7000 ans B.P. environ. Les dernières eaux lacustres évaporées en surface avant l'installation d'un paléosol vers 6500 ans B.P., se seraient infiltrées en suivant la baisse de la nappe phréatique, permettant la cristallisation de calcite à très faible profondeur. C'est cette calcite que nous aurions datée à Bwori de  $6590 \pm 200$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P.

### 4.3. Le paléolac Tchad à l'Holocène moyen

**a) Introduction.** Dans un premier temps, nous pensions donc ne pas avoir trouvé de dépôts de l'Holocène moyen, susceptibles d'appartenir à un grand paléolac Tchad (Durand *et al.*, 1984 ; fig. 101). L'augmentation du nombre de datations et la meilleure compréhension de leur signification, nous permettent de revenir sur cette conclusion préliminaire. De plus l'analyse des Diatomées permet d'interpréter les paléomilieux en terme de profondeur et, éventuellement, de mettre en corrélation les dépôts provenant d'un même grand lac (Gasse, 1987).

**b) La coupe d'Arikou Kouri (fig. 109).** Au-dessus du paléosol daté de 6500 ans B.P. environ, existent environ 1,5 m de dépôts diatomitiques marno-sableux (Salomé *et al.*, 1986 ; Gasse, 1987 ; Fontes et Gasse, 1991). Les Diatomées indiquent, pour la première fois à Arikou Kouri, l'existence d'un plan d'eau stable en liaison avec un lac grand mais peu profond (Gasse, 1987). Cette faible profondeur (*cf. infra*) est déduite de la proportion notable de Diatomées épiphytes et épilithes, et de Diatomées indiquant une turbidité élevée (Gasse, 1987 et fig. 111.B). Cette turbidité est vérifiée par les grandes quantités d'argiles (jusqu'à 60%, *in* Salomé *et al.*, 1986), dont de l'illite, attribuées aux apports en suspension de la K. Yobe (Gasse, 1987). L'association de diatomées est très comparable à celle observée actuellement dans les zones marginales du lac Victoria ou dans le lac Tana (Gasse *et al.*, 1983).

**c) La coupe de N'Guigmi 1 (fig. 98.25, 109, 110 et 111).** Elle a également fourni des dépôts argilo-sableux contenant une association de Diatomées comparable à celle d'Arikou Kouri (Gasse, 1987). La plus grande précision de l'échantillonnage permet ici de reconnaître trois phases palustro-lacustres, C1 à C3. A la base (C1, fig. 111 et 112), seuls deux échantillons contiennent des Diatomées (n° 2 et 4). Il s'agit d'espèces planctoniques, mais la très faible diversité spécifique, le fait que ces espèces ont des frustules épaisses (facilement remaniables) et le contexte lithologique exclusivement sableux, font suspecter un remaniement, ou tout au moins une situation littorale (Gasse, 1987). Par contre, la phase C2 correspond à une microflore très similaire à celle d'Arikou Kouri ; la seule différence tient à une plus grande importance des espèces périphtiques (Gasse, 1987 et fig. 111). Ceci indique la proximité du rivage et permet donc de confirmer la profondeur relativement faible de ce grand lac, déjà remarquée à Arikou Kouri. Il semble en effet que le niveau argileux correspondant à C2 disparaisse latéralement vers 285 m (fig. 112). De plus, au sommet de C2 dans la

coupe N1, les diatomées disparaissent dans certains échantillons plus sableux (fig. 110 et 111, n° 20 et 22 à 24). Ceci reflète l'existence de courtes phases arides entraînant une baisse de niveau pouvant aller jusqu'à l'assèchement, ce qui confirme également la proximité du rivage et le niveau relativement bas de ce lac. On

constate, lors de ces fluctuations de niveau, que la régulation saline est interrompue, les eaux variant de douces à oligohalines ( $0,5\text{‰} < \text{salinité} < 5\text{‰}$ ). Ces oscillations se terminent vers  $3985 \pm 130$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. alors que le milieu est devenu progressivement un étang avec des plans d'eau libre, puis un marécage qui

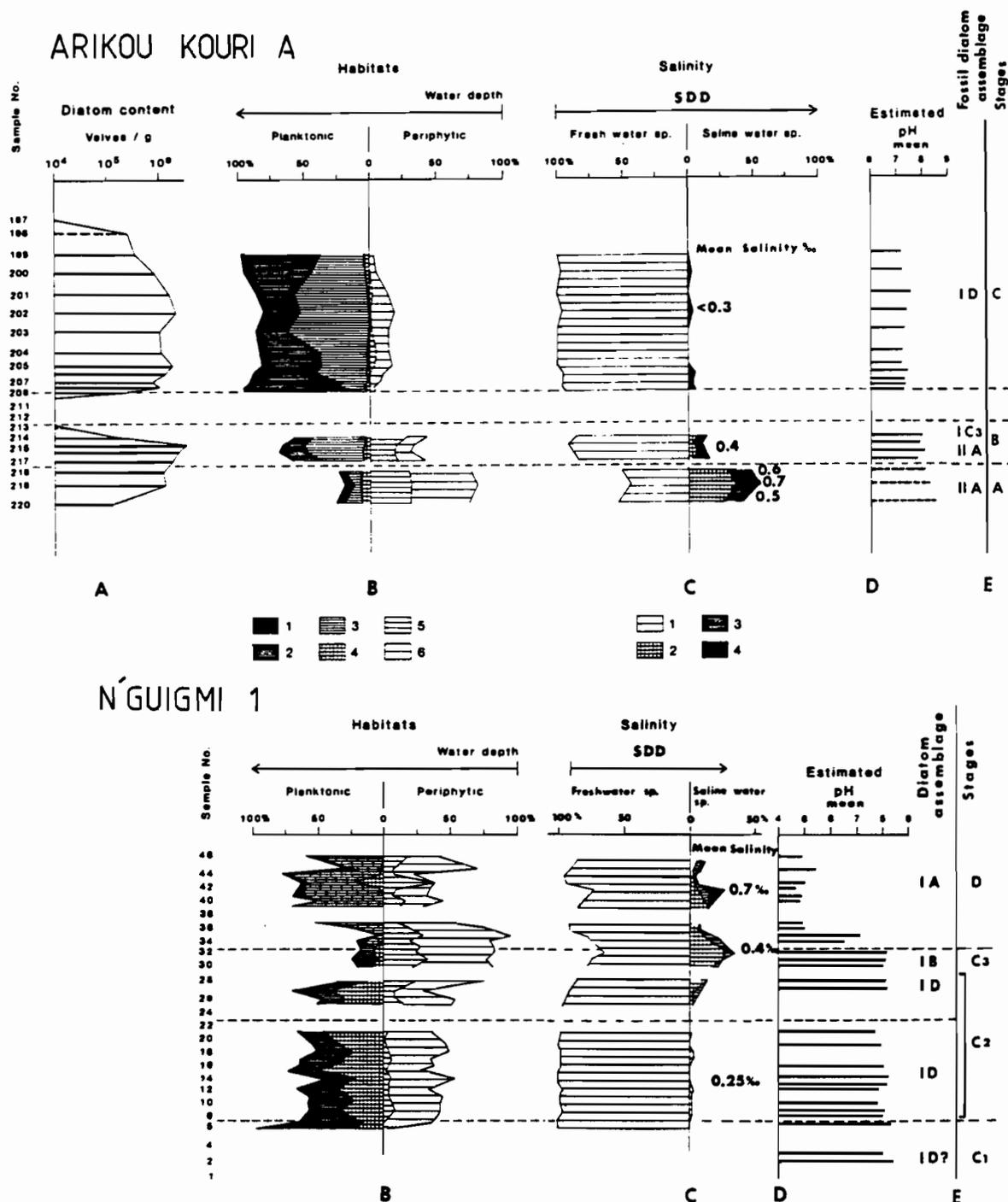


Fig. 111. Analyse des diatomées d'Arikou Kouri A et N'Guigmi 1 (in Gasse, 1987).

Localisation figure 98.20 et 25. Stratigraphie figure 109 et 110. **B**: Habitats: 1 et 2, diatomées euplanctoniques; 3 et 4: diatomées planctoniques facultatives; 5: diatomées épiphytes; 6: diatomées épipéliques et épilithes.

**C**: Salinité: 1: diatomées d'eau douce (salinité  $< 0,5\text{‰}$ ); 2: diatomées d'eau oligohaline ( $0,5$  à  $5\text{‰}$ ); 3: diatomées d'eau méso à polyhaline ( $5$  à  $30\text{‰}$ ); 4: diatomées d'eau euhaline ( $30$  à  $40\text{‰}$ ) et entièrement euryhaline ( $> 40\text{‰}$ ).

**D**: estimation du pH moyen (réf. in Gasse 1986)

**E**: associations de diatomées: IA, IB, IC, ID et IIA (réf. in Gasse, 1987).

s'eutrophise, envahi par les plantes supérieures (Durand *et al.*, 1984 ; Gasse, 1987). Par la suite (phase D, fig. 111 et 112), les eaux de ce marécage deviennent stratifiées avec des conditions acides sur le fond (pH 4,5-5) ; elles enregistrent de brèves fluctuations de très grande ampleur, jusqu'à l'assèchement final vers 1800 ans <sup>14</sup>C B.P. (Durand *et al.*, 1984 ; Gasse, 1987).

d) **Conclusions sur le paléolac Tchad à l'Holocène moyen. Entre 6500 et 4000 ans <sup>14</sup>C B.P. environ s'est développé dans la cuvette nord du lac Tchad un grand lac peu profond. L'altitude de 285 m, jusqu'à laquelle ont été observés ces dépôts à N'Guigmi (fig. 112), pouvait être celle du niveau lacustre. La moitié de la cuvette nord actuelle aurait connu une tranche d'eau de 10 m dans les creux interdunaires de l'erg kanémien et plus de 90 % de la cuvette nord aurait connu des fonds de plus de 5 m (fig. 19.B). Dans la région du manga méridional et du Kadzell, le rivage d'un tel lac aurait été peu différent de l'actuel. Il serait resté limité par le "cordon" de 287-290 m, sauf près de la frontière tchadienne où ce cordon est interrompu ; sauf, également, dans le Bas-Kadzell où deux zones basses existent derrière le "cordon", près du désert de Tal et à l'embouchure de la K. Yobe (fig. 98). Nous avons déjà vu qu'une telle altitude de 285 m est compatible avec celle des dépôts observés au Sud du lac, avec celle des sommets des dunes arasées dans la cuvette sud, avec celle des dépôts coquilliers à l'embouchure du Bahr El Ghazal, ainsi qu'avec le seuil de ce dernier. Néanmoins cette altitude actuelle de 285 m ne peut être acceptée qu'avec réserve, compte tenu de l'importance de la néotectonique dans la région.**

#### 4.4. Néotectonique dans la moitié occidentale du bassin du Tchad

a) **Cadre structural.** Les paysages sans relief et uniformément sableux d'une grande partie du bassin du Tchad (fig. 3 et 113) ont sans doute contribué à susciter l'hypothèse d'une grande stabilité du coeur du continent africain. Nous avons vu comment Freydenberg (1908) refusait catégoriquement l'existence de phénomènes néotectoniques. Les premiers forages profonds et les premières études géophysiques montraient pourtant la grande complexité des structures sous la couverture sableuse du Tchad (Barbeau, 1953 et 1954), puis dans l'ensemble du bassin (Louis, 1970). Tout incitait même à penser que le lac Tchad se trouvait précisément à l'intersection de deux structures géologiques majeures de type rift (Furon, 1968 ; Louis, 1970). Or, l'hypothèse d'un cordon périlacustre d'altitude constante 320-325 m impliquant une stabilité totale du bassin depuis son édification (Schneider, 1967a et 1989), nous avons vu que les problèmes structuraux étaient passés au second plan.

Aussi, lorsque nous avons été conduits à envisager l'existence de phénomènes néotectoniques (Durand, 1980 et 1982), nous ne pouvions nous appuyer sur aucune analyse structurale précise de l'ensemble du bassin. Au Niger oriental, les derniers travaux de terrain substantiels et publiés, étaient ceux de Faure (1962) pour l'ensemble de la région et ceux de Kehrer *et al.* (1975) pour le seul fossé du Téfidet (fig. 113). Nous avons donc proposé une interprétation structurale du

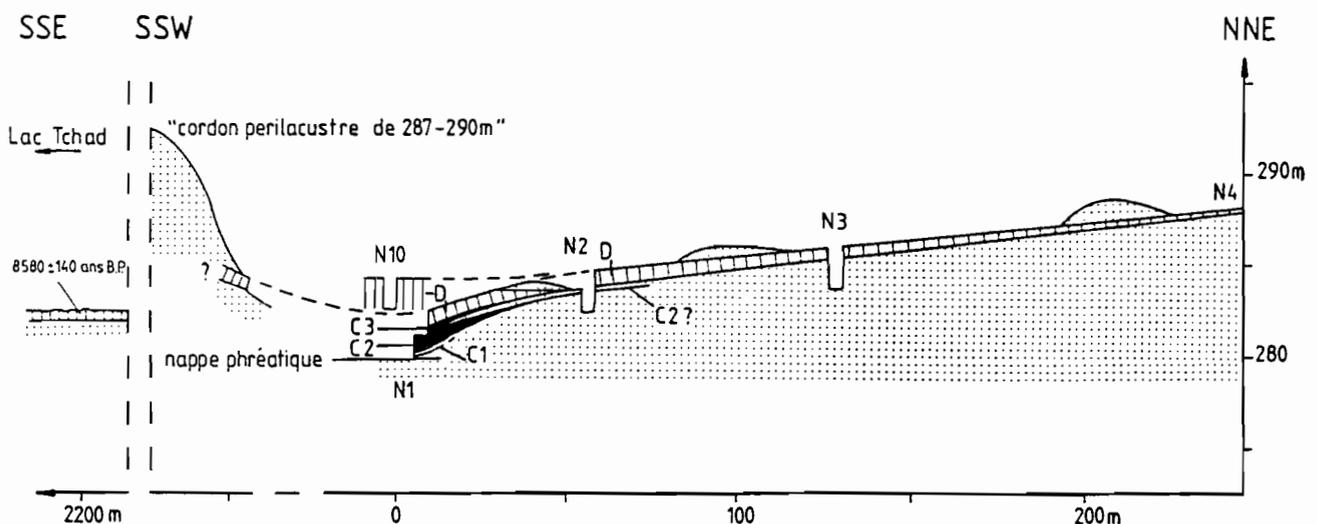


Fig. 112 . Localisation, topographie et stratigraphie des coupes de N'Guigmi  
Coupes : N1, N2, N3, N4, N10 et aéroport. N10 est située 209m au Nord de N1  
Stratigraphie : C1, C2, C3 et D cf. fig. 110.  
Topographie mesurée avec une précision de 0,1m.

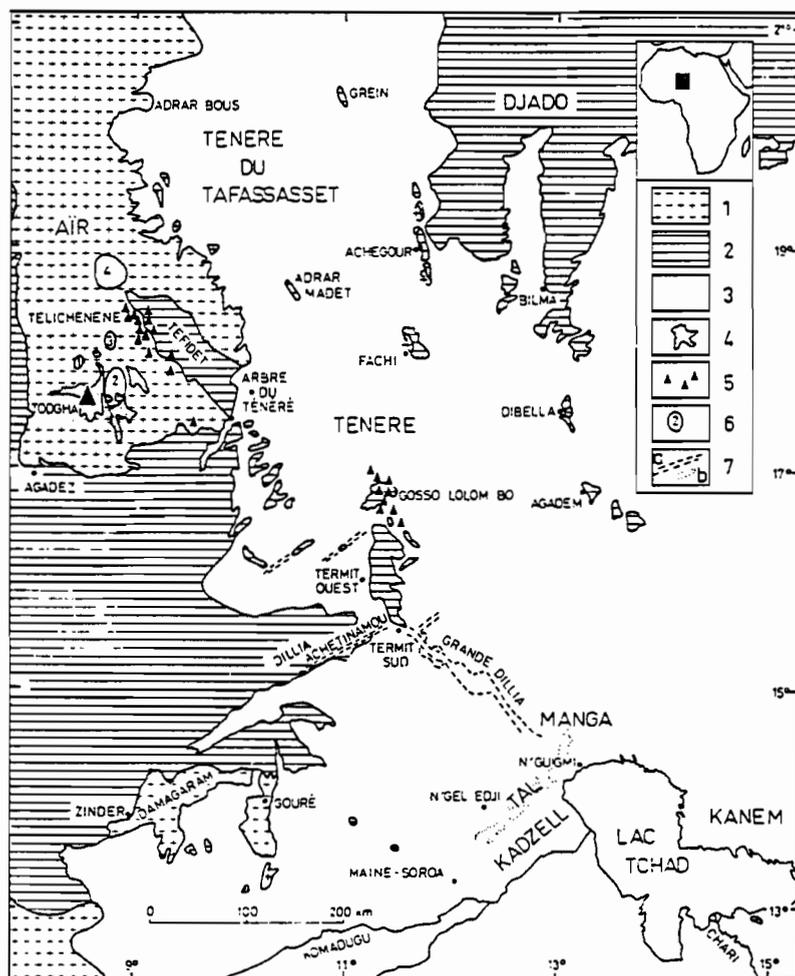


Fig. 113. Géographie et géologie du Niger oriental (in Pouclet et Durand, 1983). 1 : socle, 2 : sédiments d'âge anté-Quaternaire, 3 : Quaternaire, 4 : aires volcaniques, 5 : volcans, 6 : complexes annulaires paléozoïques (1 : Bilet; 2 : Bagzane; 3 : Egalah ; 4 : Ofoud), 7 : géomorphologie (a : Dillias, larges vallées rectilignes à fonds plats ; b : désert du Tal, accumulation de sable vif).

Niger oriental (fig. 114). Basée sur les données géophysiques de Louis (1970), analysées en fonction des données de terrain alors disponibles ; cette interprétation a été complétée par les observations de Pouclet sur le volcanisme du Téfidet et de Termit (Pouclet et Durand, 1983). Pour l'essentiel, cette interprétation a été confirmée par la synthèse de Bellion (1989 et fig. 115) qui intègre, outre de nouvelles observations de terrain, une partie des très importantes données accumulées depuis 20 ans par les compagnies pétrolières et restées inaccessibles (Genik, 1991 et 1992). Simultanément, des études similaires étaient publiées pour la partie nigérienne du bassin (Saugy, 1987 ; Michel Guiraud, 1990). La synthèse cartographique de ces travaux que nous proposons ici (fig. 116) laisse entrevoir toute la complexité structurale du bassin. En fait, la réalité est, de loin, encore beaucoup plus complexe. Ainsi, une étude sismique détaillée de la région de Maiduguri (fig. 116.M) vient de montrer l'existence, jusque là insoupçonnée dans les dépôts méso-cénozoïques, d'un très grand nombre de failles secondaires, ainsi que des roches éruptives (Avbovbo *et al.*, 1986). Par ailleurs, l'hypothèse d'un lien entre les structures géologiques et la piézométrie, déjà proposée au Tchad (Muller, 1977 ;

Durand, 1982), semble concerner également le Nigeria (Miller *et al.*, 1968).

#### b) Géomorphologie et néotectonique.

\*Introduction. Nous reprenons ici, en les complétant, des observations déjà publiées (Pouclet et Durand, 1983). Ainsi, bien que la couverture sableuse meuble du Manga et du Kadzell interdise a priori toute observation structurale directe sur le terrain, des observations indirectes se recoupent pour affirmer l'existence de phénomènes néotectoniques. Une simple lecture des cartes géographiques ou des photographies par satellite, montre la présence de linéaments importants. Un grand nombre de ces linéaments ont été interprétés précédemment comme d'anciens cours d'eau ou d'anciens rivages du lac Tchad (Faure, 1962 ; Pirard, 1965, 1967 ; Schneider, 1967a ; Servant, 1973 ; Maley, 1981). Nous pensons, au contraire, qu'ils sont la manifestation de phénomènes néotectoniques (Durand, 1982).

\*Les Dillias, ces larges vallées à fond plat du Manga, ont été considérées comme des vallées fluviales fossiles. La plus importante, qui va de Termit jusqu'au lac Tchad (fig. 113), serait même la partie méridionale du cours de l'Oued Tafassasset venant du Hoggar (Mainguet *et al.*, 1980)! Toutes les

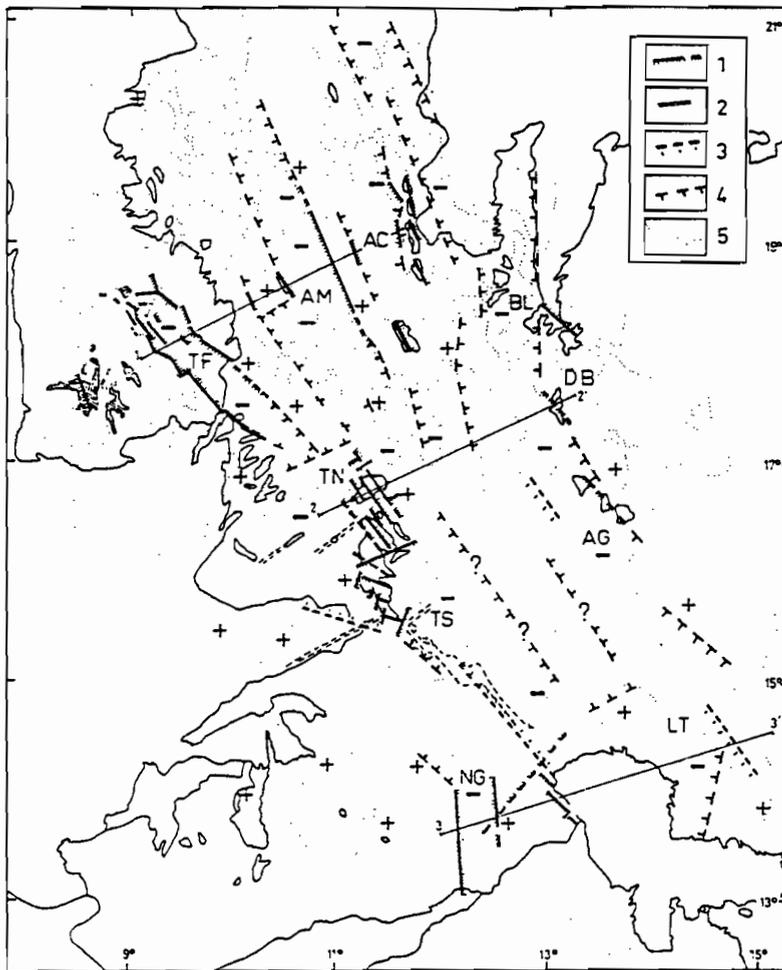


Fig. 114. Données gravimétriques et structurales du Niger oriental (in Pouclet et Durand, 1983).

1 : faille, 2 : fissures, 3 : rebord des bassins, 4 : faille supposée, 5 : isanomale de Bouguer, (in Louis, 1970), AC : demi-graben d'Achégour, AG : fossé d'Agadem, AM : fossé de l'Adrar Madet, BL : fossé de Bilma, DB : seuil de Dibella, LT : fossé du lac Tchad, NG : fossé de N'Gel Edji, TF : fossé du Téfidet, TN : seuil de Termit-Nord, TS : fossé de Termit-Sud, 1-1', 2-2' et 3-3' : coupes in Pouclet et Durand (1983).

observations de terrain, faites à l'Ouest de Termit et entre ce massif et le lac, contredisent l'hypothèse fluviale :

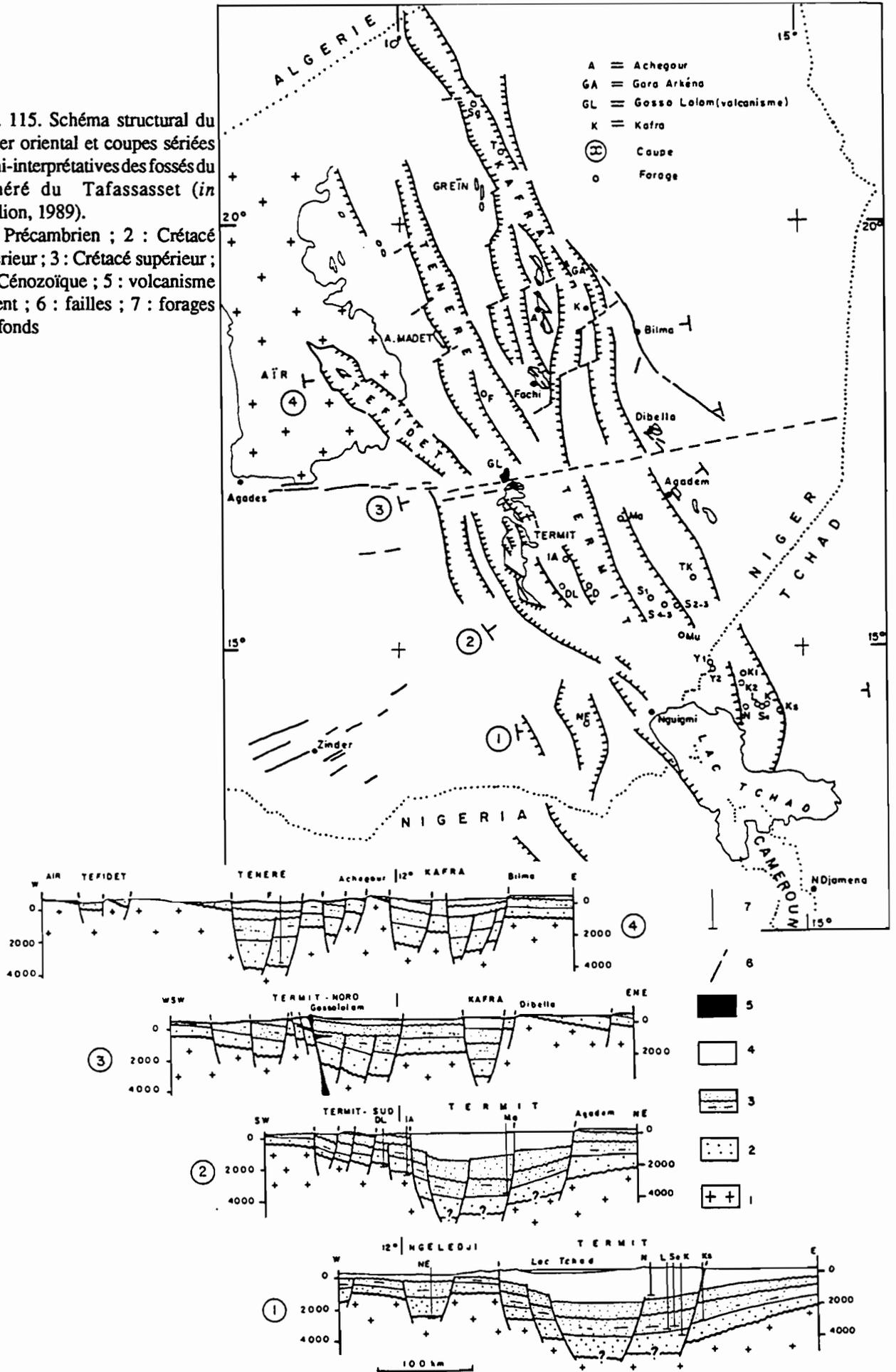
- Il n'y a jamais de dépôts fluviaux. Nous avons observé quelques épandages à proximité immédiate du massif, des dépôts palustres ou des paléosols au Sud, des dépôts palustres, lacustres interdunaires et même évaporitiques à l'Ouest.
- Il n'y a pas de lit majeur, ni de lit mineur, ni de terrasses, ni aucune forme résultant d'un écoulement fluvial.
- Il y a des variations dans la pente des Dillias, ce qui aboutit à la formation de seuils. Ainsi, la Dillia Achetinamou au Sud-Ouest de Termit, comporte un seuil parfaitement remarquable, tant sur le terrain que sur les cartes topographiques. Les altitudes passent de 407 m puis 396 m à 403 m puis 386 m sur une distance de 35 km environ (IGN, 1966, 1974). Ce seuil à 403 m est lié à des failles affectant le Crétacé et le Tertiaire (Le Henaff, 1964 et fig. 116).
- Il n'a jamais été trouvé, ni fossiles (coquilles ou poissons), ni industries préhistoriques, pourtant abondants en bordure des véritables anciens fleuves sahariens (par ex., Azaouagh au Niger occidental ; Durand et Paris, 1986).

Les observations montrent plusieurs types de Dillias :

- Une origine éolienne : c'est le cas des Dillias rectilignes, étroites (1 à 2 km de large) et très allongées, que l'on trouve surtout de part et d'autre de Termit. Allongées selon la direction actuelle du vent (N 50° à N 70°), elles correspondent à des couloirs parallèles de déflation éolienne. On y retrouve éventuellement les traces d'un ruissellement récent concentré dans ces zones basses. De tels couloirs récents de déflation éolienne existent également, à une moindre échelle, jusqu'au bord du lac Tchad, au Nord-Est de N'Guigmi (Durand *et al.*, 1984 et fig. 98).
- Une origine liée au ruissellement : c'est le cas des Dillias très sinueuses et étroites, situées essentiellement à l'Ouest de la Grande Dillia. Elles n'ont pas d'orientation préférentielle et correspondent à la chenalisation des écoulements superficiels, uniquement en fonction de la topographie (les seuils et les culs-de-sac y sont fréquents ; il n'y a pas de méandres véritables).
- Une origine mixte : c'est le cas, en particulier dans la région située entre le massif de Termit et le massif de Gouré, où le ruissellement est favorisé par les couloirs interdunaires de l'erg ancien (N 120° à N 150°), et forme de larges zones de chenaux parallèles et anastomosés.

Fig. 115. Schéma structural du Niger oriental et coupes séries semi-interprétatives des fossés du Ténére du Tafassasset (in Bellion, 1989).

1 : Précambrien ; 2 : Crétacé inférieur ; 3 : Crétacé supérieur ; 4 : Cénozoïque ; 5 : volcanisme récent ; 6 : failles ; 7 : forages profonds



- **Une origine structurale.** Il s'agit principalement de la Grande Dillia. Très large (4 à 8 km environ), elle recoupe les autres types de Dillias qui peuvent être plus hautes qu'elle, formant ainsi des "vallées suspendues" (IGN, 1957-1958). Ses principales directions sont N 120°-130° et N 150-155°. Une origine liée à la direction éolienne récente (N 50°-70°) est exclue ; de même, la direction éolienne ancienne (N 120°-150°) est peu ou pas marquée dans les régions jouxtant cette Dillia. Nous avons donc un tracé en ligne brisée, recoupant les tracés d'écoulement des eaux et sans rapport avec les directions éoliennes environnantes: seule reste l'hypothèse d'une origine structurale. Elle est vérifiée par la gravimétrie et les sondages électriques (Louis, 1970) : La Grande Dillia suit exactement le bord Sud-Ouest du grand fossé crétacé-tertiaire de Termit-Agadem (fig. 113, 114 et 116).

\*Le réseau hydrographique de la Komadugu Yobe apporte également des informations sur les phénomènes néotectoniques. Ainsi, son tracé actuel "en ligne brisée" est déjà significatif. Mais son tracé ancien est particulièrement intéressant. On constate en effet (fig. 98) que, mises à part des traces de ruissellement épisodique récent, le Haut-Kadzell ne montre que le tracé d'écoulement correspondant à la moyenne terrasse. La basse terrasse ne réoccupe pas le centre d'anciens cours de la K. Yobe, elle a un tracé totalement différent. Nous avons déjà envisagé un déplacement important du point d'inflexion sur le profil d'équilibre de la K. Yobe, entre l'édification de la moyenne terrasse et celle de la basse terrasse. Nous sommes amenés maintenant à envisager un important déplacement latéral du cours de la K. Yobe avant la mise en place de la basse terrasse. Au Tibesti, le début de l'incision de la moyenne terrasse correspondrait à une phase aride située entre 6500 et 6000 ans B.P. environ (*in* Maley, 1981). A Maradi, les plus anciens dépôts de la basse terrasse ont été datés de 4000 ans B.P. environ. Par analogie, nous supposons donc l'existence, avant l'Holocène moyen, de phénomènes néotectoniques ayant provoqué un important déplacement de la K. Yobe.

\*Les rivages lacustres. Nous avons vu que Faure (1962) puis Pirard (1964 à 1967) supposaient l'existence d'un immense "proto-Tchad" atteignant la cote 400 m dans l'ensemble du bassin tchadien. Au Niger oriental, ce lac aurait régressé par paliers successifs à 350 m, 330 m, 325-320 m, 305-290 m et enfin 282 m environ avant la dernière sécheresse (Pirard, 1965 et 1967. Nous avons déjà montré l'inexistence du rivage de 400 m dans la région, à partir d'arguments topographiques et géomorphologiques. L'existence d'un rivage à 330 m nous semble

également infondée. Ainsi à l'Ouest de Mainé-Soroa (fig. 98), existe une bande de terrain plat large de 10 km au plus et longue d'environ 30 km, orientée N-S. Elle est limitée à l'Est par un escarpement qui peut atteindre 10 m au Sud, et s'atténue vers le Nord. A l'Ouest, elle est en continuité avec les creux interdunaires de l'erg ancien. Cette bande de terrain plat a été interprétée d'abord comme une plage ancienne du lac Tchad à l'altitude 330 m (Pirard, 1965 et 1967), qui n'aurait donc laissé de trace qu'en ce seul point précis du bassin tchadien. Une analyse géomorphologique et sédimentologique a montré que cette bande de terrain appartient à un ensemble beaucoup plus vaste constitué par le remaniement de la bordure de l'erg ancien en relation avec l'alluvionnement de la K. Yobe. Cet ensemble est en corrélation (fig. 98) avec une haute terrasse de la K. Yobe, dont l'aplanissement aurait été réalisé entre 26,000 et 20,000 ans B.P. environ (Durand *et al.*, 1984). Or cette haute terrasse s'observe de part et d'autre de l'escarpement (fig. 98). Aussi, seule l'hypothèse d'une origine structurale nous semble devoir être retenue. En effet, la gravimétrie et les sondages électriques (Louis, 1970) montrent, dans le prolongement exact de l'escarpement observé au sol, l'existence au Nord d'une faille importante. Il s'agit d'une faille normale affectant le méso-cénozoïque avec un rejeu de 2500 m environ, correspondant au bord occidental du fossé de Ngel Edji (fig. 115.1 et 116). Nous avons donc la preuve d'un phénomène néotectonique, postérieur à l'aplanissement de la haute terrasse, soit après 20,000 ans B.P. au plus tôt, et d'un rejeu minimum, visible en surface, d'une dizaine de mètres. Ceci peut être précisé. En effet, nous avons mentionné précédemment l'existence dans la région, en profondeur, de dépôts palustro-lacustres plio-pléistocènes. Nous connaissons avec une précision acceptable ( $\pm 2$  m) l'altitude de certains de ces dépôts. Ainsi, au centre du fossé de Ngel Edji, à Kardjoun Tilo (fig. 116.K) ces dépôts ont été trouvés vers 261 m, alors que de part et d'autre du fossé ils ont été trouvés vers 304 m à Dardaria (fig. 116.D) et vers 296 m à Ngel Boulou (fig. 116.NB). En supposant une altitude voisine pour ces formations lors de leur mise en place, les déplacements verticaux auraient eu une ampleur de 30 à 40 m environ au cours de l'ensemble du Quaternaire.

Ceci nous permet de proposer une autre explication de la séquence granocroissante de Dardaria (fig. 102, 104 et 105). De telles séquences sont en effet caractéristiques de dépôts de type "alluvial fan" qui sont souvent liés à une tectonique active (Rust et Koster, 1984 ; Harvey, 1989). Il s'agirait ici d'un "alluvial fan" particulier compte tenu du substratum dunaire, meuble et fin, situé à l'écart du réseau hydrographique. Mais nous avons vu que des dépôts de ce type pouvaient être

déclenchés par de gros orages sur un substratum dunaire (Talbot et Williams, 1978 et 1979).

Nous avons déjà contesté l'existence d'un rivage lacustre vers 320-325 m. Ainsi, ce qui est assimilé à un "cordon dunaire péri-lacustre" est en fait, le plus souvent, un talus très discontinu, de morphologie, d'altitude et de constitutions variables (Durand, 1982). Au Niger, il s'agit de remaniements éoliens récents à actuels, connus sous le nom de "désert du Tal", qui se produisent sur le talus séparant le plateau sableux de Manga de la plaine du Kadzell (Durand *et al.*, 1984). Le seul point commun entre les divers éléments disparates de ce "cordon dunaire péri-lacustre" est qu'ils sont le plus souvent rectilignes et orientés selon des directions structurales connues du socle environnant. Il peut s'agir de la trace d'accidents tectoniques anciens jouant dans la couverture superficielle (Durand, 1982). Ainsi, au Niger oriental, ce "cordon" correspond exactement par sa localisation et son orientation, à la remontée du socle qui affecte le fossé de Termit-Agadem au Sud-Est, au bord du lac Tchad (fig. 114 et 116).

#### c) Dépôts lacustres et néotectonique.

\*La lumachelle de Mitimi (fig. 116.MT et fig. 117). Sur le plateau sableux de Mitimi, situé au Nord de N'Guigmi entre les "cordons périlacustres de 290 et 320 m", nous avons découvert une lumachelle. Située à proximité immédiate de Mitimi, au NW du forage, cette lumachelle forme une couche de 0,4 à 0,1 m d'épaisseur, dont la base plus ou moins plane est située à 1 m de profondeur environ (cote  $304 \pm 0,5$ m). Il s'agit d'une accumulation de *Corbicula* sp. et de *Melanoïdes* sp., ces dernières étant de petite taille. Les *Corbicula* sp. ont été datées de  $6950 \pm 240$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. Une partie des coquilles a été remaniée dans le sable éolien sus-jacent, et certaines affleurent. Cet affleurement avait attiré notre attention par son caractère anormal. En effet, le plateau de Mitimi constitue une zone relativement plane, parsemée de profondes dépressions où se trouvent des puits, car la nappe phréatique est proche. Ainsi, à Mitimi, l'altitude de la lumachelle est de 304 m environ, alors que le fond de la dépression proche de quelques centaines de mètres, est à 288 m environ (fig. 117.B). Il ne pouvait être question d'envisager une accumulation de ces coquilles transportées par le vent, à partir du fond des dépressions. Il ne pouvait être question d'envisager l'existence d'une mare alimentée par la pluie, reposant sur plusieurs dizaines de mètres de sable éolien meuble. Il convenait donc d'envisager une élévation de la nappe phréatique, ce qui, compte tenu de la topographie (fig. 117), revenait à envisager un recouvrement lacustre d'une grande partie du plateau. Ainsi, pour la première fois, nous observons des dépôts holocènes susceptibles d'appartenir à un paléolac Tchad très grand et profond, un rivage vers 304 m impliquant une

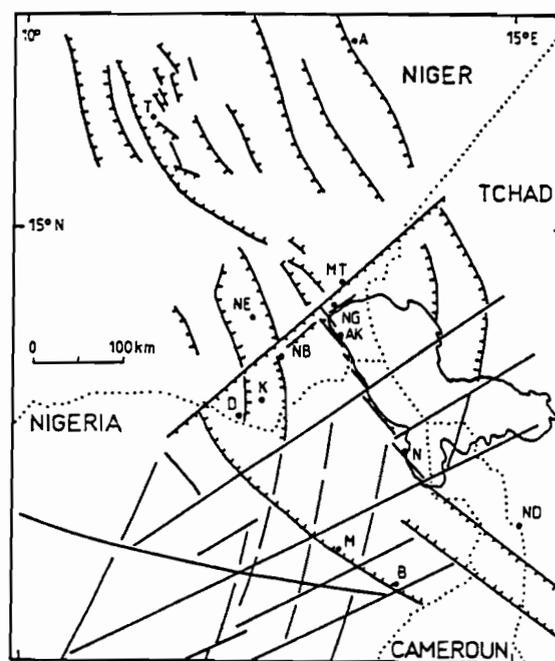


Fig. 116. Schéma structural de la moitié occidentale du bassin du Tchad.

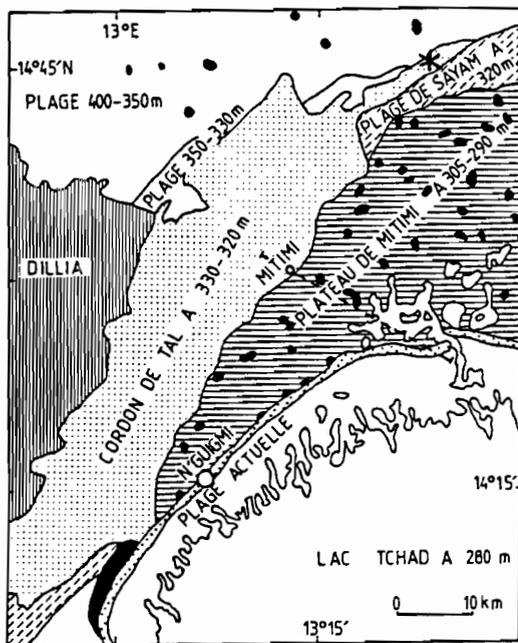
: failles d'après Poulet et Durand (1983), Durand *et al.* (1984), Bellion (1989), Fairhead et Green (1989), M. Guiraud (1990).

: accidents du socle ayant joué au Crétacé d'après Saugy (1987) et R. Guiraud et Maurin (1991).

A : Agadem ; AK : Arikou Kouri ; B : Bama ; D : Dardaria ; K : Kardjoum Tilo ; M : Maiduguri ; MT : Mitimi ; N : Ngornu ; NB : Ngel Boulou ; ND : N'Djamena ; NE : Ngel Edji ; NG : N'Guigmi-banco ; T : Termit-Ouest.

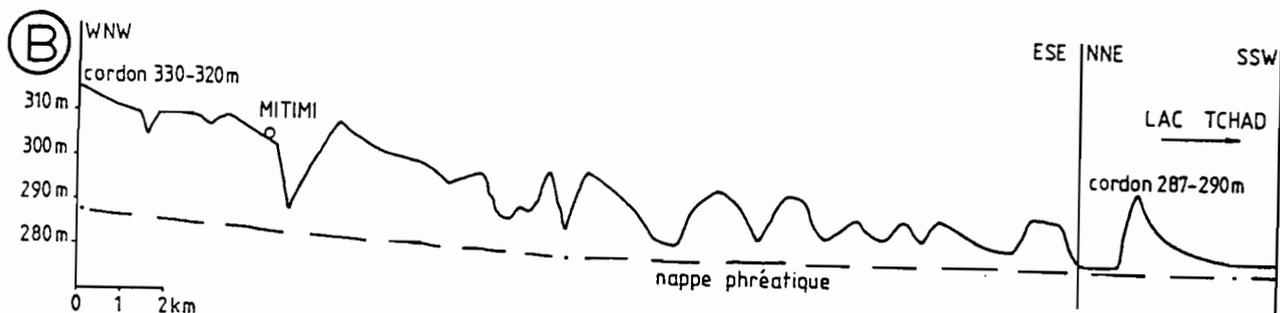
tranche d'eau de 28 m environ à l'emplacement du lac actuel.

Pourtant aucun dépôt correspondant à un tel lac n'a été observé dans la cuvette nord du lac actuel. Ainsi, seule la coupe d'Arikou Kouri a fourni des dépôts susceptibles d'avoir été mis en place à cette époque. Ces dépôts ont été datés entre  $8940 \pm 170$  et  $6480 \pm 725$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (fig. 109.A). Ils indiquent l'existence d'un milieu aquatique peu profond et recevant d'importants apports fluviaux, analogue aux zones de débordement actuelles de la K. Yobe (Gasse, 1987). Puis survient un assèchement marqué par un dépôt de sables éoliens sur lesquels s'est installé un paléosol (Salomé *et al.*, 1986). Précédemment nous avons mis en corrélation cet assèchement avec la détérioration climatique générale qui s'installe progressivement après 7500 ans B.P. et qui aurait également provoqué l'assèchement du plan d'eau de Bwori vers  $6590 \pm 200$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. Nous sommes donc amenés à conclure que cette zone basse (280 m environ) n'a pas enregistré de haut niveau lacustre alors que la lumachelle de Mitimi était mise en place vers 304 m. Aussi, nous envisageons un rejeu du



(A)

Fig. 117. Topographie du plateau de Mitimi.  
 A : Localisation et topographie selon Pirard (1965 et 1967). Les dépôts palustro-lacustres et évaporitiques holocènes sont figurés en noir. On notera les anomalies topographiques des hypothèses paléogéographiques de Pirard. Ainsi par exemple, Mitimi appartiendrait à la fois au "cordon" de la plage de 330-320 m et à la "plage" de 305-290 m. De même, l'existence d'une zone (\*) commune à la plage de 400-350 m, à celle de 350-330 m, à celle de 330-320 m et à celle de 320 m, est pour le moins paradoxale. On comparera les "plages lacustres" de Pirard avec l'interprétation proposée figure 98.  
 B : Profil de Mitimi vers le lac Tchad selon l'IGN (1979d). On remarquera que le "cordon" de 330-320 m de Pirard est ici en-dessous de 310 m, alors que celui de 287-290 m atteint 296 m.



très important accident situé sous le "cordon de 320 m" (fig. 116). Ce rejeu qui aurait eu une ampleur de 25 m environ, serait survenu peu après 6500 ans B.P. En effet, les dépôts du grand lac peu profond enregistrés ensuite entre 6500 et 4000 ans B.P. à Arikou Kouri et N'Guigmi, n'existent pas à Mitimi.

**\*L'altitude des dépôts de l'Holocène supérieur.**

A N'Guigmi, la topographie des dépôts de l'Holocène supérieur pose également un problème. En effet, les dépôts d'un étang évoluant en marécage isolé et très peu profond, datés entre 4000 et 1800 ans B.P. environ, ont été observés jusque vers 288 m (fig. 110.D, 111.D et 112.D). L'existence d'une mare à cette altitude et à cette époque, ne représente pas un fait isolé. Ainsi, juste derrière le "cordon de 287-290 m" (fig.98.32), nous avons récolté des coquilles de *Melanoïdes* sp. Ces coquilles étaient situées sur le fond d'une mare asséchée, près de Ngortogol, un peu en-dessous de 290 m (IGN, 1979d). Elles ont été datées de 2070 ± 75 ans <sup>14</sup>C B.P. Or, cette mare et celle de N'Guigmi, ne sont séparées du lac Tchad que par les sables éoliens du "cordon de 287-290 m" (fig. 117.B). Compte tenu de la perméabilité de ce cordon, il est

impossible que des plans d'eau se soient maintenus à 288 m, jouxtant et surplombant un paléolac Tchad. Le niveau des mares ne peut indiquer qu'un niveau minimum du paléolac Tchad à la même époque. Pourtant la cuvette sud n'a fourni aucun dépôt d'un tel paléolac.

Une contradiction identique a été mise en évidence au Tchad. Ainsi, le Bahr El Ghazal a fourni des dépôts aquatiques peu profonds, situés vers 265-270 m et datés sur coquilles entre 3540 ± 140 et 3000 ± 110 ans <sup>14</sup>C B.P. (in Maley, 1981). Dans les Bas-Pays, un dépôt coquillier situé vers 205 m a été daté de 3380 ± 130 ans <sup>14</sup>C B.P. (Servant, 1973). Pourtant, plus au Sud, la dépression de Tjeri aurait enregistré à la même époque les fluctuations d'un niveau lacustre compris entre 285 et 288 m (Maley, 1981). Comme pour N'Guigmi, compte tenu des relations entre un tel lac et la nappe phréatique d'une part, et entre la nappe phréatique et le paléolac Tchad lui-même d'autre part, un tel niveau de 288 m devait correspondre à un niveau minimum équivalent du paléolac Tchad. Le seuil actuel du Bahr El Ghazal étant situé vers 286 m (IGN, 1958), un tel paléolac Tchad aurait dû recouvrir aussi le Bahr El Ghazal et les Bas-Pays, ce qui est en contradiction avec la faible

tranche d'eau déduite de l'analyse des dépôts coquilliers.

\*Au Nigeria, nous avons vu que Migeod (1924) interprétait la localisation du "cordon périlacustre de 287-290 m", comme la conséquence d'une légère sur-élévation du niveau argileux sous-jacent. Or ces argiles sont holocènes (Pullan, 1964).

\*En conclusion, tant pour la cuvette nord actuelle par rapport à sa bordure NW, que pour le Bahr El Ghazal par rapport à son seuil actuel, ou pour le cordon sableux récent du Nigeria, l'explication la plus logique et la plus simple consiste à envisager des déplacements verticaux postérieurs aux dépôts. Pour la région de N'Guigmi, un mouvement vertical relatif de 3 m depuis 1800 ans B.P., nous semble un minimum. Il n'est d'ailleurs pas impossible qu'au moins une partie de ces déplacements soit très récente. Ainsi, nous pouvons revenir ici sur l'observation d'une inondation par le lac Tchad au Nigeria (Ngornu, fig. 116.N) en janvier 1854. Or, Vogel rapporte cette inondation, survenue en trois jours et affectant seulement la moitié de Ngornu, à un affaissement du sol de 6 m environ (*in* Tilho, 1910a). Compte tenu des failles importantes reconnues sous cette région (fig. 116), cette interprétation néotectonique nous semble recevable. Dans ce cas ce serait un bon exemple illustrant l'amplitude et la durée des phénomènes néotectoniques pouvant survenir au centre du bassin du Tchad.

#### 4.5. Néotectonique dans la moitié orientale du bassin du Tchad

a) **Cadre structural.** Les études structurales les plus récentes en République du Tchad insistent désormais sur deux accidents extrêmement importants. L'un, approximativement E-W, traverserait le continent africain de la Guinée à la Nubie, pouvant affecter toutes les formations depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire inclus (Guiraud *et al.*, 1987 ; Guiraud et Maurin, 1991). Ainsi, les Bas-Pays du Tchad (ou Djourab, fig. 118) seraient en fait un graben contenant 5000 à 6000 m de dépôts crétacés et tertiaires ; la limite nord de ce graben, correspondant à l'Angamma, appartiendrait aux linéaments guinéo-nubiens (Guiraud *et al.*, 1987, fig. 118). L'autre accident majeur a été défini par Louis (1970) comme la limite d'un hypothétique craton nilotique, reliant le Nord-Cameroun à la Libye (fig. 3). Au Sud, cet accident, se poursuivrait par la ligne volcanique du Cameroun jusqu'à l'Atlantique (Fairhead, 1988 ; fig. 72.A). Certains auteurs (Neev, 1977 ; Neev *et al.*, 1982) avancent même l'existence d'une gigantesque zone de cisaillement fonctionnant depuis le Précambrien entre le delta du Nil et le delta du Niger : "the Pelusium

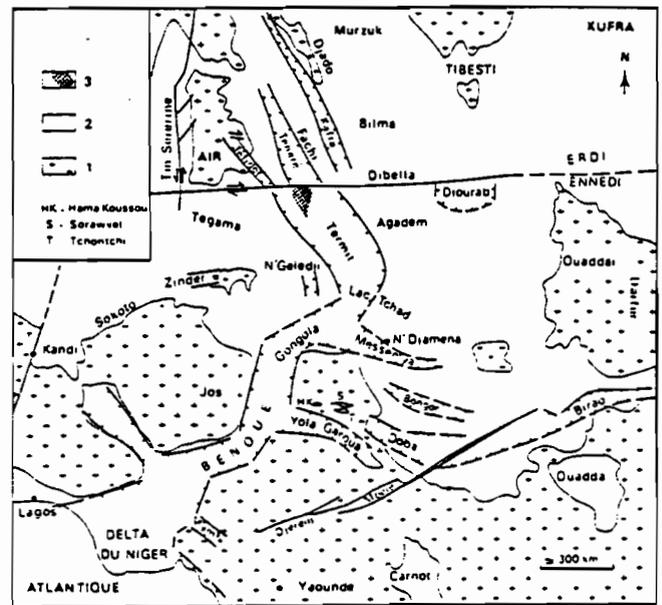


Fig. 118. L'accident majeur correspondant aux linéaments guinéo-nubiens (E-W) dans le bassin du Tchad (*in* Guiraud *et al.*, 1987). 1 : socle précambrien ; 2 : bassins sédimentaires ; 3 : volcanisme récent.

Megashear System". Au Tchad, il correspond à une zone de cisaillement (Fairhead, 1986) dont le centre est occupé par un fossé crétacé (Daly *et al.*, 1989 ; fig. 119).

b) **Les rivages du Mégatchad à l'Est et au Sud-Est du Tchad.** Nous avons vu que, dans cette région, le "cordon périlacustre de 320 m" est très discontinu (fig. 3 et 50). Mais un grand nombre des éléments constituant ce "cordon" sont localisés sur d'importants linéaments visibles sur les clichés Landsat et les cartes géologiques (Mugnier, 1993).

\*A l'Est du Bahr El Ghazal, entre 12°30' et 16°N environ, les principaux éléments du "cordon" sont alignés N 25-30° (fig. 120.A). Entre 15 et 16°N, dans le Kerki, une faille a d'ailleurs été reconnue sous le cordon, par la géophysique (fig. 6 *in* Schneider, 1968b). Cette direction est parallèle à un important décrochement du socle qui marque la limite du massif du Ouaddaï sous la couverture sableuse (Schneider, 1989 et fig. 120.B). Or, les limites attribuées au fossé crétacé dans cette région (fig. 119) correspondent à peu près à la limite du socle à l'Est et au "cordon de 320 m" à l'Ouest. Il est donc tentant de voir dans le "cordon" la trace en surface d'un rejeu récent de cette structure.

\*Dans le Chari-Baguirmi on retrouve un important linéament N 25-30° (fig. 120.C). Ce linéament est visible sur clichés Landsat, sur plus de 300 km, entre Pala et Moïto. A l'Ouest de Massenya on observe sur ce

Fig. 119. Réactivation des zones de cisaillement du socle lors de la mise en place des rifts crétacés (in Daly *et al.*, 1989).

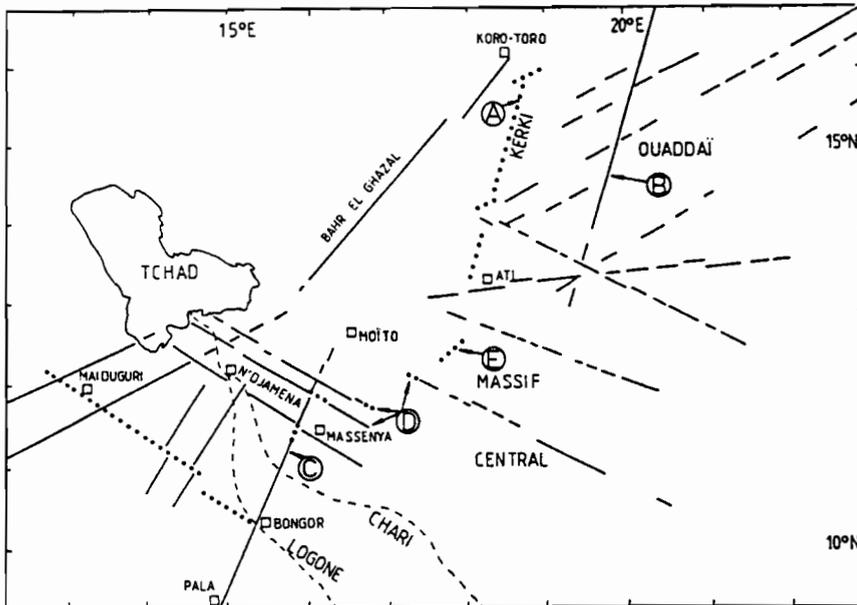
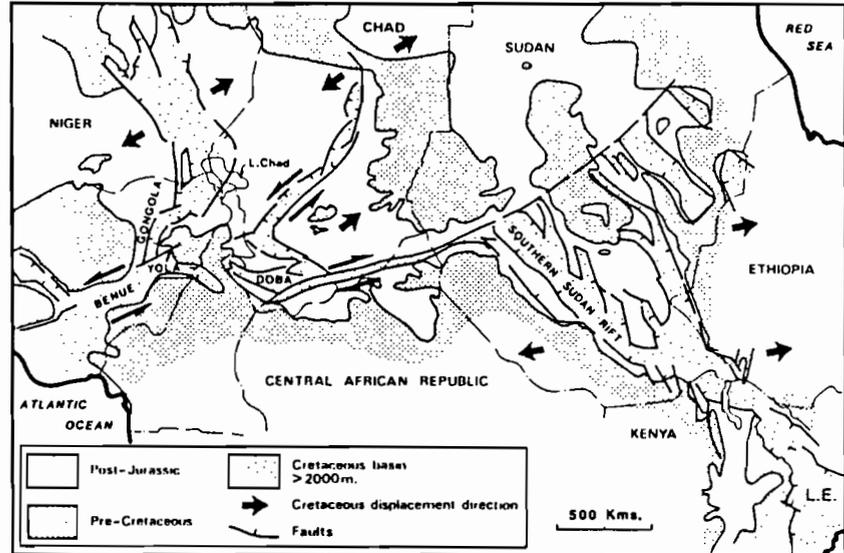


Fig. 120 Correspondances entre le "cordon de 320-325 m" et les structures du bassin. Tracés établis à partir des cartes de Wolff (1964) et Pias (1970) pour le Tchad, Saugy (1987), Guiraud et Maurin (1991) pour le Nigéria, et à partir de clichés Landsat pour la zone comprise entre 14 et 18° E. Ne sont figurés en pointillés que les éléments du "cordon" alignés sur des structures ou des linéaments. Inversement, ne sont figurés que les structures et linéaments liés au "cordon". A-E : légendes dans le texte.

linéament un élément isolé du "cordon de 320 m" (cf. fig. 71). La direction conjuguée (N 115-120°) montre également de très grands linéaments joignant le Massif central tchadien au lac Tchad. Au Nord et Nord-Est de Massenya plusieurs éléments du "cordon de 320 m" sont situés sur ces linéaments (fig. 120.D).

\*Près du lac Fitri, entre Ati et Massenya, une partie des éléments du "cordon de 320 m" est localisée sur un linéament N 55-60°. Nous avons déjà vu que cette direction est fréquente dans le socle du Ouaddaï et qu'elle a conditionné l'emplacement du réseau hydrographique sur son piémont (fig. 48). On retrouve également cette direction dans le socle du Massif central tchadien. Dans le cas présent, au Sud du lac Fitri, le "cordon de 320 m" est plaqué sur un filon de quartzite ayant cette orientation sur près de 30 km (Wolff, 1964 et fig. 120.E). Les liens entre les structures affectant le socle et les éléments du "cordon de 320 m" sont donc évidents là aussi.

\*La région située au SE de Koro-Toro fait exception. Alors que précédemment le "cordon" était le plus souvent unique, parfois double avec deux "cordons" parallèles, on observe dans cette région au moins cinq cordons successifs (fig. 121). Une partie des éléments constituant ces "cordons" ne se rapportent pas à des linéaments ni à des directions structurales connues dans la région. Ils ne sont pas parallèles. Leur aspect cartographique est plutôt méandrique et évoque peu celui d'un cordon littoral (cf. par exemple Heward, 1981 ou Thompson, 1992). Par contre, leur aspect évoque celui de formations décrites au sultanat d'Oman (Maizels, 1987 et 1990). Il s'agit là de chenaux fluviaux plio-quadernaires en situation de relief inversé, dégagés par l'érosion éolienne. Ils forment des rides de 60 à 300 m de large, jusqu'à 8 m de haut et plusieurs dizaines de km de long. Dans le cas présent, la zone au SE de Koro-Toro constitue une étroite zone haute du socle entre la zone effondrée des Bas-Pays et

le fossé qui borde le Ouaddaï (Barbeau, 1961a ; Schneider, 1968b ; Louis, 1970). L'hypothèse d'une inversion du relief n'est donc pas exclue, d'autant que c'est cette zone qui a livré à l'affleurement une abondante faune plio-quaternaire (Abadie *et al.*, 1959 ; Coppens, 1960, 1967b et 1972 ; Servant-Vildary, 1978). Nous avons noté en particulier des Vertébrés du "Villafranchien inférieur" indiquant toujours un contexte fluviatile et non lacustre (Coppens, 1960). Une étude sédimentologique des "cordons" au SE de Koro-Toro, et plus encore des structures sédimentaires, serait donc intéressante.

c) Les rivages du Mégatchad au Nord du Tchad.

\*Nouvelles données. Schneider (1989) fait état d'un nivellement de précision au centre de l'Angamma, lui permettant de déterminer le niveau du Mégatchad à 325 m (fig. 49), ce qui coïncide précisément avec le seuil du Mayo Kebi. Mais, si ce nivellement avait été

réalisé à l'Ouest de l'Angamma, il aurait indiqué 300 m environ ; plus à l'Est il aurait même pu arriver jusqu'à 345 m. D'autres données existent en effet et il est étonnant qu'elles n'aient pas été prises en compte (par exemple Böttcher *et al.*, 1972, Ergenzinger, 1969 et 1978 ; Kaiser, 1972). Nous disposons ainsi d'une étude géomorphologique détaillée de cette région, accompagnée d'une carte au 1/200.000<sup>e</sup>, réalisée par Ergenzinger (1978). Cet auteur décrit incontestablement un édifice deltaïque important débouchant dans un très grand lac dont le rivage est bien marqué dans la morphologie ; les termes utilisés sont sans ambiguïté : accumulations littorales, levées de plage, cordons littoraux, dérive littorale, estran, schorre, beach-rock, front de delta, etc... Mais ces conclusions diffèrent notablement de celles de Schneider (1967 et 1989). En effet, ce serait au total plus de 20 cordons littoraux successifs qui seraient visibles par endroits, marquant

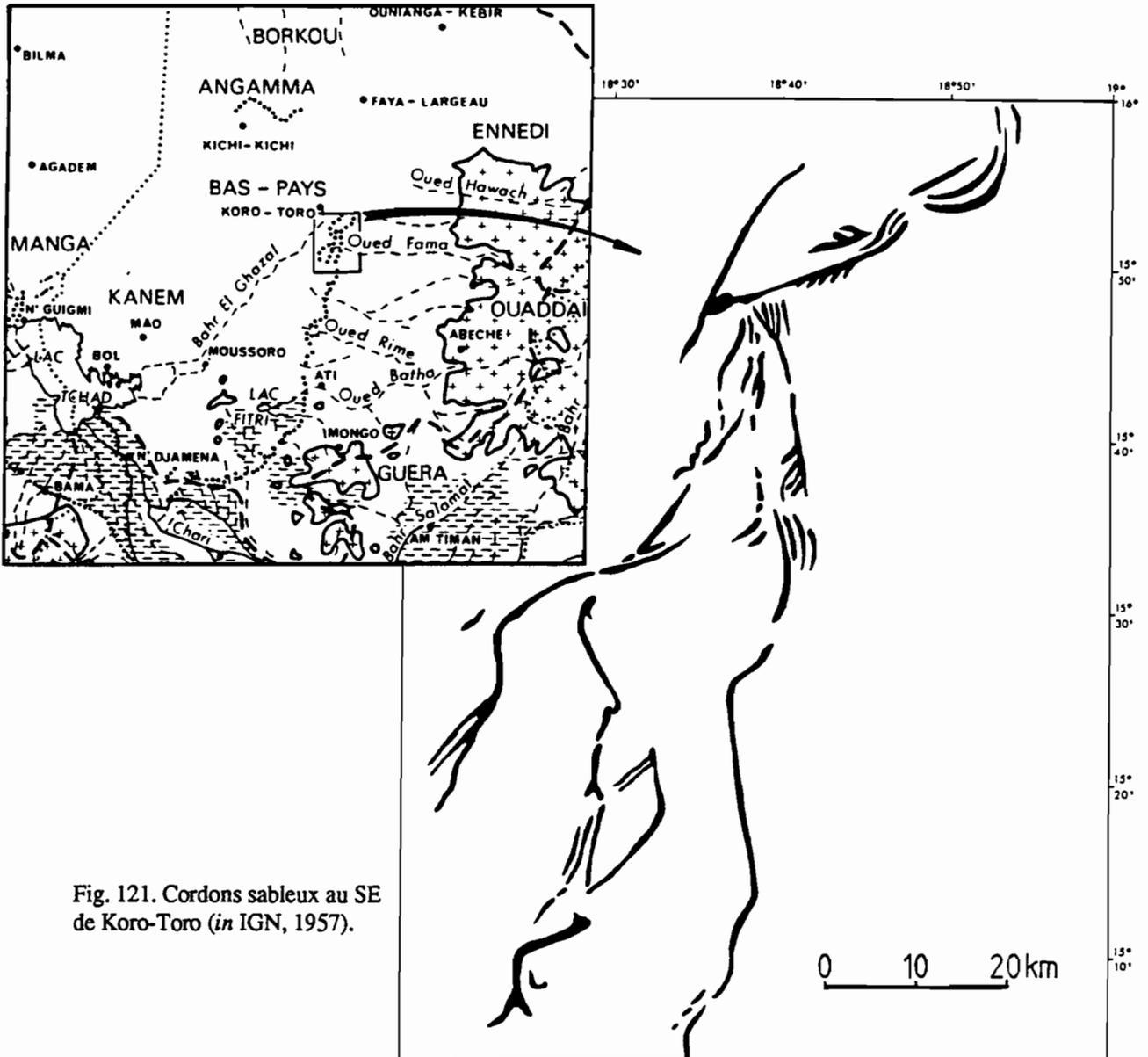


Fig. 121. Cordons sableux au SE de Koro-Toro (in IGN, 1957).

des rivages échelonnés entre 345 et 300 m (fig. 123). Conscient des différences d'altitude avec le "cordon" décrit au Sud du bassin, Ergenzinger (1978, p. 18) les mets sur le compte d'imprécisions dans les repères géodésiques. Ce sont pourtant les mêmes données qui ont servi de base aux mesures utilisées par Schneider (1967 et 1989). La chronologie est également différente. Les dépôts deltaïques correspondant au plus haut niveau lacustre se rattachent en effet, à l'amont, à une terrasse principale. Nous avons vu qu'au Tibesti ce terme désigne des dépôts appartenant à la haute et à la moyenne terrasse. Ces dépôts sont donc antérieurs à

7000-6500 ans B.P. (in Maley, 1981). Ainsi, Ergenzinger (1978) propose l'hypothèse d'un âge compris entre 15,000 et 10,000 ans B.P. pour ce plus haut niveau (fig. 122). Après une importante régression survenue vers 10,000 ans B.P., les dépôts de ce plus haut rivage ont été entaillés par l'érosion fluviale. Cette érosion était liée à des apports fluviaux alimentant un paléolac jusqu'au niveau 335 m environ. Les dépôts correspondant à ces apports se rattachent à l'amont au sommet de la terrasse principale. Ils indiquent la dernière participation des cours d'eau du Tibesti au grand paléolac, car ce cordon périlacustre ne sera pas

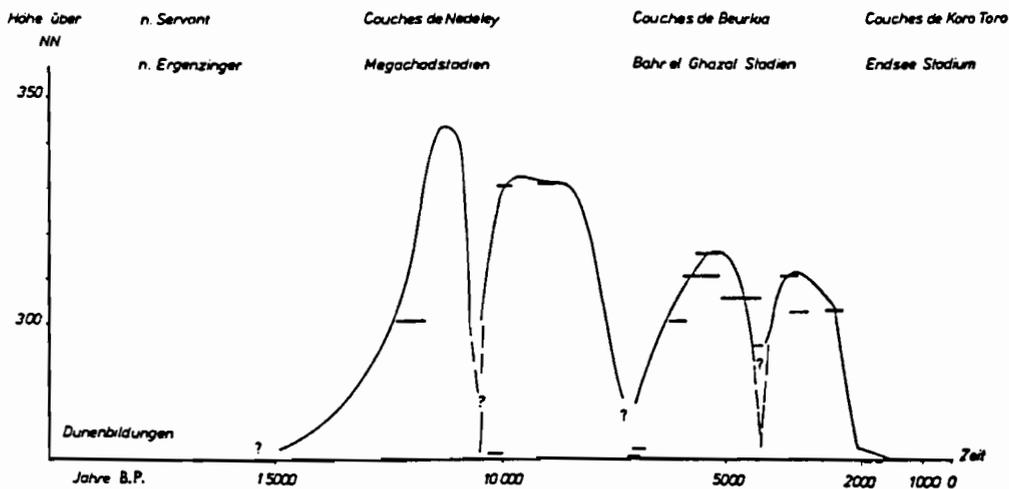


Fig. 122. Variations du niveau du Mésogachad des Bas-Pays (in Ergenzinger, 1978).

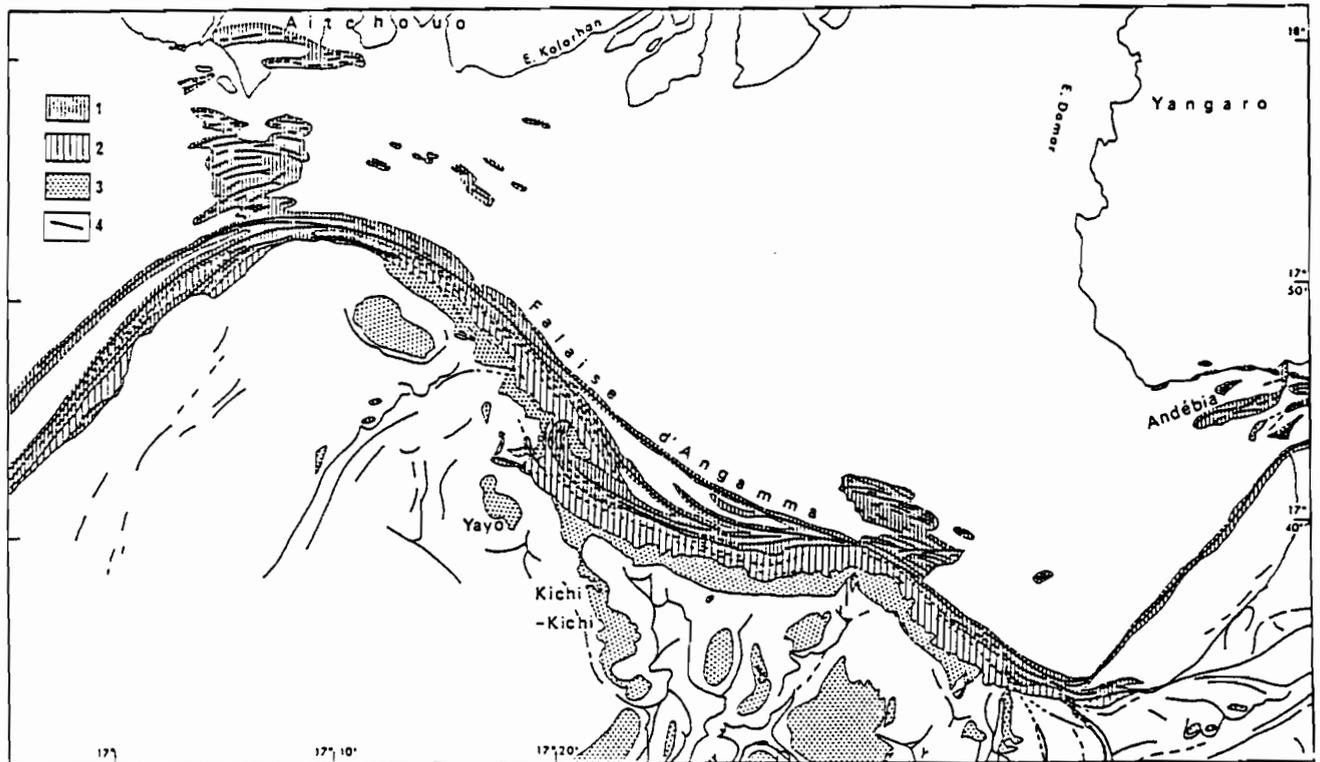


Fig. 123. Analyse géomorphologique de l'Angamma (in Ergenzinger, 1978).  
1 : schorre, 2 : front de delta ; 3 : dépôts lacustres ; 4 : levée littorale.

entaillé postérieurement. Après une grande régression vers 7000 ans B.P., le paléolac (alimenté par le Sud uniquement) serait remonté, car d'autres niveaux de stationnement d'un plan d'eau ont été reconnus entre 325 et 300 m. Le dernier niveau à 300 m a été daté de 6010 ± 110 ans <sup>14</sup>C B.P. sur le collagène d'un os et Ergenzinger (1978, p. 18) insiste beaucoup sur la fiabilité de cette datation.

**\*Conséquences.** Nous n'avons a priori aucune raison de refuser l'argumentation géomorphologique exposée par Ergenzinger (1978) dans sa thèse consacrée à cette région. Les altitudes qu'il indique, étant établies sur les mêmes bases géodésiques que celles de Schneider (1967 et 1989), sont a priori tout aussi acceptables. Or, le grand paléolac du niveau 345 m et antérieur à 10,000 ans B.P. de Ergenzinger (1978) n'a été rencontré en aucune autre région du bassin tchadien. Ainsi, à Tjeri, au Kanem oriental (fig. 50.T) il n'existe alors qu'un plan d'eau inférieur à 270 m (Servant-Vildary, 1978, fig. II.12). Quant au paléolac de 335 m, entre 10,000 et 7500 ans B.P., il aurait pour équivalent à Tjeri un plan d'eau de 285 m (Servant-Vildary, 1978, fig. II.12). **L'existence de phénomènes néotectoniques suspectée par Servant (1983, p. 83), mais délaissée pour cause d'imprécisions topographiques, semble s'imposer désormais.** Par ailleurs, le fait que les plus hauts niveaux du paléolac de l'Angamma soient situés avant 7500 ans B.P. plutôt qu'après (Ergenzinger, 1978), s'accorde mieux avec ce que l'on sait maintenant de l'évolution paléoclimatique générale (Servant, 1973). C'est sans doute pour cette raison que Schneider (1989, fig. 127) **propose désormais de placer le Mégatchad entre 8500 et 6500 ans B.P.,** plutôt que vers 6000 ans B.P., même s'il indique par ailleurs (*id.*, p. 212) que "...la période 9,2-7,1 ka B.P. se caractérise par l'importance des conditions arides...". Ce faisant son hypothèse **perd tout support paléoécologique.** En effet, au Nord du lac Tchad nous avons vu que les seules données paléobathymétriques issues d'analyses sédimentologiques et paléoécologiques, dans un cadre stratigraphique sont celles de Servant (1973) et Servant-Vildary (1978). Il n'y a pas antinomie entre leurs conclusions et l'hypothèse antérieure du Mégatchad de 320 m vers 6000 ans B.P. (Schneider, 1967), même si nous avons vu qu'il fallait parfois rechercher une explication élaborée à une contradiction entre les données paléoécologiques de Tjeri et l'existence d'un lac à 320 m (Servant-Vildary, 1978, p. 155 et 172-173). Par contre, **les conclusions de Servant (1973) et Servant-Vildary**

(1978) **sont en contradiction, comme nous venons de le rappeler au paragraphe précédent, avec l'hypothèse d'un Mégatchad entre 8400 et 6500 ans B.P.**

## 5. CONCLUSIONS

Nous maintenons nos conclusions antérieures (Durand, 1980 et 1982 ; Durand et Mathieu, 1979-1980 ; Durand et Pouclet, 1983 ; Durand *et al.*, 1984) : il n'existe aucun argument géologique prouvant de manière incontestable l'existence d'un Mégatchad holocène. Au contraire, de nombreuses données nouvelles montrent des phénomènes néotectoniques très importants à plusieurs reprises au cours de l'Holocène et même récemment. Ce sont ces phénomènes qui sont à l'origine de nombreuses confusions tant dans la reconnaissance des rivages des paléolacs que dans l'estimation de leur profondeur. A plusieurs reprises des grands paléolacs sont attestés localement, mais rien ne prouve qu'ils aient appartenu à un même Mégatchad. C'est le cas du grand paléolac peu profond reconnu vers 278-285 m entre 6400 et 3900 ans <sup>14</sup>C. B.P. au Nord-Ouest du lac actuel, et dont on ne connaît pas l'extension vers la cuvette sud actuelle et encore moins vers le Bahr El Ghazal. C'est également le cas des grands lacs de l'Angamma dont la profondeur ne peut être estimée, en l'absence d'analyses paléoécologiques détaillées, les données topographiques étant désormais sans signification.

L'absence de grands paléolacs Tchad nous a également conduit à remettre en question l'existence de grands deltas que plus rien ne justifiait. Le réexamen sédimentologique des dépôts attribués auparavant à des formations fluvio-deltaïques sur des bases géomorphologiques, a montré l'importance jusqu'ici insoupçonnée de la dynamique éolienne dans la mise en place des dépôts du Kadzell. Cette importance est en accord avec la localisation de cette région au sein de la circulation éolienne générale. Le Kadzell apparaît finalement comme un bon exemple de sédimentation hydro-éolienne, permettant de comprendre la mise en place des dépôts du type des sand sheets. Par ailleurs, ces formations sont ici aussi affectées par la néotectonique. Un changement majeur du cours de la Komadugu Yobe est survenu à l'Holocène moyen, juste avant la mise en place de la basse terrasse. Ce changement est probablement lié à un rejeu du bord du fossé crétacé de N'Gel Edji, anciennement interprété comme une plage lacustre...

\* Schneider, 1989, continue de parler du Mégatchad de l'Holocène moyen mais il fait débiter désormais l'Holocène inférieur à 12,000 ans B.P., et l'Holocène moyen à 9200 ans B.P.