

SÉDIMENTS ET CLIMATS QUATERNAIRES DU SAHEL CENTRAL : EXEMPLE DE LA VALLÉE DE MARADI (NIGER MÉRIDIONAL)

Alain DURAND (1), Michel ICOLE (2), Sophie BIEDA (2)

(1) Service de Géologie, Université, B.P. 10662, Niamey. Niger et Comité Nigérien PICG-UNESCO, projet n° 146.
(2) Laboratoire de Géologie du Quaternaire, CNRS, Université de Marseille-Luminy, case 907, 13288 Marseille. France.

RÉSUMÉ

Des observations géomorphologiques, complétées par l'étude sédimentologique de coupes et de sondages, ont permis de retracer l'évolution sédimentaire et climatique quaternaire de la vallée de Maradi, au Sud du Niger. La mise en place du réseau hydrographique et le creusement des vallées sont jalonnés au Quaternaire ancien par des terrasses alluviales où la ferruginisation varie (dépôts à graviers ferrugineux dans une matrice très indurée; dépôts plus grossiers à matrice simplement rubéfiée). Au Quaternaire récent, l'alternance des phases de dépôt et d'érosion en liaison avec les variations climatiques est comparée à l'évolution du centre du bassin tchadien depuis 50 000 ans environ. Des corrélations lithostratigraphiques sont établies, qui mettent en évidence d'importants remblaiements fluviotorrentiels (Anteghazalien) ou fluviéo-éoliens (Kanémien) pendant des périodes considérées ailleurs comme « hyperarides ». Cela pose le problème de la reconnaissance sédimentologique de telles périodes.

MOTS-CLÉS : Sédimentation continentale — Climats quaternaires — Sahel central — Niger.

ABSTRACT

QUATERNARY SEDIMENTS AND CLIMATES IN CENTRAL SAHEL. AN EXAMPLE: THE VALLEY OF MARADI (SOUTHERN NIGER)

Geomorphological observations and sedimentological studies of sections and corings allow to outline the quaternary sedimentary and climatic evolution of the valley of Maradi (southern Niger). During Late Quaternary the setting of streams system and the excavation of the valleys are laid out with alluvial terraces. Iron is found at different stages of its evolution: very hard deposits with ferruginous gravels; coarser deposits with rubefaction only. During recent Quaternary, alternating phases of deposits and erosion, in relation with climatic variations are compared with the evolution in the centre of the Chad basin over the last 50,000 years. Lithostratigraphical correlations are made. They show major filling-ups: fluvio-torrential ones during Anteghazalian, and fluvio-aeolian ones during Kanemian. As those periods are described as "hyper-arid" in other studies, the problem of the sedimentological characteristics of such a climate is raised.

INTRODUCTION

La région étudiée est située au centre du Niger méridional (bassin des Iullemeden), entre la frontière du Nigeria et la vallée de Kaba, affluent aujourd'hui saisonnier du Niger (fig. 1). Elle couvre un degré carré environ, entre 13 et 14° N et 7 et 8° E. Située dans la zone sahélienne, 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 précambriques (R. 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. (J. GREIGERT, 1963) et plus précisément au Continental hamadien (J. GREIGERT et R. POUNGET, 1967). Cette série demeure très imprécise, tant sur le plan des caractères que de l'âge. Depuis C. KILIAN (1931), il est convenu de dénommer « Continental intercalaire » l'ensemble

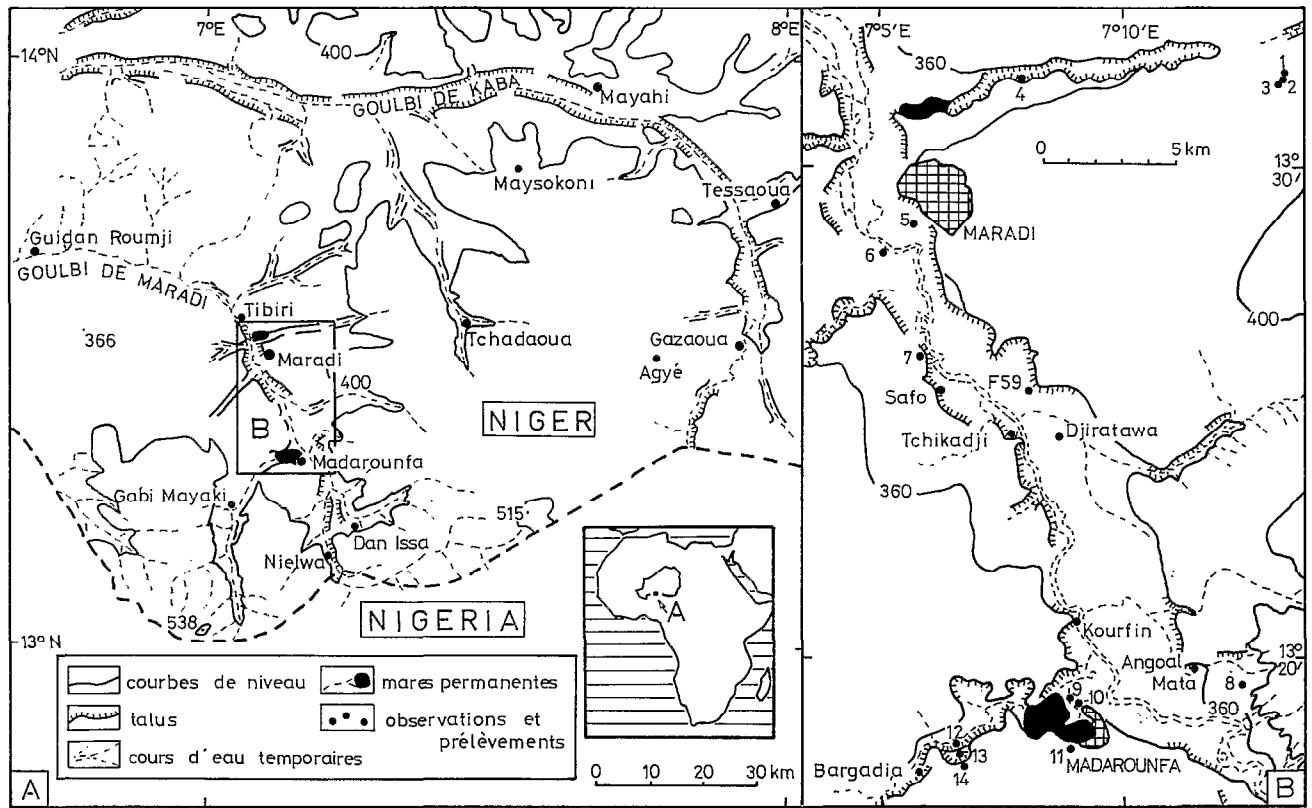


FIG. 1. — *A.* Situation géographique de la région étudiée. *B.* Localisation des prélèvements et des observations (les altitudes approximatives des sommets des coupes sont indiquées entre parenthèses) : 1 : LTPA 4 (370 m) ; 2 : LTPA 3 (375 m) ; 3 : LTPA 1 (380 m) ; 4 : LTPA 6 (340 m) ; 5 : Maradi-Nigelec (343 m) ; 6 : Maradi-goulbi (339 m) ; 7 : Elmougoulima A (350 m) ; 8 : Maya Oukou ; 9 : Madarounfa B (359 m) ; 10 : Madarounfa A (362 m) ; 11 : Madarounfa C (360 m) ; 12 : Saoulawa A ; 13 : Saoulawa B-C ; 14 : Saoulawa E (377 m). Autres altitudes : Safo (349 m) ; Forage F 59 (348 m) ; Tchikadji (350 m) ; Kourfin (354 m) ; Angoal Mata (361 m).

A. Geographical situations of the studies area. B. Location of the sampling and observations (the approximate heights of the top of the sections are indicated between parenthesis).

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 R. LAMBERT (1936) a mis en évidence trois terrasses. L'étude lithologique

de J. GREIGERT (1963) a distingué : les cuirasses ferrugineuses et les regs anciens résiduels, les alluvions anciennes caillouteuses, les alluvions récentes des goulbis, l'erg fixé ancien. Nous reprendrons si multanément ces deux types d'étude.

LES ALLUVIONS ANCIENNES

Caractères généraux

Trois épandages fluviatiles 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. 1). 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. 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 emboitées dans les vallées, où elles forment une moyenne

terrasse, bien représentée dans le goulbi de Gabi Mayaki qui alimente la mare de Madarounfa (fig. 1).

Arguments de terrain

Les alluvions de la haute terrasse du goulbi de Maradi (fig. 2, n° 3)

En amont de Maradi, en rive droite du goulbi, au droit de Djiratawa (fig. 1B), 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

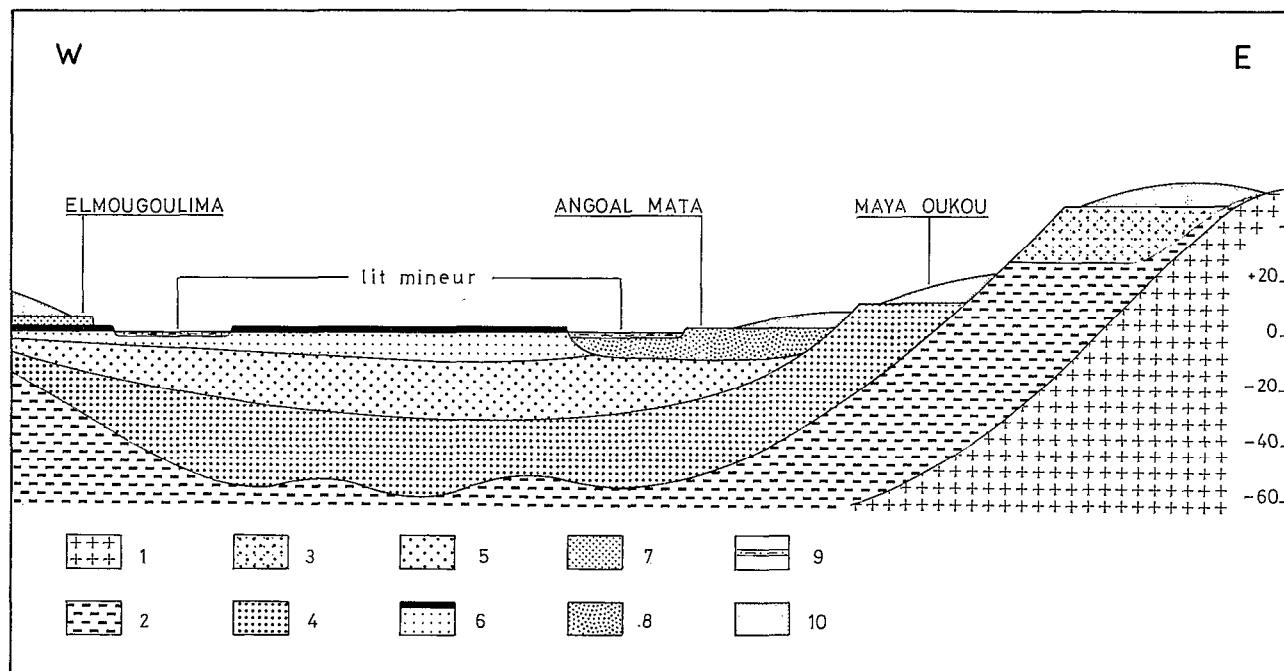


FIG. 2. — Coupe géologique schématique du goulbi de Maradi. 1 : socle précambrien éruptif et métamorphique ; 2 : Continental hamadien ; 3 : dépôts de la haute terrasse ancienne ; 4 : dépôts de la moyenne terrasse ancienne ; 5 : formation fluvio-torrentielle inférieure ; 6 : formation fluvio-palustre 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.

Geological sections of the Goulibi of Maradi. 1: Metamorphic and eruptive Precambrian basement ; 2: Hamadian Continental ; 3: Ancient Upper terrace alluvium ; 4: Ancient middle terrace alluvium ; 5: Lower fluvio-torrential formation ; 6: Lower fluvio-marshy formation ; 7: Middle fluvio-aeolian formation ; 8: Upper fluvio-marshy formation ; 9: Minor bed alluvium ; 10: Dunes. The ancient alluvium on the plateaus and the various wind deposited sands are not represented.

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. 1B, 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, dans la région de Dan Issa (fig. 1A), l'alluvion à galets grossiers est encore présente 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 (G. BEAUDET, 1969), Rañas des mesetas du centre de l'Espagne (J. VAUDOUR, 1979), plateaux de Lanne-mezan et de Ger (M. ICOLE, 1973), anciennes terrasses du Rhône (H. ARNAL *et al.*, 1973). Le long du goulbi de Gabi Mayaki (fig. 1), 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. 1A), 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. 2, 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 Bargadia (fig. 1B) 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 et pourrait atteindre localement 20 à 40 m d'après les sondages (J. GREIGERT, 1963 ; BRGM, 1978).

Les alluvions de plateaux entre les goulbis de Maradi et de Kaba

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. 1A). 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 (J. P. BLANK et A. R. CLOOTS-HIRSCH, 1977). Cet épandage fluviatile 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.

LES ALLUVIONS RÉCENTES DES GOULBIS

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

La formation fluvio-torrentielle inférieure (fig. 2, n° 5)

Elle affleure dans la carrière de la LTPA (fig. 1B, n° 4) située dans le lit du goulbi qui alimente la mare permanente de Maradi. Elle a également été 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 », 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 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. 4) montrent l'origine fluviatile de ces dépôts. De plus, la faible surface du bassin versant et la grande taille de certains éléments transportés (jusqu'à 10 cm) obligent à envisager un régime comprenant des crues brèves et violentes, d'où la désignation de cette formation.

La formation fluvio-palustre inférieure (fig. 2, 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. 1B).

Le sommet de cette formation affleure à la base de la coupe d'Elmougoulima A (fig. 3). Ce sont d'abord des sables jaunes très fins à fins (fig. 3 et 4, n° 00 ; la fraction inférieure à 250 μ représente 97 % de l'échantillon). Ces sables sont surmontés par une couche de deux mètres d'argile silto-sableuse (fig. 3, n° 0 à 7 ; fig. 4, 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. 3). 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 80 et 99 % d'éléments inférieurs à 250 μ). Au sommet, la grande quantité d'argile et de silt, 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 actuellement périodiquement dans cette région après la saison des pluies.

La formation fluvio-éolienne intercalaire (fig. 2, n° 7)

Cette formation est représentée à Elmougoulima (fig. 3) 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. 4, n° 8 à 14), à graviers de feldspaths centimétriques, non altérés. Viennent ensuite 3 m de sable fin argilo-silteux, dont la couleur rouge

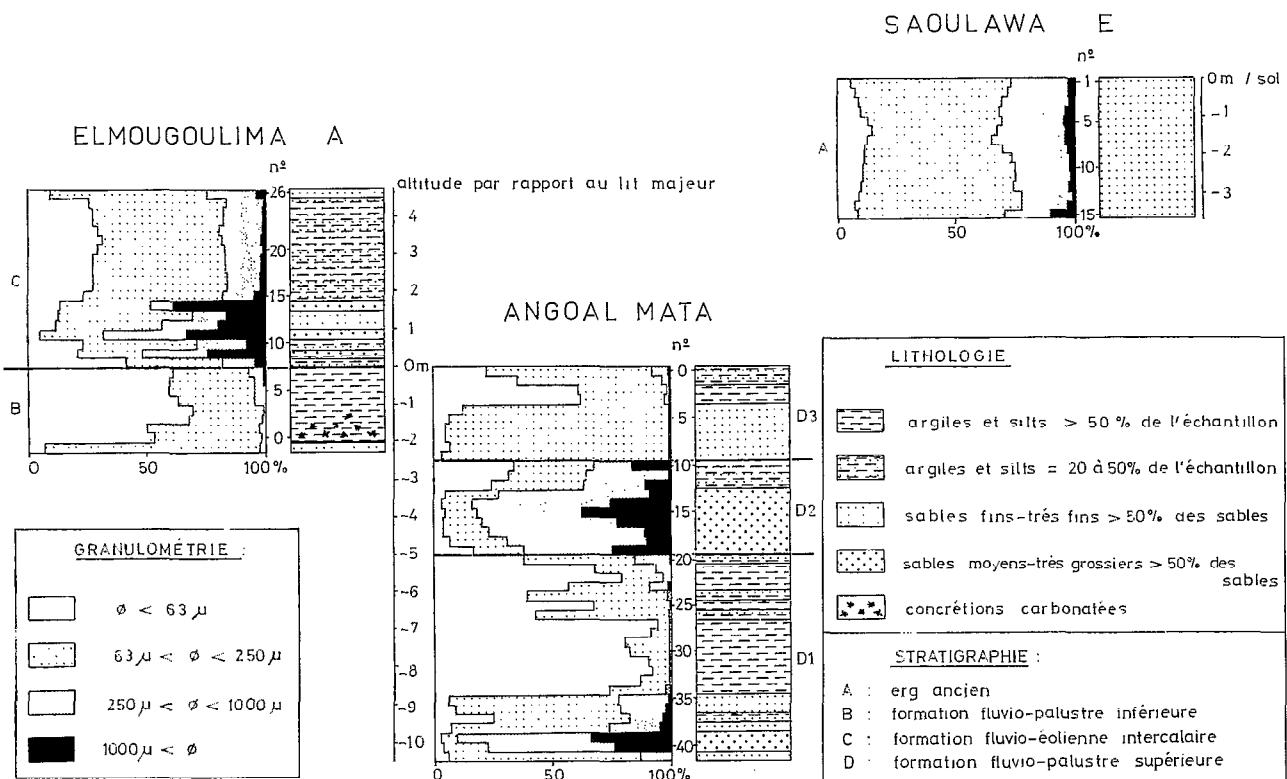


FIG. 3. — Coupes géologiques types du Quaternaire supérieur.
Geological type-sections of Upper Quaternary.

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. 3 n° 26 : la fraction supérieure à 1000μ 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 fluviatile. 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 ».

La formation fluvio-palustre supérieure (fig. 2, n° 8)

Cette formation, dont l'épaisseur peut atteindre 10 à 15 mètres, est située à l'intérieur du goulbi,

dans des cheneaux résultant d'une érosion des dépôts antérieurs. Érosion allant jusqu'au Continental hamadien comme à Maradi-Nigelec (fig. 1B, n° 5), ou jusqu'à la formation fluvio-torrentielle inférieure comme dans le forage F 59 (fig. 1B). Trois épisodes successifs sont distingués sur les coupes. A Angoal Mata (fig. 1B, fig. 3 et 4), le premier épisode est constitué par 1,75 m de sable ocre, moyen à très grossier avec des graviers à la base, sable fin au sommet ; puis 3,75 m d'argile silto-sableuse, le plus généralement de couleur grise. Le deuxième épisode comprend d'abord 1,75 m de sable ocre à beige, moyen à très grossier avec des graviers de feldspaths ; puis 0,75 m de sable gris argilo-silteux. Le troisième épisode comprend d'abord 1,50 m de sable fin beige, puis 1 m d'argile silto-sableuse passant à un sable fin vers le haut.

Nous avons donc la succession de trois épisodes d'abord relativement grossiers, mal classés et ocreux, puis ensuite plus fins, argileux, gris. Ils sont interprétés comme la conséquence des variations de l'écoulement dans le goulbi, pouvant accompagner la succession de dépôts fluviatiles et palustres, d'où la dénomination « formation fluvio-palustre supérieure ». Cette série est datée à la base de la coupe

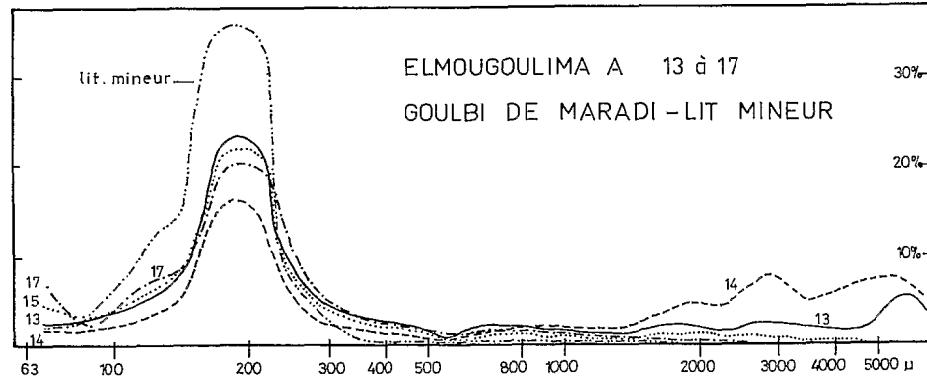
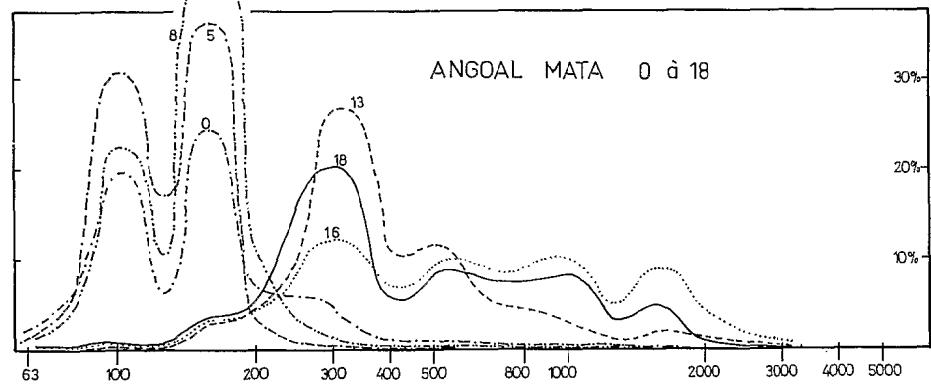
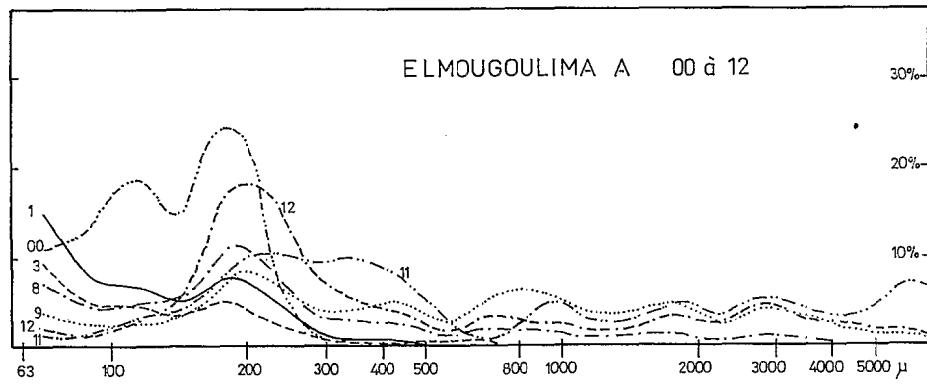
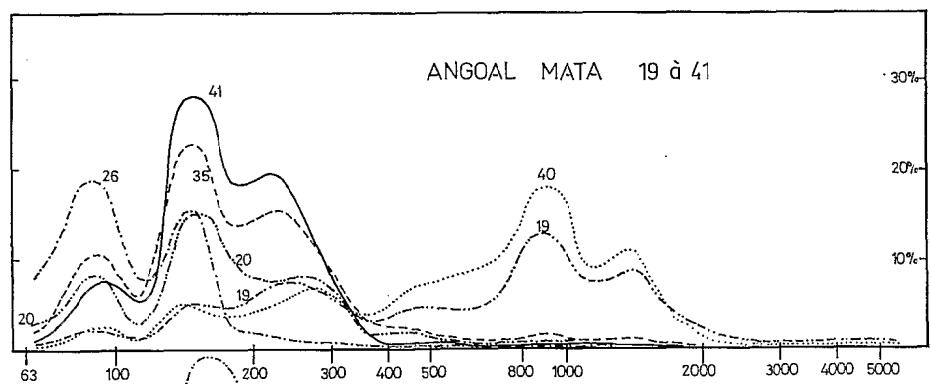
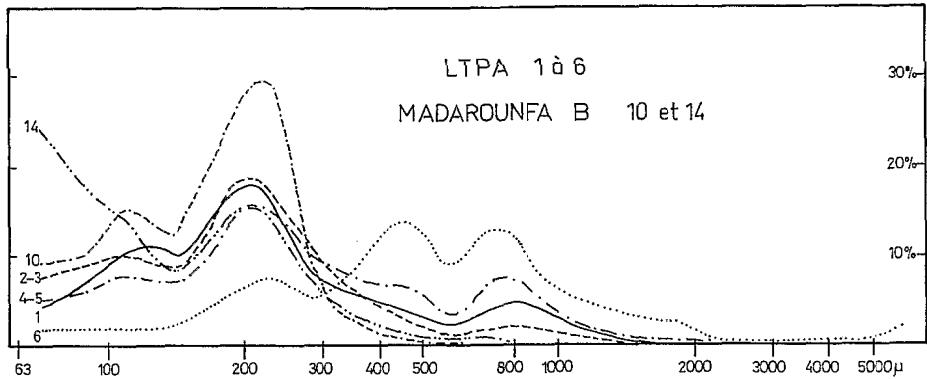
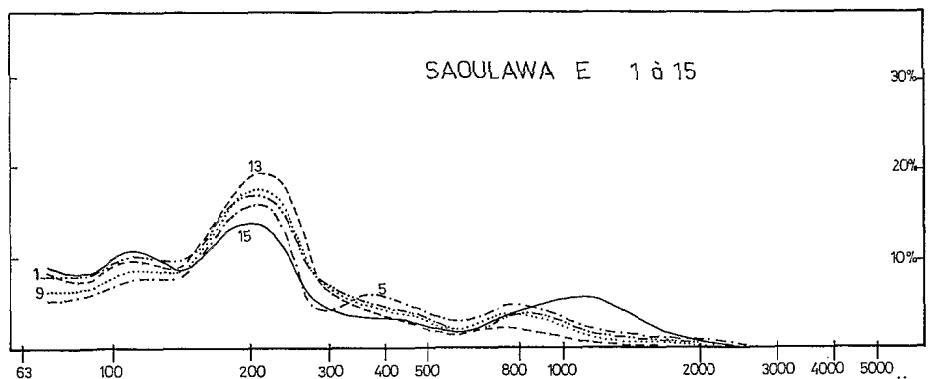


FIG. 4 — Courbes granulométriques non cumulées des sables.

Non cumulated grain-size distribution.

d'Angoal Mata de $3\,880 \pm 80$ ans B.P., mesure C14 effectuée sur un tronc d'*Acacia cf. seyal*, espèce actuellement fréquente au Niger dans les zones saisonnièrement humides (mesure de J. C. FONTES et détermination de J. G. KOENIGUER, que nous remercions ici).

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.

Les couvertures de sable observées au Sahel central

Depuis H. FAURE (1962), après les travaux des pédologues R. BOULET (1974) et M. GAVAUD (1977) au Niger et en Haute-Volta, ceux de J. PIAS (1970) et M. SERVANT (1973) au Tchad et ceux de W. G. SOMBROEK et I. S. 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 aplaniées et très émoussées d'éléments dunaires subcirculaires associés en larges massifs ne montrant pas d'orientation particulière. L'aspect sur photo aérienne est « réticulé ». 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. L'erg ancien est, de tous les ergs, celui qui « descend » le plus en latitude, sa limite méridionale atteignant au Niger et Nigeria le 12^e parallèle (W. G. SOMBROEK et I. S. ZONNEVELD, 1971), ce qui correspond à l'isohyète 800-850 mm environ. L'âge de cet erg ancien n'est pas 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 radio-carbone et probablement antérieure à 50 000 ans B.P. (A. DURAND et P. MATHIEU, 1980). Au Nigeria, connu sous le nom d'erg Sangiwa, il est antérieur à une terrasse sableuse datée de 30 000 à 40 000 ans B.P. (W. G. SOMBROEK et I. S. ZONNEVELD, 1971). On ne peut aussi 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 modèle 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 : néanmoins, il connaît une distribution moins méridionale, ne dépassant guère vers le sud l'isohyète 575 mm. 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., au Sénégal et au Tchad où elle est désignée respectivement par les termes Ogolien (P. ELOUARD, 1959) et Kanémien (M. SERVANT, 1973). Au Nigeria, il est connu sous les noms d'ergs Sokoto et Zurmi (W. G. SOMBROEK et I. S. ZONNEVELD, 1971).

Des dunes fixées encore plus récentes sont signalées au Niger plus sporadiquement. Elles supportent des sols peu évolués de profils A/C. R. 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, au niveau de la partie du cours orienté EW. Elles sont présentes au Nigeria, le long de la frontière, connues sous le nom d'erg Illéla (W. G. SOMBROEK et I. S. 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.

Les couvertures sableuses de la région de Maradi

Étude de surface des formations sableuses. D'après C. FEAU (1976), J.-P. BLANCK et A.-R. CLOOTS-HIRSCH (1977), M. MAINGUET et M. C. CHEMIN (1977), deux formations sableuses peuvent être distinguées sur le plateau qui s'étend entre Tchadaoua au sud et Mayaki au nord.

Un erg rouge « ancien », dans lequel se reconnaissent 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, dé-

clenchant 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. L'orientation de cet erg « orangé » semble être dans le remaniement de l'erg rouge.

En définitive, la région de Maradi semble concernée essentiellement par des sables relevant de l'erg ancien (M. GAVAUD, 1977, p. 68). Vers le sud, son modèle s'estompe peu à peu et disparaît tout à fait à la manière de l'erg Sangiwa du bassin de Sokoto décrit par W. G. SOMBROEK et I. S. 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 (180-200 μ , 400-500 μ et 800-1 000 μ). Nous les retrouvons dans tous les dépôts (fig. 4).

La forme des coupes granulométriques est plurimodale, mais les modes reflètent souvent un tri poussé, 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.

ESSAI DE CORRÉLATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PALÉOCLIMATIQUES

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. La stratigraphie est en effet bien établie dans le bassin du Tchad, particulièrement pour le Quaternaire récent. De plus, 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.

Le Quaternaire ancien

Au centre du bassin du Tchad, les études par sondages ont reconnu des dépôts lacustres et fluvio-lacustres importants qui constituent en partie la « série du Bahr El Ghazal » (M. SERVANT, 1973, p. 11 ; S. SERVANT-VILDARY, 1973). Ce sont essentiellement des argiles parfois riches en Diatomées. Leur base est reliée grâce aux Diatomées, avec les formations du Plio-Pléistocène du nord du Tchad qui contiennent des Vertébrés (J. ABADIE *et al.*, 1959 ; Y. COPPENS, 1972). Leur puissance varie de 180 m à 480 m, en raison de différenciations régionales dans les mouvements de subsidence (M. SERVANT, 1973) et d'accidents structuraux (P. LOUIS, 1970). Les Diatomées permettent de distinguer plusieurs niveaux stratigraphiques probablement liés à une évolution climatique qui n'apparaît pas dans ces dépôts monotones. Les évaporites ne sont pas connues, ce qui implique soit qu'elles ne se sont pas formées, soit qu'elles ont été détruites par déflation (climat sec) ou par dissolution par la nappe phréatique (climat humide) (M. SERVANT, 1973, p. 24).

Dans la région de Maradi, sur une surface d'érosion supposée plio-pléistocène, nous avons retrouvé un épandage fluviatile en placages peu épais à petits galets emballés dans une matrice rouge indurée par le fer, jusqu'à former des nodules et des gravillons (alluvions des plateaux, chap. I). Ce dépôt est le témoin du début de la canalisation des écoulements superficiels. La nappe alluviale de la haute terrasse de Maradi qui borde le tracé des vallées actuelles se met ensuite en place ; la canalisation des écoulements est alors acquise. L'épaisseur observée est d'une vingtaine de mètres. 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 oxy-hydrates 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. Le troisième épandage à galets est nettement emboité dans les vallées actuelles, où il constitue une moyenne terrasse (chap. I-B) en contrebas des niveaux à galets de la haute terrasse. A l'amont de Madarounfa, le dépôt est très grossier avec beaucoup d'éléments d'une dizaine de centi-

mètres de long. La matrice sableuse est peu abondante; elle est d'une couleur ocre-olive assez terne, manifestant une moindre richesse en fer.

Ainsi le Quaternaire ancien de Maradi montre une succession de phases d'érosion et de dépôt pendant lesquelles le réseau hydrographique actuel s'est mis en place. Il se différencie donc nettement de celui du bassin du Tchad, lié à un endoréïsme marqué. Par contre, il présente des analogies avec celui de *la vallée du fleuve Niger*, dans son parcours nigérien, où plusieurs phases du Quaternaire ancien se traduisent également par une haute et moyenne terrasse (D. DUBOIS, 1979). Mais ce sont là presque exclusivement des terrasses d'érosion dans les sédiments tertiaires. Les épandages fluviaires quaternaires sont pratiquement inexistant à la surface de ces terrasses (dépôts pelliculaires et lenticulaires). Une autre différence concerne la ferruginisation, beaucoup plus forte dans la vallée du Niger avec des cuirasses couronnant les hautes terrasses. Cette différence est à relier à la nature des roches encaissantes : le Continental Terminal de la vallée du Niger est riche en fer, le Continental hamadien de la région de Maradi est peu ou pas du tout ferrugineux.

L'erg ancien (fig. 5)

Au centre du bassin du Tchad, au-dessus des argiles lacustres et fluvio-lacustres de la « série du Bahr El Ghazal », viennent des sables éoliens à lentilles d'argiles ou de calcaires lacustres qui constituent la « série des Soulias » (M. SERVANT, 1973, p. 18). Épaisse de 60 à 80 m, cette série est particulièrement bien étudiée et datée à son sommet grâce aux calcaires et Diatomées qu'elle contient et qui constituent les dépôts lacustres du Ghazalien, compris entre 20 et 40 000 ans B.P. environ (M. SERVANT, 1973).

Dans la région des deltas du Chari, des dépôts fluvi-deltaïques sont intercalés entre les dépôts lacustres du Ghazalien et les sables éoliens de l'erg ancien. Ils constituent la « formation fluvi-deltaïque inférieure » dont l'épaisseur peut atteindre 15 m environ et dont l'âge a pu être estimé à partir des vitesses de sédimentation comme étant compris entre 40 et 50, voire 65 000 ans B.P. (A. DURAND, 1978 ; A. DURAND et P. MATHIEU, 1979-1980, 1980). La fin du dépôt de l'erg ancien peut être estimée par conséquent à 50 ou 65 000 ans B.P.

Dans le goulbi de Maradi, nous n'avons aucune indication chronologique précise pour ces phases. 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

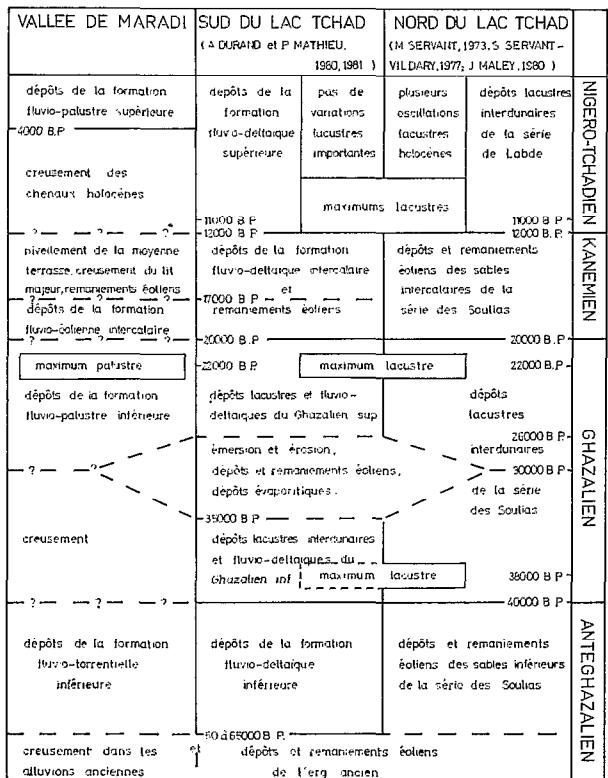


FIG. 5. — Propositions de corrélations lithostratigraphiques entre le Quaternaire supérieur de la vallée de Maradi et du centre du bassin du lac Tchad.

Proposal for lithostratigraphic correlations between Upper Quaternary in the Valley of Maradi and in the Center of the lake Chad Basin.

sableux des alluvions récentes (chap. III), nous sommes tentés de placer le premier dépôt d'un erg « ancien » entre les alluvions anciennes et les alluvions récentes. En suivant la différenciation faite en Afrique centrale et occidentale par P. MICHEL (1977) entre les alluvions récentes contenant peu de fer et les alluvions anciennes ferruginisées, qu'il suppose antérieures à 100 000 ans B.P., nous avons une estimation de la période de dépôt de l'erg ancien, comprise entre 50 à 65 000 et 100 000 ans B.P. environ.

Un autre problème est posé à Maradi par la période de creusement des alluvions de la moyenne terrasse où sont emboîtées les alluvions récentes et sa position chronologique par rapport à la mise en place de l'erg ancien. Aucun élément n'éclaire cette question. Nous pouvons seulement supposer une coexistence des remaniements et des dépôts éoliens sur les plateaux et du creusement dans les vallées lors de crues brutales, comme actuellement dans les zones arides.

Le Quaternaire récent (fig. 5)

Avant le Ghazalien, 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 est le siège d'une sédimentation fluvio-deltaïque parfois relativement grossière (graviers) et dont une grande partie des dépôts est constituée par des sables éoliens de l'erg ancien remanié (A. DURAND, 1978 ; A. DURAND et P. 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 » et la « formation fluvio-torrentielle inférieure » de Maradi.

Au Ghazalien, au centre du bassin du Tchad, nous pouvons distinguer deux parties (S. SERVANT-VILDARY, 1977 ; A. DURAND et P. MATHIEU, 1979-1980, 1980). Tout d'abord le Ghazalien inférieur avec des remaniements éoliens, des dépôts fluvio-deltaïques et quelques dépôts lacustres interdunaires, entre 40 et 30 000 ans B.P. environ. 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 22 000 ans B.P., un maximum lacustre. Lié à une baisse de l'évaporation et à une pluviosité annuelle bien répartie, ce maximum est général dans toute l'Afrique subtropicale (H. ALIMEN, 1971) depuis la Mauritanie (P. CHAMARD, 1970, 1976) jusqu'en Éthiopie (F. GASSE, 1975). Le lac Tchad avait alors une superficie trois ou quatre fois supérieure à l'actuelle et il semble bien que ce soit là, la seule période à très haut niveau lacustre jamais enregistrée au Quaternaire récent dans le centre du bassin tchadien (A. DURAND et P. MATHIEU, 1979-1980, 1980 ; A. DURAND, 1980). Cette plus grande pluviosité est également enregistrée au sud en mer, dans les dépôts du golfe du Niger (L. PASTORET *et al.*, 1978), ainsi qu'à l'est dans la vallée du Nil (J. de HEINZELIN, 1967).

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 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.

Le Kanémien, entre 20 000 et 12 000 ans B.P. environ dans le centre du bassin tchadien, est caractérisé au nord du lac par des dépôts et remaniements éoliens qui constituent les « sables intercalaires » de M. SERVANT (1973). Dans la région des deltas du Chari, on observe alors des dépôts fluvio-deltaïques. Le lac Tchad atteignit probablement un niveau minimum vers 17 000 ans B.P., mais la permanence des écoulements du Chari laisse supposer qu'il ne s'est jamais totalement asséché. Postérieurement à 17 000 ans B.P., les dépôts fluvio-deltaïques, identiques aux actuels, abondent, mais les dépôts caractéristiques d'une émersion 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 (A. DURAND et P. 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 du sommet du Ghazalien aux sables rouges de la formation fluvio-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 orangé 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 corrélatrice des sols ; dans le même temps des sables de la formation fluvio-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 fluvio-éolienne intercalaire, aurait eu lieu, pendant le creusement du lit majeur, une nouvelle remobilisation du matériel sableux ayant permis l'édification de l'erg orangé tel qu'il apparaît 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.

Par ailleurs, il convient de rappeler que parallèlement à la chronologie lithostratigraphique établie au centre du bassin tchadien et qui nous a servi de référence jusqu'ici, existe également dans les massifs sahariens (Aïr, Hoggar et Tibesti) une chronologie basée sur une succession de terrasses (D. JAKEL, 1977; A. MOREL, 1980, 1981; P. ROGNON, 1980). L'étude de la région de Maradi amène à noter les similitudes stratigraphiques, topographiques et sédimentologiques qui relient la formation fluvio-éolienne intercalaire et la moyenne terrasse des massifs sahariens. En effet, les dépôts de cette moyenne terrasse saharienne ont un âge compris entre 16 500 et 6 500 ans B.P. (D. JAKEL, 1977), ce qui correspond approximativement à l'âge estimé de la formation fluvio-éolienne intercalaire compris entre le maximum humide du Ghazalien supérieur (22 000 B.P.) et le remplissage holocène du goulbi (4 000 B.P.). Comme la moyenne terrasse saharienne, la formation fluvio-éolienne surplombe une basse terrasse qui constitue ici le lit majeur. Enfin, à l'image de cette moyenne terrasse saharienne, les dépôts sont essentiellement sableux, grossiers à la base et fins au sommet.

Sans aller plus avant dans cette comparaison qui fera l'objet de travaux complémentaires, soulignons néanmoins l'importance de cette corrélation qui ferait de la moyenne terrasse saharienne un bon niveau repère d'extension très large au sud du Tropique.

Au Nigéro-Tchadien, après 12 000 ans B.P., dans le centre du bassin tchadien et le Kanem, M. SERVANT (1973) a reconnu un grand nombre d'oscillations lacustres. Dans la région des deltas du Chari, le retour à une pluvirosité abondante se situe plus tôt, vers 13 000 ans B.P. au moins. Un seul grand lac Tchad a été reconnu vers 11 200 ans B.P., un peu plus étendu que l'actuel. Les oscillations postérieures ont laissé peu de traces; en particulier le grand lac de 6 000 ans B.P. (J. L. SCHNEIDER, 1967; M. SERVANT, 1973) n'a pas été retrouvé (A. DURAND et P. MATHIEU, 1979-1980) et son existence même est remise en question (A. DURAND, à paraître).

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 4 000 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 4 000 ans (J. MALEY, 1977).

CONCLUSIONS

Les dépôts alluviaux quaternaires de la région comprennent deux 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 » les unes dans les autres formant au fond des vallées un ensemble de basses terrasses.

Ce dispositif reproduit l'essentiel de ce qui a été observé dans la vallée du fleuve Niger en territoire nigérien (D. DUBOIS *et al.*, à paraître). Concernant les dépôts anciens, on notera cependant qu'à Maradi, la puissance des cailloutis (20 m), leur calibre, sont inconnus dans la vallée du fleuve. Ces traits sont à mettre en relation avec la situation particulière de la région de Maradi, en bordure du bassin des Iullemeden; elle est aussi provoquée par un mouvement positif de toute la région méridionale établie sur le socle, un soulèvement déjà évoqué par GREIGERT et POUINET (1967) pour expliquer la granularité très grossière des séries du Continental hamadien et du Continental terminal dans toute cette région qui va de Kandi (Bénin) - Gaya (Niger) à l'W, à Zinder à l'est. Ces mouvements se sont poursuivis au Néogène jusque dans le Quaternaire inférieur déterminant aussi l'absence de toutes anciennes altérites à la surface des roches cristallines, autre différence flagrante avec la bordure occidentale du bassin.

Pour les dépôts du Quaternaire supérieur, les analogies sont grandes avec les alluvions équivalentes du fleuve Niger, en outre, des corrélations peuvent être faites avec la sédimentation au centre du bassin tchadien. Les dépôts successifs suivants sont alors reconnus :

- un erg ancien édifié pendant une phase aride particulièrement intense. Cet erg est connu dans toute la zone sahélienne ; les sables de cet erg sont couramment remaniés par la suite ;

- une formation fluvio-torrentielle inférieure déposée avant le Ghazalien et pendant le Ghazalien inférieur. Le sommet de cette formation est érodé ;

- une formation fluvio-palustre inférieure, rapportée au Ghazalien supérieur, de sorte qu'à Maradi comme dans le bassin du Tchad, le Ghazalien comporte deux phases sédimentaires séparées par une période d'érosion ;

- une formation fluvio-éolienne intercalaire, attribuée au Kanémien inférieur. La limite de cette formation avec la précédente est imprécise, le passage d'une formation à l'autre est progressif.

Commencent alors, lors du Kanémien s.s. et de la première partie du Nigéro-tchadien, des érosions diverses sur les plateaux (remaniement accéléré des

sables par le vent) et, dans les vallées, l'entaille vigoureuse des anciennes alluvions :

• l'ultime remplissage alluvial des fonds de vallée (au Nigéro-tchadien postérieur à 4 000 ans B.P.) met en place des matériaux dont les caractères sédimentologiques appuient l'hypothèse de variations climatiques comme au centre du bassin tchadien (trois cycles sédimentaires).

Au terme de ce travail, il convient de souligner que parmi les périodes réputées arides, seule celle responsable de la mise en place de l'erg ancien est reconnue par des matériaux éoliens. Le Kanémien préside certes à des érosions par le vent sur les plateaux, mais aussi, au fond des vallées, à l'entaille fluviatile par les eaux courantes. L'aride kanémien présente

donc des caractères de climat assez voisins de ceux des temps modernes. En d'autres termes, l'aridité du Kanémien pourrait ne pas être aussi intense qu'il a été envisagé naguère.

REMERCIEMENTS

Nous remercions la DGRST, le CNRS et l'Université de Niamey, qui ont contribué à la réalisation de cette étude. Nous remercions également MM. BERNERT (BRGM), HILPRON (OFEDES) et SABATIER (AFVP) pour l'aide précieuse qu'ils nous ont apportée sur le terrain. Nous remercions enfin MM. les Professeurs H. FAURE et J. LANG pour leurs conseils et critiques du manuscrit.

Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M., le 22 avril 1982.

BIBLIOGRAPHIE

- ABADIE (J.), BARREAU (J.), COPPENS (Y.), 1959. — Une faune de Vertébrés villafranchiens au Tchad. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 248 : 3328-3330.
- ALIMEN (H.), 1971. — Variations climatiques dans les zones désertiques de l'Afrique Nord-équatoriale durant les quarante derniers millénaires. 7^e Congr. Panaf. préhist. et Quatern., Addis Abéba : 337-350.
- ARNAL (H.), BARRIÈRE (J.) et BORNAND (M.), 1973. — Les paléosols des terrasses fluviatiles du bassin rhodanien et du Languedoc. In « Le Quaternaire-Géodynamique, stratigraphie et environnement. Travaux français récents ». *Suppl. Bull. AFEQ*, n° 36 : 203-206.
- BEAUDET (G.), 1969. — Le plateau central marocain et ses bordures, étude géomorphologique. Inframar., Rabat, 1 vol. 480 p.
- BLANK (J. P.) et CLOOTS-HIRCH (A. R.), 1977. — Unité écologique expérimentale. Région de Maradi. Étude écodynamique. DGRST et Univ. Strasbourg, 74 p., *multigr.*
- BOCQUIER (G.) et GAVAUD (M.), 1964. — Étude pédologique du Niger oriental. O.R.S.T.O.M., Dakar, 80+267 p., *multigr.*
- BOULET (R.), GUICHARD (E.), VIEILLEFON (J.), 1971. — Observations pédologiques et leur relation avec les faits géomorphologiques dans le delta du Sénégal. Comparaison avec les observations effectuées au Niger. *Bull. ASEQUA*, n° 29 : 99-110.
- BOULET (R.), 1974. — Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta : équilibres dynamiques et bioclimats. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 85, 272 p.
- BRGM, 1978. — Études comparatives du projet du goulbi de Maradi. Évaluation et gestion des ressources en eaux souterraines du système aquifère des alluvions. BRGM et SGET, *multigr.*
- CHAMARD (P.), 1970. — Le bassin-versant de la Sebkha de Chemchane (Adrar de Mauritanie). Étude géomorphologique. Thèse 3^e cycle, Dakar, 207 p., *multigr.*
- CHAMARD (P.), 1976. — Les paléoclimats du sud-ouest saharien au Quaternaire récent. Coll. Nouakchott sur la désertification au Sud du Sahara (1973). Nouv. Édit. Afric., Dakar.
- COPPENS (Y.), 1972. — Tentative de zonation du Pliocène et du Pléistocène d'Afrique par les grands Mammifères. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 274 : 181-184.
- DUROIS (D.), 1979. — Étude géologique de formation oolithiques ferrugineuses du bassin des Iullemmeden (République du Niger). Thèse 3^e cycle, Niamey et Orléans, 123 p. *multigr.*
- DURAND (A.), 1978. — Étude du Quaternaire récent dans la région des deltas du Chari (bassin du Tchad). Rapport préliminaire. O.R.S.T.O.M. N'Djamena et Univ. Niamey, 123 p. *multigr.*
- DURAND (A.), 1980. — Cordons dunaires périlacustres et oscillations du lac Tchad au Quaternaire récent. 26^e CGI, Paris, Résumés, vol. II, p. 650.
- DURAND (A.) (à paraître). — Lake Chad oscillations over the past 50,000 years: new data and new hypothesis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*
- DURAND (A.) et MATHIEU (P.), 1979-1980. — Le Quaternaire supérieur sur la rive sud du lac Tchad (République du Tchad). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., vol. XI, n° 2 : 189-203.
- DURAND (A.) et MATHIEU (P.), 1980. — Évolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pléistocène supérieur. *Rev. Géol. dynam. Géogr. Phys.*, (2), vol. 22, fasc. 4-5 : 329-341.
- DURAND (A.), LANG (J.), MOREL (A.) et ROSET (J.-P.) (à paraître). — Évolution géomorphologique, stratigraphique

- et paléoclimatique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène de l'Air oriental (Sahara méridional, Niger). Note soumise à la *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.*, 17 p.+4 fig.
- ELOUARD (P.), 1959. — Étude géologique et hydrogéologique des formations du Guelba mauritanien et de la vallée du Sénégal. *Mém. BRGM*, n° 7, 247 p.
- FAURE (H.), 1962. — Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mém. BRGM*, n° 47, 630 p.
- FEAU (C.), 1976. — Unité écologique expérimentale de Maradi. Étude Morphopédologique. GERDAT et IRAT, *multigr.*
- GASSE (F.), 1975. — L'évolution des lacs de l'Afar central du Plio-Pléistocène à l'actuel. Reconstitution des paléomilieux lacustres à partir de l'étude des Diatomées. Thèse Paris, 3 vol., 406 p.+annexes, *multigr.*
- GAVAUD (M.), 1970. — Les grandes divisions du Quaternaire des régions Ouest africaines établies sur des bases pédologiques. *Congr. Géol. afr. Ibadan et O.R.S.T.O.M.*, Yaoundé, 21 p. *multigr.*
- GAVAUD (M.), 1977. — Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. *Trav. et doc. O.R.S.T.O.M.*, n° 76, 102 p.
- GREIGERT (J.) et POUINET (R.), 1967. — Essai de description des formations géologiques de la république du Niger. *Mém. BRGM*, n° 48, 239 p.
- HEINZELIN (J. de), 1967. — Pleistocene sediments and events in Sudanese Nubia. In « Background to evolution in Africa ». The University Chicago Press : 313-328.
- ICOLE (M.), 1973. — Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions des piémonts nord-pyrénéens. Éléments de paléopédologie quaternaire. *Mém. Sciences Géologiques*, Strasbourg, n° 40, 200 p.
- JAKEL (D.), 1977. — Abfluss und fluviale Formungsvorgänge im Tibesti Gebirbe als Indikatoren zur Rekonstruktion einer Klimgeschichte der Zentralsahara im Spätpleistozän und Holozän. X^e Congr. INQUA, Birmingham, Abstracts, p. 225.
- KILIAN (C.), 1931. — Des principaux complexes continentaux du Sahara. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, p. 109.
- LAMBERT (R.), 1936. — Terrasses alluviales dans les vallées mortes de la colonie du Niger. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5^e série, t. VI : 79-86.
- MAINGUET (M.) et CHEMIN (M. C.), 1977. — Compte rendu de la seconde mission de reconnaissance morphodynamique de l'unité expérimentale de Serkin Haoussa. GERDAT et Univ. Reims, 300 p. *multigr.*
- MALEY (J.), 1977. — Analyses polliniques et paléoclimatologie des douze derniers millénaires du bassin du Tchad (Afrique centrale). In « Recherches françaises sur le Quaternaire ». INQUA, 1977 et *Supp. Bull. AFEQ*, 1, n° 50 : 187-197.
- MALEY (J.), 1980. — Études palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique Nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. Thèse Montpellier, 586 p. *multigr.*
- MICHEL (P.), 1977. — Recherches sur le Quaternaire en Afrique occidentale. In « Recherches françaises sur le Quaternaire ». INQUA, 1977 et *Supp. Bull. AFEQ*, 1, n° 50 : 143-153.
- MIGNON (R.), 1970. — Notice explicative sur la carte géologique du Damagaram Moumio et du Sud Maradi. BRGM, 56 p.
- MOREL (A.), 1980. — Formes et formations quaternaires du massif de l'Air (Sud Sahara, Niger). 26^e CGI, Paris, Résumés, vol. II, p. 675.
- MOREL (A.), 1981. — Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes dans les massifs centraux de l'Air (Sud Sahara). *Palaeoecology of Africa*, t. XIII, *sous presse*.
- PASTOURET (L.), CHAMLEY (H.), DELIBRIAS (G.), DUPLESSIS (J.-C.) et THIEDE (J.), 1978. — Late Quaternary climatic change in Western Tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger delta. *Oceanol. Acta*, vol. 1, n° 2 : 217-232.
- PLAS (J.), 1970. — Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 43, 408 p.
- ROGNON (P.), 1980. — The Saharan and East African uplands during the Quaternary. Fluvial piedmont deposits. In « the Sahara and the Nile ». Balkema, Rotterdam : 118-132.
- SCHNEIDER (J. L.), 1967. — Évolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Bas-Pays du Tchad. *Bull. ASEQUA*, n° 14-15 : 18-23.
- SERVANT (M.), 1973. — Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse, Paris, 348 p. *multigr.*
- SERVANT-VILDARY (S.), 1973. — Le Plio-Quaternaire ancien du Tchad : évolution des associations de Diatomées, stratigraphie, paléoécologie. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., vol. V, n° 2 : 169-215.
- SERVANT-VILDARY (S.), 1977. — Étude des Diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur. *Trav. et doc. O.R.S.T.O.M.*, n° 84, 2 vol, 345 p.
- SOMBROEK (W. G.) et ZONNEVELD (I. S.), 1971. — Ancient dune fields and fluvial deposits in the Rima Sokoto river basin (N. W. Nigeria). *Soil Survey Papers, Pays-Bas*, n° 5.
- VAUDOUR (J.), 1979. — La région de Madrid : altérations sols et paléosols. Éditions Ophrys, 390 p.