

J. HERVIEU

ÉVOLUTION DU MILIEU NATUREL EN AFRIQUE ET A MADAGASCAR

**L'INTERPRÉTATION PALÉOCLIMATIQUE
DU QUATERNAIRE**

ESSAI DE SYNTHÈSE

I. FAITS D'OBSERVATION RÉGIONAUX

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER



**ÉVOLUTION DU MILIEU NATUREL
EN AFRIQUE ET A MADAGASCAR**

INITIATIONS — DOCUMENTATIONS TECHNIQUES

N° 26

ÉVOLUTION DU MILIEU NATUREL EN AFRIQUE ET A MADAGASCAR

L'INTERPRÉTATION PALÉOCLIMATIQUE DU QUATERNAIRE ESSAI DE SYNTHÈSE

par

J. HERVIEU

PREMIÈRE PARTIE

FAITS D'OBSERVATION RÉGIONAUX

ORSTOM

PARIS

1975

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

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

© O. R. S. T. O. M., 1975.

ISBN 2-7099-0360-1

*Toutes les formes poétiques, c'est-à-dire
créatrices, ont le don de faire faire un saut
à l'esprit.*

*Lorsqu'il émet une hypothèse, le savant
fait, en réalité, un acte poétique.*

L'hypothèse, c'est son roman.

L. ARAGON,

Interview à l'*Express*, sept. 1971.

Sommaire

Introduction générale.

Aperçu sur quelques séquences climatiques du Quaternaire européen.

LES SÉQUENCES CLIMATIQUES EN AFRIQUE ET A MADAGASCAR.
FAITS D'OBSERVATION RÉGIONAUX.

AFRIQUE ORIENTALE ET MÉRIDIONALE.

Les témoins des oscillations climatiques.

La séquence pluviale.

AFRIQUE DU NORD.

Les concepts paléoclimatiques.

Maroc.

Tunisie.

Algérie du Nord.

RÉGIONS SAHARIENNES.

Sahara nord-occidental.

Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir).

Sahara central.

AFRIQUE DU NORD-EST.

Libye.

Soudan-Égypte (bassin et vallée du Nil).

AFRIQUE TROPICALE CENTRALE.

Bassin du Tchad.

Haut bassin de la Bénoué.

Niger.

AFRIQUE TROPICALE OCCIDENTALE.

Bassins du Sénégal et de la Gambie.

Mali, moyenne vallée du Niger.

Haute-Volta.

Mauritanie et Sahara atlantique.

AFRIQUE ÉQUATORIALE.

Zaire.

Angola.

Gabon, R. C. A., Congo-Brazzaville.

Nigeria.

Cameroun.

Ghana.

Togo.

Côte d'Ivoire.

MADAGASCAR.

Introduction générale

La création d'une quatrième grande époque géologique : le Quaternaire, a été proposée par J. DESNOYERS en 1829. Il correspond au Pléistocène de LYELL (riche en espèces de mollusques actuelles) auquel GERVAIS vers 1867 ajoutera le terme d'Holocène, appelé aussi Post-Glaciaire ou Récent.

Depuis les travaux de A. PENK dans les Alpes de Bavière au début du siècle, on sait qu'en Europe, les refroidissements climatiques ont été au Quaternaire les phénomènes dominants. Au cours des dernières décennies, les études sur le Quaternaire ont pris également un grand développement en Afrique et à Madagascar.

Fait remarquable, la plupart de ces études, quelle que soit leur spécialisation dominante : stratigraphie, paléontologie, morphogenèse, altérations et pédogenèse, écologie, préhistoire, etc., tendent pratiquement vers une meilleure définition des conditions paléoclimatiques ayant régné pendant ces périodes et l'établissement aussi précis que possible de séquences climatiques permettant de dater les dépôts, les gisements, les altérations et les sols les uns par rapport aux autres. Le progrès des méthodes de datation absolue a permis de préciser ou de vérifier la validité de certains épisodes de ces séquences.

Les auteurs d'un manuel récent de géologie n'hésitent pas à écrire : « La géologie du Quaternaire est en réalité une étude des paléoclimats » (P. BELLAIR et C. POMEROL, 1971).

L'histoire de l'Homme et de ses industries est liée à cette ère et les phénomènes climatiques y ont joué un rôle très important. Ainsi la diversité des problèmes soulevés explique l'intérêt croissant que suscite auprès des chercheurs l'étude du Quaternaire, « charnière entre le « géologique » et « l'actuel » » (F. BOURDIER, 1963). Comme le remarque H. FAURE (1969) : « Il semble, qu'à partir de l'examen d'une période de temps prolongeant l'Actuel dans un passé récent, l'étude du Quaternaire impose un mode de pensée original qui crée un lien entre les sciences de répartition spatiale et celle de la répartition chronologique. »

L'établissement des séquences climatiques se place assurément dans une perspective diachronique et constitue une étape essentielle dans la restitution des paysages ou, pour employer un langage moderne, la reconstitution de l'environnement. Cette opération particulièrement complexe, et sujette encore à de nombreuses incertitudes, ne peut être faite sans le concours de différents spécialistes, lesquels se doivent de ne pas rester à l'écart des synthèses à un plus

haut degré sous le couvert d'une spécialisation étroite ou par esprit de rigueur à l'égard d'un « généralisme » parfois abusif.

La première partie de ce panorama sur l'évolution du milieu naturel en Afrique et à Madagascar a pour but de présenter les faits d'observation régionaux. Dans la masse de plus en plus abondante des publications sur le Quaternaire du continent africain, il nous a paru utile de dégager les résultats essentiels en insistant sur l'aspect dynamique des phénomènes observés, tout en respectant la pensée des auteurs.

Pour cela, sans prétendre à une bibliographie exhaustive, nous avons tenu compte au maximum des travaux les plus récents, les mises au point et les révisions étant particulièrement fréquentes dans ce domaine. Cependant, il n'était pas possible de passer sous silence un certain nombre de travaux plus anciens, consacrés à des faits d'importance majeure ou ayant contribué à répandre une terminologie ou des concepts régionaux souvent utilisés depuis. Le plan et l'ordre géographique adoptés pour cette première partie illustrent ces préoccupations.

Une seconde partie traitera des indicateurs paléoclimatiques et des tentatives de corrélation chronologique.

Sans aborder dès maintenant la validité des corrélations avec l'Europe, il était utile de rappeler brièvement les principes et les subdivisions de la chronologie glaciaire. Des synthèses régionales récentes, faites dans le midi de la France, sont révélatrices des progrès faits dans l'établissement des séquences paléoclimatiques.

Depuis les premiers travaux de l'école anglaise de Nairobi, l'Afrique orientale et méridionale a conservé une place éminente dans l'histoire géologique récente du continent africain. Les résultats spectaculaires obtenus récemment en Éthiopie par des équipes internationales sont pleins de promesses et confirment l'intérêt de ces régions.

L'Afrique du Nord, par sa situation intermédiaire avec les régions méditerranéennes, présente un intérêt exceptionnel et a permis d'établir des séquences très élaborées. Les travaux de l'école française ont également mis en relief la profonde originalité des régions sahariennes dont les variations récentes du milieu ont suscité de nombreuses recherches.

L'Afrique du Nord-Est a pris au cours de ces dernières années une place importante pour l'étude des oscillations climatiques, tandis que les travaux de nombreux spécialistes dans le Bassin tchadien et en Afrique tropicale centrale ou occidentale montrent de plus en plus l'extraordinaire diversité de l'évolution géomorphologique et écologique régionale, laquelle apparaît souvent liée à des variations climatiques. Il est donc normal que celles-ci soient envisagées maintenant jusque dans les régions équatoriales et des travaux récents à Madagascar vont également dans ce sens.

A l'instar de différents auteurs, il faut souligner le caractère provisoire de certaines conclusions ; en effet, l'observation de faits plus ou moins précis et discontinus obéit trop souvent au désir inconscient du chercheur d'ordonner les phénomènes selon une logique séduisante à l'esprit et non d'après des lois naturelles masquées par le grand nombre de variables en jeu. Mais ce n'est qu'au

prix d'approximations successives que l'on pourra se faire une idée claire et précise de l'évolution du milieu naturel. Les paysages africains et malgaches ont livré ces dernières années des voies entièrement nouvelles aux recherches dans ce domaine. Ce travail tente de faire le point de la question pour les périodes géologiquement les plus récentes.

REMERCIEMENTS

L'auteur est particulièrement reconnaissant à M. H. PERROT (bibliothécaire S. S. C. O. R. S. T. O. M.) pour l'aide qu'elle lui a apportée dans la recherche et le classement des documents bibliographiques.

N. B. L'étude des documents s'arrête en 1972, année durant laquelle ce texte a été rédigé.

Aperçu sur quelques séquences climatiques du Quaternaire européen

DÉPÔTS ET CHRONOLOGIE FLUVIO-GLACIAIRES

C'est en s'appuyant sur l'étude des terrasses fluvio-glaciaires formées par les eaux de fonte des glaciers alpins que PENK et BRÜKHNER (1909) ont établi leur chronologie. En effet, ces dépôts corrélatifs sont liés à des changements de climat (terrasses climatiques) et d'après ZEUNER (1969) le schéma de leur formation peut se résumer ainsi :

- 1) l'accumulation des alluvions commence lorsque, vers la fin d'une phase interglaciaire, les conditions deviennent plus froides ;
- 2) l'accumulation cesse progressivement lorsque la phase glaciaire a atteint son optimum (c'est à cette période que les loess se déposent) ;
- 3) les rivières reprennent leur travail d'érosion aussitôt que le climat devient plus tempéré mais reste encore assez froid.

Dans cette optique, l'étude des terrasses climatiques suppose des régions à tectonique faible ou nulle, éloignées de l'influence des variations du niveau marin et pas trop proches des zones de fonte glaciaire. Réunissant ces conditions, l'Europe centrale a été longtemps le lieu d'élection des études sur la chronologie détaillée du Quaternaire.

Vérifiée par les études sur la faune et la nature des sédiments, une séquence de terrasses climatiques peut ainsi donner le nombre de phases froides, sans que pour autant ces phases correspondent à de véritables glaciations.

L'étude des dépôts glaciaires et périglaciaires a permis ainsi de distinguer quatre glaciations principales :

Günz : glaciation du Deckenshotter ancien, ou terrasse de couverture.

Mindel : glaciation du Deckenshotter récent, ou vieille terrasse.

Riss : glaciation de la haute terrasse.

Würm : glaciation de la basse terrasse.

A celles-ci ont été ajoutées des glaciations plus anciennes : Biber et Donau.

Par la suite, la présence en particulier de moraines terminales régressives associées aux différentes terrasses a permis de distinguer dans ces phases principales des stades plus froids séparés par des interstades plus tempérés et numérotés selon leur ordre d'ancienneté : par exemple Würm I, Würm II, etc.

Les interglaciaires sont désignés en unissant les noms des périodes glaciaires qui les encadrent : Günz-Mindel, Mindel-Riss, etc. Le Post-Würm correspond à l'Holocène. Pour les interstades, le développement des études de préhistoire et des sédiments liés aux industries (dépôts de grottes, loess, paléosols) a fait souvent donner le nom de la localité étudiée à ces phases climatiques correspondant à un réchauffement sensible au cours de la dernière grande glaciation. C'est ainsi qu'on compte actuellement jusqu'à dix interstades dans le Würm, souvent datés avec assez de précision (exemples : interstades de Brörup, Lascaux, Alleröd).

Pour certains auteurs, le Tardiglaciaire débute avec le premier retrait des grands glaciers scandinaves et l'interstade Lascaux, vers 15 000 avant J.-C., et l'Holocène ou Post-Glaciaire vers — 8 200 avec le Préboréal. Dans ces deux périodes jusqu'à l'Actuel, différentes zones chronologiques ont été proposées, en particulier grâce à la palynologie et aux datations par le C 14. Trois phases froides dites périodes à Dryas (plante de la toundra) séparées par deux interstades tempérés marquent le déclin de la dernière glaciation (cf. tableau I).

En fait il faut préciser que dans les études ultérieures et surtout récentes du Quaternaire européen continental ou méditerranéen, outre la présence de moraines et de terrasses climatiques fluvio-glaciaires ou fluviales, on a largement utilisé les résultats apportés par l'étude des loess, des sols gelés et des dépôts de solifluxion, des paléosols, formés en particulier pendant les interglaciaires, des travertins, de la faune et de la flore, des industries et civilisations humaines.

LES CONSÉQUENCES DES VARIATIONS CLIMATIQUES DANS LES PYRÉNÉES CENTRALES

Pour illustrer ces méthodes, nous citerons les résultats de deux synthèses régionales faites sur le territoire français.

La première a été faite par H. ALIMEN (1964 *a* et *b*) pour le Quaternaire pyrénéen de la Bigorre : appuyant ses subdivisions chronologiques sur l'ensemble des faits observés, l'auteur tente de préciser l'évolution du climat (cf. tableau II).

Dans cette région, les alluvions sont toutes de type fluvio-glaciaire. La longue période du Villafranchien est marquée par deux cycles glaciaires ; Donau et Günz, et de très grands écoulements. Au sommet de chacune des nappes, des blocs et galets à poli éolien ou arêtes éolisées témoignent d'une forte action du vent au maximum glaciaire, le climat étant très humide et froid. Ces nappes (110 et 90-80 m) sont couronnées par des sols rouges, distincts des sols pliocènes, et probablement dus à l'interglaciaire Günz-Mindel et à un climat chaud. Les vestiges préhistoriques de cette longue période, peu nombreux, sont plus ou moins apparentés à la Pebble-Culture puis au Chelléen.

TABLEAU I. — Chronologie du Quaternaire européen continental.

Actuel An 0		Subatlantique	
— 800 B. C.			
— 3 000		Sub-boréal	Holocène ou Post-Glaciaire
— 5 500		Atlantique	
— 6 700		Boréal	
— 8 200		Préboréal	
— 8 800	Dryas récent		
— 9 800		Alleröd	Tardiglaciaire
— 10 300	Dryas moyen		
— 11 300		Bölling	
— 14 000	Dryas I		
— 15 000		Lascaux	
— 20 000		Tursac	Würm
		Paudorf	
		Arcy	
— 30 000		Hengelo	
— 35 000		Laufen	
— 60 000		Brörup	Pléistocène récent
— 75 000		Amersfoort	
	Interglaciaire Riss-Würm		
— 100 000			
— 120 000	Riss		
— 200 000			
— 250 000			
— 300 000	Interglaciaire Mindel-Riss		Pléistocène moyen
— 400 000	Mindel		
— 500 000	Interglaciaire Günz-Mindel		
	Günz		
— 700 000			Villafranchien
— 900 000	Donau		Pléistocène ancien
— 2 millions ?	Biber ?		

TABLEAU II. — Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre.
(D'après M. H. ALIMEN, 1964.)

DÉPÔTS GLACIAIRES ET FLUVIO-GLACIAIRES		CLIMAT	LOESS ET PALÉOSOLS	FAUNE	INDUSTRIES
Würm	4.	Froid à tempéré frais	Podzols	Faune du Renne	Magdalénien
	3. Nappes 2-5 m		Loëss		Aurignaco- Périgordien
	2. Nappes 7 m		Faune à Renne + <i>Elephas</i> et <i>Rhinoc. tichorhinus</i>	Moustérien et	
	1. Nappes 15 m			Languedocien	
Riss-Würm		Tempéré sec, assez chaud	Sols bruns	Faune à <i>Ursus</i> , <i>Rhinoc. mercki</i>	Moustéro- Levalloisien
Riss	2.	Froid assez sec à humide	Loëss		Tayacien- Languedocien
	1. Nappe 40-30 m				Acheuléen évolué à final
Mindel-Riss		Chaud assez humide	Sols rouges	<i>Machairodus</i> , Hyènes, Éléphants, Cervidés, Rhinoc.	Acheuléen moyen
Mindel	Nappe 50-60 m	Froid assez sec à humide		Hyènes, Cervidés, Rhinoc., Ours, Bison et Renne	Acheuléen ancien à moyen
Günz-Mindel		Chaud assez humide	Sols rouges		Chelléen
Günz	Nappe 100 m	Tempéré sec à tempéré froid humide			Pebble-Culture
Donau	Nappe 130 m	?			
Pliocène		Chaud très humide	Sols rouges à concrétions		

La terrasse de 60 m (Mindel) a fourni du Chelléen remanié et l'Acheuléen débute avec le fluvio-glaciaire mindelien. Celui-ci est caractérisé par des galets cryoclastés, des solifluxions, des pollens de *Pinus* et d'*Abies* hors du domaine montagnard. Quelques loess et l'usure éolienne des industries de l'Acheuléen moyen indiquent l'action du vent à la fin de l'alluvionnement mindelien.

Au Riss, les fronts glaciaires sont descendus à basse altitude et ont stationné au débouché des vallées montagnardes. Les alluvions rissiennes sont marquées par des phénomènes de cryergie et de solifluxion. Les brèches périglaciaires font leur apparition : elles se sont déposées pendant les stades glaciaires, et parti-

culièrement pendant les moments de froid sec. Les loess témoignent d'un vent violent à la fin du Riss, mais se sont également déposés pendant les périodes froides. Étant postérieurs au maximum de solifluxion, ils correspondent au déclin du froid humide. Les nappes rissiennes sont couronnées par des sols bruns ou des limons brunifiés. La flore témoigne au Riss-Würm d'un couvert de prairies (99 % de Composées) sous un climat assez voisin de l'actuel, de type tempéré assez sec.

Les indices d'un climat rigoureux se multiplient à nouveau au Würm : au Würm I les langues glaciaires sont moins épaisses qu'au Riss mais ont peu régressé. Les solifluxions s'accroissent aux différents stades du Würm et selon les vallées, les brèches périglaciaires se généralisent, jusqu'au Würm IV, ainsi que les limons loessiques. La palynologie de ces dépôts révèle une grande dominance des espèces herbacées et indique un climat moyennement rigoureux, leur formation ayant eu lieu en période de déclin du froid et de l'humidité glaciaire.

Les paléosols des interstades würmiens et du Post-Glaciaire sont de type podzolique, donc indiquent un climat plus froid qu'au Riss-Würm. Les industries du Paléolithique supérieur (Würm III et IV) ne se trouvent d'ailleurs qu'exceptionnellement hors des grottes et abris. Ce n'est qu'au Néolithique que les industries réapparaissent dans les alluvions.

Enfin diverses fluctuations climatiques sont enregistrées à la fin du Würm : après le Würm III (16 000 B. P.) les alternances steppe-parc, ou parc arboré clair et dense, correspondent aux oscillations du Würm IV (études sédimentologiques et palynologiques de sondages). Au début du Post-Glaciaire (10 000 B. P.) la forêt de pins, bouleaux et chênes couvrait la région qui a vu s'épanouir, dans les grottes, les civilisations magdaléniennes et mésolithiques.

Plus récemment, en s'appuyant sur cette stratigraphie du Quaternaire du piémont pyrénéen, M. ICOLÉ (1970-1971) a montré que les sols superposés aux terrasses würmiennes et rissiennes sont d'un type appartenant à la séquence : sol peu évolué alluvial-sol lessivé à tendance podzolique, et se distinguent nettement des niveaux supérieurs rubéfiés des alluvions mindeliennes et du Quaternaire ancien.

L'examen des galets à cortex d'altération associés aux horizons profonds de ces anciens sols empêche de considérer les faciès d'altération mindeliens comme de « vieux » faciès rissiens et würmiens. En effet, l'argilification y est liée à une altération profonde et intense avec départ massif des cations, maintien intégral du fer et rubéfaction.

Dans les sols associés aux terrasses würmiennes et rissiennes, dans les limons superficiels et les sols actuels associés aux terrasses du Mindel et du Quaternaire ancien, le lessivage est le processus dominant, l'altération ménagée, et le fer est mobile : la nature des phénomènes en jeu est différente.

Les altérations du sommet des alluvions mindeliennes sont donc de véritables paléosols, c'est-à-dire les témoins d'un environnement différent et l'indice de l'existence passée de paléoclimats ayant provoqué une évolution inconnue aux époques ultérieures.

LE BASSIN DU RHÔNE AU QUATERNAIRE

La très importante synthèse de F. BOURDIER (1962) sur le bassin du Rhône au Quaternaire met également en valeur la progression des connaissances sur la séquence paléoclimatique des régions méditerranéennes.

Selon cet auteur, malgré des recherches encore insuffisantes, on a bien l'impression qu'un refroidissement graduel du climat a eu lieu de l'Éocène au Quaternaire. Au Pliocène aurait régné un climat assez chaud et humide : la flore est comparable à celle des forêts des îles Canaries. Le paroxysme de ce changement climatique pliocène se produit au Quaternaire ancien (protovillafranchien).

Au Villafranchien inférieur le climat se refroidit avec des phases plus froides marquées par l'appauvrissement des associations végétales. Au Villafranchien moyen, le climat sec, assez froid, comporte une phase humide d'altération des loess : la présence de l'homme est très incertaine. A l'Épivillafranchien, le bison et le renne apparaissent : la flore évoque un climat frais et humide qui correspondrait dans ces régions méridionales aux glaciations Biber, Donau et Günz.

Dans le bassin du Rhône, le Mindel a eu l'influence la plus étendue et est généralement caractérisé par le sol rouge interglaciaire qui recouvre ses dépôts. Près de Saint-Vallier, six niveaux de limons jaunes séparés par des couches d'altération laissent supposer des oscillations climatiques lors de cette glaciation mais les incidences tectoniques ne sont pas exclues. La faune évoque un climat plus froid que l'actuel et la présence de cervidés semble indiquer des régions boisées.

Le grand interglaciaire Mindel-Riss est caractérisé par le « ferreto », couche d'altération dont les caractères font supposer un climat très chaud et humide de longue durée, mais on ne connaît ni flore ni faune pouvant y être rattachées avec certitude. Certains bifaces et éclats à profonde patine brun-rouge peuvent y être attribués.

C'est aussi une des principales périodes d'érosion et de creusement des vallées.

Le Riss apparaît ici comme une période extrêmement longue et complexe : si l'on admet que les lehmifications (loess décalcifiés) sont interglaciaires ou interstadias et les loess glaciaires, on est conduit à supposer l'existence d'au moins trois phases glaciaires rissiennes. D'après la sédimentologie, le climat aurait été moins froid au Riss II qu'aux Riss I et III. Les gisements préhistoriques sont peu nombreux et peu étudiés (industries d'allure levalloisienne, attribuées au Riss III).

Lors de l'interglaciaire Riss-Würm, encore sans subdivisions précises, l'analyse pollinique a permis d'établir une succession de variations dans la composition des forêts où dominaient les conifères, avec un climat au moins aussi chaud que l'actuel, à son optimum. Une faune tempérée à cervidés est associée à d'assez nombreux gisements à industries d'allure moustérienne. Cet interglaciaire aurait duré moins de 40 000 ans.

La période glaciaire du Würm a été également marquée par des phases d'adoucissement climatique nécessitant une subdivision en stades et interstades. Elle

est caractérisée par l'abondance des faunes paléontologiques et le foisonnement des civilisations. Le grand événement est l'apparition de l'art figuratif qui n'apparaît qu'au milieu du Würm mais dont l'élaboration a dû commencer bien avant. Les multiples fluctuations climatiques de cette période ont été manifestement favorables à l'évolution humaine. La première moitié du Würm (— 70 000 à — 35 000 ans) est contemporaine des industries du Moustérien et des derniers hommes de Néanderthal.

Au Würm I le refroidissement climatique entraîne un recul progressif des forêts de conifères et des prairies et une érosion active par les gels et les dégels. Le mammoth et un petit équidé se multiplient, le renne reste rare. L'Interwürm I-II vers — 50 000 se caractérise par une diminution de la gélivation et une augmentation de l'altération chimique. Le Würm II est la première phase vraiment froide du complexe würmien : les dépôts de loess sont typiques. Le bouquetin y est fréquent et le cheval domine.

L'Interwürm II-III aurait duré assez longtemps (de — 48 000 à — 38 000) avec probablement plusieurs optimums et formation de sols rougeâtres.

Le maximum de froid aurait eu lieu vers la fin du Würm III (— 20 000). Aux Würms III et IV sont associées des industries caractéristiques, les Interwürms III-IV et IV-V comportant également plusieurs optimums climatiques. L'ultime phase froide du Würm V présente trois maximums (correspondant aux Dryas I, II et III de l'Europe du Nord) et voit l'épanouissement de l'art magdalénien.

Dans le bassin du Rhône, le Dryas III a été bref et peu accentué ; sa fin entre — 7 000 et — 6 000 marque le début d'une époque nouvelle dont l'histoire est complexe : le Post-Würm. Les analyses polliniques ont permis d'y distinguer : l'époque du Pin ou Préboréal, au climat vraisemblablement froid et sec, l'époque du Noisetier, laquelle se distingue mal de l'époque de la Chênaie mixte qui lui fait suite avec un optimum climatique et un climat plus chaud que l'actuel, ayant donné naissance à un « sol rouge » post-würmien, mais beaucoup moins altéré que le « ferreto » du Mindel-Riss.

La révolution néolithique (vers — 2 600) engendre une ère nouvelle : l'Anthropogène, caractérisée par des érosions et des alluvionnements accrus et aussi par l'élimination de la faune forestière. Aux temps historiques, il semble que le bassin du Rhône ait connu au Moyen Age un climat plus tempéré que l'actuel, plus rude aux XVI^e et XVII^e siècles, si l'on en juge d'après les limites naturelles des forêts, les limites d'extension des cultures et les pulsations glaciaires.

LE BAS-RHÔNE-LANGUEDOC

Dans le Bas-Rhône-Languedoc, quatre niveaux quaternaires, emboîtés les uns dans les autres et recouverts d'un manteau détritique, ont succédé à la surface finivillafranchienne et précédé la surface moderne. Les types de sols sont en corrélation avec les unités géomorphologiques, mais la notion de « sols méditerranéens ou fersiallitiques » ne suffit pas à rendre compte « de l'inactualité et de la diversité des processus qui ont abouti à la rubéfaction » (RUTTEN *et al.*, 1963).

La surface finivillafranchienne est protégée par un manteau caillouteux

dont le dépôt a pu se faire en climat aride à précipitations massives. Elle porte des podzols très anciens dont la pédogenèse était très avancée lorsqu'ils ont été enfouis sous des lœss au Quaternaire moyen. Sur le niveau 4 (Günz ?) ou haute terrasse se sont formés des sols méditerranéens fortement rubéfiés et lessivés. Lors du dépôt, des coulées de solifluxion et des phénomènes de gélifraction et cryoturbation indiquent une période froide de longue durée.

Le niveau 3 (Mindel ?), représenté en particulier par le glaciaire de Maugio, est constitué par un épais dépôt limoneux au-dessus du Pliocène. Les sols de ce niveau sont décarbonatés, de type steppique, à « crotovinas » et accumulations calcaires en profondeur (croûtes). Le niveau 2 (Riss ?) est largement individualisé et les terrasses sont généralement riches en éléments grossiers reflétant la composition des bassins versants. Les sols présentent localement un début de décalcification et de rubéfaction (sols à croûte zonale légèrement rubéfiés). La glaciation würmienne n'a eu, semble-t-il, qu'un rôle mineur dans la construction du paysage : le niveau I est peu au-dessus des formations actuelles qui résultent de la dernière crise de morphogenèse déclenchée par l'homme. L'évolution des sols sur ces matériaux souvent meubles et fins est limitée et la ségrégation du calcaire faible ou nulle (sols marrons, bruns, bruns calcaires ou peu évolués).

Dans la vallée de l'Orb, la séquence pédogénétique apparaît également liée aux différentes terrasses alluviales (cailloutis) étagées entre 120 et 15 m sur dix niveaux principaux depuis le Pliocène supérieur (BARRIÈRE *et al.*, 1966 ; C. N. A. R. B. R. L., 1969). S'il y a eu des variations climatiques, le problème est alors de connaître l'action respective des paléoclimats et d'apprécier dans quelle mesure le développement des altérations et des profils observés actuellement est la résultante des pédogenèses successives en fonction du temps (BARRIÈRE, 1971). Des sols fersiallitiques très lessivés à pseudo-gley sur les terrasses les plus anciennes (Quaternaire anté-mindelien), on passe aux sols fersiallitiques lessivés modaux sur les niveaux attribués au Riss. Au Würm ancien, les sols fersiallitiques conservent une réserve calcique et le lessivage s'atténue ou ne se fait plus. Sur les niveaux du Würm récent, les sols sont légèrement brunifiés ou bruns calcaires. Les alluvions fines subactuelles ou modernes portent des sols peu évolués ou bruts d'apport.

OSCILLATIONS CLIMATIQUES ET TEMPÉRATURES ABSOLUES

En ce qui concerne les variations de température, les séquences paléoclimatiques définissent surtout des tendances. Mais les corrélations sont facilitées par le fait qu'il semble exister à travers le monde un synchronisme des fluctuations climatiques que les datations absolues, en particulier la méthode du C 14, ont permis de vérifier surtout pour les périodes récentes. Bien que de nombreux facteurs puissent produire des décalages de temps lors des variations climatiques, certaines mesures physiques (en particulier sur les températures marines), des études statistiques sur des organismes sensibles à l'environnement (petits mammifères, mollusques, invertébrés fossiles) et surtout la palynologie commencent

à fournir des résultats chiffrés sur les températures anciennes (A. LEROI-GOURHAN, 1963).

Selon ces résultats, les différences lors du maximum de froid würmien seraient de l'ordre de 50° C dans les régions polaires, de 11 à 14° en Europe septentrionale, de 5° C en Afrique orientale et centrale, de 1 à 3° C dans les régions équatoriales. D'après les séquences polliniques datées, les différentes phases würmiennes seraient contemporaines en Europe, Afrique et Amérique.

Indépendamment des variations régionales lors d'une même période froide, l'étude des formes glaciaires et périglaciaires, les variations de la pédogenèse au cours des interglaciaires, permettent de penser que les phénomènes ne se sont pas reproduits d'une manière identique au cours des quatre grandes glaciations. Certains auteurs insistent en particulier sur le phénomène d'inertie qui fait que lors de chaque interglaciaire les glaciers ne fondent pas totalement, d'où une extension des calottes glaciaires au cours du Quaternaire (A. REYNAUD, 1971). Ainsi les processus glaciaires et périglaciaires cantonnés plutôt aux hautes montagnes lors du Günz et du Mindel ont envahi au Riss et au Würm une grande partie des pays tempérés.

LES SÉQUENCES CLIMATIQUES EN AFRIQUE ET A MADAGASCAR

Faits d'observation régionaux

INTRODUCTION

Il n'est pas douteux que les événements climatiques du Quaternaire aux hautes et moyennes latitudes, phénomènes à l'échelle mondiale, ont eu des répercussions aux latitudes plus basses, dans les régions tropicales et équatoriales.

Très schématiquement, on peut dire que dans ces régions le « cycle » Glaciation-Interglaciation est remplacé par l'alternance de phases humides : les Pluviaux, et de phases sèches ou arides : les Interpluviaux.

Le concept de Pluvial, qui se réfère essentiellement à la pluviométrie, reste en fait assez imprécis. Le terme, apparu dans les travaux allemands et anglais du début du siècle (BLANCKENHORN, 1901 ; PASSARGE, 1904 ; BROOKS, 1914), fait généralement référence à des conditions climatiques d'humidité assez intenses et assez longues pour avoir eu des conséquences physiques et biologiques, et caractérisées par une pluviométrie nettement plus importante que celle du climat antérieur ou postérieur dans la région considérée (FLINT, 1959).

La corrélation de ces périodes pluviales africaines avec les glaciations européennes a été tentée dans de nombreux travaux. Cependant le passage des formations pluviales à des appareils glaciaires est assez exceptionnel et certains auteurs, s'appuyant sur des faits observés dans des régions différentes, se sont élevés contre la corrélation systématique des périodes pluviales avec les glaciations, et sa généralisation à l'ensemble du territoire africain (cf. en particulier J. TRICART, 1956-1963) : la répartition des paléoclimats serait beaucoup plus nuancée et complexe.

Nous reviendrons sur ce problème des corrélations et ses conséquences paléogéographiques après avoir considéré le point de vue adopté dans diverses études et synthèses régionales.

Afrique orientale et méridionale

Dans ces régions, les paysages prépléistocènes constituent un ensemble de plateaux de plus de 900 m d'altitude, profondément entaillés par les Rift Valleys, grands fossés allongés dus à des fractures et effondrements tectoniques. A ces accidents sont associés de nombreux cônes volcaniques et coulées de laves ainsi que des lacs.

I. LES TÉMOINS DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES

L'existence de climats pléistocènes, dans la partie orientale et méridionale de l'Afrique, est suggérée par la présence d'anciens lacs dans des régions maintenant sèches, les traces d'anciens glaciers, d'anciens sols pour le développement desquels le climat actuel est trop sec ou trop humide, des sables éoliens non mobiles maintenant couverts par la végétation (FLINT, 1959). Certaines anomalies dans la distribution des organismes vivants semblent confirmer ce point de vue.

A. ANCIENS LACS ET DÉPÔTS LACUSTRES

Les lignes horizontales d'anciens rivages abandonnés, sans liaison avec un exutoire bien défini, sont les meilleurs indices de la profondeur des anciens lacs et la preuve éventuelle de changements climatiques, mais les causes tectoniques ou les barrages volcaniques dans leur formation ou leur disparition doivent également être envisagées.

Au Kenya, le lac Magadi présente un ancien rivage à + 12 m dont l'origine climatique est probable, à moins que les sources qui l'alimentent aient varié indépendamment du climat. Deux niveaux lacustres plus anciens peuvent être observés, avec des sols carbonatés, mais leur déformation par des failles et des mouvements tectoniques rend leur origine climatique douteuse.

Au sud-ouest de Nairobi, le bassin d'Ologesailie contient d'anciens sédiments lacustres (limons tuffeux, marnes, diatomites), sur plus de 50 m d'épaisseur, avec de nombreuses discordances, une faune de mammifères du Pléistocène moyen et des industries. La pluviométrie actuelle et l'étendue du bassin versant sont difficilement compatibles avec cette extension ancienne et les discordances cor-

respondent très vraisemblablement à des fluctuations climatiques (alternance de sédiments littoraux et d'eau profonde).

Au nord-ouest de Nairobi, les lacs Naivasha, Elmenteita et Nakuru, dont les bassins sont en partie d'origine tectonique, montrent également par leurs dépôts une extension plus grande par le passé (plates-formes d'abrasion, petits deltas, plages, galets de ponce). Le lac le plus élevé s'étendait sur les trois bassins (112 m au-dessus du niveau actuel du lac Naivasha, 180 m au-dessus du lac Nakuru actuel). A l'exutoire, un canyon recoupe les dépôts lacustres et montre deux épisodes d'érosion. Les anciennes lignes de rivages sont postérieures à toutes les roches volcaniques, à l'exception de minces dépôts de cendres, et leur déformation est trop faible pour envisager uniquement des causes tectoniques. L'effondrement de la Rift Valley a pu modifier le climat, mais ces accidents sont le plus souvent antérieurs aux anciens rivages et aux dépôts lacustres correspondants rapportés au Pléistocène supérieur. Les lacs actuels sont peu profonds (11 m max.) : deux sont salés, l'eau du lac Naivasha étant presque douce.

Dans ces bassins, l'épaisseur des dépôts lacustres (tufs, limons, argiles, diatomites) peut dépasser 60 m, avec une séquence d'unités stratigraphiques séparées par des discordances dues à l'érosion en liaison avec des industries du Paléolithique supérieur ou post-paléolithiques (sites d'habitats près des anciens rivages). Bien que les dépôts de fonds de lac ne soient pas souvent en relation précise avec les anciens rivages et que les industries soient sporadiques, des variations climatiques successives au Pléistocène supérieur sont probables sans qu'on puisse estimer avec certitude l'ampleur de ces variations.

Des faits similaires ont été observés dans d'autres bassins, tels ceux du lac Rodolphe en Éthiopie, des lacs Natron, Manyara et Rukwa en Tanzanie. Sur la rive ouest du lac Victoria, cinq lignes d'anciens rivages ont été identifiées, entre Entebbe et l'embouchure de la rivière Kagera. Les deux plus anciens niveaux ont un certain pendage, mais les trois inférieurs sont bien horizontaux.

Des lacs plus anciens que ceux déterminés par les anciens rivages ont été reconnus par leurs sédiments dans la Rift Valley et le bassin du lac Victoria mais restent mal définis et sont la conséquence de l'érosion et des mouvements tectoniques.

B. FORMES ET DÉPÔTS GLACIAIRES

En Afrique orientale, le mont Kenya, le Ruwenzori et le Kilimandjaro sont recouverts par des glaciers ou des neiges permanentes. Le mont Elgou en a conservé les empreintes.

Sur le Kilimandjaro, dont l'altitude approche 5 900 m, les plus basses moraines se trouvent à 1 000 m. Elles ne correspondent pas obligatoirement à la limite inférieure des anciens glaciers mais elles montrent que ceux-ci furent beaucoup plus étendus qu'à la période actuelle. La limite climatique des neiges permanentes est plus significative et son altitude minima correspond à peu près à la base des cirques. Sur le mont Kenya, lors du maximum glaciaire, la limite des

neiges a été au moins à 900 m au-dessous de l'actuelle, sur le Kilimandjaro 1 300 m plus bas.

Un certain parallélisme entre les limites anciennes et actuelles pourrait laisser supposer qu'au maximum glaciaire les valeurs absolues des précipitations n'étaient guère différentes des valeurs actuelles et que la limite inférieure fut essentiellement la conséquence d'un abaissement de température. Selon cette hypothèse, un abaissement de 900 m sur le mont Kenya correspondrait à une diminution de température de 5° C.

Dans les monts Siemen en Éthiopie (point culminant 4 620 m), les traces d'actions glaciaires au Pléistocène sont également nettes : la limite des neiges a pu atteindre 3 500 à 4 000 m, des moraines et des cirques ont été identifiés (MOHR, 1962).

C. DÉPÔTS ÉOLIENS

Au nord-ouest de l'Afrique du Sud, dans la partie occidentale de la Rhodésie, à l'est de l'Angola, et au sud du Congo, il y a lieu de distinguer les sables pléistocènes éoliens type Kalahari du système du Kalahari (Kalahari Beds) lequel est prépléistocène et dont ces sables dérivent au moins en partie. Il s'agit le plus souvent de dunes massives longitudinales de direction générale est-ouest. Actuellement ces sables sont fixés par un manteau végétal qui diminue vers le sud-ouest, la déflation ne devenant active que pour une pluviométrie inférieure à 250 mm (FLINT, 1959), cette valeur étant plus élevée pour les climats à saisons contrastées. La présence de sables éoliens mobiles dans certaines régions laisserait supposer que les climats arides anciens auraient eu une pluviométrie inférieure de 400 à 750 mm par rapport à l'actuelle, mais la pluviométrie annuelle et sa variabilité saisonnière sont deux facteurs distincts à envisager.

II. LA SÉQUENCE PLUVIALE

L'Afrique orientale (en particulier Ouganda, Kenya, Tanzanie) a été très tôt une région de choix pour l'établissement d'une chronologie stratigraphique et préhistorique du Quaternaire africain. Les travaux commencés depuis 1919 aboutirent rapidement à considérer l'existence de trois périodes pluviales principales suivies de deux phases humides (L. S. B. LEAKEY, 1931). Par la suite, le second Pluvial a été subdivisé en deux périodes distinctes.

Les noms donnés aux périodes pluviales ont surtout à l'origine une signification stratigraphique. Les dépôts pléistocènes constituent des séries alluviales confinées aux vallées (terrasses fluviales à hauteurs variées) et les grands lacs témoignent par leurs anciens dépôts de variations importantes de niveau et d'extension. Ces phénomènes sont considérés comme la conséquence d'une plus grande humidité, avec abaissement des températures moyennes et diminution de l'évaporation. Ainsi pendant les pluviaux, à la suite d'une érosion active dans les hauts bassins,

des graviers puis des sédiments fins se seraient déposés dans les basses vallées, et ont été entaillés lors des périodes plus sèches avec formation de terrasses.

Il faut souligner que ces témoins ne sont pas continus, que les gisements paléontologiques ou préhistoriques qu'ils contiennent sont localisés ou parfois uniques, et les auteurs sont encore divisés sur la validité des corrélations stratigraphiques.

D'une manière schématique, la succession des périodes pluviales dans ces régions peut être résumée dans le tableau III (d'après LEAKEY et DESMOND CLARK).

TABLEAU III. — Périodes pluviales d'Afrique orientale.

ÉTAGE GÉOLOGIQUE	CLIMAT	ÉTAGE CLIMATIQUE
Récent	Climat actuel 2 ^e Post-Pluvial Phase humide	Actuel Nakurien
Épipléistocène	Sec 1 ^{er} Post-Pluvial Phase humide	 Makalien
Pléistocène supérieur	Sec 4 ^e Pluvial Très sec 3 ^e Pluvial	 Gamblien Kanjérien (anc. Kamasien sup.)
Pléistocène moyen	Sec Second Pluvial	 Kamasien (anc. Kamasien inf.)
Pléistocène inférieur	Très sec 1 ^{er} Pluvial	 Kaguérien

Au troisième Congrès panafricain de Préhistoire (Livingstone, 1955), il a été recommandé que les termes définissant ces divisions climato-stratigraphiques ne soient pas appliqués aux autres régions africaines sans critères géologiques, paléontologiques et archéologiques concordants.

Dans le cadre de la Préhistoire africaine, H. ALIMEN (1955) a fait la synthèse des caractères des dépôts associés à cette succession. Plus récemment W. W. BISHOP (1967) a analysé le développement de cette terminologie paléoclimatique pour l'Afrique orientale.

A. LE PLUVIAL KAGUÉRIEN ET LE PREMIER INTERPLUVIAL

Le terme Kaguérien se réfère, sans description détaillée, aux dépôts de la rivière Kagera, affluent occidental du lac Victoria.

Les dépôts complexes de la série de Kaiso (Kaiso Beds) dans le bassin du lac Albert, en Ouganda, sont rapportés par H. ALIMEN à ce pluvial, alors que W. W. BISHOP, d'après WAYLAND (1934), les rattache au 1^{er} Interpluvial. Cette série, formée d'argiles sableuses lacustres, avec intercalations de sables, grès et lits ferrugineux, ne permet pas une interprétation paléoclimatique bien

définie, et contient une faune de mammifères de type archaïque (*Mastodon*, *Elephas*, *Anancus*, etc.) récoltée à Kaiso en Ouganda et à Kanam au Kenya.

B. LES RECHERCHES RÉCENTES DANS LA VALLÉE DE L'OMO (ÉTHIOPIE)

Sans qu'on puisse faire référence à une période pluviale déterminée, des dépôts analogues se retrouvent dans la région de l'Omo, au sud de l'Éthiopie près du lac Rodolphe. La succession stratigraphique de ces dépôts a été étudiée dès 1933 sous la direction de C. ARAMBOURG, la richesse exceptionnelle de cette vallée en Vertébrés fossiles continentaux étant déjà connue.

Depuis 1967, une expédition internationale a fait dans cette région de remarquables découvertes (ARAMBOURG, 1969). La série alluvionnaire de l'Omo est constituée d'alternance d'argiles lacustres, de sables fluviatiles et de cinérites, sur plus de 500 m d'épaisseur (ARAMBOURG, CHAVAILLON et COPPENS, 1967). L'ensemble, déposé probablement dans une zone de subsidence, a été basculé et faillé, et présente actuellement un aspect assez chaotique mais qui a facilité les observations. L'âge des phénomènes tectoniques est encore difficile à préciser ; le Quaternaire récent est horizontal.

Schématiquement, on peut considérer les formations sableuses et gréseuses, contenant essentiellement les restes de vertébrés, comme des alluvions fluviatiles, et les argiles gypseuses comme des dépôts lacustres. Le lac Rodolphe actuel n'est qu'un vestige résiduel du grand lac pléistocène.

Les niveaux de cinérites, nombreux, ont permis d'établir par la mesure du rapport Potassium-Argon, que la séquence sédimentaire commençait aux environs de 4 500 000 ans pour s'achever autour de 1 500 000 ans (COPPENS, 1968).

La faune (Proboscidiens, Hippopotames, Ruminants, Crocodiles, etc.) a dans l'ensemble un faciès plio-villafranchien incontestable (ARAMBOURG *et al.*, 1969). Les caractères et la répartition des espèces dans cette séquence continue correspondent probablement à des variations du biotope. Mais comme il s'agit d'une évolution progressive propre à chaque groupe, et non synchrone, l'établissement de coupures stratigraphiques basées sur ce critère n'est pas possible. Cependant, bien que la faune de mammifères du continent africain apparaisse très homogène au Pliocène et au Pléistocène, les travaux les plus récents (COPPENS, 1972) ont permis de distinguer huit zones chronologiques successives dont sept sont représentées en Afrique de l'Est et cinq à l'Omo. La limite Pliocène-Pléistocène reste assez imprécise, mais le niveau de base correspond au Villafranchien inférieur d'Afrique défini par ARAMBOURG, c'est-à-dire aux niveaux quaternaires les plus anciens d'Afrique orientale et d'Afrique du Nord.

De nombreux restes fossiles d'hominidés ont également été découverts dans la vallée de l'Omo (COPPENS, 1970) : les divers gisements ont fourni les plus anciens Australopithèques dont la présence s'est maintenue sur environ 2 millions d'années. La première industrie de ces hominidés (galet aménagé) a été découverte en 1969 dans un niveau daté de 2 200 000 ans. Il existe maintenant une convergence de preuves pour attribuer un âge d'environ 2,5 millions d'années

aux sites archéologiques interstratifiés dans les niveaux du Pléistocène inférieur (ou de la fin du Pliocène) dont les fouilles ont fourni à Koobi Fora, au Kenya, un outillage restreint et de faibles quantités d'ossements brisés mais significatives (ISAAC *et al.*, 1971). Plus de quarante-cinq spécimens d'hominidés ont été reconnus sur le rivage oriental du lac Rodolphe et ces restes semblent représenter deux genres : *Australopithecus* sp. et *Homo* sp. De plus, un tuf daté au potassium-argon a donné un âge de $2,6 \pm 0,26$ millions d'années et fourni le plus vieil outil en pierre connu, et des sites archéologiques.

Plus de 1 000 fossiles ont été collectés et reliés à des unités stratigraphiques locales. Les trois espèces les plus importantes permettant de suivre une évolution et d'être utilisées en corrélation de faune sont les suidés *Mesochœrus limnetes* et *Metridiochœrus audrewsi*, ainsi que l'éléphant *Elephas recki* (V. J. MAGLIO, 1972).

Les faunes récoltées dans les dépôts ont été réparties en quatre zones basées sur des groupes de vertébrés morphologiquement distincts de part et d'autre du niveau daté (tuf KBS). Cette succession s'étend sur plus de 3 millions d'années.

La série de la vallée de l'Omo a donc une importance considérable pour l'étude des faunes, la paléontologie humaine et la chronologie du Quaternaire africain, mais il est encore bien difficile de définir le rôle des périodes pluviales dans ces formations, compte tenu des nombreuses interférences possibles avec les phénomènes tectoniques et volcaniques. Rappelons qu'en Afrique orientale et en Éthiopie, ces phénomènes se sont poursuivis jusqu'à la fin du Pléistocène.

C. LES DÉPÔTS ANCIENS EN AFRIQUE DU SUD

En Afrique du Sud, dans la vallée du Vaal, les plus anciens dépôts connus : Basal Older Gravels, se seraient accumulés pendant le Pluvial kaguérien. Ils sont étagés de 15 à 100 m au-dessus du lit actuel et sont habituellement cimentés par un dépôt calcaire secondaire (Kunkar). Au sommet de ces dépôts ont été trouvés des industries à galets aménagés de type oldowayen (cf. *infra*)¹ et des éclats. Cette civilisation préacheuléenne, l'encroûtement calcaire de « vieux graviers rouges » remaniant les précédents, correspondraient aux conditions arides du 1^{er} Interpluvial. En Zambie (Kalambo Falls) ces anciens dépôts ont été démantelés.

D. LE PLUVIAL KAMASIEN ET LE DEUXIÈME INTERPLUVIAL

Le plateau kamasien se trouve à l'ouest du lac Baringo au Kenya. Les coupes montrent une succession de tufs, limons, argiles, graviers, diatomites. Autrefois interprétés comme dépôts du 1^{er} Pluvial (LEAKEY, 1931), ces sédiments furent ensuite rapportés à une 1^{re} phase humide du Pluvial kamasien, mais cette interprétation a été mise en doute (FLINT, 1959).

1. Également de type kafouen, terme qui n'est plus utilisé.

Les gorges d'Olduvai (Oldoway), situées dans la région du lac Eyassi en Tanzanie, présentent une belle série de dépôts attribués par LEAKEY (1931-1951) aux 2^e et 3^e Pluviaux. Cinq niveaux principaux ont été reconnus, constitués par des sédiments fluvio-lacustres, des débris volcaniques et des tufs éoliens (HAY, 1965). Un barrage volcanique a contribué à la formation de l'ancien lac kamasien, cette phase humide ayant laissé en particulier les marnes du niveau II. A Olduvai, le début du Pluvial kamasien coïncide avec une civilisation préacheuléenne (Pebble-Culture) : l'Oldowayen, qui évolue vers la technique chelléenne. Les plus anciens dépôts (Bed I) remontent à 1,9 million d'années et le site d'occupation avec l'hominidé le plus ancien est daté de 1,75 million d'années. Il est suivi de sept niveaux archéologiques jusqu'à la fin de l'Acheuléen (M. LEAKEY, 1971 a).

La faune des couches d'Olduvai ne contient plus certains des éléments archaïques des couches de Kanam et de Kaiso (Pluvial kaguérien), mais d'autres éléments comme *Stylohipparion* persistent jusqu'à la fin du Bed IV (LEAKEY, 1965). Elle est caractérisée par *Dinotherium*, *Stylohipparion*, *Elephas*, *Australopithecus* et par l'apparition d'*Equus* et d'*Homo (habilis)* (COPPENS, 1972). Comme à l'Omo, il y a contemporanéité entre deux types distincts d'individus : un Australopithèque et un véritable *Homo* associé à l'outillage.

En Ouganda, dans la rivière Kagera, et dans les vallées affluentes du lac Victoria, à ce pluvial est associée une terrasse de 70 m, celle de 80 m étant rapportée au Kaguérien (O'BRIEN, 1939).

En Afrique du Sud, lors du Pluvial kamasien se sont produits d'importants phénomènes d'érosion et se sont formés des dépôts à galets non consolidés, à altitude variable : ce sont les « Older Gravels », la plus basse terrasse de 17 m correspondant à leur dernière accumulation ou à la première du Pluvial suivant (CLARK, 1959). En Zambie, ce Pluvial débute avec le dépôt des alluvions dites « Vieux graviers I » (Kalambo Falls).

Le Second Interpluvial fut considéré longtemps comme un simple interstade du Pluvial kamasien. Ce n'est qu'en 1950 que LEAKEY rapporte à un véritable interpluvial le niveau III d'Olduvai. Ces dépôts subaériens, plus ou moins rubéfiés, sans lits de galets, suggèrent des conditions semi-arides pas très différentes de celles régnant actuellement dans cette région. Cet interpluvial n'est pas caractérisé en Ouganda, en Rhodésie et en Afrique du Sud. Dans la vallée du Vaal, comme à Olduvai, le Pluvial kamasien correspond à un développement remarquable des industries à bifaces (niveaux II et III) dans lesquelles plusieurs stades d'évolution ont été distingués (M. D. LEAKEY, 1971 b).

E. LES CYCLES FLUVIO-LACUSTRES DES HAUTS PLATEAUX ÉTHIOPIENS

Sur les Hauts Plateaux éthiopiens, dans la vallée de l'Aouache, on retrouve sur 20 m d'épaisseur une dizaine de niveaux archéologiques dont l'âge s'étage depuis 1 million d'années jusqu'à la fin des temps acheuléens (J. et N. CHAVAILLON, 1969). L'étude géologique a mis en évidence l'existence de cycles sédimen-

taires du Pléistocène inférieur à l'Holocène correspondant chacun à une série de dépôts volcaniques et sédimentaires suivie d'une phase d'érosion. Quatre cycles fluvio-lacustres bien individualisés sont datés par des industries en place : deux cycles gomboréens (Quaternaire ancien) et deux cycles garbiens (Quaternaire moyen) (CHAVAILLON et TAIEB, 1968 ; TAIEB, 1969). Dans cette région, l'accumulation des dépôts aurait été commandée par les variations de la morpho-tectonique, mais la formation des lacs et de vastes zones d'épandage semblent dépendre également de variations climatiques (TAIEB, 1971). Les formations les plus anciennes (région de l'Hadar) contiennent des restes d'éléphants archaïques et d'hippopotames : il s'agit d'une faune plio-pléistocène relativement homogène, située entre 4 et 1,9 millions d'années, c'est-à-dire antérieure à celle d'Olduvai (TAIEB *et al.*, 1972).

Dans le gisement de Melka-Kontouré, le site de Gombore a permis de récolter une faune et une industrie de type oldowayen. Les études palynologiques ont révélé la présence dans les sédiments d'espèces de la flore actuelle, l'importance de l'élément Graminées et des variations des éléments arborescents de la forêt de montagne. Une végétation de type ouvert (savane mixte) semble avoir subsisté pendant la plus grande partie du Pléistocène (BONNEFILLE et TAIEB, 1971).

F. LE PLUVIAL KANJÉRIEN

Le terme Kanjérien s'applique à la 2^e phase humide de l'ancien Kamasien. Il tire son origine des dépôts d'érosion en ravins de Kanjera, près du mont Kenya. Par leur faune et leurs industries, LEAKEY (1950) les rattache au niveau IV d'Olduvai (marnes sableuses) et aux dépôts de l'ancien lac Olorgesailie. A Olduvai, *Dinotherium* disparaît tandis qu'*Australopithecus* survit aux côtés d'*Homo*.

En Afrique du Sud, se déposent pendant cette période les formations alluviales dites « Younger Gravels » ou graviers récents subdivisées en trois nappes de 3 à 12 m d'altitude au-dessus du lit rocheux. Lors de ce pluvial, les industries acheuléennes continuent d'évoluer (industrie dite « Stellenbosch » de la vallée du Vaal).

G. LE TROISIÈME INTERPLUVIAL

Dans les dépôts de la formation de Nsongezi en Ouganda, un niveau structuré dit « Horizon MN » est attribué par WAYLAND (1934) à une oscillation du niveau du lac Victoria probablement d'origine climatique. Ce niveau contient un outillage acheuléen-sangoen de facture levalloisienne, et correspond sans doute à un paléosol.

En Zambie et en Rhodésie du Sud, des concrétionnements ferrugineux (« Ferricrete ») dans les sables et graviers de la haute terrasse (« Vieux Graviers » II), ainsi que des encroûtements calcaires, correspondraient au passage Pluvial-Interpluvial. Dans la vallée du Bambesi, à Sawmills, l'encroûtement calcaire touche également les bifaces de l'Acheuléen évolué récolté au sommet des alluvions. De ce fait, on peut penser que l'édification de la terrasse s'achève au

passage du Pluvial à l'Aride (ALIMEN, 1955). A Kalambo Falls, un stade de l'Acheuléen évolué a été daté de $57\,600 \pm 750$ ans B. P. (CLARK, 1965). A cette période, d'après le spectre pollinique, le climat était identique à l'actuel ou un peu plus chaud et sec (750 à 1 000 mm de pluies, soit 250 à 300 mm de moins qu'actuellement).

Lors de cette période aride s'accumulent les sables du type Kalahari I (extension du désert vers l'est). De même, dans la vallée du Vaal, un épisode aride aurait vu le dépôt des nappes de graviers récents (Younger Gravels), provoquant la formation de sables calcifiés.

Avec le « Cycle » Kamasien-Kanjérien se terminent les principaux mouvements tectoniques qui ont donné aux Rift Valleys leur aspect actuel et s'achève la première des trois grandes périodes évolutives distinguées par les préhistoriens de langue anglaise : l'« Earlier Stone Age ». Rappelons également que certaines brèches calcaires des grottes du Transvaal, dans lesquelles ont été découverts depuis 1925 de nombreux restes d'Australopithécidés, ont pu s'être consolidées au cours des Interpluviaux et sont souvent associées à des dépôts éoliens. Ainsi les dépôts de Taungs pourraient dater de l'Aride post-kaguérien (COOKE *in* ALIMEN, 1955) ; la brèche à galets et blocs de Sterkfontein, les couches de Kromdraai, celles de Makapansgat (DART) pourraient remonter, avec les loess qui leur sont associés, au Pluvial kanjérien et à l'Aride qui a suivi. La grande ancienneté de ces remplissages ne fait guère de doute, mais les corrélations et les précisions sur l'environnement dans lequel vivaient ces hominidés sont encore très incertaines.

H. LE PLUVIAL GAMBLIEN

Le Gamblien a été défini par LEAKEY (1929) dans les régions des lacs Naivasha et Nakuru au Kenya où d'anciens rivages indiquent deux maxima d'extension des eaux lors de cette phase pluviale. Un troisième maximum a été reconnu à Enderit Drift. Compte tenu de l'extension limitée des lacs, l'humidité aurait été moins grande qu'au cours de pluviaux précédents.

Les dépôts des grottes de Gamble, près d'Elmenteita, sont complexes et contiennent des industries diverses (Capsien et Stillbayen du Kenya — techniques moustérienne et solutréenne). La corrélation avec les phases froides du Würm n'est pas démontrée. Les éléments de la faune de mammifères associée à ces dépôts se retrouvent dans la faune actuelle.

En Ouganda, la terrasse de 10 m et la plage de 7 m du lac Victoria correspondraient au Gamblien, ainsi que la partie supérieure de la terrasse de 30 m (au-dessus de l'horizon MN) à laquelle sont associés des outils de facture levalloisienne (Sangoen). Dans la vallée du Vaal, se sont déposés à cette époque les graviers les plus récents (Youngest Gravels) : cet épisode correspond, semble-t-il, à une pluviométrie très modérée et ces dépôts sont actuellement sous la plaine alluviale. Ils contiennent l'industrie de Fauresmith.

A Kalambo Falls (Zambie), l'occupation acheuléenne (stade final ou de transition) s'achève avec le tout début de la phase principale du Gamblien et n'est pas antérieure à 52 000 ans. CLARK subdivise les graviers récents en trois nappes

dont la plus ancienne présente un ferricrete. Pendant le Gamblien se développent les civilisations du Sangoen (daté à Kalambo Falls de 46 100 et 37 900 B. P.) et du Lupembien (27 à 29 000 B. P.). Cependant, si l'on considère qu'il existe pour cette période une convergence avec certaines séquences archéologiques datées d'Afrique du Nord, un âge de 10 000 ans B. P. ou inférieur pour le Gamblien récent n'est pas improbable (BISHOP, 1967). A Sawmills, en Rhodésie du Sud, la terrasse postérieure aux sables du Kalahari I a fourni une industrie de type levalloisien évolué.

I. LE QUATRIÈME INTERPLUVIAL

La phase sèche post-gamblienne, assez nettement marquée, voit le dépôt des sables du Kalahari II. Des alluvions rubéfiées, des sables rouges éoliens, des sables calcifiés, des croûtes calcaires en encroûtements ferrugineux constituent localement, en Afrique orientale et méridionale, le sous-sol actuel. Ces formations ont fourni un outillage varié des civilisations du « Middle Stone Age » (en particulier le Magosien d'Ouganda serait inclus dans cette phase sèche).

J. DERNIÈRES PHASES HUMIDES ET INTERVALLES SECS

A la première phase humide post-pluviale ou Makalien (de la rivière Makalia, près du lac Nakuru) LEAKEY a rattaché une ancienne ligne de rivage du lac à 102 m et les niveaux supérieurs de la grotte de Gamble (grotte n° 2) : cette phase représente probablement une variation climatique holocène. A la seconde phase humide ou Nakurien, correspondent les plages inférieures (vers 50 m) du lac Nakuru. Elle serait séparée de la phase makalienne par une période sèche avec dépôt de sables éoliens. La séquence stratigraphique et paléoclimatique du bassin du lac montre que dans cette région la période humide holocène a commencé vers 12 000 ans B. P. avec une extension maximale du lac vers 10 000 B. P. (ISAAC, 1971). Les industries du « Later Stone Age » (technique de la lame) sont trouvées dans les dépôts les plus superficiels (Elmenteitien de la grotte de Gamble, Lupembien d'Ouganda, Goumbien du Kenya, Wiltonien et Smithfieldien d'Afrique du Sud).

Dans la vallée de l'Aouache (Éthiopie), les dépôts du Quaternaire récent correspondent à des faciès de rivage d'un lac holocène (région de Logghia) résultant d'une période humide d'origine climatique entre 8 et 9 000 ans B. P. (TAIEB, 1971 ; FAURE *et al.*, 1971). Dans l'Afar, ancien golfe de la mer Rouge, l'évolution sédimentologique du lac Afrera a commencé un peu avant 9 780 B. P. lors de la période humide saharienne de la première moitié de l'Holocène (cf. *infra*) et s'est poursuivie après 6 900 B. P. (FAURE *et al.*, 1971). D'anciens rivages ont été identifiés dans les bassins du sud de l'Éthiopie, en particulier au-dessus des lacs Shaila et Zwai : un grand lac regroupant les lacs actuels a connu antérieurement à 9 000 ans B. P. une extension maximale, sous un climat plus humide que l'actuel (GROVE et DEKKER, 1971).

Afrique du Nord

I. LES CONCEPTS PALÉOCLIMATIQUES

Du point de vue de l'étude des changements de climat, l'Afrique du Nord présente un intérêt exceptionnel : c'est en effet une région de transition et de contrastes. La part respective des phénomènes climatiques et tectoniques dans les formations quaternaires y est encore très sujette à discussion, mais à la suite de nombreux travaux plus ou moins coordonnés entre géologues, géographes, pédologues et préhistoriens, l'existence dans ces régions d'oscillations climatiques entre périodes pluviales et interpluviales est communément admise.

A. SYSTÈMES D'ÉROSION ET OSCILLATIONS CLIMATIQUES

S'appuyant sur des observations faites dans la vallée de la Moulouya (Maroc oriental), R. RAYNAL (1955) définit ainsi les systèmes d'érosion résultant des variations climatiques :

Lors d'un Interpluvial « ... nombre d'oueds, alimentés par des sources, coulent suffisamment pour entretenir un lit qui canalise des crues puissantes. L'érosion linéaire l'emporte donc par suite de la concentration des eaux en de multiples artères privilégiées. Au contraire, durant un Pluvial, l'intense désagrégation des horizons superficiels sur les versants contribue à surcharger le ruissellement qui s'étale en une quantité de bras anastomosés, en sorte que la hiérarchie du réseau hydrographique s'estompe et que les processus latéraux prédominent, conduisant à l'élaboration de vastes surfaces de glacis ».

Selon ces conceptions, les oscillations climatiques aboutissent à un système de glacis emboîtés les uns dans les autres. Le terme de « cycle climatique », utilisé par certains auteurs, s'en déduit naturellement et, en l'absence de perturbations d'ordre tectonique, le nombre des étages de terrasses ou glacis continentaux indique celui des pluviaux. C'est à la fin du pluvial que le « reg alluvial » à alluvionnement caillouteux se transforme en plaine limoneuse. A la fin de cette période et au début de l'interpluvial, les phénomènes d'altération, de dépôts physico-chimiques et d'encroûtements, le creusement linéaire par des crues encore puissantes et fréquentes, passent par un maximum (CHOUBERT, 1953).

B. LA RÉGIONALISATION DES PHÉNOMÈNES

Des travaux récents ont conduit par ailleurs à nuancer sensiblement cette interprétation et à envisager une régionalisation de l'évolution quaternaire (BEAUDET *et al.*, 1967 ; MAURER, 1968). S'il existe bien en montagne un certain parallélisme des altérations, de l'évolution des versants et de la formation des nappes alluviales, pendant les pluviaux, dans les régions basses et côtières par contre il y aurait pendant ces mêmes périodes évolution lente et pédogénèse, alors que les interpluviaux seraient caractérisés par une évolution brutale, sous couverture végétale clairsemée, avec redistribution des matériaux et influences eustatiques importantes.

Selon cette hypothèse, G. MAURER (1968) propose pour les montagnes du Rif central, le schéma suivant :

	MONTAGNE BASSE ET RÉGIONS BORDIÈRES	MONTAGNE ÉLEVÉE
Pluvial	Pluviosité abondante et prolongée Végétation dense Pédogénèse active Équilibre des versants et creusement linéaire	Neige et gel Absence de couvert végétal Évolution rapide des versants Oueds chargés, évacuation limitée
Passage Pluvial- Interpluvial	Pluviosité diminuée Végétation moins dense Glacis d'accumulation et début des encroûtements	Froid atténué Accumulation des débris et ennoyages des fonds de vallée Pas de creusement linéaire
Interpluvial	Sécheresse relative Couvert végétal discontinu Apparition des croûtes Nappes alluviales (transgression marine) Glacis d'érosion	Humidité relative Couvert végétal Altérations pédologiques Équilibre des versants Creusement linéaire
Passage Interpluvial- Pluvial	Reprise de l'humidité et extension du couvert végétal Évolution des versants atténuée Reprise creusement linéaire	Retour du froid et destruction du couvert végétal Reprise évolution des versants Ralentissement et arrêt du creusement linéaire

Les formes qui résultent de cette évolution ne sont donc pas synchrones : les terrasses alluviales ne sont pas d'âge identique en tous points des vallées, les encroûtements calcaires sont absents dans les parties hautes, les grosses accumulations de montagne sont finipluviales, les épandages alluviaux sont au contraire d'âge interpluvial vers l'aval.

Par ailleurs, la plupart des auteurs admettent que les pluviaux d'Afrique du Nord, par conséquent méditerranéens, sont contemporains des glaciations européennes. En effet, il existe une correspondance assez marquée des types de temps froids, secs ou humides, de la période actuelle, entre l'Europe et l'Afrique du

Nord. Selon RAYNAL, le passage des formations de type périglaciaire en amont à des placages alluviaux vers l'aval, observé dans les régions montagneuses marocaines, est un argument essentiel. En outre la surface des glacis présente fréquemment des encroûtements calcaires qui peuvent être interprétés comme le signe d'un assèchement progressif du climat et le passage de la période pluviale à l'interpluvial.

C. CYCLES MARINS ET CONTINENTAUX

Indépendamment des mouvements tectoniques, l'hypothèse de l'eustatisme a pour conséquence sur le plan chronologique de faire correspondre les glaciations aux régressions marines et les interglaciaires aux transgressions¹. Selon cette hypothèse, et les principes de coordination énoncés par C. DEPERET, chaque terrasse ou « cycle » sédimentaire fluviatile doit se raccorder à l'aval à un niveau marin transgressif. On aurait ainsi les triples équivalences :

Pluvial = Régression = Phase de creusement
Interpluvial = Transgression = Phase de remblaiement

Cependant les séries de formations continentales ne sont pas toujours clairement établies et le principe même de ces corrélations demeure très controversé.

L'Afrique du Nord est particulièrement riche en formations marines et la stratigraphie littorale occupe une place de choix dans l'étude du Quaternaire. Le raccord entre niveaux littoraux et niveaux continentaux pose de nombreux problèmes, étudiés en particulier au Maroc, et il existe incontestablement une grande diversité régionale des niveaux quaternaires en fonction de la proximité des régions montagneuses ou du littoral actuel et de l'environnement bioclimatique. Ainsi les phases de sédimentation et de creusement peuvent ne pas être exactement contemporaines à l'amont et à l'aval.

Les auteurs distinguent fréquemment les cycles marins (terrasses eustatiques) des cycles continentaux (terrasses climatiques) et le climat garde généralement une part prépondérante dans les phases de creusement et de comblement des cours d'eau, lesquelles, dues au régime hydrologique, peuvent être indépendantes des oscillations du niveau marin, quoique régies par les mêmes causes climatiques (G. CHUBERT, 1946-1953).

De plus, certains auteurs estiment que les glacis, en fonction de certaines conditions structurales et bioclimatiques, ne se développent que sous un climat semi-aride et sous végétation très clairsemée, la préparation des débris et l'évolution pédologique n'étant pas contemporaines du transport et de l'accumulation (BEAUDET, MAURER et RUELLAN, 1967). Dans ces conditions, si, dans la partie aval d'un bassin versant, le remblaiement s'est essentiellement produit pendant un interpluvial, il est possible que les formations continentales passent latéralement aux dépôts transgressifs littoraux.

1. Cette hypothèse est le plus souvent admise mais on a aussi avancé l'hypothèse inverse fondée sur l'isostasie (cf. en particulier C. ARAMBOURG, 1952).

Si au contraire, les niveaux continentaux ont été élaborés pendant les phases pluviales, on est conduit à admettre l'alternance au moins approximative de ces formations avec les transgressions marines quaternaires (CHOUBERT, 1953 ; CHOUBERT *et al.*, 1956 ; GIGOUT et RAYNAL, 1959 ; BIBERSON, 1961), cycles marins et cycles continentaux pouvant d'ailleurs se chevaucher plus au moins.

Dans cette conception d'une « alternance harmonieuse » (BIBERSON, 1971) des cycles marins et continentaux, la césure entre cycles marins se place au maximum régressif (glaciation maximale), celle des cycles continentaux au maximum transgressif (maximum interglaciaire), mais le même auteur limite singulièrement les conséquences d'une telle subdivision en soulignant que « les phénomènes continentaux d'érosion et d'accumulation pourront indifféremment, selon les diverses régions, se situer soit au début, soit au milieu, soit à la fin d'un cycle climatique ».

Il est donc nécessaire de garder présentes à l'esprit ces deux séries d'hypothèses dans les séquences climatiques présentées ci-après. Dans un cas en effet, chacun des étages sédimentaires et sa terminologie correspond à un épisode pluvial ; dans l'autre au contraire ces niveaux seraient, au moins dans certaines régions, d'âge interpluvial.

Au-delà des théories, il convient surtout de tenir compte dans l'interprétation paléoclimatique de la différenciation déjà ancienne de plusieurs domaines morphopédogénétiques : montagnes humides ou subhumides, plaines côtières, montagnes et plateaux arides ou subarides.

Enfin, parallèlement à la notion de « cycle » assez souvent utilisée, la plupart des auteurs constatent que les variations climatiques ne se sont pas reproduites identiques à elles-mêmes et l'« amortissement » des phénomènes depuis le Quaternaire ancien jusqu'à l'époque récente ressort souvent des faits observés dans ces régions comme ailleurs en Afrique.

II. MAROC

A. NOMENCLATURE

Les travaux sur le Quaternaire du Maroc ont été particulièrement abondants au cours des deux dernières décennies, créant une terminologie locale des niveaux quaternaires utilisée par de nombreux auteurs.

Nous en présentons une synthèse, sans discuter les corrélations avec la terminologie méditerranéenne des niveaux de plages et les phénomènes glaciaires européens, pour lesquelles l'unanimité n'est pas faite et les études encore insuffisantes.

La terminologie des niveaux continentaux est essentiellement due à G. CHOUBERT et s'appuie sur les travaux des géologues et des géographes (cf. en particulier CHOUBERT *et al.*, 1956), celle des formations littorales a été proposée par P. BIBERSON. Cet auteur a retracé l'historique des études sur le Quaternaire marocain et en a souligné les difficultés (BIBERSON, 1961). Plus récemment

G. BEAUDET (1971, avec la collaboration d'A. RUELLAN) a présenté une synthèse critique de l'état des études sur ce sujet, et P. BIBERSON (1971) s'est efforcé de rénover la définition du Quaternaire continental marocain sans abandonner une terminologie consacrée par l'usage. Les différents niveaux marins et continentaux peuvent être schématisés dans les tableaux IV et V.

TABLEAU IV. — Cycles marins du Maroc atlantique.

NOMENCLATURE MAROCAINE	NOMENCLATURE GÉNÉRALE ?	MAXIMUMS MARINS
Pliocène marin		
Moghrébien	Calabrien	+ 180-200 m
(Pliocène régressif)		
Messaoudien	Calabrien	+ 90-100 m
Maarifien	Sicilien	+ 55- 60 m
Anfatien	Paléotyrhénien	+ 30 m
Harounien (Rabatien)	Eutyrrhénien	+ 18- 20 m
Ouljien	Néotyrhénien	+ 5- 8 m
Mellahien	Flandrien	+ 2 m

TABLEAU V. — Cycles continentaux du Maroc.

NOMENCLATURE MAROCAINE	NOMENCLATURE ALPINE ?	TERRASSES FLUVIATILES
Plio-Villafranchien inférieur continental		
Moulouyen (Villafr. moyen)	Donau	
Villafranchien final	Günz	
(Salétien <i>s. lato</i>)		
Régréguien		Très hautes terrasses + 150 m
Salétien <i>s. str.</i>		Hautes terrasses + 75-90 m
Amirien	Mindel	Hautes terrasses + 40-60 m
Tensiftien	Riss	Terrasses moyennes
Présoltanien ?	Würm	Basses terrasses
Soltanien		(jusqu'à 20 m)
Rharbien	Post-Würm	Basse terrasse grise + 3-8 m

B. LES SÉQUENCES CLIMATIQUES MAROCAINES

a. Villafranchien et Pléistocène ancien ¹.

1. Le Moghrébien :

Sur la façade atlantique marocaine, la limite Pliocène-Villafranchien pose encore des problèmes. A des marnes bleues (faciès plaisancien) ou sablo-gréseuses

1. On sait qu'en 1948, le XVIII^e Congrès géologique international a décidé d'intégrer le Villafranchien au Quaternaire, mais certains auteurs en font un Quaternaire ancien, différent du Pléistocène *s. str.* (Quaternaire moyen et récent).

(faciès astien), succèdent des conglomérats fluvio-marins, des lumachelles ou des grès dunaires, parfois épais (jusqu'à 60 m) et localement discordants sur le Miocène ou le socle ancien. Certains géologues ont considéré l'ensemble de ces formations comme pliocènes (GIGOUT, 1956 ; LECOINTRE, 1963) avec un faciès final régressif, d'autres au contraire distinguent un cycle autonome marin d'âge villafranchien : le Moghrébien (CHOUBERT et AMBROGGI, 1953 ; CHOUBERT, 1965), en s'appuyant sur l'étude des faunes du Villafranchien inférieur (LECOINTRE, 1952 ; ARAMBOURG et CHOUBERT, 1965). Il semble qu'à cette période, une phase tectonique a provoqué des changements paléogéographiques de première importance.

La faune marine du Moghrébien s'appauvrit par rapport à celle du Pliocène et comprend des espèces méditerranéennes nouvellement migrées avec disparition complète des Strombidés : c'est encore une faune chaude.

2. *L'Argoubien :*

Comme en Algérie et en Éthiopie, la faune continentale du Villafranchien inférieur (oued Fouarat, oued El Akrech) est caractérisée par un Mastodonte (*Anancus*) et un Éléphant archidiskodonte avec *Stylohypparion*, Chevaux et Hippopotames (C. ARAMBOURG, 1969). Il s'agit dans l'ensemble d'une faune de savane endémique mais présentant avec la faune européenne ce que C. ARAMBOURG a appelé une « symétrie écologique » (Association des genres pliocènes et des premiers genres pléistocènes). On sait d'après les dernières datations de l'Omo et du centre de la France que ce début de l'ère quaternaire pourrait se situer entre 4 millions et 1,8 à 0,7 millions d'années.

Le gisement d'Argoub el Hafid (vallée de l'oued Akrech) comporte à la base un niveau marin moghrébien, d'où l'appellation d'Argoubien donnée récemment par P. BIBERSON (1971) à ce cycle continental du début du Pléistocène.

Selon P. BIBERSON, les dépôts sableux continentaux ne portent pas de traces de rubéfaction et la « dégradation » du climat depuis le Pliocène est peu sensible.

3. *Le Moulouyen :*

Dans le Rharb, d'épais dépôts de cailloutis avec passées sableuses, atteignant localement 200 m d'épaisseur, appartiennent au moins en partie au Villafranchien inférieur et ont été déformés. Le sommet rubéfié de ces cailloutis, les sols rouges épais sur sables fauves du Saïss (BEAUDET, 1969), les dépôts détritiques souvent épais et portant la marque d'une rubéfaction intense et profonde, groupés sous le terme de « Formation rouge de la Mamora », correspondent à l'épisode climatique du Villafranchien moyen-Moulouyen.

Cependant dans ces matériaux ont été décrits des poches de solifluxion et des traces possibles de glivation.

Dans le bassin de la Moulouya (éponyme), ces dépôts constituent le plus haut niveau avec d'importants encroûtements calcaires : « grosses croûtes dites villafranchiennes » (CHOUBERT *et al.*, 1956 ; RAYNAL, 1961), qui sont peut être à rapporter au Villafranchien final.

Dans les régions montagneuses, les formations périglaciaires paraissent alors assez généralisées.

C'est à cette époque qu'apparaît dans le Maroc atlantique un outillage primitif de type Pebble-Culture ou Préacheuléen (BIBERSON *et al.*, 1960).

L'interprétation paléoclimatique de la période moulouyenne est assez variable et parfois contradictoire. La taille et l'importance des conglomérats, les traces de gélifraction et de solifluxion, permettraient d'envisager une oscillation climatique froide et des conditions pluviales de dépôt. Cependant, c'est dans des conditions climatiques assez chaudes et humides qu'ont pu se développer des altérations que certains auteurs n'hésitent pas à qualifier de tropicales (sols rouges à kaolinite, dissolution des éléments siliceux). La pédogenèse n'est pas obligatoirement contemporaine de la sédimentation continentale et certains caractères peuvent être hérités.

Dans les régions sèches, la formation de vastes glacis de piémont à argiles kaoliniques pourrait correspondre à des dépôts « rhexistasiques » selon le langage d'ERHART (1956), en conditions semi-arides, et non à de véritables dépôts pluviaux.

Dans les montagnes du Rif central, les dépôts assimilés au Villafranchien inférieur résultent d'une redistribution d'un héritage d'altération tropicale d'âge pliocène (MAURER, 1968), en climat méditerranéen à saisons contrastées, surtout vers l'est. Le Villafranchien supérieur (assimilé par le même auteur au Moulouyen) correspond dans cette région montagneuse à l'accumulation détritique la plus abondante de matériaux généralement grossiers et constitue une nouvelle étape dans le remaniement d'un même stock d'altération, avec des différences entre versants atlantique et méditerranéen. Le transport des matériaux a pu se faire par coulées boueuses ou laves torrentielles, mais les énormes épandages structurés indiquent un écoulement puissant et irrégulier, probablement en climat à saisons très contrastées.

D'une manière générale, les analyses sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques détaillées font encore trop souvent défaut pour tirer des conclusions précises à partir de ces dépôts complexes dans lesquels l'argilification, la rubéfaction et l'accumulation du calcaire sont probablement la résultante des effets cumulés au cours du Quaternaire ancien et des époques plus récentes (RUELLAN, 1965-1970 ; BEAUDET *et al.*, 1967).

4. Le Messaoudien :

Au Maroc atlantique, la transgression messaoudienne révèle une faune « chilopéruvienne » (*Acanthina crassilabrum*, *Trochatella trochiformis*) et des espèces « sénégalaises », indiquant un biotope littoral de type subtropical (LECOINTRE, 1953 ; BIBERSON, 1961-1963). Ces dépôts de plage contiennent un outillage restreint de Pebble-Culture archaïque ou ancienne. Selon P. BIBERSON, cette transgression précède les dépôts du Salétien que le même auteur rapporte au Villafranchien récent ou final et correspondant au Villafranchien supérieur d'Algérie-Tunisie (en particulier au gisement d'Aïn Hanech où C. ARAMBOURG (1950) a récolté des sphéroïdes à facettes). Dans ce niveau supérieur disparaissent l'éléphant et le mastodonte et la faune des ruminants se renouvelle.

5. *Le Salétien s. lato* :

Le cycle climatique continental salétien *s. lato* (Villafranchien final) est caractérisé par des limons rubéfiés et des dépôts caillouteux où les phénomènes de concrétionnement ferrugineux, voire de cuirassement, sont particulièrement fréquents. Les gisements types ont fourni une Pebble-Culture évoluée de type olduvaïen, mais dans ce milieu acide il n'y a guère de traces de faune.

Le Réggréuien, premier niveau emboîté dans le Villafranchien, ne représenterait qu'un épisode continental mineur. Il faut cependant souligner que l'éponyme de Salétien a été choisi à l'origine comme deuxième niveau emboîté dans la surface villafranchienne, mais ces dépôts de vallées sont beaucoup plus limités que ceux rapportés sous le même terme au Villafranchien supérieur (épandages des plateaux). Cependant, dans le Rif, G. MAURER (1968) rattache au Réggréuien l'apparition des principaux aplanissements et des croûtes calcaires sur accumulation villafranchiennes, et fait du Salétien *s. str.* une phase majeure de l'évolution du relief.

C'est donc au Villafranchien, en particulier au Villafranchien supérieur (Salétien *s. lato*), que se serait produite une véritable « mutation climatique » (MAURER, 1968 ; BEAUDET, 1969), avec passage d'un climat tropical probablement assez chaud et humide, à des conditions méditerranéennes ou tempérées, autrement dit d'une période « biostasique » (au moins dans certaines régions) à des conditions morphogénétiques ayant provoqué d'énormes remaniements des dépôts et des sols antérieurs, avec formation de vastes épandages et glacis d'érosion.

Dans un domaine froid et pluvial, les dépôts salétiens auraient été mis en place après creusement du Moulouyen, lors d'un pluvial rigoureux (traces d'une glaciation montagnarde). Mais d'après la grossièreté des dépôts, on peut aussi considérer que ces sédiments se rapportent au Pluvial amirien, la distinction des niveaux étant parfois délicate (BEAUDET *et al.*, 1967).

Dans le Rif, l'installation de conditions méditerranéennes aurait été progressive (MAURER, 1968). Dans le Maroc oriental, les traces d'altération des dépôts plio-villafranchiens sont peu nettes. Dans le sud, le Salétien est représenté par le reg le plus ancien. Dans le Plateau central, l'assèchement aurait été plus brutal : G. BEAUDET (1969 *b*) s'appuie sur des marques d'éolisation et la patine des galets pour évoquer la possibilité d'un climat semi-aride ou semi-désertique, ou méditerranéen à saisons très contrastées.

Pour P. BIBERSON et R. RAYNAL, le Pluvial salétien est une période à grosses précipitations atmosphériques, avec un climat rude et plutôt froid surtout en montagne où la présence de moraines est possible. Mais certains auteurs (CHOUBERT *et al.*, 1956 ; BIBERSON, 1963) attribuent au Salétien *s. lato* le grand développement du concrétionnement ferrugineux dans les formations continentales de cette époque (pluvial plus humide et froid que le Moulouyen), G. BEAUDET (1969 *b*) fait correspondre aux étages Réggréuien et Salétien *s. str.* (Pléistocène ancien) ainsi qu'aux stades intermédiaires, dont les formations sédimentaires sont peu importantes, un creusement important des vallées et une longue période

humide et probablement forestière, « responsable de transformations pédogénétiques profondes telles que le lessivage accentué de l'argile et l'accumulation massive du calcaire et du fer ».

Compte tenu d'importantes différences régionales, il semble cependant que dans les études faites jusqu'ici sur les formations finivillafranchiennes, l'interprétation stratigraphique et les corrélations par les industries préhistoriques s'appuient fréquemment sur les données sédimentologiques et pédogénétiques sommaires ou incomplètes. En particulier dans le Maroc atlantique humide, la présence dans les dépôts moulouyens ou salétiens *s. lato* de sols lessivés à concrétions ou cuirasses ferrugineuses et d'industries beaucoup plus évoluées que les galets aménagés et parfois altérés posent le problème des remaniements superficiels, mais aussi d'altérations ou de pédogenèses cumulatives au cours du Quaternaire, rendant ainsi la reconstitution paléoclimatique particulièrement complexe.

b. Le Pléistocène moyen.

1. *Le Maarifien et l'Amirien :*

Après la transgression maarifienne à faune chilo-péruvienne (ligne de rivage vers 55-60 m max.), et à la fin du Pléistocène inférieur de longue durée, l'arrivée d'une nouvelle période pluviale : l'Amirien, expliquerait le refroidissement des eaux côtières atlantiques et l'élimination progressive de cette faune chaude par une faune marine de l'Atlantique nord (BIBERSON, 1963). Selon P. BIBERSON (1961) c'est la fin de la « civilisation du galet aménagé ».

L'Amirien se caractérise assez généralement par des dépôts assez fins : limons anciens ou inférieurs, plus ou moins rubéfiés, souvent à concrétions calcaires. Ces dépôts, parfois épais, sont fréquents dans le Maroc continental (éponyme : plaine des Beni-Amir) et terminent la phase de comblement correspondant à la haute terrasse de 40 à 60 m. On rapporte généralement à cette période les « regs anciens » du sud et certains calcaires lacustres (Souss, Tiznit).

Certains auteurs imaginent des conditions climatiques assez chaudes : c'est la fin du grand creusement fini- ou post-villafranchien et d'une longue période de pédogenèse dans le Maroc humide. Cependant, en montagne le Pluvial amirien est bien marqué et correspond à la glaciation la plus importante (BEAUDET *et al.*, 1967). Pour d'autres auteurs au contraire (CHOUBERT *et al.*, 1956) les traces glaciaires amiriennes sont inexistantes et les formations périglaciaires réduites. Dans le Rif, l'Amirien ne se retrouve pas dans les secteurs élevés de la chaîne, mais la terrasse amirienne est bien développée à l'aval (MAURER, 1968). Il s'agirait donc d'une période de grands contrastes climatiques.

Dans la région de Casablanca, P. BIBERSON a distingué :

- l'Amirien inférieur : calcaires à mollusques continentaux et faune à Hippopotame, Rhinocéros blanc, *Elephas iolensis*, indiquant un biotope plutôt humide, avec des industries de l'Acheuléen ancien (trois stades) ;
- l'Amirien moyen (grès calcaires dunaires) plus sec ;

— l'Amirien supérieur, toujours humide mais plus froid, avec une faune probablement forestière, à Hyènes et Ours. L'Acheuléen moyen caractérise ces deux épisodes.

2. *L'Anfatien* :

Toujours à Casablanca, la transgression anfatienne culmine à + 30 m, et ce cycle succède au dépôt des formations amiriennes. La faune chaude de type chilopéruvien, qui subsiste au début de la transgression, disparaît ensuite et est remplacée par une faune « nordique » à *Purpura lappillus* et *Littorina littorea*. Mais un réchauffement correspond au maximum transgressif avec une nouvelle faune « chaude » (gastéropodes de type sénégalien), qui se maintiendra jusqu'à nos jours et est caractéristique du Quaternaire récent (LECOINTRE, 1952).

La faune amirienne de mammifères survit, mais antilopes, gazelles et équidés zébrés sont abondants, indiquant un milieu de savane (BIBERSON, 1963). Les industries préhistoriques appartiennent à la fin de l'Acheuléen moyen. D'après un essai de datation au T^{230}/U^{234} , le remplissage inférieur marin de ce cycle serait plus ancien que 200 000 ans B. P.

3. *Le Tensiftien* :

Après un interpluvial long et accentué, les dépôts de l'avant-dernier pluvial : le Tensiftien, bien que nulle part classiques, sont surtout développés dans les zones à climat semi et subdésertique : pédiments encroûtés du Haouz et de la Moulouya, « regs moyens » du Sud (CHOUBERT *et al.*, 1956). Les croûtes tensiftiennes sont puissantes et caractéristiques.

En montagne les dépôts sont généralement épais et grossiers se raccordant à des grès ou même à des moraines : c'est la glaciation montagnarde la plus importante du Quaternaire récent. Les actions périglaciaires sont également nettes. Dans le Rif, la terrasse tensiftienne est la mieux conservée et aussi la dernière à être encroûtée (MAURER, 1968).

Dans les dépôts de Casablanca et Rabat, les espèces forestières (*Elephas iolensis* et *Ursus arctos*) disparaissent, tandis que la faune soudanienne s'épanouit, avec en particulier *Elephas atlanticus maroccanus* (BIBERSON, 1961). Ces niveaux ont livré les premiers fossiles humains du Quaternaire marocain : l'homme de Rabat et l'Atlanthrope de Sidi Abderrahman, apparentés à l'Atlanthrope de Ternifine (ARAMBOURG, 1955) d'âge amirien. Les industries acheuléennes sont à leur apogée, avec apparition de l'Acheuléen évolué (stades VI et VII de P. BIBERSON).

Sur le continent, les formations rouges sont peu développées ou absentes. Sur le littoral atlantique, le climat aurait donc été plus froid et moins humide qu'à l'Amirien. Cette période correspondrait au début d'une succession de « crises climatiques » relativement courtes et d'intensité inégale, caractérisant le Quaternaire récent et l'Holocène (BEAUDET *et al.*, 1967).

Un épisode marin transgressif : le Harounien (ou Rabatien) toujours à faune sénégalaise, succède au Cycle tensiftien. On a aucune précision sur la faune de mammifères de cette période.

Le Pléistocène moyen, avec deux cycles pluviaux l'Amirien et le Tensiftien, apparaît cependant avoir eu une durée beaucoup plus courte que le Pléistocène inférieur : au Maroc, il débute avec la régression post-maarifienne laquelle, assimilée à la régression post-sicilienne, remonterait à 700 000 ou 800 000 ans (BIBERSON, 1963).

c. Le Pléistocène supérieur.

1. Le Soltanien :

Un nouveau cycle climatique : le Soltanien (éponyme : limons de remplissage de la grotte de Dar es Soltan, près de Rabat), a été présenté comme l'équivalent du Grimaldien de J. BOURCART et du Würm marocain. Ce cycle a débuté par la transgression ouljiennne définie par M. GIGOUT (1949), marquée par un maximum transgressif de 5-8 m, à même faune malacologique « chaude » (*Purpura haemastoma*) que la faune subactuelle. L'Ouljien a été daté de 75 000 à 95 000 ans B. P. $\pm$ 5 000 (STEARNS et THURBER, 1965).

P. BIBERSON, se basant sur le fait que les dépôts de remplissage de Dar es Soltan sont, par leur faune et leurs industries atériennes, ouljien et post-ouljien, a limité l'appellation de Soltanien ou Post-Ouljien et créé le terme de Présoltanien pour la période préouljiennne. Celle-ci est représentée à Casablanca par des calcaires bréchoïdes roses, à faune malacologique indiquant un climat un peu plus frais que l'actuel, de type lusitanien, mais cependant à espèces de mammifères de type soudanais et œufs d'autruche, survivances de la faune classique du Pléistocène moyen (BIBERSON, 1961). Très récemment, le même auteur fait du Présoltanien, un épicycle terminal plus humide du Tensiftien, l'Ouljien, d'après les datations isotopiques correspondant à l'interglaciaire Riss-Würm et non à un interstade du Würm (BIBERSON, 1971).

Les limons rouges soltaniens, superficiels ou « subaériens », supérieurs ou récents, sont en fait de couleur et de composition variables et leur interprétation génétique (allochtonie ou altération en place) souvent sommaire. Les terrasses soltaniennes ont un commandement variable (jusqu'à 20 m) et l'accumulation du calcaire y est souvent discrète (BEAUDET, 1969). Sur le plan des faciès, le Soltanien n'est pas uniforme et sa complexité même a été invoquée pour avancer, lors de cette période, des fluctuations climatiques analogues à celles du Würmien français (BIBERSON, 1961).

La différenciation des dépôts soltaniens en deux formations distinctes a été admise dans certaines régions par RAYNAL en Moulouya, par MAURER dans le Rif. Sur les sommets les plus hauts, ces deux Soltaniens correspondraient chacun à un épisode froid (MAURER, 1968), mais les dépôts périglaciaires et les moraines sont à des altitudes plus hautes que celles du cycle tensiftien.

La faune de mammifères des limons rouges subaériens, étudiée par C. ARAMBOURG (1938), révèle, en plus des espèces de savane du Pléistocène moyen, la présence d'Ursidés, de Sangliers et de Cervidés, c'est-à-dire un environnement probablement forestier. Divers auteurs supposent donc lors de cette période

un climat pluvial froid (dû à l'extension de la glaciation würmienne en Afrique du Nord ?). Cependant le climat fut également assez humide pour provoquer la rubéfaction des limons, la formation d'argiles de décalcification et des dépôts de pente ou de remplissage.

Les gisements en place ont fourni les divers stades évolutifs de l'Atérien, remplacé vers le sommet des remplissages par l'Ibéromaurusien.

Les mesures de datation des dépôts soltaniens se situent actuellement entre 32 000 et 10 000 ans B. P. (CHUBERT, FAURE-MURET et MAARLEVELD, 1967 ; ROCHE, 1959 ; CHUBERT et FAURE-MURET, 1970).

d. L'Holocène.

La transgression mellahienne (Flandrien du Maroc) marque l'extrême limite du Pléistocène supérieur et le début de l'Holocène, avec l'établissement des conditions climatiques actuelles. Cette transgression est datée d'environ 5 000 à 6 000 ans (GIGOUT, 1959 ; CHUBERT et FAURE-MURET, 1970). Des vases estuariennes constituent un Flandrien plus récent, se raccordant aux dépôts rharbiens (ANDRÉ et BEAUDET, 1967 ; BEAUDET, 1969).

Les dépôts rharbiens (éponyme : la plaine du Rharb) constituent la basse terrasse de limons gris et livrent des industries du Néolithique encore mal connues. Les datations faites jusqu'ici vont de — 2 000 au Moyen Age (GIGOUT, 1959 ; CHUBERT et FAURE-MURET, 1970).

C. OSCILLATIONS CLIMATIQUES ET PÉDOGENÈSE

De nombreux auteurs attribuent au « Post-Pluvial » du Rharbien ancien la formation, à partir des alluvions limoneuses, de sols noirs ou « tirs » (Vertisols), alors que les alluvions modernes non tirsifiées correspondent à un Rharbien récent ou actuel.

Cette tirsification, en climat plus ou moins identique à l'actuel, a été également opposée aux conditions des climats « rubéfiants », surtout en zone atlantique, des périodes anté-ouliennes (PUJOS, 1953-1957 ; DIVOUX et PUJOS, 1960) et le moindre noircissement actuel des dépôts (sédiments « gris ») serait peut-être dû à une « rétrogradation » du climat subactuel ou actuel (PUJOS, 1958-1959). Dans l'évolution des dépôts et des sols depuis le Soltanien ancien, on aurait ainsi la succession chronologique : rouge, noir, gris.

Cependant, cette succession n'est pas toujours respectée et l'influence de certaines roches mères qui, sous des types de climat relativement différents, donnent naissance à des formations rubéfiées (schistes, calcaires), ne doit pas être exclue (RUELLAN, 1965). Ainsi, dans la plaine des Triffa (Maroc oriental), les processus érosifs différentiels n'ont pas affecté au cours du Soltanien les mêmes secteurs qu'au Rharbien. J. HUBSCHMAN (1967-1971) distingue : dans le Soltanien un faciès rouge et un faciès brun-rouge très calcaire, un Rharbien modal non rubéfié, un Rharbien marginal brun-rouge qui remanie le Soltanien,

un Rharbien local déjà rubéfié. Selon cet auteur, ces différents faciès sont l'expression de provinces pétrologiques différentes : calcaires et terra rossa associés, schistes et quartzites pour les « limons rouges », basaltes et granites pour les « limons gris ». Dans ce cas, la coloration refléterait beaucoup plus un héritage qu'une pédogenèse rubéfiante (dépôts lithochromes) et l'étude minéralogique confirme la diversité d'origine. Au moins dans certaines régions du Maroc, la couverture d'altération serait surtout présoltanienne et aurait été remaniée avec une intensité variable au cours du Quaternaire récent.

Au cours de la dernière décennie, le rôle des sols et des phénomènes de pédogenèse dans la morphogenèse et les cycles climatiques a été précisé par rapport à l'ensemble du Pléistocène marocain (RUELLAN, 1965-1969-1970 ; BEAUDET *et al.*, 1967).

Les conclusions de A. RUELLAN sont les suivantes :

- Les sols marocains démontrent la permanence d'un climat méditerranéen tout au cours du Pléistocène, le Villafranchien étant la dernière époque tropicale (on ne retrouve pas dans ce pays les sols tropicaux de l'interglaciaire Mindel-Riss du sud de l'Europe) et la zonation climatique est restée homologue de la zonation actuelle.
- Les grands processus de pédogenèse, indicateurs de climat (évolution du profil calcaire, rubéfaction, et dans une certaine mesure, argilisation, lessivage et hydromorphie), sont des phénomènes lents et n'ont pu se développer que pendant des périodes morphologiquement stables, sous couvert végétal suffisamment développé, c'est-à-dire des périodes pluviales ou « biostatiques » (un peu plus pluvieuses qu'actuellement, surtout au Quaternaire ancien), la morphogenèse étant essentiellement interpluviale, sauf dans les régions de haute montagne.

La durée de ces périodes de pédogenèse aurait été d'autant plus courte que l'on va vers des régions qui sont actuellement plus arides.

- Dans une région donnée, il existe une relation générale entre le degré de développement des sols et l'âge des dépôts sur lesquels ils se sont formés, le sens de l'évolution pédologique étant resté le même durant la plus grande partie du Quaternaire (pour des matériaux originels comparables).

Ces conclusions doivent évidemment être nuancées en fonction des zones climatiques et d'une période pluviale à l'autre puisqu'on peut envisager un assèchement progressif de ces périodes au cours du Pléistocène. Enfin, certains caractères des sols formés sur alluvions ou colluvions finitertiaires ou quaternaires sont hérités des sols et des roches qui sont à l'origine des matériaux, sols et dépôts étant parfois confondus dans les études.

Les faits pédogénétiques peuvent donc également s'inscrire dans le cadre des cycles paléoclimatiques précédemment définis, mais les relie davantage qu'ils ne les séparent.

III. TUNISIE

A. INSTABILITÉ CLIMATIQUE ET ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Dans ce pays, un certain nombre de données stratigraphiques et géomorphologiques (modèles et dépôts associés) permettent d'envisager l'instabilité du climat, avec un assèchement croissant vers notre époque.

Pour les cycles marins, seul le niveau de 5-8 m (équivalent de l'Ouljien-Néothyrrhénien) est bien représenté : plages à Strombes. Un autre niveau a laissé localement des témoins entre 12 et 15 m, avec des espèces à caractère plus « chaud » (*Purpura haemastoma*, *Nassa circumcincta*). Entre 20 et 60 m ne subsistent que des lambeaux d'autres formations littorales (faciès lagunaires).

Compte tenu des nuances régionales et des mouvements tectoniques pendant une partie du Quaternaire (en particulier plio-villafranchiens), l'existence de discontinuités climatiques est confirmée par l'étagement des glacis de piémonts et des terrasses dont la formation suppose des phases « caractérisées par l'activité des actions météoriques et des ruissellements diffus » alternant « avec des phases où la concentration du ruissellement et la paralysie de la production des débris provoquent la dissection qui précède l'emboîtement d'une nouvelle génération de formes » (COQUE et JAUZEIN, 1966).

Les quatre ou cinq niveaux étagés repérés en Tunisie correspondraient ainsi à autant de « pluviaux » post-villafranchiens. Dans le nord du pays, on observe des traces de phénomènes périglaciaires dans les blocailles du glacis le plus élevé.

Dans certaines conditions : variation faible de la configuration hydrographique, stabilité tectonique, faible évolution des formes structurales et nature meuble de la roche des piémonts, on peut retracer le schéma d'évolution comme suit (COQUE, 1962 ; COQUE et JAUZEIN, 1966) :

Maximum « humide » : Façonnement des versants et des glacis essentiellement (phase semi-aride) par planation latérale (sillwash et rillwash)
Crues assez rapprochées et largement épanouies
Végétation assez dense
Phénomènes périglaciaires possibles (glacis le plus élevé des piémonts de la Dorsale)

Tendance à l'aridité : Des couvertures alluviales fossilisent les glacis d'érosion des piémonts par suite de la diminution des capacités de transport des ruissellements diffus
Amointrissement corrélatif de la couverture végétale
Début des encroûtements calcaires
Absence de renouvellement des débris dans les bassins versants

Maximum sec : Nuance sensiblement plus aride du climat mais sans aridité absolue
Arrêt des apports détritiques

Formation et développement d'encroûtements calcaires ou de croûtes gypseuses au sommet des couvertures alluviales (évaporation intense des solutions salines et saupoudrage de poussières cristallines prélevées dans les chotts par déflation)

Passage du ruissellement diffus au type linéaire (creusement)

Recrudescence de

l'humidité

: La dissection des oueds, aux crues d'abord raréfiées mais peu chargées, réalise progressivement l'emboîtement d'un nouveau glacis.

Aussi bien au nord qu'à la lisière du Sahara, des gisements de mammifères du Villafranchien ont fourni une faune de savane (*Elephas africanavus*, *Stylohipparion* et *Machairodus*). La fin de cette période à nuance chaude mais encore humide se signale dans tout le pays par une croûte « zonée » recouvrant généralement un encroûtement épais de teinte saumon (faciès à Hélicidés ou conglomératique).

Au contraire, au cours des périodes ultérieures du Pléistocène, on observe une différenciation zonale des croûtes et des encroûtements : calcaires, de type tuffeux ou pulvérulent (Torba) avec croûte zonée en surface, en Tunisie septentrionale ; calcaires à ciment plus ou moins rose dans la Haute Steppe de Tunisie centrale ; gypseux, à pâte microcristalline de gypse avec rares débris clastiques, dans la marge méridionale et différents des encroûtements à structure gréseuse (deb deb) subactuels ou actuels.

La présence d'encroûtements calcaires ou de croûtes gypseuses au sommet des formations alluviales semblent donc impliquer l'assèchement et le réchauffement (?) périodiques du climat. L'existence de ces formations suppose l'atténuation considérable, sinon la disparition totale, des écoulements en nappe de glacis fonctionnels (COQUE, 1955). La croûte implique donc l'existence d'une phase de stabilité morphologique et la succession des phénomènes de planation et d'encroûtements exprime des discontinuités dans la morphogenèse en même temps que des variations climatiques.

Dans l'extrême sud, l'absence de niveaux récents prouve la dégradation précoce de l'écoulement, avec accroissement de l'intensité des phénomènes éoliens. En outre, la substitution du gypse au carbonate de chaux dans les phénomènes d'encroûtement généralisé, dès la fin du Villafranchien ou peu après, indique une nette dégradation du milieu bioclimatique. Les régions arides sont de plus en plus accusées et précoces vers le sud.

B. LA SÉQUENCE MORPHOCLIMATIQUE EN TUNISIE PRÉ-SAHHARIENNE

En Tunisie présaharienne, les travaux de R. COQUE (1962) ont permis d'établir la séquence morphoclimatique suivante :

a. Le Villafranchien.

Le Villafranchien effectue la transition entre les types tropicaux et subtropicaux du Tertiaire, chauds et humides malgré l'existence d'une saison sèche d'importance variable, et ceux à caractères plus ou moins arides et frais des époques postérieures.

Dans l'extrême sud, les versants des profondes vallées entaillées dans les calcaires sénoniens se façonnent en pédiments, tandis que se réduisent les lanières d'interfluvés et les buttes témoins de la hamada crétacée. Des glacis d'érosion s'élaborent au pied des *cuestas* mais dans des proportions modestes.

Dans le nord, les changements climatiques interfèrent avec le déclenchement de la seconde phase orogénique de l'Atlas méridional. En liaison avec ces mouvements tectoniques, l'érosion libère des masses de matériaux qui s'accumulent en glacis de piémont (glacis d'accumulation).

Une vaste lagune d'eaux saumâtres, peuplée de *Cardiums*, apparaît dès le début du Villafranchien, en liaison, non avec une invasion marine, mais avec les mécanismes de l'hydrologie superficielle et l'alimentation par les nappes souterraines. Des sables et des argiles viennent se sédimenter dans la lagune et les sels, lessivés par ruissellement ou apportés par les émergences de sources artésiennes, s'y concentrent, surtout le gypse, avec formation d'évaporites pendant la saison sèche.

La faune de mammifères représente une association de savane : elle révèle la persistance d'un climat tropical, chaud et humide, comportant une saison sèche. La flore (gisement de Garaet Ich Keul) présente un caractère mixte, à la fois moghrébin et tropical et il semble qu'on ait affaire à une végétation de transition représentative d'une période d'instabilité climatique.

Il existe sans doute un niveau supérieur à « Pebble-Culture » (sphéroïdes à facettes) mais les industries du Paléolithique inférieur font généralement défaut.

b. Le Villafranchien final.

On observe pendant cette longue période le passage aux climats plus arides et plus frais du Pléistocène s. *str.* Alors que le climat des débuts du Villafranchien conserve un caractère relativement humide, avec une saison sèche assez accusée pour provoquer le dépôt d'évaporites lagunaires, une diminution de la pluviométrie, sans doute accompagnée d'un réchauffement, entraîne un arrêt de la fragmentation et une dégradation du ruissellement. Ce début d'aridification marque le terme du Villafranchien et on observe des mécanismes éoliens qui n'ont pas encore atteint leur pleine efficacité.

Cette tendance à l'aridité est confirmée par la formation d'encroûtements et d'une carapace zonée sur l'ensemble du paysage, nourrie en partie au moins par des poussières éoliennes carbonatées.

Dans la lagune à *Cardiums*, la baisse du plan d'eau aboutit à la constitution d'une « *sebka* » à simple submersion hivernale, première apparition des grands

chotts tunisiens. Les poussières salines, surtout gypseuses, saupoudrent le pourtour de la lagune et s'agglomèrent en croûte.

c. Le Pléistocène *s. str.* et l'Holocène.

1. *Oscillations climatiques et morphogénèse :*

On assiste désormais à une sorte de mouvement oscillatoire dans lequel des phases d'humidification et de refroidissement alternent avec des phases d'assèchement et peut-être de réchauffement. Cinq pulsations « humides » se sont ainsi produites depuis la fin du Villafranchien, dont seule la dernière au Néolithique n'a pas laissé de traces nettes dans le paysage.

Ces oscillations humides s'amortissent avec le temps du nord vers le sud et il en résulte une différenciation zonale progressive du climat. Compte tenu de ce facteur et des mouvements tectoniques, on observe au cours de chaque cycle les phénomènes suivants :

- Au cours de la phase semi-aride il y a évolution des versants et formation de glacis de piémont, avec écoulements divagants et en nappe. Il s'agit surtout de glacis d'érosion couverts de 1 à 2 m d'alluvions. Des sédiments se déposent dans les dépressions fermées.
- Lors de la phase aride, les actions météoriques sont faibles et les piémonts sont disséqués par les oueds. Il y a formation de croûtes gypseuses qui illustrent cette nuance aride. Au cours du maximum aride il y a dominance des actions éoliennes.

2. *La mise en place des glacis anciens :*

Il semble qu'au cours de ces oscillations l'amplitude ait été limitée, et les variations ont pu se réduire à des modifications de l'intensité ou de la fréquence des pluies torrentielles. Ainsi, dans cette région, les pluviaux correspondraient en réalité à des climats semi-arides qui passent à des types subarides. R. COQUE distingue quatre séquences ou cycles principaux :

Séquence 4 : un mouvement du climat en sens inverse de celui du Villafranchien final, avec refroidissement et recrudescence des pluies, détermine la réinstallation progressive d'un système d'érosion plus efficace. Alors que dans le sud les modifications restent limitées, ce changement climatique manifeste son agressivité dans le nord par une dissection et la formation de pavages d'alluvions : glacis d'érosion 4. Les cuestas reculent très lentement. De la période villafranchienne, seuls subsistent des placages de poudingues cimentés.

Des phénomènes d'encroûtement remarquables soulignent le début d'une nouvelle phase sèche comparable à celle de la fin du Villafranchien : les conditions bioclimatiques ne permettent plus d'assurer le déplacement du carbonate de chaux mais favorisent la formation de croûtes gypseuses et renforcent le rôle du vent. Cette « cuirasse » gypseuse est stoppée dans sa formation avec l'aridité croissante, puis se fragmente et se patine. La morphogénèse se réduit à un ravinement très discontinu au pied des reliefs.

Séquence 3 : l'arrêt de l'orogénèse atlasique est complet. La séquence 3 est analogue à la précédente : au maximum « humide » la planation latérale engendre la formation d'un glacis d'érosion emboîté dans le précédent, tandis qu'au maximum aride le paysage se fige et que sont formés quelques placages de carapace calcaire zonée. Au glacis 3 est associé un outillage lithique caractérisant un stade évolué de l'Acheuléen.

3. Séquences récentes et variations du niveau marin :

Séquence 2 : la diminution d'efficacité de l'oscillation humide lors de cette séquence laisse subsister de nombreux témoins du niveau 3, mais permet le développement d'un nouveau glacis emboîté. Il y a formation d'une nouvelle lagune à Cardiums (niveau max. 40-45 m) où la sédimentation est plutôt faible.

La phase de dessèchement ultérieure transforme la lagune en sebkas à submersion hivernale et il y a formation généralisée d'une croûte gypseuse sur les versants morts et le glacis 2. Le creusement des cuvettes par déflation favorise la formation de terrasses dans les alluvions à cardiums encroûtées ou les bancs de gypse du Villafranchien.

Le façonnement du glacis 2 ainsi que celui du dernier glacis peuvent être mis en relation avec des régressions marines et les phases de dissections (aride) avec des transgressions. Ainsi la genèse de ce glacis 2 apparaît postérieure au maximum de la transgression du Tyrrhénien II, équivalent de l'Ouljien (faune à Strombes du niveau marin de 5 m). Selon la même hypothèse, le glacis 3 se serait formé lors de la régression séparant le Tyrrhénien I du Tyrrhénien II (niveau 12-15 m à calcaire oolithique).

Deux ensembles industriels préhistoriques sont associés au glacis 2 : le plus ancien est un Moustérien de débitage levalloisien, le plus récent, microlithique, est une industrie à lamelles (Ibéromaurusien) avec ou sans éléments géométriques.

Séquence 1 : la reprise d'érosion du dernier maximum « humide » n'a une action notable que dans le nord : formation du glacis d'érosion 1 et sédimentation faible dans les dépressions fermées. Lors de la phase d'assèchement qui suit, des cônes alluviaux s'édifient sur le glacis 1 et elle ne permet qu'un encroûtement avorté. Des limons éoliens, très riches en gypse, saupoudrent le paysage et sont localement ruisselés.

Le dernier glacis s'est donc développé pendant la régression post-tyrrhénienne. La basse terrasse, résultant de la dissection lente du niveau 1, sert souvent encore de lit majeur et sa genèse correspond à une régression postérieure interrompant pour quelque temps la remontée flandrienne. A cette basse terrasse est associée une industrie (Capsien typique ou évolué) dont l'essor est postérieur au glacis 2 et à sa croûte gypseuse. La civilisation à lamelles disparaît avant l'installation du climat subaride qui préside à l'emboîtement de la basse terrasse.

Une dernière récurrence humide a lieu au Néolithique : elle ne cause plus de retouches appréciables dans la morphologie. On aboutit à la zonation climatique actuelle.

4. Faune et flore :

La faune post-villafranchienne, malacologique et mammalogique, présente un caractère composite : les espèces tropicales y font figure de reliques et les éléments nouveaux suggèrent l'installation progressive d'un environnement steppique. Les restes végétaux de la flore villafranchienne dans le nord de la Tunisie indiquent un mélange de plantes d'affinités boréale et tropicale, 47 % des espèces appartenant à la flore maghrébine actuelle (ARAMBOURG, ARENES et DEPAPE, 1953).

Au Pléistocène moyen, la flore apparaît plus xérophique et à caractère plus froid qu'au Villafranchien. Cependant, d'après les résultats d'analyses polliniques lors du maximum humide de la séquence 2, le climat ne différait pas fondamentalement de l'actuel. Au Néolithique, d'après la flore, un climat tropical de type savanien est concevable (acacias gommiers). Il a donc subsisté une certaine parenté des climats respectifs avec seulement des nuances dans les régimes thermiques et pluviométriques, et l'analyse pollinique confirme dans le Sud tunisien l'existence de types de climats semi-arides à hivers frais pendant les « pluviaux », des nuances plus arides et plus chaudes pendant les interpluviaux (VAN CAMPO, 1958 ; VAN CAMPO et COQUE, 1960).

5. Chronologie absolue :

Le début de la phase semi-aride du glacis 2 avec une industrie levallaiso-moustérienne serait antérieur à 44 300 ans B. C. La phase aride suivante et le début de la civilisation à lamelles sont datés de 14 300 ans ; la phase aride responsable de la basse terrasse et l'industrie de type capsien de 8 600 à 4 000 environ ; le Néolithique de 3 000.

Le premier de ces épisodes serait par conséquent lié au Würm d'Europe et la corrélation de ces phases « humides » (climat semi-aride) avec les glaciaires d'Europe est possible.

Dans le Grand Erg oriental, des dépôts lacustres sont contemporains des habitats néolithiques. Sur l'erg ancien préneolithique, très évolué au sud, s'est modelé un erg actuel après destruction et encroûtement (BELLAIR et JAUZEIN, 1952). Alors que la zone nord est demeurée plus humide et steppique, vers le sud désertique la récurrence humide néolithique a épargné davantage le relief dunaire avec seulement création de lacs temporaires. Cette limite climatique tend à s'atténuer à l'époque actuelle.

C. SÉDIMENTATION ET CLIMAT SUR LE LITTORAL MÉRIDIONAL

Sur le littoral méridional, dans la région de Zarzis, une série évaporitique récente et actuelle a été étudiée par sondages dans la Sebkhah el Melah. Les observations sédimentologiques et des mesures isotopiques et radiométriques ont mis en évidence, en Méditerranée orientale, deux hauts niveaux marins : l'un inférieur à la cote actuelle d'environ — 8 m par suite de la subsidence (30 à

40 000 ans B. P.), l'autre à la cote + 2 m (7 à 8 000 B. P.) (FONTES et PERTHUISOT, 1971).

Le bassin a été creusé postérieurement au Tyrrhénien III (Ouljien) et alimenté par une sédimentation fluvio-marine carbonatée (vers 50 000 à 40 000 B. P. ?), sous un climat sans extrêmes. La première incursion marine correspond à un développement de la faune et au dépôt d'aragonite, à une diminution des influences continentales et probablement à une aridification du climat. Au début de la grande régression würmienne, la faune s'appauvrit et un fonctionnement en bassin continental s'établit (30 000 à 8 000 B. P.). Les eaux, enrichies en magnésium, se concentrent dans la sebkha et il y a dépôt de dolomite et calcite. La déflation éolienne édifie une dune grise à hélicidés.

Vers 7 à 8 000 B. P., par suite de la transgression flandrienne, la mer revient progressivement dans la sebkha, l'aragonite se dépose à nouveau, l'aridité s'accroît. Des peuplades néolithiques s'installent sur les rives. Après l'extension maximale à + 2 m vers 5 900 B. P., la mer régresse à nouveau, la sebkha est isolée, l'évaporation est toujours forte (dolomite, huntite, magnésite) et il y a remontée des nappes d'origine continentale. Après 5 000 B. P. l'alimentation marine se poursuit par sous-écoulement et l'évaporation se poursuit : gypse et halite se déposent.

L'aragonite témoigne de conditions de sédimentation marines ou faiblement évaporitiques et dans chacun des niveaux aragonitiques la charge détritique diminue en montant dans la série. Lors de la première transgression, le climat, sans avoir la rigueur des climats glaciaires, était plus frais que l'actuel.

D. NIVEAUX ET PÉDOGENÈSE QUATERNAIRES DES RÉGIONS MONTAGNEUSES

En montagne, sur la Dorsale tunisienne, les cycles climatiques quaternaires ont également créé des surfaces d'érosion : ce sont les planchers des crêtes façonnés par des névés qui s'emboîtent ou se succèdent et ont été recouverts par des moraines ou des colluvions au-dessus de 600 m d'altitude (400 m dans le nord de la Tunisie, 900 m dans le sud).

Les témoins du Villafranchien sont rares dans la Dorsale, mais les brèches et dépôts conglomératiques conservés révèlent une succession de phases encroûtantes, peut-être en climat humide, à alternance de périodes froides et chaudes (FOURNET, 1969). Cette période, outre l'état de cimentation des dépôts, montre également un développement important de la karstification des roches calcaires et de la rubéfaction.

Au total, en montagne comme en plaine, on dénombre six niveaux de référence, mais les caractères (sédimentation, cimentation, encroûtement, pédogenèse) sont très variables d'un point à un autre. Cependant, d'après FOURNET, « l'indépendance relative des encroûtements vis-à-vis de leur substrat » est la règle, et « l'intensité des phénomènes d'encroûtement va en décroissant dans le temps et dans l'espace » au cours du Quaternaire. Les caractères des encroûtements soulignent par ailleurs « l'effet d'un engorgement transitoire dans une

région subhumide à humide », contemporain des niches de nivation en haute montagne, et leur formation a pu se réaliser dès le début d'un « pluvial ». Lors de l'interpluvial, il y a épandage de dépôts grossiers mais le climat reste froid (phénomènes de gel et de cryoturbation) : l'enrichissement en calcaire peut alors se poursuivre dans les épandages déjà en place, les strates superficielles étant nourries par ruissellement et apports d'éléments fins.

La genèse des sols rouges, plus ou moins encroûtés, s'est poursuivie sur les niveaux IV et III, mais sur le niveau II c les sols calcimorphes ou bruns forestiers semblent marquer le terme de la rubéfaction dans cette région. La brunification s'est étendue aux différentes formations quaternaires et des sols bruns se sont formés sur des matériaux rouges remaniés.

Au-dessus de 600 m d'altitude, les sols sont marqués par l'entraînement du calcaire (maintien des sols rouges, formation des sols bruns forestiers). Au-dessous, les conditions climatiques sont peu aptes ou même incapables à provoquer cet entraînement (sols calcimorphes ou à faciès isohumique). C'est à partir du niveau III qu'il y a extension de ce dernier phénomène et cessation d'une rubéfaction généralisée ou de son maintien par dégradation générale du climat, les accumulations calcaires envahissant les deux domaines, pour diminuer elle-même également aux périodes plus récentes.

IV. ALGÉRIE DU NORD

A. LES GLACIS D'ÉROSION DU HODNA

Dans la plaine du Hodna, établie sur des formations mio-pliocènes, d'épaisses formations détritiques, souvent conglomératiques, correspondent au Plio-Villafranchien continental. Localement, un calcaire lacustre, à croûte zonaire saumonée, correspondrait au Villafranchien supérieur.

Selon R. GUIRAUD (1968), après l'arrêt de la subsidence miocène, des variations climatiques cycliques sont responsables au cours du Quaternaire, de la formation de glacis d'érosion emboîtés. Par analogie avec la chronologie marocaine, on peut distinguer :

- un niveau moulouyen ; le plus élevé et localement déformé, assez fortement encroûté ;
- un niveau salétien à encroûtement tuffeux et galets ferruginisés ;
- un niveau amirien d'extension réduite ;
- un niveau tensiftien formé par des amas de blocailles, à granules et feuillets calcaires, sans ferruginisation ;
- un niveau soltanien, largement développé dans les plaines alluviales, à caractère palustre fréquent (faune à gastéropodes, sols hydromorphes) ;
- un niveau rharbien à couverture limoneuse récente et une basse terrasse caillouteuse.

Ce dernier niveau disparaît fréquemment sous des recouvrements dunaires abiaux ou sablo-gypseux (érosion éolienne), l'aridité poussée du climat et le régime de sebkha étant très récents et n'ayant pas laissé d'encroûtements gypseux aux périodes plus anciennes. On peut penser qu'à partir du Quaternaire moyen, la cuvette du Hodna s'est déversée dans le bassin de l'oued Salsou lors des périodes plus humides, ce qui a favorisé l'étagement des dépôts (GUIRAUD, 1970).

B. LES NIVEAUX QUATERNAIRES DE L'AURÈS

Le piedmont méridional de l'Aurès est représentatif du versant sud des chaînes de l'Atlas saharien. L'érosion quaternaire a élaboré, dans les matériaux tendres des formations mio-pliocènes, une série de glacis ou de glacis terrasses emboîtés (ou polygéniques) qui s'étagent sur cinq niveaux, les plus anciens ayant été déformés par la subsidence (CABOT, 1971).

Presque toutes les formations sont coiffées par un encroûtement gypseux dont la genèse, au moins en bordure des chotts, résulterait surtout, comme en Tunisie présaharienne (cf. *infra*) d'un saupoudrage intermittent de poussières salines.

Le niveau V ne subsiste plus que sous forme de lambeaux de matériaux grossiers, à importante croûte gypseuse. Les niveaux IV et III sont plus étendus, souvent à cailloutis grossiers et encroûtements gypseux. Le niveau IV a fourni localement un outillage de type acheuléen, le niveau III porte des ateliers de taille moustéroïde. Le niveau II, peut-être analogue au Tensiftien marocain, est encore recouvert de matériaux grossiers, localement plus fins (haute terrasse), les cailloutis portant parfois des traces de gélifraction et l'encroûtement gypseux devient plus discret. Des basses terrasses (Soltanien ?) constituent le niveau I avant l'actuel.

C. LE QUATENAIRE ORANAIS

Dans cette région, des travaux récents permettent d'envisager une stratigraphie comparable à celle du Sahara nord-occidental et du Sud-Est marocain (DELFAUD et THOMAS, 1962).

Sur le littoral oranais, les calcaires de la transgression calabrienne sont surmontés par des dunes grésifiées et des limons fins très rubéfiés, encroûtés (terrasse supérieure). Vers l'intérieur, cette croûte se poursuit jusqu'au pied des Hautes Plaines et recouvre une épaisse série limoneuse, rubéfiée, à intercalations fluviolacustres, avec traces de Pebble-Culture dans la zone rubéfiée.

Au Quaternaire moyen, dans cette zone marquée depuis le Pliocène par un climat aride, à sédimentation fine en partie éolienne, un climat plus humide a favorisé des apports plus grossiers, des conglomérats à galets (série des Rochers qui prend fin avec des limons rouges épais et encroûtés, série de la basse Tafna encroûtée). Ces dépôts ont fourni, dans la plaine de Relizane et à Ousidane, des industries à faciès paléolithique plus ou moins évolué.

Le passage au Quaternaire supérieur contient un outillage en quartzite de facture levalloiso-moustérienne. Les dépôts continentaux se caractérisent à nouveau par la séquence dune consolidée-limons rouges, à industrie atérienne, avec présence d'encroûtement calcaire. La plage à Strombes est pratiquement continue en Oranie.

Une dernière pulsation transgressive a remanié les grès à Strombes, des dunes meubles présentent plusieurs niveaux de sols rubéfiés, avec localement de l'Ibéro-maurusien. La basse terrasse, à sols noirs au sommet, pourrait être d'âge néolithique. Des déformations tectoniques plus ou moins importantes ont affecté ces différentes séries quaternaires.

Régions sahariennes

Les formations dunaires occupent tout au plus le quart des régions sahariennes et les structures géologiques y sont d'une extrême variété. Dans la majeure partie de ces régions désertiques, il pleut actuellement moins de 100 mm par an et les précipitations sont très irrégulières. L'écoulement des oueds est également irrégulier et très temporaire. Cependant, un important réseau hydrographique fossile et les vestiges laissés par les civilisations anciennes montrent que ces étendues arides ont connu un climat plus humide. Le « désert fertile » est habituellement évoqué pour la période néolithique et l'apogée de l'art rupestre. Différentes synthèses régionales et de nombreuses observations locales ont montré que l'environnement avait subi des modifications importantes au cours du Quaternaire.

Nous ne traitons ici que du Sahara au sens conventionnel ; en effet, de l'Atlantique à la mer Rouge, les différentes régions sahariennes présentent des nuances climatiques assez complexes, avec des influences méditerranéennes au nord, tropicales au sud. A l'exemple de Th. MONOD, il faut alors parler des « Saharas ». Cet auteur a présenté, en 1963, une série d'analyses régionales et une vaste synthèse sur l'évolution des populations. Outre une très abondante bibliographie, on trouvera, dans ce travail de base, un exposé des différents faits régionaux depuis la fin du Tertiaire, et le résumé des interprétations paléoclimatiques proposées à cette date, dont l'auteur souligne certaines incertitudes. Depuis, plusieurs synthèses régionales importantes ont été publiées.

I. SAHARA NORD-OCCIDENTAL

A. PHASES PLUVIALES ET PHASES ARIDES

A la suite des travaux de H. ALIMEN et J. CHAVAILLON la description dans cette région de terrasses alluviales et de paliers d'érosion a d'abord abouti, du point de vue paléoclimatique, à la distinction d'un certain nombre de « pluviaux » plus ou moins liés à ces dépôts et portant des noms de lieux. Des formations arides, dont plusieurs contiennent des industries, sont intercalées entre des complexes alluviaux attribués aux phases pluviales. Dans ces formations arides

ou pluviales, les paléosols marquent des interruptions de sédimentation (ALIMEN, CHAVAILLON et CONRAD, 1959).

Du fait des aléas de l'interprétation climatique J. CHAVAILLON (1964) a substitué la notion de cycle à cette terminologie : chaque cycle sédimentaire débute par une longue période d'érosion (encaissement du chenal) qui se poursuit par une phase de sédimentation (terrasse construite). En région saharienne, lors du dépôt des alluvions des oueds principaux, le climat devait être semi-aride allant vers l'aridité (transition pluvial-aride) : en effet, les dépôts sont d'abord caillouteux, puis limoneux, et les sédiments éoliens apparaissent à mesure que croît l'aridité.

La formation des éboulis de gravité est rattachée par le même auteur aux périodes arides. Par contre, il semble que les cônes d'épandage et les glacis d'érosion se soient formés en climat plus humide, et c'est au début de la phase semi-aride (transition aride-pluvial) que commence la période d'érosion, laquelle se continue pendant toute cette période. Le creusement doit être pratiquement achevé lors du maximum pluvial.

La formation des croûtes et la consolidation des sédiments fluvio-lacustres s'effectuent probablement lors des périodes de transition et plus particulièrement au début de la phase semi-aride (transition pluvial-aride).

B. LA SÉQUENCE CLIMATO-SÉDIMENTAIRE

On peut distinguer au Sahara nord-occidental cinq cycles sédimentaires quaternaires et une phase récente : cette chronologie est basée sur les dépôts de l'oued Saoura et des monts d'Ougarta (ALIMEN, 1965). Chaque cycle comprend une (ou plusieurs) phase d'érosion (avec creusement de la vallée) mise en parallèle avec un stade glaciaire européen, suivie d'une phase de sédimentation (interglaciaire). A chaque terrasse, sauf la plus ancienne, correspond une ou plusieurs séries d'outillages récoltés *in situ* (CHAVAILLON, 1966).

a. Pléistocène ancien ou Villafranchien.

1. Cycle aïdien :

Ce cycle, le plus ancien, est représenté par la terrasse de 60 m et correspond peut-être à la glaciation Biber : l'épaisseur des dépôts peut atteindre 30 m. Après la sédimentation variée fluvio-lacustre du Mio-Pliocène, on observe durant cette période une sédimentation fluvio-lacustre avec des influences arides suggérant des « sebkas et daïas ». La partie supérieure des dépôts aïdiens est formée d'un vieux sol rouge, localement consolidé et riche en calcaire (encroûtement), en liaison peut-être avec un climat tropical, mais la consolidation a pu avoir lieu au cycle suivant.

2. Cycle mazzérien :

Ce cycle auquel correspond la terrasse de 45 m serait l'équivalent du Donau et de l'inter Donau-Günz. L'épaisseur moyenne des dépôts est de 15 à 20 m.

On peut y distinguer trois faciès : sables et graviers fluviatiles, sédiments fluvio-lacustres, levées à stratifications entrecroisées. Cette sédimentation s'est faite sous conditions humides tendant vers la sécheresse, avec des oscillations. En effet, outre la présence de sables éoliens, le sommet des dépôts est recouvert d'une « croûte » pédologique de grès ou meulière (phase finale humide). A cette terrasse est associée une Pebble-Culture.

Au nord-ouest de Béni-Abbès (site de Hassi Zguilma) les sédiments mazzériens ont fourni par les pollens la preuve d'une flore herbacée abondante avec des espèces arborées de la chênaie mixte tempérée et certaines espèces indiquent l'humidité (noisetier, bouleau, frêne, aulne) (BEUCHER, 1963).

b. Pléistocène moyen.

1. Cycle taourirtien :

Ce cycle s'étendrait du Günz à l'inter Mindel I-II. Après une érosion très longue semble-t-il, se produisent des dépôts de vallées à faciès variés, sur une épaisseur de 15 à 16 m. Dans cette terrasse, l'alternance de graviers fluviatiles, de marnes et sables lacustres ou éoliens, de dépôts de pente et coulées de boue à éléments thermoclastiques avec un vernis désertique, laisse supposer, une série d'oscillations entre l'humidité et l'aridité durant la sédimentation elle-même.

Les dépôts de ce cycle contiennent une Pebble-Culture évoluée et une industrie de technique abbevillienne.

2. Cycle ougartien :

Ce cycle comprend trois phases s'étendant du Mindel II à l'inter Riss-Würm. Ces dépôts se caractérisent d'abord par des couches de galets versicolores séparées par des sables éoliens et recouvertes de dépôts plus jeunes, avec prépondérance de roches autochtones. Leur épaisseur totale atteint 16 à 18 m.

Au sommet des couches de galets on observe en particulier un sol jaune brunâtre (2^e couche) et un sol rouge (3^e couche). Des calcaires et des sables recouvrent ces formations.

D'importantes oscillations climatiques vers la sécheresse, après la forte érosion de la période pluviale, ont marqué ce cycle, en particulier dans sa phase finale (thermoclastique). A ce cycle sont associées des industries acheuléennes (moyen à final).

c. Pléistocène récent.

1. Cycle saourien :

Cet épisode correspond au Würm. Ses dépôts (terrasse de 20 à 25 m) sont généralement constitués par des sables avec lits à mollusques et intercalations de sols noirs. Ces caractères indiquent un climat semi-aride interrompu par plusieurs intervalles d'humidité plus grande. Ce cycle est également caractérisé par des industries de l'Atérien.

Dans les sédiments de base saouriens, les pollens fossiles indiquent une végétation presque exclusivement herbacée (BEUCHER, 1963) de type steppique. Vers le sommet on trouve des espèces arborées, d'abord méditerranéennes puis tempérées (pin, cèdre, érable, châtaignier, chêne et orme) avec apparition du noisetier et du tilleul vers la fin de la série : on passe ainsi de conditions arides à des conditions tempérées.

Au sud-est de Béni-Abbès, dans le site de Bou-Hadid, la flore indique au Saourien un climat méditerranéen tempéré. Au même site un échantillon de lignite a été daté de $20\,000 \pm$ B. P. (BEUCHER et CONRAD, 1963). Selon des déterminations d'âges absolus de paléosols dans la même région, les limites du cycle saourien seraient de 25 000 à 7 000 B. P. (CONRAD, 1963). D'autres déterminations faites sur des coquilles de Limnées (site de El Ouata) ont donné $33\,900 \pm 1\,900$ et $32\,700 \pm 1\,700$ B. P. (ALIMEN, 1965).

2. Cycle guirien :

C'est un cycle post-glaciaire (terrasse de 2-5 m) avec des industries néolithiques. Deux niveaux de terrasses aménagées dans le Saourien au cours du cycle guirien correspondent peut-être à des oscillations climatiques. Les sédiments guiriens sont constitués par des sables orangés à rouge brunâtre, ou des marnes avec galets et tufs.

Les sédiments guiriens inférieurs ont fourni des pollens d'acacia, de pin et de quelques plantes herbacées ; dans les couches supérieures des conditions plus humides et plus nordiques semblent apparaître d'après la flore (BEUCHER, 1963).

Un paléosol gris foncé, lessivé, acide, sur le palier d'érosion de la plus récente terrasse saourienne, a été daté de $6\,160 \pm 320$ B. P. (CONRAD, 1963). Le maximum de l'épisode humide récent se situerait entre 7 000 et 5 000 B. P. et la flore à cette époque traduit un retour des conditions humides. Ce cycle guirien doit cependant être considéré comme un épisode mineur dans la totalité de la séquence quaternaire. L'humidité, assez grande au début, tend vers l'aridité de l'époque actuelle. Il y a toutefois reprise d'érosion à la fin du cycle et dépôts inondables de 1 à 2 m seulement à l'époque récente. A une date récente subactuelle la flore méditerranéenne régressive du Néolithique est remplacée par une flore tropicale liée au climat de type sahélien.

II. SAHARA ALGÉRIEN (Saoura, Erg Chech-Tanezroult, Ahnet-Monydir)

A. UNITÉS STRATIGRAPHIQUES ET MORPHOGENÈSE

D'après les recherches de G. CONRAD (1968) les cycles climato-sédimentaires définis au Sahara nord-occidental ne se retrouvent pas d'une manière constante et les positions de ces cycles dans le temps sont trop strictes. Le même auteur pense par ailleurs que si le dernier pluvial du Pléistocène supérieur correspond très vraisemblablement à la période würmienne, il est plus douteux de poursuivre

le parallélisme aux périodes plus anciennes et propose pour le Sahara l'échelle stratigraphique suivante :

		(Sahara nord-occidental)
pq1a	Plio-Villafranchien (Post-Néogène)	Aïdien
Q1	Quaternaire ancien = Pléistocène inférieur = Villafranchien	
	Q1a Villafranchien inf.	
	Q1b Villafranchien sup.	Mazzérien
Q2	Quaternaire moyen ou Pléistocène moyen	Taourirtien
Q3	Quaternaire récent	Ougartien
	Q3a Pléistocène supérieur	Saurien
	Q3b Holocène	Guirien

Par révolution climatique, G. CONRAD entend un climat à tendance subaride ou semi-aride, le caractère subaride s'accroissant dans les « pluviaux » plus récents, avec des différences régionales (caractère tropical sur le Sahara central, méditerranéen au Sahara nord-occidental). Aux pluviaux seraient liés les dépôts lacustres, la formation des terrasses, des cuirassements ferrugineux et des croûtes calcaires, l'élaboration des glaciis emboîtés (sans préciser les différents mécanismes morphogénétiques). Aux périodes arides ou hyperarides est liée la formation des ergs : ainsi la phase majeure de l'édification de l'Erg Chech actuel se serait faite entre l'aride post-villafranchien et le pluvial du Pléistocène supérieur, celle du Grand Erg occidental actuel entre le Pléistocène supérieur et l'Holocène.

B. LE PLIO-VILLAFRANCHIEN

D'une manière générale, le dépôt du Plio-Villafranchien est précédé d'une phase d'érosion qui détermine son emboîtement dans l'unité néogène, en liaison avec des déformations tectoniques et un grand bouleversement climatique, avec à l'ouest du Sahara algérien une sédimentation fluvio-lacustre généralisée.

Dans l'Ahnet, à la base du Plio-Villafranchien, les schistes dévonien sont altérés sur une vingtaine de mètres, avec un horizon éluvial et une croûte calcaréo-gréseuse : ce « paléosol » serait l'indice d'un climat tropical humide et chaud avec illitisation et présence de montmorillonite dans l'horizon supérieur, le pH acide devenant neutre dans cet horizon moins bien drainé, sous une couverture alluviale (vertisol). L'épaisseur d'altération apparaît caractéristique de la persistance d'un climat humide.

La faune plio-villafranchienne (latès, silures, crocodiles) a un caractère tropical, mais peut s'adapter à des assèchements temporaires : cette évolution vers un climat tropical semi-aride et chaud est sans doute responsable du faible degré d'altération des sédiments, de lagunes d'évaporation et de silicifications diagenétiques.

D'après les travaux de G. CONRAD, l'évolution morphoclimatique au cours du Quaternaire peut être résumée de la manière suivante, en tenant compte de certaines différences régionales :

C. LE VILLAGRANCHIEN SUPÉRIEUR

A cette époque, les vallées sont creusées presque partout sensiblement au niveau des écoulements actuels et remblayées en partie par les alluvions de la haute terrasse des oueds. Les écoulements, au maximum, alimentent deux lacs à Cardium et Ostracodes (Touat et bas pays de l'Ahnnet). Il y a évolution poussée des versants avec formation d'un haut glacis de piémont auquel se relie de petites hamadas (surfaces de remblaiement). La partie supérieure des dépôts est toujours fossilisée par des croûtes calcaires dans le Sahara septentrional, par des cuirassements ferrugineux dans les Tassilis.

a. Basse vallée du Guir.

Dans la basse vallée du Guir (Sahara nord-occidental), G. CONRAD conteste la conception de J. CHAVAILLON, selon laquelle des terrasses emboîtées quaternaires correspondent à différentes étapes de creusement.

La succession observée est la suivante :

- un niveau hamadien ;
- une surface d'érosion villafranchienne avec souvent un conglomérat de galets roulés ;
- une surface de remblaiement villafranchienne qui se raccorde au Néogène par un glacis peu incliné ;
- le glacis du Villafranchien supérieur (Q_{1b}) qui se raccorde à la petite hamada et est du même âge ;
- deux glacis emboîtés : celui du Pléistocène moyen (Q₂) encroûté par une dalle de calcaire gréseux ou travertineux et le glacis inférieur (Q₃) du Quaternaire récent.

La terrasse du Villafranchien supérieur correspond au Mazzérien, mais la terrasse taourirtienne n'a pas d'individualité : ce n'est que le conglomérat de base de la haute terrasse villafranchienne et rien ne subsiste d'un éventuel glacis taourirtien qui devrait se trouver entre Q_{1b} et Q₂.

Les glacis encroûtés sont dans cette région de simples surfaces d'érosion qui passent quelquefois à la petite hamada par une forme de transition (glacis couverts) dont le sommet est également encroûté.

Les érosions et les dépôts post-villafranchiens (Q₂ et Q₃) s'inscrivent dans une vallée rétrécie, creusée dans les alluvions villafranchiennes et ne représentent qu'une succession de phénomènes mineurs lorsqu'on les compare à l'érosion et au remblaiement villafranchiens.

b. Haute-Saoura.

Dans la vallée de la Haute-Saoura, G. CONRAD apporte les précisions suivantes :

- la haute terrasse du Mazzer est datée du Villafranchien supérieur par des découvertes de galets aménagés et un glacis encroûté représente la surface d'équilibre du remblaiement villafranchien ;
- les sables fluviatiles d'El Ariga, grésifiés, à stratifications entrecroisées, représentent l'épandage par le fleuve de sables éolisés au cours d'une période aride qui se situerait au Villafranchien ;
- la terrasse de la Gara Taourirt (10-12 m) à Béni-Abbès est constituée en partie par des conglomérats qui émergent du lit actuel de la Saoura et seraient en réalité des témoins du conglomérat de base du Villafranchien supérieur.

Selon le même auteur, une stratigraphie élaborée en un point sur des formations aussi fluctuantes que des dépôts fluvio-torrentiels se relie avec difficulté sur des distances de 400 à 600 km le long d'un cours d'eau endoréique.

Au Villafranchien supérieur le creusement de la vallée de la Saoura jusqu'à un niveau plus élevé ou plus bas mais toujours proche du niveau actuel conduit à l'alimentation d'un grand lac à Cardium (dépression du Touat) par l'axe Guir-Messaoud.

c. Monts d'Ougarta.

Dans les monts d'Ougarta, les dépôts et les glacis villafranchiens fournissent un certain nombre d'indications climatiques. Sur la petite hamada d'El Gouira, sous l'encroûtement calcaire du sommet, des niveaux gypseux et salés dans les sables villafranchiens traduiraient la déficience du drainage et la sécheresse relative du climat à cette époque.

Dans le Sebket el Melah, la sédimentation villafranchienne est évaporitique et il existe une sebkha fossile à 40 m environ de la sebkha actuelle, sous la croûte calcaire.

d. Ahnet-Mouydir.

Dans le bassin de l'Ahnet-Mouydir, les vallées et les dépressions étaient creusées dès le Villafranchien supérieur puisque le système de trois glacis emboîtés converge vers l'aval. La formation de cuirassements ferrugineux dans la haute terrasse représente une migration importante du fer, c'est-à-dire le maintien de conditions climatiques humides avec un climat « tropical de type savanien », jusqu'à ces latitudes. Dans les lacs, l'accumulation de tests d'Ostracodes et de Cardium indique la pérennité des conditions lacustres. Dans les Tassilis la haute terrasse est également cuirassée et les galets sont roulés.

D. LA RÉVOLUTION CLIMATIQUE VILLAFRANCHIENNE

En résumé, le terme de « pluvial villafranchien » recouvre en fait deux types de climat bien tranchés qui s'interpénètrent : l'un à caractère tropical établi sur le Sahara central, et responsable de cuirassements ferrugineux, l'autre à

caractères méditerranéens sur le Sahara nord-occidental où se généralisent les croûtes calcaires.

C'est au cours du Villafranchien supérieur qu'apparaissent les premières industries. Au cours de la révolution climatique s'organise le réseau hydrographique endoréique très proche de l'actuel : cette révolution se surimpose à la phase de déformation atlasique qui rajeunit le relief et entraîne le creusement des vallées du grand axe Guir-Saoura-Messaoud jusqu'à leur niveau actuel et le dépôt de la haute terrasse. Un grand lac à Cardium se forme dans la dépression du Touat. En outre le « pluvial » du Villafranchien supérieur façonne les versants et dans le Sahara nord-occidental est responsable de la formation d'un glacis encroûté et d'une petite hamada reliés à la haute terrasse. Le climat est resté plus aride dans les monts d'Ougarta.

L'existence d'une période aride séparant le Plio-Villafranchien du Villafranchien supérieur n'est pas solidement établie. Au Villafranchien supérieur, la variation climatique à l'échelle saharienne se traduit par une augmentation de la pluviosité, sans pour autant dépasser le stade semi-aride à subaride selon les régions.

E. LE PLÉISTOCÈNE MOYEN

Après une période de désertification, les régions sahariennes subissent au Quaternaire moyen un nouveau changement climatique (conditions subarides) qui permet le développement de la faune et de la flore, ainsi que l'épanouissement des civilisations acheuléennes, mais cette variation n'a pas eu la même ampleur que celle du Villafranchien supérieur.

Dans le Sahara nord-occidental, le réseau fluvial se réorganise et un glacis intermédiaire se forme, emboîté dans le glacis villafranchien. Les témoins fluviaux de cette époque sont rares mais le façonnement latéral a laissé des traces sous la forme de glacis couverts, souvent encroûtés. Dans les monts d'Ougarta, la matrice terreuse et les conglomérats des terrasses, liés à des écoulements de type subaride, représentent l'accumulation dans les fonds de vallées, du matériel des sols rouges érodés mêlé aux galets repris des nappes fluviales plus anciennes. Ce régime était insuffisant pour entretenir un grand lac à Cardium.

Dans le bassin de l'Ahnet-Mouydir, s'élabore un glacis ou une terrasse de piémont intermédiaire, très souvent fortement cuirassés. Dans les Tassilis, se rétablit le réseau hydrologique villafranchien. Des industries sur galets, les outillages de l'Acheuléen ancien et moyen, traduisent l'occupation humaine qui s'est faite avant et pendant l'édification de la terrasse sous un climat sahélien, c'est-à-dire subaride, à caractère tropical. La répartition des niveaux cuirassés au sein des alluvions plaide en faveur d'un remblaiement en période « pluviale ».

Ainsi pendant le Pléistocène moyen, les variations climatiques vont de l'aride au subaride, au plus semi-aride. Le pluvial est encore à caractère méditerranéen au Sahara nord-occidental, tropical dans l'Ahnet-Mouydir. Les cuirassements ferrugineux du glacis moyen des Tassilis, et l'extension des dépôts conglomératiques fluviaux, dans le pays bas de l'Ahnet, confirment la remontée vers le nord du tropique de la zone sahélienne.

La présence d'industries préhistoriques (techniques abbevillienne et acheuléenne) confirme l'occupation humaine sur tout le Sahara nord-occidental et central pendant cette longue période.

F. LE PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

Un nouveau pluvial, peut-être synchrone de la glaciation würmienne, se manifeste sous forme de dépôts fins fluvio-éoliens ou lacustres sur le Sahara nord-occidental, dans le pays bas de l'Ahnet et dans l'Erg Chech, mais à extension assez limitée dans l'ensemble saharien.

Appartiennent à cet épisode la terrasse sableuse de la Saoura (jusqu'à 25 m), des intercalations lacustres et des croûtes calcaréo-gréseuses dans le Grand Erg occidental (entre 38 000 et 12 000 ans B. P.). On observe également un petit cycle lacustre dans le bassin de l'Ahnet-Mouydir entre 33 000 et 16 000 ans B. C. Au Sahara nord-occidental, pendant la période aride qui a précédé le dépôt de la terrasse (Q3a), le réseau hydrographique a été désorganisé et les actions éoliennes ont déterminé l'évolution morphologique du bassin.

La sédimentation de l'oued Saoura correspond au transport par les eaux de sédiments éoliens : la première phase d'édification du Grand Erg est donc antérieure au Pléistocène supérieur. Cette sédimentation fluviale est comprise entre plus de 40 000 et 12 000 ans B. C., les dépôts lacustres de l'Erg Chech entre 22 000 et 8 000 ans B. C. Cependant, hormis des dépôts, le paysage n'a pas été notablement modifié par le « pluvial » du Pléistocène supérieur.

Les paléosols marécageux d'Anefis, au sein de la terrasse sableuse, sont peu évolués, à horizon de surface faiblement enrichi en matière organique et à phénomènes d'hydromorphie de nappe. Dans les Tassilis, ce cycle climato-sédimentaire se différencie mal des dépôts du Pléistocène moyen.

Il semble donc que ce « Dernier Pluvial » se déroule d'une manière à peu près synchrone. Le paysage végétal est sans doute profondément modifié mais le paysage morphologique ne subit que des retouches mineures. Ce pluvial a été plus intense dans la marge septentrionale que dans la partie centrale du Sahara.

Il faut également noter que les sables éoliens sont mêlés à presque tous les sédiments fluvio-lacustres.

G. L'Holocène

Le climat aride qui s'est progressivement instauré sur le Sahara après le dernier pluvial a été rompu, avant la période historique, par une brève oscillation climatique, d'une durée d'environ trois ou quatre millénaires : l'humide Néolithique. Cette oscillation semble être le résultat d'une recrudescence des dépressions tropicales selon des mécanismes encore en vigueur (DUBIEF, 1953). La récurrence humide Néolithique a son maximum entre 7 000 et 5 000 ans B. P., mais une pulsation humide plus récente est perceptible (CONRAD, 1963). Pendant cette période existent des couloirs de végétation permanente et des steppes

temporaires. Les ergs sont en place et malgré le caractère aride du climat général, il existe des nuances subarides sur les marges et les parties montagneuses.

Dans les Tassilis, existent les traces d'un 3^e glaciais qui se raccorde à la basse terrasse des oueds (épisode de remblaiement mineur).

Les dépôts holocènes sont d'importance toujours limitée. Cependant l'abondance de l'outillage néolithique, des gravures rupestres, des témoins d'anciens sols marécageux, sur un territoire actuellement aride, voire hyperaride, plaident en faveur de cette période plus humide. Après une période de déclin, liée à l'aridité, les nappes souterraines ont eu une activité plus importante, alimentant de petits fonds lacustres.

Le paléosol marécageux d'Hemana (cf. *supra*) est daté de $6\ 160 \pm 320$ B. P., le sol noir de Forim Seïada de $5\ 610 \pm 300$ B. P. soit 3 660 B. C. Les dépôts holocènes de Bala Haïda (calcaires et sables organiques) ont été datés entre 8 950 et 3 370 B. P. Depuis la période historique les nappes régressent.

III. SAHARA CENTRAL

L'existence de phénomènes anciens de rubéfaction dans cette région a été reconnue depuis longtemps (de LAPPARENT, 1937). Le Sahara a connu au début du Tertiaire plusieurs phases de climat tropical plus ou moins humides (bois silicifiés, croûtes ferrugineuses ou manganésifères). Depuis la fin du Tertiaire, des oscillations climatiques vers l'humidité ou la sécheresse se sont également produites, mais vraisemblablement dans le cadre d'un climat tropical sec sauf pour la dernière oscillation humide (BIROT *et al.*, 1955). Un système d'érosion sous ce type de climat peut expliquer dans le paysage actuel la résistance des roches les moins grenues et l'immunité des pentes fortes. Les granites et les gneiss sont souvent altérés profondément, les plaines sont colmatées par des arènes ou recouvertes de regs épais.

Ainsi dans l'Ahaggar, l'altération des basaltes et l'élaboration de glaciais supposent une activité morphogénétique supérieure à l'actuelle. Cependant, par rapport au Sahara plus septentrional, l'érosion quaternaire apparaît peu importante et l'érosion de type intégralement aride jouerait un rôle très faible dans le modelé actuel.

A. LES PÉRIODES PLUVIALES DANS LE MASSIF DE L'ATAKOR

Dans le massif de l'Atakor et ses bordures, trois périodes pluviales ont été mises en évidence d'après l'étude des sédiments et de leur faune. Des outillages y sont associés et ces trois périodes peuvent être identifiées avec le Villafranchien (?), l'Acheuléen et l'Atérien (ROGNON, 1967). En outre, on observe un court épisode humide au Néolithique.

Dans cette région, les périodes acheuléenne et néolithique correspondraient à des avances de courte durée de la frange climatique tropicale, alors que le

pluvial atérien pourrait être d'origine méditerranéenne. Ici aussi les périodes pluviales n'apparaissent pas sans ordre, mais semblent alterner régulièrement comme si cette région avait été successivement dans les zones de savane, désert, frange méditerranéenne, désert, savane et ainsi de suite. Des facteurs locaux : hauts sommets, grands bassins, ont pu intervenir, mais à la suite des actions anthropiques, en particulier depuis le Néolithique, on peut se demander si les aspects du paysage actuel sont ceux des anciennes périodes sèches.

La séquence paléoclimatique proposée par P. ROGNON est la suivante :

	ATAKOR PROPREMENT DIT	BORDURES DE L'ATAKOR
Pliocène	Argile grise du Tahag	?
Fin Pliocène-Villafranchien	Dalle calcaire	Dalle calcaire
Villafranchien moyen ?	Diatomite d'Illamane Sols bruns	Glacis sup. rubéfié
Premier Pluvial froid (Villafranchien sup. ?)	Solifluction, Gélifraction, Névés	?
Période sèche	Creusement	Cônes d'alluvions grossières
	Glacis supérieur	Glacis moyen
Second Pluvial humide	Sol brun	?
Second Pluvial froid	Solifluction, Gélifraction Névés	Boues lacustres d'Idelès
	Creusement	Alluvions grossières
Climat de savane (début de l'Acheuléen sup.)	Glacis moyen	Lac à diatomées d'eaux tièdes
Climat sahélien (Acheuléen final)	Terrasse graveleuse	Terrasse graveleuse
Troisième Pluvial humide (« Moustérien »)	Sols bruns, lacs à diatomées d'eaux froides	Pseudo-gley gris Sols bruns ou noirs
Troisième Pluvial froid	Solifluction, très petits névés	Gélifraction Marais carbonatés
Réchauffement (Néolithique)	Marais tourbeux, glacis récent	Terrasse limoneuse, marais
Assèchement post-néolithique	Terrasse limoneuse	Entaille des oueds
Actuel	Entaille par crues violentes	Évolution extrêmement lente

a. Le Villafranchien.

Les « vieux glacis » et les sédiments les plus anciens à la base des versants peuvent être rapportés à la période villafranchienne. De tels glacis prennent une ampleur remarquable dans les Tassilis. A cette période a pu correspondre un climat tropical à saison sèche accentuée.

La dalle calcaire, épaisse et très étendue, date au moins du Villafranchien et semble s'être formée lors d'un épisode de lac à sédimentation calcaire : succédant

à des argiles grises à faune d'eaux tièdes (crocodiles, rhinocéros), cette accumulation calcaire a pu avoir lieu lors d'une « lente modification climatique amenant le paysage de l'Atakor de la zone d'influence tropicale sèche (Mio-Pliocène) à celle d'un climat plus frais ».

La flore pontique arborée est présente jusqu'au centre du Hoggar. Le gisement villafranchien de diatomites lacustres de l'Illamane, à 2 300 m, témoigne d'un climat humide avec une flore marquée par l'influence irano-caucasienne et des espèces ligneuses tropicales (VAN CAMPO, 1964) : il s'agirait d'une forêt ouverte mixte. La flore du Hoggar, remarquablement hétérogène depuis la fin du Tertiaire, s'appauvrit au cours du Quaternaire, en nombre de genres et en espèces (ROSSIGNOL et MALEY, 1969).

Sur les bordures du massif, le climat de cette période correspond à la dernière phase d'altération importante : glacis supérieurs plus ou moins rubéfiés.

Des vestiges de sols bruns épais semblent témoigner d'un abaissement de la température après l'époque des lacs à accumulation calcaire, avec une phase active de creusement et de façonnement des versants, cette période étant liée à une phase de déformation importante (éruptions de lave acide).

b. Le Pléistocène moyen.

Depuis la fin du Villafranchien jusqu'à la formation de la « Terrasse graveleuse », datée de la fin du Paléolithique supérieur, deux séries de glacis d'érosion sont façonnées dans les basaltes altérés alors que sur les bordures se développent seulement un glacis moyen et une seule grande terrasse de gros blocs le long des oueds. Alors que le réseau de vallées est hérité de cette période, l'épisode de la terrasse « moyenne » graveleuse correspond à l'ennoyage généralisé de ces vallées et signifie un retour à des conditions semi-arides, mais sans doute moins arides que l'actuel.

Cette terrasse moyenne est présente partout et fournit un excellent repère chronologique : d'après l'outillage, cette « crise morphoclimatique » se place au Paléolithique, dans l'Acheuléen moyen à supérieur, et elle a affecté tout le Sahara central.

Ainsi le gisement de Tihodaïne, au pied du Tassili des Ajjer, a fourni une faune typique de savane africaine. Les diatomées et les pollens tropicaux de cette période appartiennent aux seules espèces chaudes connues dans le Quaternaire de l'Atakor.

Les flores du Pléistocène moyen ont confirmé la juxtaposition des éléments tropicaux et subtropicaux de plaine, des éléments montagnards et d'une majorité d'éléments méditerranéens et surtout subméditerranéens et désertiques (VAN CAMPO *et al.*, 1967, oued Outoul).

c. Le Pléistocène supérieur.

Au pluvial froid le plus récent, se sont formés en abondance des dépôts marécageux et des sols bruns, noirs ou gris. Sur les bordures de l'Atakor, les

nappes d'eaux ont pu exister, presque en permanence, jusqu'au Néolithique compris.

Les sols de cette période se caractérisent par une transformation chimique réduite et une fraction argileuse où dominent la montmorillonite et l'illite, caractères qui peuvent bien s'expliquer dans le contexte d'un climat méditerranéen. En outre, l'étude des pollens montre l'existence, après une période aride accusée, d'une flore méditerranéenne à nuance assez fraîche (cèdre, pin d'Alep) (PONS et QUEZEL, 1957). Cette végétation pourrait être contemporaine de l'Atérien, par conséquent du cycle saourien, mais on y trouve également des éléments tropicaux, d'origine est-africaine, et balkano-caucasiens (VAN CAMPO, 1964).

On observe à cette époque un comportement anarchique de l'érosion linéaire et du développement du glaciaire récent. Les témoignages de sédimentation calcaire sont fréquents. La faune de mollusques dans les dépôts calcaires (LLABADOR, 1961) comprend un grand nombre d'espèces hygrophiles et les espèces à affinités paléoarctiques ou méditerranéennes dominent.

L'ancienneté des lacs calcaires est datée sur des formations semblables de $11\ 850 \pm 350$ (sud-est de Tamanrasset) à $8\ 380 \pm 300$ ans B. P. (ouest d'Hirafok), c'est-à-dire l'époque atérienne, caractérisée par l'importance de l'humidité et des pluies (DELIBRIAS et DUTIL, 1966), mais ces auteurs la relie à une extension vers le nord du climat subtropical.

Le court épisode humide néolithique, dont plusieurs gisements ont été datés de $5\ 030$ à $4\ 680 \pm 300$ B. P. (PONS et QUEZEL, 1957 ; DELIBRIAS, HUGOT et QUEZEL, 1957), est caractérisé par un cortège d'espèces méditerranéennes xérophiles.

En de nombreux points, ce Néolithique a un caractère nettement chaud (faunes tropicales à Meniet et à In Guezzam) mais ne semble pas avoir été très humide. Son influence sur l'évolution morphologique a été pratiquement nulle.

La terrasse limoneuse récente, de couleur brune, s'est formée en pleine période historique, alors qu'en montagne le creusement s'affirme surtout après le Néolithique jusqu'à l'incision généralisée qui caractérise la période actuelle.

Il semble donc que le Sahara central est resté largement ouvert aux influences méditerranéenne et tropicale, même extérieures au continent africain, aux périodes du Quaternaire ancien. Ceci explique l'hétérogénéité de la flore et aussi de la faune. La fin de la dernière période humide (guano de Taessa : $4\ 680 \pm 300$ B. P.) et par conséquent la disparition de la végétation sylatique de type méditerranéen correspondrait à la fin de l'optimum climatique du Post-Würm européen, période à forte pluviosité (DELIBRIAS *et al.*, 1957).

La succession des épisodes climatiques apparaît ainsi relativement simple en montagne, chaque cycle comprenant un Pluvial frais devenant froid, puis une phase sèche. En plaine, la succession est plus complexe, semble-t-il, mais les phases de stabilité correspondent aux périodes sèches. Dans les deux cas, chaque cycle ne donne naissance qu'à une seule forme durable, le glaciaire d'érosion, qui se forme lors du passage de l'Aride au Pluvial (ROGNON, 1967).

Afrique du Nord-Est

I. LIBYE

A. CYRÉNAÏQUE

Les recherches sur le Pléistocène et le Paléolithique de Cyrénaïque (HEY, 1962) ont été faites surtout dans la région côtière et sur le piémont du Djebel Akhdar constitué par des calcaires crétacés et tertiaires.

Six ou sept niveaux ou anciens rivages sont reconnaissables géomorphologiquement et marqués par des dépôts marins (?) localisés (MAC BURNEY et HEY, 1955). Le niveau marin s'est progressivement abaissé depuis le Pléistocène ancien et le rivage de 6 m correspond probablement au dernier Interglaciaire d'Europe. Cependant l'attribution des hauts niveaux à l'érosion marine a été contestée : il s'agit plutôt de piémonts à cônes rocheux entaillés dans des calcaires (COQUE, 1970), dont les couvertures alluviales présentent des encroûtements en dalle, analogues à ceux des hauts niveaux tunisiens, et formés probablement au Quaternaire ancien. Des éboulis sont également consolidés : cet encroûtement, dégagé en terrasses sur les versants, serait postérieur à celui des plateaux.

Des épandages alluviaux (Younger Gravels) recouvrent le niveau de 6 m et contiennent un outillage levalloisien. Ces dépôts correspondraient à une augmentation de la pluviométrie et de la capacité de transport du réseau hydrographique (BUTZER, 1958). Le niveau de 6 m et ces épandages sont également recouverts par des dunes fossiles formées lors d'une régression marine. Certains cours d'eau côtiers présentent d'importants dépôts tuffeux qui peuvent correspondre à une première oscillation humide entre le niveau de 6 m et les Younger Gravels, et ont fourni un outillage abondant à affinités levalloiso-moustériennes.

Les dépôts de grottes ont fourni d'abondants restes paléolithiques, en particulier à Haua Fteah, à l'ouest de Derna, où une séquence climato-sédimentaire depuis le dernier interglaciaire a pu être établie (MAC BURNEY, 1960-1967-1968 ; COQUE, 1970), appuyée par des mesures d'âge au radiocarbone.

Vers 60 000 à 55 000 ans B. P., une phase de climat humide et doux a favorisé le dépôt de tufs à empreintes de feuilles de laurier et de pin d'Alep. C'est la fin du dernier interglaciaire, avec l'apparition du Levalloiso-Moustérien.

Une seconde phase, de 55 000 à 43 000 ans B. P., a été marquée par des conditions climatiques froides et probablement sèches (équivalent du Würm I) avec des traces certaines d'Atérien.

Lors de cette période, les wadis ont fourni de grandes quantités de débris calcaires et de cailloutis mal classés qui constituent les Younger Gravels, en liaison avec la régression postérieure au niveau marin de 6 m. De 43 000 à 32 000 B. P. un climat plutôt chaud et sec a provoqué la dissection de cette terrasse des oueds et d'éboulis cimentés (industrie leptolithique du type d'Ed Dabba).

De 32 000 à 12 000 B. P. une phase froide et peu humide est caractérisée par des éboulis, mais sans terrasse par suite du ruissellement trop faible. Jusqu'à la période actuelle, le réchauffement et la sécheresse du climat ont provoqué une lente dissection, avec à la fin de l'Antiquité, formation d'une basse terrasse d'origine anthropique. Le niveau marin de 6 m correspond au Néotyrhénien de Tunisie, lequel est recouvert également par des formations alluviales (glacis 2), mais on ne retrouve pas ici les témoignages de la récurrence froide et humide vers 7 à 8 000 B. P. (COQUE, 1962).

De 17 000 à 10 000 ans B. P. (fin du Würm ou début du Récent) les industries se rapprochent du complexe ibéromaurusien, tandis que le Post-Glaciaire (9 000 à 7 000 ans B. P.) se caractérise par un Capsien libyen. De 7 000 à 4 700 ans B. P. se développe une industrie néolithique de tradition capsienne.

Sur les piémonts du Djebel Akhdar, la karstification se manifeste de façon discontinue et, d'après R. COQUE, intervient après les phases d'encroûtement. Son efficacité décroît depuis le Villafranchien, en liaison avec l'aridification croissante du climat, d'autant plus que l'on va vers le sud (origine septentrionale des pluviaux).

B. TRIPOLITAINE

En Tripolitaine, de profondes vallées à cours d'eau temporaires (wadis) entaillent l'escarpement qui, au sud de Tripoli, sépare la région côtière (Gefara) des plateaux dont l'altitude atteint 500 m ou plus. Dans ces vallées, en particulier le Wadi Gan, on observe une épaisse série de dépôts alluviaux plus ou moins encroûtés et des terrasses limoneuses rapportés au Pléistocène récent (Paléolithique moyen). Les limons des plateaux, à grains de quartz ferruginisés, sont d'origine éolienne et attribués aux vents venant du Sahara.

La région de Gefara est en pente douce vers la mer et recouverte en grande partie de sables éoliens. Les dépôts quaternaires dits dépôts « gefariques » rappellent les limons des plateaux et sont d'origine fluviale ou éolienne. Ils contiennent des intercalations marines (au-dessous du niveau marin actuel et probablement tyrrhéniennes) et se sont déposés durant le dernier interglaciaire ; ils correspondraient aux hautes terrasses de wadis. Un niveau marin de 2 m entaille localement les dunes côtières anciennes. L'absence de tufs, l'abondance des sédiments éoliens, des dépôts fluviaux moins grossiers que les Younger Gravels, semblent indiquer des oscillations climatiques moins froides et surtout moins humides (actuellement 350 mm sur les sommets de Tripolitaine contre 650 mm à Cyrène).

Une synthèse bibliographique sur le Quaternaire et la Préhistoire en Libye

désertique a été faite récemment par J. MALEY (1969), mais ces travaux ne permettent guère d'interprétation paléoclimatique. Au Fezzan, en dehors des ergs actuels, de nombreux calcaires lacustres, d'âge indéterminé, et des formations ferrugineuses ont été signalés dans la cuvette de l'Edeyen de Mourzouk (CAPOT-REY, 1947). D'autres calcaires lacustres sont associés à diverses industries (Acheuléen à Atérien). Dans le bassin de Koufra, des systèmes de terrasses quaternaires ont été signalés, ainsi que des dépôts lacustres. Les niveaux des lacs des oasis ont été plus élevés au Quaternaire récent (CAPOT-REY, 1961).

II. SOUDAN-ÉGYPTE (bassin et vallée du Nil)

Le Nil occupe une place privilégiée puisque son réseau hydrographique reflète les précipitations moyennes sur une grande étendue de l'Afrique tropicale et équatoriale. Ses sédiments, en particulier dans le secteur nubien, devraient refléter les oscillations quaternaires des climats tropicaux. De nombreuses industries ont été récoltées dans les terrasses fluviales, des liaisons sont possibles avec les terrasses eustatiques méditerranéennes en aval de la 1^{re} cataracte, et les datations au radiocarbone se multiplient.

Une synthèse des travaux sur les périodes pléistocène et récente en République soudanaise a été faite par A. J. WHITEMAN (1965-1971).

A. NIVEAUX LACUSTRES ET TERRASSES DANS LE HAUT BASSIN DU NIL

Dans la partie méridionale du Soudan (sous-bassin de Bahr el Jebel), les terrasses et dépôts pléistocènes sont peu connus. En Ouganda, le Haut-Nil (Albert Nile) daterait seulement du Pléistocène moyen ou récent. Au Plio-Pléistocène, le lac Albert a atteint 716 m d'altitude (Kaiso et Kisegi Beds). Ensuite la réduction de la taille du lac apparaît en liaison avec la rupture de seuils rocheux. Au nord de l'Ouganda, dans la région de Kitgum, et au Soudan méridional, trois surfaces d'aplanissement ont été reconnues : leur âge est incertain, la plus récente pouvant être pléistocène. Dans la région de Juba, la formation Umm Ruwaba est constituée par des dépôts fluvio-lacustres (peut-être équivalents des Kaiso Beds du lac Albert) qui indiquent des périodes humides.

Peu de connaissances sont acquises sur les régions au sud-ouest et au sud de Khartoum. Dans le sud, l'écoulement actuel dépend beaucoup du niveau du lac Victoria, mais il est probable que le réseau de drainage du Bahr el Arab et du Bahr el Chazal a été beaucoup plus développé pendant les pluviaux pléistocènes.

Au Mésolithique les inondations du Nil Bleu et du Nil Blanc ont dépassé d'au moins 10 m le niveau actuel et des lacs ont existé dans le sous-bassin de Bahr el Abiod.

Le long du Nil Blanc, deux terrasses à 386 m et 382 m ont été reconnues et des dépôts lacustres ont été datés par des coquilles de mollusques de $8\,370 \pm 350$

et $11\,300 \pm 400$ ans B. P. (WILLIAMS, 1966), probablement en liaison avec un lac à 382 m (niveau actuel des inondations : 377 m). Il semble que les dépôts du Nil Blanc aient commencé entre 30 000 et 15 000 ans B. P. avec un maximum vers 10 000 B. P.

Une ancienne étendue lacustre : le lac Sudd, aurait pu atteindre plusieurs centaines de kilomètres du nord au sud, lac dans lequel venaient se décharger tous les affluents du Nil. Cependant la reconnaissance de dépôts correspondant à cette extension au-dessus de 386 m est douteuse. L'évolution de la vallée du Nil Bleu (Bahr el-Azrak) est liée à celle du réseau hydrographique éthiopien et à la formation du lac Tana par barrage volcanique au Pliocène. L'extension de ce lac a subi des variations encore mal connues (anciens rivages).

B. TÉMOINS D'OSCILLATIONS CLIMATIQUES DANS LA RÉGION DE KHARTOUM

Entre le Nil Blanc et le Nil Bleu, la formation de Gezira, constituée par des sédiments à faciès fluviaux divers, provenant du plateau volcanique éthiopien, est d'âge pléistocène à récent, mais antérieure à 11 000 B. P. puisque les terrasses mentionnées ci-dessus sont entaillées dans cette formation. Vers environ 6 000 B. P., la pluviométrie a diminué (peut-être environ 600 mm près de Khartoum). Les limons du Nil et les dépôts de « wadis » sont les sédiments les plus jeunes. Les « Qôz » sont de longues dunes fixées le long de la vallée, d'âge probablement postérieur à la formation de Gezira ; elles contiennent fréquemment des outils méso- ou néolithiques.

Dans le bassin de la rivière Atbara, on observe également des restes de terrasses et des dépôts récents argileux (formation de Butana Bridge) d'âge pléistocène à récent ($12\,150 \pm 375$ B. P.).

En aval de Khartoum, les dépôts alluviaux de la vallée du Nil principal (Main Nile) sont restreints et ont fourni divers outillages : acheuléen, sangoen, lupembien. Toujours dans la région de Khartoum, en contrebas de plateaux plus ou moins cuirassés (Crétacé-Tertiaire) et de pédiments plio-pléistocènes, les graviers de Khor Abu Auga ont fourni des industries qui peuvent être comparées au Sangoen et à l'Acheuléen récent de Kalambo Falls (Tanzanie) ($57\,600 \pm 700$ B. P., CLARK, 1965), et correspondraient au Pluvial gamblien. Ces dépôts sont recouverts par des alluvions récentes à outillage méso- ou néolithique (dernière récurrence humide).

Les limons et argiles du haut niveau (385 m) du Nil ont fourni des coquilles dont l'âge est estimé à $7\,400 \pm 120$ B. P. A Khartoum même le site de l'Hôpital, d'âge mésolithique, a fourni une faune de vertébrés : crocodiles, hippopotames, buffles et de nombreuses espèces de mollusques (ARKELL, 1949). La pluviométrie atteignait alors au moins 500 mm, avec une saison des pluies plus longue que l'actuelle. A Esh Shaheinab, le Nil a dû atteindre le niveau 382 m (10 m au-dessus de l'actuel) au Mésolithique et le niveau 377 m au Néolithique dont les sites d'occupation sont nombreux. A cette dernière période une faune abondante

révèle des conditions plus sèches. Des charbons de bois et des coquilles ont donné comme âges : $5\,060 \pm 450$ et $5\,440 \pm 380$ B. P.

C. LES VARIATIONS DU NIVEAU DU NIL EN NUBIE SOUDANAISE

En aval de la 6^e cataracte, le fleuve a un tracé en gorges et on y observe des terrasses très étroites, lesquelles à Jebel Nakharu ont fourni un outillage chelléen-acheuléen. Entre la 4^e et la 2^e cataractes, des terrasses résiduelles ont livré des galets aménagés, ce qui tendrait à prouver que le Nil n'est pas ici un cours d'eau jeune, ayant occupé sa vallée au Pléistocène récent, comme l'ont avancé certains auteurs.

Dans la région d'Akasha (Nubie soudanaise), entre la 3^e et la 2^e cataractes, l'ensemble des dépôts a atteint 40 m d'épaisseur au-dessus du lit rocheux, au cours du Pléistocène supérieur. La partie moyenne de ces dépôts a été datée de $14\,950 \pm 350$ B. P., la plus récente (Younger Silts) a fourni des coquilles dont l'âge est de $11\,650 \pm 300$ B. P. (FAIRBRIDGE, 1962-1963).

Plus en aval, à Wadi-Halfa, un échantillon d'« Huîtres du Nil », à 10 m au-dessus du niveau des inondations actuelles, a été daté de $11\,200 \pm 285$ B. P. D'autres oscillations négatives dans ces dépôts, à 13 et 10 m au-dessus du niveau actuel, ont été datées de $9\,325 \pm 250$ et $7\,300 \pm 350$ B. P. Cette phase du Pléistocène récent correspond à une augmentation de la pluviométrie ; elle fait suite à une phase d'aridité entre 12 000 et 25 à 30 000 B. P. au cours de laquelle le Nil a pu cesser de couler. Cette période de dépôt, au cours de laquelle les niveaux de sédimentation maximum représentent les minima d'écoulement fluvial, correspond au Sébilien (site de Sebil en Haute-Égypte) à faciès industriel du Paléolithique supérieur et de l'Épipaléolithique. La phase d'érosion post-sébilienne a entaillé ces dépôts en terrasses entre 11 000 et 7 000 B. P. (Mésolithique), puis le climat est devenu de plus en plus sec jusqu'à l'époque moderne. Le niveau actuel du Nil fut atteint vers environ 5 000 B. P. D'autres oscillations ont eu lieu pendant la période dynastique et les époques ultérieures.

Cependant l'existence d'une seule période de dépôt s'oppose aux processus de sédimentation complexes mis en jeu (de HEINZELIN et PAEPE, 1964 ; WENDORF *et al.*, 1965) : une séquence de phases d'érosion (sécheresse) et de dépôt (conditions plus humides) peut aussi correspondre aux différents dépôts sédimentaires entre 36 m et 5 m au-dessus de la plaine actuelle, entre 10 000 et 3 500 B. P.¹. D'autres auteurs associent les phases d'alluvionnement aux périodes d'aridité et il s'agit en outre d'un fleuve exotique.

D. ÉVOLUTION DE LA VALLÉE DU NIL ET SÉDIMENTATION ANCIENNE EN NUBIE ÉGYPTIENNE

Les études géologiques dans cette région ont fait l'objet d'une synthèse de J. MALEY (1969). Les caractères fondamentaux du réseau fluvial sont dus

1. Une partie de ces régions a d'ailleurs disparu sous le lac Nasser.

à l'érosion mio-pliocène. Au Pliocène supérieur, une transgression marine a envahi l'ancienne vallée et déposé des sédiments jusqu'au nord d'Assouan. En Nubie égyptienne et en aval de la 2^e caracarte l'existence de hautes terrasses a été contestée : il peut s'agir de plates-formes structurales ou de pédiments. Cependant, vers la fin du Tertiaire, le caractère torrentiel de l'écoulement est attesté par des formations à galets, à faciès conglomératique ou cuirasse ferrugineuse dite « Formations des Plateaux ».

A la frontière soudano-égyptienne dans la région de Wadi-Halfa J. de HEINZELIN (1967) a distingué trois systèmes : un Pré-Nil (formation de Dabarosa), un Proto-Nil (anciens wadis et vieux pédiments) qui a probablement capté les eaux du bassin soudanais en liaison avec la tectonique de failles des Rifts africains à cette époque, enfin le Nil actuel dont le haut niveau fluvial a varié au cours des périodes récentes.

Les paléosols liés à la formation de Dabarosa (Ultisols) correspondent probablement à un climat chaud méditerranéen ou tropical. Ces conditions climatiques auraient cessé avec la période acheuléenne. Le climat actuel, très sec, était sans doute déjà établi à l'époque néolithique et a peu varié depuis. Des « Limons anciens », plus ou moins durcis et rubéfiés, correspondent peut-être au Proto-Nil dont les apports auraient été différents des dépôts typiques du Pléistocène supérieur. Ils sont associés à un ancien système de wadis (Older Pediments), à des paléosols et à un outillage acheuléen moyen à récent en surface. Des reliefs plus jeunes (Younger Pediments) sont caractérisés par des paléosols moins rubéfiés et un outillage acheuléen roulé : ils semblent en relation avec les dépôts nilotiques récents (Nile Group).

Pour certains auteurs (de HEINZELIN, 1967 ; BUTZER et HANSEN, 1968), le Nil, dans son tracé actuel, remonterait au plus à 50 000 ans avec le dépôt des « limons gris ». Mais d'après l'analyse pollinique de sédiments déposés dans le delta sous-marin du fleuve, la communication entre la Méditerranée et l'Afrique orientale existait déjà au début du Quaternaire (ROSSIGNOL, 1961-1962). En outre, en aval de la Nubie, près de Qena, d'épaisses formations fluviales antérieures au Pléistocène récent contiennent un cortège de minéraux lourds typique de la province éthiopienne (WENDORF *et al.*, 1970). Il est donc probable que la liaison entre les inondations du Nil et le haut bassin éthiopien n'est pas un phénomène récent. Ces dépôts anciens d'origine éthiopienne (formation de Dandara, formation de Qena) ont fourni un outillage du Paléolithique ancien à moyen, et suggèrent une évolution complexe de la vallée avant la période récente.

E. CHRONOLOGIE DES DÉPÔTS RÉCENTS

La séquence des dépôts récents est la mieux connue (SAID et ISSAWAY *in* WENDORF, 1965 ; de HEINZELIN *in* WENDORF, 1968 ; BUTZER et HANSEN, 1968 ; SAID *et al.*, 1970), et de nombreux sites paléolithiques ont été inventoriés le long du Nil, en liaison avec un certain nombre d'unités sédimentaires. On dispose maintenant d'un nombre relativement important de datations au radiocarbone sur charbons de bois, coquilles ou carbonates (WENDORF *et al.*, 1970).

Dans ces formations, déposées puis érodées de façon variable, le terme de « terrasse » est assez peu approprié et les datations des sites d'habitation ou de mollusques ne sont pas toujours contemporaines du dépôt.

Après une forte érosion des dépôts antérieurs nubiens, un profond chenal, au-dessous de 135 m, a été comblé par des sables (formation d'Ikhtiariya).

Au cours du Paléolithique supérieur ont eu lieu trois phases principales de dépôt séparées et suivies par des intervalles de stabilité (pédogénèse) ou d'érosion. De 135 m jusqu'à 157 m, des dépôts limono-sableux constituent la formation de Dibeira-Jer dont le complexe industriel (Khormusien) est daté de $22\,700 \pm 280$ B. P. Des accumulations calcaires et des vertisols supposent un climat à saisons alternantes. En Nubie soudanaise et en Haute-Égypte, les âges déterminés pour cette formation se situent entre $27\,200 \pm 1\,000$ B. P. (dépôts pré-Dibeira-Jer) et $17\,100 \pm 400$ B. P.

La formation de Bellana, à outillage sébilien, est surtout d'origine éolienne et s'intercale entre les vertisols précédents et ceux de la formation de Sahaba. Les charbons de bois associés aux sables de Bellana ont donné des âges de $18\,600 \pm 550$ à $19\,150 \pm 375$ B. P. Il apparaît nettement que vers 17 000 ans B. P., le niveau du Nil a baissé considérablement. Cependant, au cours de cette période sèche, des dépôts lacustres à diatomées marquent une récurrence humide à laquelle correspond la formation de Deir el-Fakhuri dont les datations au radio-carbone situent l'âge probable entre 17 000 et 14 000 B. P. En Nubie, les industries de ces deux formations appartiennent aux civilisations du Gemaïen, Bel-lanien, Qadien et Sébilien.

La phase de dépôt Sahaba, malgré l'abondance des datations qui s'échelonnent de 17 000 à 12 000 B. P., est plus difficile à situer, mais c'est vers 12 000 B. P. que se termine cette formation qui semble correspondre à un stade exceptionnel de fortes inondations. La formation de Birbet, appelée aussi intervalle récessif de Dishna, correspond également à une phase d'écoulement réduit au niveau 130 m et à des remaniements éoliens vers 13 000 B. P.

La formation d'Arkin, entre 131 et 135 m, est constituée par des limons et des sables micacés, déposés entre 9 500 et 7 600 B. P., le niveau de l'eau étant redevenu bas vers 4 000 B. P. (récession Post-Arkin). Elle contient un nouveau complexe industriel : l'Arkinien. Les derniers dépôts de cette formation, à environ 126 m, contiennent déjà un outillage néolithique ($5\,600 \pm 200$ B. P.). La formation de Quadrus est antérieure à des tombes de l'Empire moyen et on enregistre des oscillations mineures aux temps historiques. En Haute-Égypte, la période de 9 000 à 5 000 B. P. s'étend du Paléolithique terminal à l'ensemble du Néolithique et au Prédynastique (cf. tableau VI).

D'après la comparaison avec la chronologie connue en Europe occidentale et en Afrique orientale, chaque haut niveau du Nil correspondrait, selon J. de HEINZELIN, à une phase plus froide, et chaque récession à une phase plus chaude (interstade glaciaire). Ces événements ne correspondent pas essentiellement aux oscillations climatiques locales, mais surtout aux fluctuations dans les bassins d'alimentation d'Éthiopie et d'Afrique centrale (Nil Blanc, Nil Bleu, Nil Atbara). Davantage pluvieux et plus froid, le climat des phases de dépôt, liées au maximum

TABLEAU VI.

Unités géomorphologiques et datations du Paléolithique récent
dans la vallée du Nil en Nubie et en Égypte.
(D'après F. WENDORF *et al.*, 1970.)

PÉRIODES		ANNÉES B. P.	INDUSTRIES	
Phases de dépôt	Intervalles récessifs		Nubie	Haute-Égypte
		5 000		Prédynastique Fayoum A
	Post-Arkin		Shamarkien	
Arkin		9 500	Arkinien	
		11 000		
	Dishna	12 000	Qadien Sébilien	Sébilien
Sahaba		14 000		
	Dier el Fakhuri		Gemaïen Bellanien	
		17 000		
Dibeira- Jer			Halfien Khormusien	
		20 000		

de charge, n'a cependant pas été sans influences désertiques : il s'agissait peut-être d'un climat steppique à saisons alternantes. Lors des phases plus chaudes et plus sèches, le Nil avait un débit moindre, les dépôts étaient peu importants et les remaniements éoliens ont prévalu.

F. SÉQUENCE MORPHOCLIMATIQUE ET UNITÉS SÉDIMENTAIRES EN ÉGYPTÉ MÉRIDIONALE

En Basse-Nubie et dans la plaine de Kom Obo (Égypte méridionale) trois unités sédimentaires ont été identifiées dans les dépôts du Nil correspondant au Pléistocène supérieur et à l'Holocène (BUTZER et HANSEN, 1967) :

1. Sables et marnes de base (Basal, sands and marls BSM).
2. Limons anciens et argiles (Older food plain silts OFS).
3. Limons récents, sables et graviers (Younger channel silts YCS).

Les deux premières unités dépassent chacune 40 m d'épaisseur et ont été suivies d'une entaille du fleuve au-dessous du niveau actuel. L'unité la plus récente atteint 25 m d'épaisseur et a été interrompue par au moins deux périodes d'érosion. Dans cette unité, les couches les plus anciennes contiennent des industries du Sébilien et de l'Épipaléolithique et datent d'environ 17 000 B. P., les couches les plus récentes datent du milieu de l'Holocène (cf. tableau VIII).

Selon les auteurs, le climat hyperaride analogue à l'actuel fut ainsi interrompu par plusieurs « Pluviaux » pléistocènes pendant lesquels se sont déposés les maté-

TABLEAU VII. — Évolution géomorphologique de la NUBIE ÉGYPTIENNE
au cours du Pléistocène et de l'Holocène.
(Résumé d'après BUTZER et HANSEN, 1968.)

Historique	Activité des wadis très limitée : entaille et remaniements localisés Dépôt faible des wadis (0,5 m en plus) : formation Shaturma (niveau III ?). Limons modernes du Nil Entaille des wadis (5 m au moins). Niveau de la plaine d'inondation supérieur à l'actuel. Sables éoliens (Seiyala)
Holocène	Dépôt des wadis : formation de Shaturma I (+ de 5 m) Dépôt du Nil plus ou moins contemporain : formation Gebel Silsila (niveau Kibdi) (+ de 6 m). Inondations d'été assez fortes vers 3 000 B. C. Entaille du Nil (au moins 15 m) et des wadis (8 m). Sables éoliens localisés Pédogenèse (paléosol rouge) Dépôt des wadis : formation Ineiba (niveau supérieur) (+ de 8 m) s'achevant vers 6 000 B. C.
Würm récent	Dépôt du Nil : formation Gebel Silsila (niveau Arminna) (+ de 12 m). Fortes inondations vers 9 200 à 8 000 B. C. Entaille du Nil et des wadis (3 à 4 m) Calcification et développement de sols subarides rendziniiformes Dépôt des wadis : formation Ineiba (niveau inférieur) (+ de 7 m) Dépôt contemporain du Nil : formation de Gebel Silsila « classique » (niveau Darau) (+ de 18 m). Fortes inondations de 9 à 15 m d'amplitude entre 15 000 et 9 500 B. C. Pédogenèse : paléosols hydromorphes et vertiques
Würm moyen	Entaille du Nil (sur au moins 28 m) et des wadis Dépôt du Nil : formations de Masmas (épaisseur : au moins 33 m) Régime inondation analogue à l'actuel vers 22 000 à 16 000 B. C. Entaille du Nil et des wadis sur au moins 34 m, avec phases de dépôt temporaire Dépôt du Nil et des wadis : formation « classique » de Lorosko (niveau supérieur) (épaisseur : au moins 34 m), s'achève vers 25 000 B. C.
Würm ancien	Entaille du Nil (sur au moins 11 m) et des wadis. Phase de dépôt temporaire des wadis et formation d'un paléosol rouge Dépôt de la formation Korosko (niveau inférieur) (épaisseur : au moins 11 m). Premières influences des apports éthiopiens et inondations d'été Érosion des wadis Dépôt du conglomérat de base des wadis (au moins 6 m) après une période d'érosion intense. Plaine d'inondation du Nil au-dessous du niveau actuel
Pléistocène sup. ancien	Entaille du Nil sur au moins 25 m, inondations faibles Activité des wadis limitée
Pléistocène moyen	Altération et ferrugination : paléosol rouge Dépôt du Nil nubien et des wadis : étage du Wadi Korosko (+ 23 à + 25 m) Entaille des dépôts ou du socle (au moins 7 à 12 m) Dépôt correspondant à l'étage Dakka (+ 30 à 35 m) Entaille des dépôts ou du socle (au moins 10 à 12 m) Altération et formation d'un paléosol rouge profond
Pléistocène inférieur	Dépôt correspondant à l'étage Adindan (+ 44 à 48 m) Entaille des dépôts ou du socle (au moins 6 à 10 m) Dépôt de l'étage Wadi Allaqi (+ 50 à 55 m). Pédimentation sur les bords de la vallée
Plio-Pléistocène	Période d'érosion longue et complexe, interrompue par des phases de pédimentation et formation de plates-formes d'érosion Activité tectonique mineure.

TABLEAU VIII. — Évolution géomorphologique de la région de KOM OMBO
au cours du Pléistocène récent et de l'Holocène.
(Résumé d'après BUTZER et HANSEN, 1968.)

Histo- rique	Activité des wadis très limitée : remaniements localisés Alluvionnement des wadis : formation de Shaturma II, vers 1 200 à 1 000 B. C. Entaille (environ 1,5 m)
Holocène	Formation de Shaturma I vers 4 000 B. C. (épaisseur : 3 m), précipitations à caractère torrentiel Entaille des dépôts de wadis (6 m) Formation d'un paléosol rouge ; couvert végétal dense Érosion mineure Dépôt des wadis principaux : formation Ineiba (niveau Siquari) (épaisseur : 11 m). Phase pluviale vers 9 500 à 6 500 B. C. Entaille par le Nil et les wadis (au moins 12 m) Inondations du Nil vers 10 000 B. C. (grandes amplitudes, niveau maximum 112 m). Pédogenèse (vertisols) et formation de gypse dans les dépôts précédents Dépôt des wadis principaux : formation Ineiba (niveau Malki) (épaisseur : plus de 9 m). Forte activité des wadis dans les Red Sea Hills Dépôt contemporain du Nil : formation de Gebel Silsila (14 m) d'origine exotique Phase de dissection (alt. 102 à 97 m) vers 15 000 à 10 500 B. C.
Würm récent	
Würm ancien à moyen	Entaille par le Nil et les wadis Paléosol hydromorphe dans la plaine d'inondation Dépôt du Nil : formation de Masmas (épaisseur : 23 à 43 m) avec plaine d'inondation à 110 m maximum. Régime analogue à l'actuel Entaille par le Nil et les wadis (19 à 40 m) Dépôt du Nil et des wadis : formation de Korosko (épaisseur : au moins 15 m). Trois faciès : marneux, marneux grossier, sablo-graveleux
Pléisto- cène supérieur ancien	Entaille par le Nil et les wadis (10 à 12 m) et faibles inondations.

riaux des « wadis » (surtout sables et graviers) redistribués le long du Nil. Dépôts nilotiques et apports des wadis, liés aux pluviaux égyptiens subtropicaux, seraient en majeure partie également synchrones des pluviaux équatoriaux éthiopiens. En effet, le cortège des minéraux lourds et des minéraux argileux suggèrent pour ces dépôts nilotiques une origine éthiopienne. Chaque unité sédimentaire correspond probablement à une période d'érosion pluviale soit en Éthiopie, soit au Soudan méridional, avec deux ou trois maximums pluvieux pour la dernière unité et sans doute un débit élevé pour BSM, moindre pour YCS. Pour l'unité OFS, la période pluviale aurait été limitée aux régions subsahariennes.

De plus, dans les dépôts de wadis, certains caractères sédimentologiques, des vestiges organiques et des coquilles de mollusques, laissent supposer une pluvio-métrie locale plus longue et plus fréquente (climat méditerranéen subaride ou même semi-aride). Certains sols plus ou moins rubéfiés et peu épais sur matériaux grossiers, à argiles kaoliniques, renforcent cette thèse, alors que les vertisols ne paraissent pas un indice suffisant de climat plus humide.

Corrélativement, les phases de dissection ont dû correspondre à des conditions proches de l'Actuel, ou à la fin des périodes pluviales, avec une séquence plus complexe dans le cas des wadis dont le niveau de base est lié aux variations du Nil et l'évolution à la juxtaposition de pluies locales d'hiver et d'inondations exotiques d'été.

Les paléosols rouges d'Égypte méridionale, sur matériaux graveleux non calcaires, ont une texture grossière, une fraction argileuse kaolinique et sont plus ou moins lessivés dans leur partie supérieure. A Kom Ombo, en corrélation avec les événements géomorphologiques, les paléosols du Pléistocène ancien suggèrent au moins une demi-douzaine de périodes plus humides, mais pas nécessairement de changements climatiques radicaux car l'altération reste modérée.

En résumé, les dépôts alluviaux, au cours du Pléistocène, du Nil et de ses tributaires égyptiens laissent supposer des périodes « pluviales » à pluies plus fréquentes et de plus longue durée, avec un écoulement saisonnier au moins dans les wadis principaux. Les conditions climatiques ont, semble-t-il, varié de l'aride au subaride aux basses altitudes, le semi-aride prévalant aux altitudes élevées (quelques centaines de millimètres de pluies). Comme en témoignent les changements géomorphologiques, l'amplitude des oscillations climatiques est cependant restée faible depuis le Pléistocène ancien mais a eu des conséquences écologiques en influençant le régime des inondations (BUTZER et HANSEN, 1968).

G. DÉPÔTS PLUVIAUX ET TERRASSES EUSTATIQUES EN MOYENNE ET BASSE-ÉGYPTE

Selon K. W. BUTZER (1959-1962), les alluvions « climatiques » d'origine pluviale d'Égypte méridionale sont à distinguer des graviers fluviatiles du nord de l'Égypte (au nord de Mallawi) qui sont essentiellement interpluviaux et liés aux transgressions eustatiques de la Méditerranée. En Moyenne et Basse-Égypte, les terrasses eustatiques du Nil présentent des phénomènes de rubéfaction sur sables calcaires (« terra rossa ») et les dépôts pluviaux ont été marqués par le développement de sols bruns à horizons calcaires encroûtés. Ces caractères s'intègrent dans une séquence morphoclimatique et l'évolution de la vallée, en aval de Gebelein, peut être schématisée de manière provisoire (BUTZER, 1962) :

Miocène à Pliocène inférieur : incision du Nil et de ses tributaires à environ 125 m au-dessous du niveau marin actuel, probablement en liaison avec une régression marine importante.

Pliocène supérieur : sédimentation marine. Vallée à + 180 m (Plaisancien).

Pléistocène, Calabrien : niveaux eustatiques entre 115 et 230 m.

Silicien : niveaux 98 et 78 m sur la surface du désert oriental au nord de Mallawi.

Pré-Mindel : érosion verticale et formation de sols rouges.

Mindel : phase de dépôts climatiques avec terrasses à 25-30 m.

Formation de sols bruns.

Abbevillien à Acheuléen ancien.

Tyrrhénien I : remaniement des dépôts antérieurs.

Terrasse et sédimentation à 25-35 m.

Développement des sols rouges.

Acheuléen ancien et moyen.

Riss : dépôts climatiques aux niveaux 15-8 m avec phases d'érosion.

Formation de sols bruns.

Acheuléen moyen à évolué.

Tyrrhénien II : dépôts du Nil inférieur, à 10-13 m.

Rubéfaction modérée. Pas d'activité des wadis.

Würm : niveaux de 4 m des wadis.

Formation modérée de sols bruns.

Industries Levallois et Épilevallois.

Holocène : reprise du dépôt des limons avec périodes néolithique et islamique plus humides, période dynastique plus sèche.

H. NIVEAUX LACUSTRES DU FAYOUM

Dans la dépression du Fayoum, le lac le plus ancien (niveau 40-44 m) correspondrait au niveau du Nil de 10-13 m. Ce lac pléistocène a ensuite régressé en laissant des rivages à 34 m (Levalloisien sup.), 28 m (Épilevallois I) et 22,5 m (Épilevallois II). Ce dernier niveau contient des espèces de mollusques septentrionales reflétant un climat plus frais. La dessiccation du lac, ainsi que l'érosion verticale du Nil, se sont produites au Pléistocène récent. D'après F. WENDORF *et al.* (1970), les plus vieux dépôts du Fayoum, d'âge indéterminé, seraient plus fluviatiles (graviers) que lacustres. Les dépôts lacustres les plus anciens (diatomites, limons et sables) présentent des sites d'occupation du Paléolithique terminal datés entre 8 100 et 7 140 B. P. Les dépôts les plus récents furent contemporains des villages prédynastiques et leur âge se situe entre 6 250 et 5 700 B. P.

I. RÉGIONS A L'EST ET A L'OUEST DU NIL

A l'ouest du Nil, au Soudan central, les sables de Kordofan ou « Qôz », dérivés des grès nubien, sont des dunes fossiles actuellement fixées. Ces dépôts, localement ferruginisés, correspondent à un déplacement des conditions désertiques vers le sud sur 6 degrés environ de latitude. Les dunes transverses et longitudinales sont encore reconnaissables. Ces dépôts seraient liés aux phases sèches du Pléistocène récent, en particulier au Sébilien qui a commencé vers 20 à 25 000 ans B. P. Leur forme a été modifiée lors de la phase humide mésolithique, approximativement entre 10 000 et 7 000 B. P. C'est probablement avec cette phase humide holocène qu'ont commencé à se former les sols d'argiles noires (Vertisols) ou « Cotton soils » des grandes plaines du Soudan, analogues aux argiles de Gezira. Ce sont des dépôts d'inondation, très uniformes, du Nil et de ses tributaires.

A l'Holocène récent, une seconde phase d'aridité (3 000 B. P. à Actuel) a provoqué de nouveaux remaniements éoliens et fut interrompue par une courte récurrence humide à l'époque méroïtique.

J. LE LITTORAL DE LA MER ROUGE

Le long des côtes de la mer Rouge du Soudan, une série de dépôts continentaux et marins interstratifiés recouvre les dépôts tertiaires (BERRY *et al.*, 1966). De grandes quantités de sédiments ont été amenés par des cours d'eau intermittents (wadis) et ont formé au cours du Quaternaire plusieurs deltas (Buraka, Khor Aboat) à succession complexe de sables, graviers et argiles.

Les faciès marins sont représentés par des récifs émergés jusqu'à + 16 m, avec une série de terrasses marines entre 16 et 2 m. La faune récifale est très semblable à la faune actuelle. Selon la théorie glacio-eustatique, et les déterminations d'âges au radiocarbone sur des échantillons de *Tridacna gigas*, la séquence se présente ainsi, en se référant à la synthèse générale présentée par FAIRBRIDGE (1961) :

1. Niveaux marins pliocènes, déformés et faillés en liaison avec la formation du Rift, et contenant des récifs coralliens.
2. Graviers de la terrasse ancienne (Older terrace gravels) d'âge incertain, la taille des sédiments indiquant un climat beaucoup plus humide (Pluvial du Pléistocène ?).
3. Récif immergé de Mukawwar (16 m) : à ce stade le niveau marin devait être au-dessus de 16 m, à une époque antérieure à 37 000 B. P. (âge limite de la méthode), correspondant au Monastirien ancien, c'est-à-dire plus de 100 000 ans. Ce fait est confirmé par un âge au Thorium 230/Uranium 234 de $91\,000 \pm 5\,000$ B. P.
4. Récif émergé ou terrasse de Schinab (11-12 m) : âge antérieur à la limite de la méthode au C 14. Il serait l'équivalent du Monastirien.
5. Terrasse de Mohammed Qôl (7-8 m) : la surface de ce niveau est altérée et un peu dégradée. L'altitude suggère une corrélation avec le Monastirien tardif d'Europe.
6. Entaille des récifs sous un climat plus humide que l'actuel (régression Post-Würm).
7. Terrasse de 3,5 m : surface un peu érodée et altérée, sous un climat peut-être plus humide que l'actuel (5 200 B. P. ?).
8. Terrasse de 2 m : niveaux très constants (2 600 à 2 100 B. P. ?).
9. Récifs et dépôts actuels.

Selon les auteurs, les mouvements tectoniques seraient antérieurs à ces niveaux. Les « marsas » (chenaux ou estuaires) seraient non pas des failles, mais des entailles d'érosion façonnées lors des bas niveaux du Würm. Dans ce cas, seul ce secteur aurait été stable depuis 100 000 ans au nord de Port-Soudan, car les actions tectoniques semblent conduire à des interprétations différentes d'autres secteurs de la mer Rouge (Éthiopie, Égypte, Arabie) (FAURE, 1969). De plus, il est difficile de savoir s'il s'agit de formations récifales entailées avec leurs dépôts corrélatifs ou de récifs formés à différents niveaux. Enfin les dates au radiocarbone se rapportent aux *Tridacna* associées et non au matériel corallien lui-

même dont l'âge à l'Uranium pourrait le faire attribuer à l'interglaciaire Riss-Würm. En l'absence de mouvements tectoniques, le niveau marin aurait atteint 10 m au maximum pendant les interglaciaires et les sondages ont par ailleurs traversé 190 m de complexe récifal à Mukawwar (régressions et subsidence).

En Égypte, dans la plaine côtière de Mersa Alam, une séquence de hauts niveaux marins interglaciaires entre 10 et 3,5 m a été reconnue, précédant au Pléistocène récent une ou deux phases majeures d'alluvionnement par les wadis locaux. Ces phases d'accumulation ont pu être synchrones avec l'abaissement du niveau marin et les dépôts grossiers de terrasses correspondants ne peuvent être expliqués que par un plus grand ruissellement et un climat « pluvial » (BUTZER et HANSEN, 1968), le climat étant alors subaride à semi-aride (au moins 100 mm) et non hyperaride comme l'actuel. Cependant, une altération en climat froid, au cours du dernier glaciaire, dans les Red Sea Hills, est exclue et les traces de paléosols sont rares sur le littoral de la mer Rouge.

Afrique tropicale centrale

I. BASSIN DU TCHAD

A. PÉRIODES PLUVIALES ET TRANSGRESSIONS LACUSTRES DANS LA CUVETTE TCHADIENNE

L'histoire quaternaire de la cuvette tchadienne proprement dite est liée à un certain nombre de « transgressions » du lac Tchad (BARBEAU, 1961 ; CABOT, 1965-1967 ; PIAS, 1958-1967-1970). Faisant référence à différentes chronologies et à des résultats de datation absolue (FAURE, 1966 ; SCHNEIDER, 1967 ; SERVANT, 1967 ; SERVANT *et al.*, 1969), J. PIAS a défini la séquence paléoclimatique suivante :

a. Tertiaire et Quaternaire ancien.

Les premières transgressions, les plus anciennes et probablement les plus importantes, ont eu pour conséquence le dépôt de sédiments du Continental terminal (grès, sables, argilites) sur plusieurs centaines de mètres. Les vestiges de ces formations sont observés autour de l'Ennedi et du Tibesti, et vers le sud jusqu'aux contreforts de l'Adamaoua.

Ces séries paléotchadiennes sont liées à des influences tectoniques probables, et ont subi différentes phases d'altération. Sous un climat de type tropical humide s'est développée la surface bauxitique résiduelle de Koro. Après une importante phase d'érosion s'est constituée une « première surface ferrallitique » à sols rouges épais et cuirasses ferrugineuses, sous climat tropical humide ou semi-humide.

Après de nouveaux mouvements tectoniques ou épirogéniques, et destruction presque totale de la surface précédente, se développe la « surface cuirassée générale » (420 à 500 m d'altitude) plus ou moins déformée et à niveaux multiples, datée approximativement fin Tertiaire-début Quaternaire. Cette surface se présente actuellement sous forme de témoins à cuirasse ferrugineuse souvent nourrie par des débris plus anciens.

Dans la partie méridionale du Bassin tchadien, des sols rouges argilo-sableux, très profonds, kaoliniques, correspondraient à une « deuxième surface ferrallitique » qui se confond avec la surface actuelle et a été plus ou moins rajeunie au cours du Quaternaire.

b. Quaternaire moyen et récent.

A une ancienne période « pluviale » (P 1) correspond la formation d'un 1^{er} delta du Chari (formations anciennes remaniées) et un ancien lac à la cote 380-400 m. Ces formations anciennes sont de deux types : l'un dérivant après faible transport des formations du Continental terminal et ayant subi l'effet cumulatif de ferruginisations successives, l'autre dérivant des mêmes formations mais après un transport plus ou moins long, plus sableux, à ferruginisation diffuse et sols légèrement lessivés, avec phases d'immersion et remaniements éoliens.

A cette période humide a succédé une première période aride (A 1) marquée par un assèchement partiel des étendues lacustres et le remaniement éolien des séries sableuses anciennes plus ou moins rubéfiées. Il y a alors formation d'un ensemble dunaire à direction sud-est/nord-ouest dominante, visible surtout au Nord-Cameroun : c'est le 1^{er} Erg.

A une autre période pluviale (P 2, 2^e transgression) correspondent une reprise de l'érosion et les dépôts fluvio-lacustres de la « Série argilo-sableuse à nodules calcaires » et de celle des « regs », peut-être en liaison avec des mouvements tectoniques, et l'ouverture d'un seuil vers la Bénoué. L'altitude du vaste lac de cette époque semble avoir oscillé entre 350 et 450 m et ce deuxième épisode lacustre se situerait approximativement entre 30 000 et 20 000 ans B. P.

Une nouvelle période aride (A 2) provoque aux environs de 20 000 à 12 000 ans B. P. le remaniement éolien des sables au nord et à l'est de la cuvette : c'est le 2^e Erg dont les alignements nord-sud et nord-ouest/sud-est sont visibles actuellement jusqu'au 12^e parallèle. Les rides de ce système dunaire se poursuivent sous le lac actuel. Le processus de carbonatation, très important dans la série fluvio-lacustre ancienne, apparaît lié à l'hydromorphie (phases d'immersion et d'exondation) et en même temps à l'aridité du climat.

A la suite d'une troisième période pluviale (P 3) il y a mise en place de la « série sableuse récente », d'alignements sableux, de cônes de déjection et d'un second delta du Chari. Un cordon sableux, de Bongor à Limani, marque l'ancien rivage à 310-320 m : ce lac avait une extension importante au Nord-Cameroun et au Nigeria et s'étendait également jusqu'au pied du massif du Tibesti.

Au cours de ce Pluvial P 3 et de celui qui a suivi, il y a eu légère rubéfaction des sols et lessivage peu accusé. Les sédiments du 2^e delta sont peu ou pas rubéfiés. L'hydromorphie et l'halomorphie dominent dans les sols de dépressions. Ce troisième lac était encore à la cote 320 m vers 5 400 ans B. P. (SCHNEIDER, 1967-1968).

Lors de la période plus aride qui a suivi, s'est formé un système de dunes longitudinales au bord du lac Fitri ou superposées à l'ancien système au nord du lac actuel. Des accolements sableux se sont également formés autour des pointements du socle dans le Ouaddaï et le chenal du Bahr el-Ghazal a pu commencer à se constituer.

Une 4^e transgression lors d'une nouvelle phase pluviale (P 4), moins importante que les précédentes, a laissé un cordon sableux à la cote 287-290 m. A cette

époque se constitue le 3^e delta du Chari lequel se jette alors dans le lac à la hauteur de Fort-Lamy, ainsi que le Logone. C'est une exception car tous les autres cours d'eau viennent buter contre le cordon sableux et forment des marécages. Les écoulements sont plus faibles et il y a ensablement général des lits. Au nord du Tchad (Borkou, Ennedi, Tibesti) les conditions semblent nettement plus arides.

Cet épisode lacustre récent (cf. *infra*) aurait débuté vers 3 200 ans B. P. après que le lac ait régressé aux cotes 305 m (4 375 B. P.) puis 265 m (3 160 B. P.). De cette dernière avancée, jusqu'à l'époque actuelle, le lac Tchad a subi des fluctuations périodiques : sa cote actuelle est de 280-283 m. Le delta actuel commence à Djimtilo et le 2^e delta est encore en partie fonctionnel, chaque delta ayant eu une importance de plus en plus faible jusqu'à l'actuel.

L'émergence de la cuvette tchadienne est donc récente, les formations sableuses les plus anciennes de la partie centrale n'ayant probablement émergé que vers 20 000 ans B. P. En ce qui concerne la végétation, ces oscillations climatiques ont pu provoquer une avancée de la savane arborée et arbustive vers le nord en période humide, une descente de la pseudo-steppe vers le sud en période sèche (PIAS, 1970 b). Étant donné l'extension des ergs, l'influence de la végétation était faible pendant les Arides.

Pour les sédiments bien drainés et exondés, la pédogenèse a surtout eu lieu pendant les périodes pluviales et on observe une zonalité des sols du sud vers le nord : sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux de moins en moins lessivés, sols bruns subarides. Par contre, en dehors des remaniements éoliens, les sédiments mal drainés et submergés ont surtout évolué lors des Arides ou du retrait des lacs (inter Pluvial-Aride) : sols hydromorphes, halomorphes, vertisols, mais les effets cumulatifs de différentes pédogenèses jouent fréquemment ainsi que les caractères hérités de matériaux et de sols plus anciens (PIAS, 1970 c).

Au Niger oriental, la séquence morphoclimatique peut être reconstituée de la manière suivante (FAURE, 1966) :

A la fin du grand creusement postérieur au Continental terminal (cette période comporte peut-être plusieurs cycles) de hautes terrasses à galets matérialisent un remblaiement et une diminution de la pluviosité et des conglomérats à ciment ferrugineux cuirassé témoignent d'un climat tropical sec. Ce cuirassement pourrait correspondre au Villafranchien, mais les faunes de vertébrés du Tchad sont trop éloignées et la position stratigraphique de la Pebble-Culture insuffisamment précisée pour proposer un âge certain.

Une période de creusement a débarrassé ces terrasses à galets, dont les témoins sont perchés par inversion de relief, ainsi que les sédiments anté-quatérnaires, sur des épaisseurs importantes. L'aboutissement de ce cycle aboutit à une morphologie assez voisine de l'actuelle, à l'exception des couvertures dunaires et des dépôts lacustres.

La longue période aride qui succède à cette phase humide a élaboré un erg ancien, actuellement fixe, et dont les dunes diffèrent des plus récentes par une teinte plus rousse. Dans le secteur nord-occidental du Bassin tchadien, cet erg est intégralement conservé dans le massif dunaire du Manga et atteint au sud les abords de Fort-Lamy (F. PIRARD, 1964).

B. CHRONOLOGIE ABSOLUE DES DÉPÔTS RÉCENTS (PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR ET HOLOCÈNE)

L'histoire géologique des dépôts du Quaternaire récent du Tchad s'appuie de plus en plus sur des données sédimentologiques, écologiques et des datations au C 14 (cf. Travaux de FAURE *et al.*, 1963 ; FAURE, 1966-1969 ; SERVANT M., 1967-1969 ; SERVANT *et al.*, 1969 ; SERVANT M. et SERVANT S., 1970). En effet, outre les dépôts à coquilles de mollusques en bordure des anciens lacs, les dépôts lacustres à diatomées (diatomites feuilletées, limons sableux calcaires) sont extrêmement répandus dans de nombreuses dépressions.

Au Niger oriental, dans le nord-ouest du Bassin tchadien, après une grande période lacustre probablement antérieure à 22 000 ans B. P. (âge isolé de $21\,350 \pm 350$ B. P.), quatorze âges absolus (NYDAL et DELIBRIAS *in* FAURE, 1969) indiquent avant 9 240 B. P. une importante transgression des lacs dont la profondeur pouvait dépasser 50 m, avec une extension maximale vers 8 000 B. P. Cependant aucun rivage n'a été laissé par cette grande extension lacustre holocène dont on retrouve cependant les témoins probables au sud du Niger et au nord du Nigeria. Un assèchement a eu lieu vers 7 000 B. P., suivi d'une récurrence humide entre 5 500 et 3 180 B. P. et diverses fluctuations sont probables jusqu'à l'époque aride actuelle.

Au Soudan occidental, des dépôts à diatomées existent au nord du Jebel Marra : des espèces variées, dans un milieu conditionné par des éruptions volcaniques, indiquent la présence d'un lac étendu et assez profond au Pléistocène-Holocène (PRASAD, 1971).

Au Tchad dans la région du Kanem, deux unités stratigraphiques peuvent être distinguées au nord du 13^e parallèle (SERVANT, 1969 ; SERVANT M. et SERVANT S., 1970) :

- des sables dunaires, témoignant d'une période aride prolongée, interrompue par des phases plus humides (couches lacustres interstratifiées datées de 41 000 à 22 000 ans B. P.) : c'est la Série des Soulias (Pléistocène supérieur). Les diatomées y sont peu nombreuses, mais l'existence d'une espèce réputée alpine et septentrionale pourrait indiquer un rafraîchissement des eaux des anciens lacs ;
- des dépôts lacustres holocènes, en plusieurs formations superposées, témoins des régressions et transgressions assez complexes probablement d'origine paléoclimatique : c'est la Série de Labdé.

Dans cette série, à la fin du Pléistocène supérieur, un premier épisode sédimentaire se manifeste vers 12 à 11 000 ans B. P. Au début de l'Holocène, vers 10 à 9 000 ans B. P., un second épisode transgressif, beaucoup plus important, témoigne d'une période humide généralisée, avec des dépôts d'origine à la fois septentrionale (Tibesti) et méridionale. La faune et la flore diatomitique montrent le caractère nettement tropical du milieu, les eaux étant douces.

Entre 8 000 et 4 000 ans B. P. s'étend une phase plus ou moins aride sans caractère généralisé, et certains dépôts lacustres ont fourni des âges analogues, la sédimentation limnique ayant pu se poursuivre de manière continue (dépôts datés de 7 000 ans environ dans la partie aval du Bahr el-Ghazal et à Largeau).

L'existence d'une pulsation lacustre dans les Pays-Bas du Tchad vers 3 200 ans B. P. paraît nette, ce dernier cycle lacustre s'étant terminé vers $2\,500 \pm 110$ B. P.

Il reste cependant difficile de convertir ces données en termes de variations climatiques, étant donné la rapidité des phénomènes à l'échelle du millénaire et il est probable que durant les douze derniers millénaires, les lacs des basses régions du Tchad ont appartenu au domaine tropical. En outre, l'existence de plusieurs lacs indépendants est probable si l'on en juge d'après la répartition des dépôts riches en diatomées littorales.

En ce qui concerne les réserves de silice nécessaires à la prolifération des diatomées, les nappes ont pu s'acclimater dans les masses sableuses des ergs et le réseau hydrographique, en relation avec les types d'altération dans les bassins versants, n'a pas subi de la même façon l'influence des oscillations climatiques. D'ailleurs les associations de minéraux argileux observées dans les sédiments lacustres reflètent celles de la couverture pédologique actuelle (prédominance d'argiles du groupe de la montmorillonite).

Les périodes d'assèchement des lacs holocènes ne semblent pas avoir modifié l'aspect général du paysage au sud du 15^e parallèle : les cordons dunaires n'ont pas été remis en mouvement et des conditions franchement désertiques ne paraissent pas s'être installées aux basses latitudes au cours des dix derniers millénaires (SERVANT, 1969). En outre, un climat semi-aride comparable à l'actuel s'inscrit peu dans le paysage par ses formations géologiques tandis que lors des périodes humides, le seuil qui sépare le Bassin tchadien de celui de la Bénoué a pu jouer un rôle au cours du Quaternaire et limiter les extensions lacustres (SIEFFERMANN, 1970).

C'est donc au Quaternaire plus ou moins récent qu'ont été définies les extensions lacustres proprement dites (BOUTEYRE *et al.*, 1964 ; CABOT, 1965 ; PIAS, 1958-1970), le premier Paléo-Tchad correspondant soit au dépôt de la Série argilo-sableuse à nodules calcaires (2^e transgression de PIAS), soit à des formations plus anciennes remaniées (produits d'ablation des séries du Continental terminal ou plus anciennes : sables de Kélo, 1^{er} delta du Chari). Ce premier grand lac Tchad a envahi les reliefs résiduels après dissection de la surface cuirassée principale d'âge bien antérieur (peut-être villafranchien ?) et par conséquent la séquence morphoclimatique d'une grande partie du Quaternaire de ces régions demeure encore mal connue (cf. tableau IX).

Le lac est actuellement à l'altitude moyenne de 282 m et occupe seulement une dépression sur le flanc méridional de la cuvette tchadienne dont le point le plus bas est à 165 m.

Avec une profondeur moyenne de 3,85 m, il occupe une superficie de 24 400 km² contre 350 000 à la cote 320 de la période holocène.

TABLEAU IX. — Les différentes transgressions du lac Tchad.
(D'après J. PIAS, 1970.)

ÉTAGE	NIVEAU DU LAC (m)	SÉDIMENTATION	REMANIEMENTS ÉOLIENS	AGES APPROX. B. P.
Actuel	282	Dépôts argileux (polder)	Erg actuel (16 ^e parallèle)	
4 ^e transgression	287-290	Série argileuse subact. à récente 3 ^e delta du Chari Cordon sableux		1 800 3 200
Récurrence sèche			3 ^e erg (12 ^e parallèle)	
3 ^e transgression	320	Séries argileuse et sableuse récente 2 ^e delta Cordon sableux		5 400 12 000
Récurrence sèche			2 ^e erg (12 ^e parallèle)	
2 ^e transgression	400-370-350	Série fluvio-lacustre ancienne		21 350
Récurrence sèche			1 ^{er} erg (10 ^e parallèle)	30 000
1 ^{re} transgression	400	Série ancienne remaniée 1 ^{er} delta du Chari		

A la période historique, l'alternance de couches d'argiles et de vases tourbeuses observées dans les sondages (DUPONT et DELIBRIAS, 1970) rend compte de variations récentes du niveau lacustre que confirment certains témoignages historiques et les analyses polliniques (MALEY, 1972).

La dernière transgression aurait atteint le niveau 286 m aux XVII^e et XVIII^e siècles, avec probablement un écoulement continu du Bahr el-Ghazal. Actuellement, le niveau redevient très bas comme au début du siècle (CHOURET et DURAND, 1972) et la baisse prévue (279 m en 1973) est nettement au-dessous de toutes celles observées jusqu'à présent, par suite d'une crue très déficitaire du Chari (probablement centenaire). D'après J. MALEY, au cours du dernier millénaire, le climat est devenu de plus en plus aride et la végétation de tout le bassin en a beaucoup souffert, la période humide récente (XVII-XVIII^e siècle) ayant été trop courte pour avoir une influence durable.

Certaines données climatologiques permettent de penser qu'une pluviométrie supérieure à la moyenne est associée à une baisse des températures maximales, la mousson résultant alors de poussées originaires de l'hémisphère nord en hiver. Dans cette hypothèse, la dernière transgression lacustre des XVII^e et XVIII^e siècles correspondrait au « Petit âge glaciaire », c'est-à-dire à un refroidissement généralisé sur l'ensemble du globe.

C. UNITÉS GÉOMORPHOLOGIQUES ET SÉQUENCE CLIMATIQUE AU NIGERIA

Au Nigeria, la stratigraphie de la partie orientale du Bassin tchadien est connue par un certain nombre d'unités géomorphologiques et par sondages (GROVE et PULLAN, 1964 ; PULLAN, 1966).

Des argiles sableuses jaunes couvrent des étendues importantes : il s'agirait de sédiments lacustres dus aux apports de rivières importantes, sous un régime climatique considérablement plus humide que l'actuel (transgression majeure). Des sables épais recouvrent généralement ces argiles sableuses et correspondent à des cours d'eau divagants anastomosés qui n'ont pas construit de deltas, le lac étant en récession. Ces sables furent plus tard remaniés en « sief-dunes » lors d'une période aride s'étendant vers le sud jusqu'à 11° 30' de latitude nord : c'est l'équivalent du 1^{er} Erg et cet ensemble se continue au Nord-Cameroun dans la région de Yagoua (SIEFFERMANN et VALLERIE, 1963). Ce grand erg, à alignements nord-est/sud-ouest à peine perceptibles sur le terrain, s'étend vers l'ouest jusqu'à Kano.

Les « argiles noires » du Nigeria, à soubassement sableux et vertisols, correspondent au moins en partie à la série argileuse récente (3^e transgression de PIAS). Les dépôts suggèrent, lors de cette période humide, la construction d'un vaste delta par la rivière Yobe, avec des tributaires venant du Niger. Ce lac a inondé les « sief-dunes » et laissé un grand cordon (altitude 320 m) entre Maiduguri et Bama (dune littorale ou « offshore-bar »), qui recoupe le 1^{er} Erg et se prolonge au Cameroun de Limani à Yagoua. A cette période, les cours d'eau secondaires ont construit des deltas dans les « lagoons » en arrière de ce cordon.

Lors d'une régression ultérieure du lac, le large delta sableux de la rivière Yobe s'est transformé en un vaste champ de dunes à direction nord-sud. Après cette régression de courte durée, une nouvelle transgression a eu pour conséquence la formation de dépôts interdunaires argilo-limoneux et l'extension des deltas secondaires. Le lac de cette nouvelle période humide (transgression mineure) inonde une partie des reliefs dunaires et laisse un cordon à la cote 287 m comme au Tchad. De petits deltas secondaires se sont construits lors de la régression graduelle jusqu'à la cote actuelle 282 m.

Malgré le manque d'équivalence avec la série fluvio-lacustre ancienne (argiles sableuses à nodules calcaires), et l'absence de datations absolues, un certain parallélisme avec le reste de la cuvette tchadienne est donc très probable (cf. tableau X).

II. HAUT BASSIN DE LA BÉNOUÉ

Au Nord-Cameroun et sur la frontière Nigeria-Cameroun, entre le 8^e et le 12^e degré de latitude nord, l'étude des paléoformes, des sédiments et des sols a permis de proposer la séquence morphoclimatique suivante (HERVIEU, 1967-1970) :

Avant le Quaternaire, des altérations profondes de type fersiallitique ou fai-

TABLEAU X. — Séquence climatique au Nigeria septentrional.
(D'après R. A. PULLAN, 1965.)

1. Transgression majeure	Pluvial	Niveau du lac ? Argiles sableuses puis sables fins
2. Régression majeure	Aride	Formation des « sief-dunes »
3. Transgression majeure	Pluvial	Lac 320 m Grand cordon sableux et grands deltas de sables grossiers Argiles lacustres peu épaisses Dépôts de lagoons
4. Régression mineure	Plus sec	Dunes nord-sud
5. Transgression mineure	Plus humide	Lac 287 m, cordon littoral Argiles lagunaires Extension de petits deltas Dunes submergées
6. Régression mineure	Légèrement plus sec	Niveau actuel 282 m

blement ferrallitique ont transformé le socle en place et à un degré moindre la couverture sédimentaire gréseuse. Sur le piémont des reliefs montagneux, certains plateaux, glacis et terrasses sont cuirassés et se présentent souvent comme des formes de climat plus sec et non comme des témoins de pénéplanations multiples. La présence locale, sous la cuirasse ferrugineuse, d'une « Pebble-Culture » évoluée (HERVIEU, 1969) permet de penser que ces reliefs cuirassés se sont formés au Quaternaire ancien en climat sec à semi-aride. L'hydromorphie, génératrice du cuirassement, se serait au contraire développée sous un climat tropical humide à semi-humide, tel qu'on peut actuellement l'observer en savane au niveau du 6^e parallèle.

Une période d'érosion majeure en climat tropical sec à saisons alternantes (pas très différent de l'actuel ?) a provoqué l'inversion de relief de ces plateaux cuirassés. Puis le climat devenant de plus en plus sec à semi-aride, se sont formés des glacis terrasses le long des cours d'eau et des glacis d'accumulation (Douroumien) sur les piémonts des monts Mandara et Alantika et sur le versant septentrional de l'Adamaoua, dans le bassin versant de la Bénoué et de ses tributaires.

Sur les dépôts douroumiens, constitués en majeure partie par des arènes quartzo-feldspathiques et des alluvions plus ou moins caillouteuses, des sols rouges fersiallitiques tropicaux se sont développés lors d'une phase plus humide (Peskéborien). Ce type d'altération a débuté au moins avec le Quaternaire et la pédogenèse peskéborienne marque une recrudescence très nette de ces conditions climatiques plus humides, même si a subsisté un climat de type tropical à saisons alternantes.

Le retour probable à un climat tropical plus sec, à forte action érosive, a provoqué l'entaille des glacis douroumiens rubéfiés et le rajeunissement du relief

dans tout le haut bassin de la Bénoué. La sécheresse s'accroissant lors du Quaternaire récent, de nouveaux glacis et épandages se sont formés (Bossoumien). Ces dépôts bossoumiens, plus restreints et moins épais, ont fossilisé localement les formations douroumiennes et les sols rouges du Peskéborien ; ils ont donné naissance à des sols hydromorphes, vertiques ou halomorphes. Des remaniements superficiels importants ont favorisé la formation ultérieure de sols ferrugineux tropicaux plus ou moins lessivés sous le climat actuel.

TABLEAU XI. — Successions climatiques dans le Nord-Cameroun et essai de corrélation avec la cuvette tchadienne. (D'après J. HERVIEU, 1970.)

	PHASES CLIMATIQUES	NORD-CAMEROUN Alluvions récentes	CUVETTE TCHADIENNE (J. PIAS, 1968)
Actuel	Tropical semi-humide	Sols ferrugineux tropicaux	Série argileuse subactuelle à récente
Subactuel	Réurrence sèche	Sols hydromorphes Basses terrasses (1-2 m)	3 ^e erg
	Tropical sec	Érosion Bad-lands	Séries argileuse et sableuse récentes Lac 320 m (3 ^e transgression)
Bossoumien	Semi-aride	Glacis accumulation II Terrasses moyennes (4-8 m) Vertisols Solonetz solodisés	2 ^e erg
	Tropical sec	Érosion	Ravinements dans la série argilo-sableuse et sables grossiers
Peskéborien	Tropical humide	Sols rouges fersiallitiques	Rubéfaction des dunes SE-NW Série fluvio-lacustre ancienne (2 ^e transgression)
Douroumien	Semi-aride	Glacis accumulation I Glacis-terrasses (20-25 m)	1 ^{er} erg
	Tropical sec	Érosion majeure prédouroumiennne	Sables de Kélo remaniés
	Tropical humide	Cuirasses ferrugineuses	Surface générale cuirassée (420-500 m)
Quaternaire ancien (Villafranchien ?)	Semi-aride	Anciens glacis cuirassés Hautes terrasses à galets (30-50 m)	?
	Tropical humide	Altération et argilisation profonde du socle Sols rouges ferrallitiques et fersiallitiques	Surface des Koros et surfaces ferrallitiques

Quatre paléosols superposés dans un glaci-terrasse du Mayo Mali (monts Alantika), d'abord attribué au Douroumien, ont fourni des âges compris entre 18 000 à 15 000 ans B. C. (DELIBRIAS et HERVIEU, 1970). Du fait de leur situation dans une vallée étroite et de l'absence de sols rouges au sommet de la série alluviale érodée, ces paléosols peuvent correspondre à la période bossoumienne, et d'après les datations, à la fin de la grande période aride du Bassin tchadien qui a donné naissance au 2^e Erg et à la Série des Soulias, interrompue par des phases plus humides jusqu'à la fin du Pléistocène supérieur et le début de l'Holocène. Une autre datation sur un vertisol d'une terrasse analogue du Mayo Kebi-Bénoué (alt. 7-10 m) a fourni un âge de 10 100 ans B. P. (DELIBRIAS et SIEFFERMANN, 1970).

Un retour à un climat plus humide a provoqué l'entaille de ces dépôts peu consolidés et la reprise d'érosion des glacis douroumiens, épisode peut-être synchrone des dernières pulsations lacustres des Pays-Bas du Tchad. La formation d'une basse terrasse (1-2 m) correspond peut-être à la dernière récurrence sèche vers le sud avant l'Actuel.

Comme le montre l'essai de corrélations ci-contre, un certain parallélisme est possible entre les Arides à forte activité éolienne dans la cuvette tchadienne et les dépôts des nappes sédimentaires liés à une érosion mécanique dominante par suite de l'extension des influences semi-arides vers le sud (averses brutales, végétation clairsemée, crues violentes). En outre, les sols rouges peskéboriens, comme les dunes anciennes du 1^{er} Erg, semblent être la dernière manifestation au Nord-Cameroun et dans la partie méridionale de la cuvette tchadienne, d'une pédogenèse nettement rubéfiante.

III. NIGER

Dans ce pays, l'existence d'altérations anciennes, de terrasses et d'un réseau de vallées quaternaires antérieurs aux grands ensembles dunaires, a fait penser depuis longtemps à des oscillations climatiques (URVOY, 1935).

A. L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU SAHEL NIGÉRIEN

Le Sahel nigérien, zone de transition entre le Sahara et la savane soudanaise, constitue un large ensellement entre le bourrelet méridional du Nigeria, le fleuve Niger à l'ouest et les massifs cristallins de l'Adrar des Iforhas, du Hoggar et de l'Aïr en zone aride septentrionale. Les formes tabulaires des séries continentales se terminent par une cuirasse latéritique, d'âge variable ; les vallées sont encaissées et on y observe une terrasse qui se dédouble parfois en deux niveaux. Les sables recouvrent la plus grande partie du Sahel.

Pour préciser l'évolution morphologique, J. DRESCH et G. ROUGERIE (1960) ont proposé les étapes suivantes :

Postérieurement à un 1^{er} cycle humide (Plio-Villafranchien ?) et au remblaiement du Continental terminal, des changements se sont produits dans le milieu,

marqués par la présence de sédiments plus grossiers au sommet de la série et la formation d'une cuirasse en grande part allogène. Le creusement des vallées et l'altération profonde des versants se sont faits au cours d'un second cycle humide ; un assèchement ultérieur a provoqué la fossilisation des fonds de larges vallées et une phase d'ensablement.

Un 3^e cycle humide déclenche une reprise du creusement et le dégagement de la terrasse cuirassée ainsi qu'une érosion latérale et une altération moins importantes qu'au cycle précédent (versants fossiles).

Une seconde phase dunaire (sables rubéfiés) généralisée sur la terrasse, les versants et les plateaux, a oblitéré une partie du relief et du réseau hydrographique. Elle est peut-être comparable au 1^{er} Erg du Bassin tchadien et à la grande phase sèche d'Afrique occidentale (cf. *infra*). Un creusement atténué et des remaniements éoliens (sables blancs) correspondraient à des oscillations climatiques récentes de moindre importance.

B. SYSTÈMES DUNAIRES ET PÉDOGENÈSE AU NIGER MÉRIDIONAL

Au Niger méridional, le manteau sableux, qui s'étend entre les isohyètes 250 et 800 mm, revêt différentes formes et recouvre toutes les formations géologiques. Certains types de différenciation pédologique sont associés à ces formes et en outre des modifications faibles apparaissent en fonction du climat dans les « biogéocénoses » actuelles (GAVAUD, 1967 a). Ces modifications ne concernent que les horizons superficiels et il existe une dysharmonie entre horizons éluviaux (A) et illuviaux (B) laissant supposer l'existence de paléosols quaternaires.

Dans la biogéocénose à sols différenciés rubéfiés (S 1) les sols sont du type ABC, lessivés, à horizon B rubéfié et agrégats durcis, avec des raies ou bandes d'accumulation d'argile et d'hydroxydes, sous un modelé peu marqué. Ces sols différenciés forment l'essentiel des sols de la couverture sableuse en dehors de la cuvette tchadienne : leur limite (575 à 875 mm) est ici plus septentrionale que la limite moyenne des ergs fixés au sud du Sahara, généralement de l'ordre de 1 000 mm. Ces sables recouvrent le modelé sous-jacent et son altération et les alluvions argileuses inactuelles s'y emboîtent : ils datent peut-être de la fin du Quaternaire.

Dans la biogéocénose à sols peu différenciés rubéfiés (S 2), il n'y a pas de différenciation structurale de l'horizon B et les raies d'accumulation sont plus rares et fines. Ce sont des sols brun-rouge ou ferrugineux peu ou non lessivés, moins riches en fer et en argile. Les sables originels sont mieux triés et plus éolisés que dans le système S 1. Ces sols se répartissent sur des cordons longitudinaux, des ergs de dunes transversales, des plaines sableuses, formations qui recouvrent la cuvette tchadienne entre les cotes 400 et 320 m ou se situent sur sa bordure, superposées localement aux bandes de sols différenciés.

Un complexe de sols peu évolués (S 3) à sierozems ou sols minéraux bruts éoliens, et à horizon A souvent stratifié, est observé sur les cordons récents (320 ou 287 m) et sur les buttes de remaniement.

La différenciation des deux systèmes S 1 et S 2 peut s'expliquer par l'action d'au moins une récurrence humide entre deux périodes de construction éolienne ayant donné naissance à deux ergs : l'un ancien E 1, l'autre plus récent E 2, suivies chacune d'une période de formation des sols. Cependant le pédoclimat des sols rouges est difficile à définir : il s'agirait tout au plus de périodes plus pluvieuses que la période actuelle.

Selon M. GAVAUD, la séquence morphoclimatique peut être la suivante :

1^{re} période aride (climat désertique).

Destruction des sols de glacis et alluvionnement.

Formation de l'erg ancien E 1.

Retrait peut-être complet du lac Tchad.

1^{re} récurrence humide.

Destruction partielle du modelé éolien.

Ferruginisation du système S 1.

Rivage de 400 m du lac.

2^e période aride (moins prononcée que la précédente).

Érosion partielle des sols S 1.

Formation de l'erg récent E 2.

Retrait du lac à la cote 320 m.

2^e récurrence humide.

Destruction partielle du modelé éolien et argiles de décantation.

Évolution pédogénétique du système S 2.

Rivage du lac Tchad à 320 m

Pas de ferruginisation postérieure à cette date.

Fluctuations récentes.

Alternance aride-humide avec petites crises éoliennes.

Rivage du lac Tchad 287 m.

Période actuelle.

Le vaste ensemble de dunes rouges qui frange le sud du Sahara paraît avoir connu la même évolution du Niger au Sénégal, dans des régions à pluviosité actuelle de 200 à 900 mm. Ici les deux ergs E 1 et E 2 pourraient également correspondre aux deux ergs définis par PIAS, et antérieurs au lac de cote 320 m.

Selon M. GAVAUD, cet ensemble pédologique est plus jeune ; l'évolution du système S 1 serait contemporaine des lacs holocènes du Niger oriental, celle du système S 2 de l'humide Néolithique. Cependant cette chronologie reste hypothétique car on connaît mal la liaison pédogénétique entre les dépôts proprement dits et les systèmes de sols.

C. CUIRASSES ET GLACIS

Une phase érosive sévère a précédé la première période aride et la mise en place de l'erg ancien, détruisant une grande partie de la couverture meuble des

glacis concrétionnés antérieurs et tronquant les sols des glacis nus. Il y a eu en effet dans les temps quaternaires anciens plusieurs épisodes de cuirassement et de façonnement des glacis entre les 12^e et 15^e parallèles nord.

Sur un épais manteau d'altération kaolinique recouvrant le socle, la mise en place d'une cuirasse ferrugineuse très épaisse (« cuirasse ancienne ») marque probablement la fin du Tertiaire ou le début du Quaternaire avec un climat très humide. D'autres cuirasses ferrugineuses peu épaisses subsistent sur des lambeaux de glacis étagés, généralement non fonctionnels, corrélativement avec des formations détritiques à galets dans les vallées et des restes de sols faiblement ferrallitiques. Le « glacis inférieur », localement cuirassé, forme l'essentiel des glacis fonctionnels du socle. Un « glacis nu » à couverture meuble lui succède, avec des sols à argiles smectitiques indiquant un milieu confiné (GAVAUD, 1967 b).

Ces faits semblent indiquer une diminution de plus en plus accentuée de la pluviométrie jusqu'aux épisodes désertiques et récurrences humides du Quaternaire récent ; la fréquence du cuirassement et l'intensité du concrétionnement diminuent nettement vers le nord, ce qui suggère la permanence du gradient pluviométrique.

D. PHASES HUMIDES OU LACUSTRES AU NIGER SEPTENTRIONAL

Au Niger septentrional, dans le massif de l'Adrar Bous et ses abords, l'étude des dépôts sédimentaires, auxquels sont liés certaines industries, révèle certaines fluctuations climatiques au cours du Quaternaire récent, dans une région aujourd'hui aride (WILLIAMS, 1971).

Provenant d'un complexe granitique et volcanique les sédiments se sont surtout accumulés dans des bassins fermés pour former la séquence suivante :

1. Gravier de base et sables fluviatiles déposés lors d'une phase d'érosion du massif.
2. Sables inférieurs tachetés marquant la fin de la sédimentation fluviatile, à bifaces de l'Acheuléen supérieur et éclats levallois.
3. Vertisols inférieurs et « limons gris » à outillage du Middle Stone Age ancien (Levalloiso-Moustérien).
4. Sables éoliens et sables supérieurs tachetés à outillage atérien.
5. Vertisols supérieurs et Diatomites.
6. Rides de sables éoliens à concrétions tubulaires.
7. Dépôts lacustres littoraux riches en mollusques et « limons noirs » marécageux avec restes divers de la civilisation néolithique du Ténéré.
8. Limons sableux colluviaux bruns avec tombes préislamiques.
9. Sables éoliens et graviers colluviaux subactuels.

La morphogenèse actuelle semble inactive. Par analogie avec les régions sahariennes voisines, la civilisation atérienne et les industries du M. S. A. pourraient remonter jusqu'à 40 000 ou 45 000 ans B. P. Certains sites épipaléolithiques

du Ténéré ont été datés de 7 500 à 7 000 ans B. P. La civilisation néolithique a fourni des âges entre 6 000 et 4 000 ans B. P. (DELIBRIAS et HUGOT, 1962).

Dans la séquence précédente, les épisodes 3, 5 et 7 peuvent correspondre à des phases plus humides ou lacustres et à pédogenèse plus active (la phase 5 étant sans doute contemporaine des lacs sahariens holocènes vers 8 000 à 12 000 B. P.) alternant avec des périodes arides ou semi-arides, à érosion verticale et déblaiements des pentes mineurs, avec prédominance de la déflation éolienne.

Afrique tropicale occidentale

D'une manière générale, on observe en Afrique de l'Ouest et en zone climatique soudanienne ou soudano-sahélienne, des bas plateaux cuirassés (souvent à morphologie de glacis), en contrebas de hauts « bowé » bauxitiques. Les profils d'altération de ces bas plateaux apparaissent différents des profils actuels, la cuirasse elle-même dérivant fréquemment d'un mélange de roche altérée et de matériaux détritiques (VOGT, 1959).

Dans les vallées principales, de « hautes terrasses » sont l'aboutissement de « hauts glacis » et sont également cimentées par des oxydes de fer. Il semble qu'à une profonde altération de type ferrallitique en climat tropical humide, ait succédé une (ou plusieurs) période d'écoulement en nappes, en climat plus ou moins semi-aride, parachevant la formation des cuirasses ferrugineuses. Souvent les lambeaux de hauts glacis sont en inversion de relief et coupés de leurs racines.

Une seconde génération de glacis aboutit à des nappes d'alluvions grossières très étendues (basses terrasses) mais souvent disséquées et à formes floues, à cuirassement irrégulier ou peu important, à sédimentation hétérogène. L'ensemble de ces caractères suggère un important transport en nappe dans un milieu naturel à couverture végétale peu dense.

D'après J. VOGT, les « graviers sous berge » caractérisent la dernière étape importante de l'évolution morphologique, avec mise en place d'un réseau d'entailles hiérarchisées et creusement des fleuves dans la roche saine. Ces dépôts hétérogènes, souvent visibles aux basses eaux, comblent les biefs et sont fréquemment recouverts d'une assez grande épaisseur de sables et de limons. S'il n'est pas certain que cette formation, dont la présence semble généralisée, caractérise une phase climatique, elle matérialise cependant une coupure dans l'organisation du réseau hydrographique.

De même que le démantèlement des basses terrasses a alimenté la nappe de graviers sous berge, cette dernière fournit une grande partie des alluvions grossières des fleuves actuels dont l'entaille se fait dans ce remblaiement subactuel et exhume les seuils rocheux. Ces processus apparaissent actifs en régions de savane, mais les survivances d'origine paléoclimatique ont une grande importance dans le système d'érosion actuel.

I. BASSINS DU SÉNÉGAL ET DE LA GAMBIE

A. LA SÉQUENCE CUIRASSÉE

Les variations de climat au cours du Quaternaire dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie ont joué un rôle important dans la morphogenèse et la pédogenèse (cf. en particulier TRICART, 1956 ; MICHEL, 1959-1965-1966-1969-1970 ; BOULET *et al.*, 1971).

Des niveaux latéritiques anciens, en particulier à la limite Tertiaire-Quaternaire (Post-Miocène) et au début du Quaternaire, sont probablement en liaison avec des cycles climatiques (TESSIER, 1965). Sur le littoral dakarois, le dernier niveau de graviers latéritiques ferrugineux est postérieur au volcanisme basaltique des Mamelles daté d'environ 1 million d'années (HÉBRARD *et al.*, 1969). La cuirasse ferrugineuse antérieure est le témoin d'un « très haut glacis » (MICHEL, 1970) qui se serait formé au cours du Villafranchien mais dont on ne retrouve pas l'individualité dans les autres régions.

Au Sénégal occidental, une stratigraphie relative des formations cuirassées a été proposée (NAHON et DEMOULIN, 1971). La « cuirasse primaire » n'est bien conservée que sur le plateau de Thiès et dans la région de Podor-Kaédi. Sa nature plus ou moins ferrugineuse varie selon les roches mères et localement elle a évolué en surface en une cuirasse secondaire. Ailleurs elle est fortement démantelée ou complètement érodée. Sa formation a pu être favorisée par une diminution relative d'humidité lors de l'époque pliocène caractérisée par des altérations de type ferrallitique.

La « cuirasse secondaire » dérive de la précédente et la tronque ; elle est épaisse de plusieurs mètres avec parfois une morphologie de glacis. Elle présente un faciès assez homogène (trois niveaux de bas en haut : conglomératique, compact, pseudo-pisolitique) et repose souvent sur la formation sous-jacente par un niveau gravillonnaire non induré.

La phase de démantèlement de la cuirasse primaire (phase sèche soulignée par un épisode dunaire) aurait précédé une nouvelle phase d'humidité et d'altération génératrice de la cuirasse secondaire, mais celle-ci peut être également due à l'évolution *in situ* de la cuirasse primaire (NAHON, 1971). Le faciès gréseux constitue le stade initial de l'évolution, les faciès mixte (argilo-gréseux tacheté) et pseudo-pisolitique correspondent aux formes évoluées. Cette cuirasse secondaire, antérieure au volcanisme basaltique, peut être attribuée au Plio-Pléistocène ancien.

Une « cuirasse jeune », attribuée approximativement au Pléistocène moyen *s. lato*, est fortement conglomératique et occupe une position morphologique de glacis. Il s'agit en fait d'une surface polygénique façonnée à partir du Quaternaire ancien, principalement à partir du démantèlement de la cuirasse secondaire. L'induration de la cuirasse jeune est de plus en plus importante du nord vers le sud.

Les équivalents de la cuirasse primaire et de la cuirasse secondaire se retrouvent jusqu'en Mauritanie méridionale et centrale (cf. *infra*), alors que la cuirasse jeune sur roches sédimentaires disparaît au nord du 16^e parallèle. La répartition géographique, le degré d'induration et les différents faciès sont peut-être la conséquence de « pulsations climatiques » dont les cycles humidité-sécheresse ont successivement favorisé la formation, l'exhumation et le démantèlement des cuirasses ferrugineuses.

Dans le massif de Ndias (NAHON, 1971) on peut considérer que des conditions climatiques plus humides que l'Actuel ont au moins existé deux fois, sans qu'on puisse en préciser l'intensité et la durée, permettant la généralisation du faciès gréseux simple sur la haute surface du Plio-Pléistocène ancien et la moyenne surface du Pléistocène moyen. Il ne semble pas que dans cette région les périodes arides, bien qu'atténuant les phénomènes d'individualisation du fer, aient produit un arrêt prolongé de la pédogenèse, laquelle semble se poursuivre encore actuellement en climat nord-soudanien ($P = 642 \text{ mm}$).

Dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie, trois niveaux de glacis ont été identifiés autour des escarpements du Fouta-Djalou, sur le plateau mandingue et dans les dépressions intérieures. A ces glacis se relie localement des lambeaux de terrasses à matériaux plus ou moins cimentés par des oxydes de fer.

B. L'ÉVOLUTION MORPHOCLIMATIQUE : GLACIS, CUIRASSEMENTS ET TRANSGRESSIONS MARINES

D'après les travaux de P. MICHEL (1967-1970) le schéma d'évolution se présente ainsi (cf. tableau ci-contre).

Lors des périodes arides les précipitations sont rares mais très fortes : il y a fragmentation des anciens reliefs cuirassés et entaille des formations meubles sous-jacentes. De vastes glacis se développent en roche saine par ruissellement diffus et se recouvrent de nappes de galets et de matériaux d'épandage (glacis couverts).

Lors des périodes humides, il y a altération des roches recoupées par les glacis, cuirassement par accumulation absolue (lessivage oblique) et cimentation des poudingues alluviaux, autrement dit extension à l'ensemble des bassins du domaine climatique sud-soudanien.

a. Haut glacis.

Au cours d'une période d'assèchement la surface fini-pliocène a été entaillée et disséquée : sous un climat de plus en plus sec (érosion aréolaire, nappes d'épandage) s'est façonné le « haut glacis ». Dans les vallées, les dépôts fluviaux ont formé une « haute terrasse » dont il ne subsiste que peu de traces. D'après la chronologie fondée sur la théorie astronomique de BERNARD (1962), cette période sèche se serait achevée vers — 780 000 ans.

Un retour rapide à une période plus humide a provoqué l'altération et l'induration de ce haut glacis dont la cuirasse ferrugineuse, épaisse parfois de 5 m, a

TABLEAU XII. — Les principales phases de la morphogenèse au Quaternaire dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie.
(D'après P. MICHEL, 1969.)

	HAUTS BASSINS SÉNÉGAL-GAMBIE	BASSE GAMBIE	SÉNÉGAL INFÉRIEUR ET SES BORDURES	CLIMAT	NIVEAU MARIN	TERMINOLOGIE	
						régionale	générale
Léger soulèvement épeirogénique	Levées (sable fin-limon)	Levées	Hautes levées-delta				
		Terrasse marine		Humide		Nouakchottien (5 500 B. P.)	Holocène
	Terrasse du 2 ^e remblai Pédogenèse		Remaniement de dunes Calcaire des gouds	Assez sec Très humide (8 000 à 11 000 B. P. ?)	Régression-Transgression		
	Entaille du 1 ^{er} remblai Premier remblai sablo-argileux (3) Graviers sous berge		Recreusement du lit Dunes rouges	Très aride		Ogolien	Würm récent
			Graviers sous la cote 0	Subaride (contrasté)			
	Entaille Basse terrasse (2)		Lumachelle Ancien delta	Assez sec ?	Transgression	Inchirien supérieur (31 000	Interstade
	Façonnement du bas glacis		Subsidence (fleuve dévié)	Subaride	Régression	à 40 000 B. P. ?)	Würm ancien
	Entaille Cuirassement		Calcaire lacustre	Très humide	Transgression	Inchirien inférieur	Interglaciaire
	Nappe de la moyenne terrasse (1) Moyen glacis			Subaride	Régression		Riss ?
	Entaille Cuirassement		Glacis polygénique	Très humide	Transgression		
	Nappe de la haute terrasse Haut glacis			Subaride	Régression ?		
	Entaille Très haut glacis ?						

Industries préhistoriques : (1) Acheuléen moyen (P. FITTE). (2) Acheuléen final et Levalloisien (P. FITTE). (3) Paléolithique moyen, patiné et éolisé (P. FITTE et R. FURON).

souvent une texture gravillonnaire, ainsi que la cimentation du poudingue de la haute terrasse. La transgression du Tafaritien (ancien Inchirien inférieur) dans le sud-ouest de la Mauritanie (ÉLOUARD *et al.*, 1969) se serait produite vers la fin de cette période humide qui aurait duré jusque vers — 530 000 ans.

b. Moyen glacis et calcaires lacustres.

Une autre période sèche (jusque vers — 380 000 ans ?) a eu pour conséquence l'entaille du haut glacis, l'aménagement du « moyen glacis », et le dépôt des alluvions de la « moyenne terrasse », plus étendue (régression post-tafaritienne). Lors du maximum d'aridité, des ergs se sont édifiés au nord du bassin du Sénégal. Localement le moyen glacis se subdivise en deux niveaux.

Des phénomènes de cuirassement et de cimentation des débris (cuirasses secondaires), en particulier dans le Ferlo, se sont produits à nouveau lors d'une deuxième grande période humide (jusque vers — 110 000 ans ?). Les lambeaux de la moyenne terrasse jalonnent la bordure occidentale du lit majeur dans la vallée du Sénégal et existent également dans la vallée inférieure du Gorgol.

A cette époque, de nombreux lacs occupaient le cours inférieur du Sénégal, le couloir de l'Aftout ech Cherguin et les parties basses du Ferlo. La transgression de l'Aïoujien en Mauritanie (anciennement Inchirien moyen), peut-être équivalent de l'Harounien marocain, se situerait vers la fin de cette longue période humide (125 à 145 000 ans B. P. ?).

Les niveaux cuirassés se situent au-dessus du niveau marin actuel, les périodes humides coïncidant au moins en partie avec des niveaux marins plus élevés, c'est-à-dire des transgressions. La cuirasse du moyen glacis et les dépôts de la moyenne terrasse contiennent les restes d'un outillage de l'Acheuléen moyen (FITTE, 1959), mais la forêt a probablement limité l'occupation humaine à cette époque.

c. Bas glacis.

Le « bas glacis » s'est formé par entaille du moyen glacis lors d'une nouvelle période aride : il n'est pas cuirassé et est couvert d'épandages ou altérites peu épais. Les galets et graviers de la « basse terrasse » proviennent surtout du remaniement de la moyenne terrasse. Des remaniements éoliens ont formé un grand erg sur le plateau du Ferlo et probablement sur le Cayor (équivalent de l'Ogolien I de Mauritanie). Cet erg ancien est difficilement observable aux abords du delta du Sénégal, mais étendu au Niger (cf. *supra*) avec des sols différenciés à horizon B structural. Cependant, dans le Ferlo nord-occidental, cet erg ancien (formation I) se distingue des formations dunaires plus récentes (II et III) par le modelé, la granulométrie et principalement la différenciation pédologique (LEPRUN, 1971) : le profil modal est celui d'un sol ferrugineux tropical peu lessivé, à horizon B de couleur net.

Par rapport aux dépôts marins décrits en Mauritanie, une nouvelle période humide a débuté avant 39 000 ans B. P. (FAURE et ÉLOUARD, 1967), en relation

avec la transgression de l'Inchirien (ancien Inchirien supérieur) dont les témoins se retrouvent à altitude variée (+ 7 m à — 24 m) par suite d'une subsidence active et ont fourni des âges de 40 000 à 30 000 B. P. (ÉLOUARD *et al.*, 1969). A cette période correspond une certaine mobilisation du fer en profondeur, la formation de sols évolués sur sables et une industrie à pièces moustéroïdes (Paléolithique moyen ?).

C. CHRONOLOGIE DU QUATERNAIRE RÉCENT

La chronologie est plus sûre et plus détaillée pour le Quaternaire récent qui commence avec l'entaille du bas glacis et de la basse terrasse (MICHEL, 1970). Le fleuve Sénégal a pris son tracé actuel avant la transgression inchirienne au cours de laquelle il a construit un delta.

Une grande phase sèche correspond à la régression marine ultérieure (Würm récent) : l'érosion mécanique prédomine. Le Sénégal et la Gambie ont creusé profondément leurs lits dans le soubassement rocheux (— 22 à — 38 m), après avoir entaillé le bas glacis et la basse terrasse. Avec l'accroissement de la sécheresse se déposent les « graviers sous berge », généralement cimentés par des oxydes de fer et qui plongent sous le niveau marin actuel. Cette nappe alluviale, dont l'épaisseur dépasse souvent plusieurs mètres, est formée d'éléments grossiers alternant avec des dépôts sableux et subsiste jusque dans le delta du Sénégal, sous les dépôts fins du lit majeur. Elle correspond vraisemblablement à un régime d'oued à crues violentes.

Au maximum aride se sont formés de grands ergs (Trarza, Brakana, Cayor et région de Thiès) à dunes longitudinales NE-SW actuellement fixées : ce sont les « dunes rouges » (TRICART et BROCHU, 1955 ; TRICART, 1956-1961 ; ÉLOUARD, 1959) correspondant à l'Ogolien II de Mauritanie. Il s'agit de remaniements éoliens à faible distance, qui ont barré progressivement la vallée du Sénégal. Le fleuve est donc devenu endoréique et a déposé des éléments fins (terrasse du « 1^{er} remblai ») qui recouvrent les graviers sous berge. L'assimilation de ces dunes rouges à l'erg récent du Niger est possible et cet épisode se situerait entre 20 000 et 15 000 ans B. P. (BOULET *et al.*, 1970). Dans le Ferlo nord-occidental, la formation II présente les caractères de cet « erg récent », avec des sols intergrades entre les sols ferrugineux et les sols bruns subarides (LEPRUN, 1971).

A la période récente, le climat redevient plus humide : auparavant, la mer a atteint un niveau très bas (— 110 à — 120 m d'après diverses extrapolations) et des coquilles draguées à — 49 m ont été datées de 25 000 ans B. P. (FAURE et ÉLOUARD, 1967). Les deux fleuves et leurs affluents entaillent en terrasse le 1^{er} remblai ; le Sénégal franchit progressivement les cordons ogoliens et reprend possession de la vallée.

Ce « Pluvial » peut être comparé à l'extension maximale des lacs sahariens (12 000 à 8 000 B. P.). Lors de cette période, des sols brun-rouge, moins évolués que ceux formés sur l'erg ancien du Ferlo, se développent sur les dunes ogoliennes. Ils sont caractérisés par l'absence de décoloration superficielle (sols ferrugineux peu lessivés), la teinte brune de l'horizon humifère et l'amorce d'un horizon B

rubéfié. Le matériau originel est jaune-rouge très clair (BOULET *et al.*, 1970). Un concrétionnement local se produit dans les sables argileux du 1^{er} remblai. A cette phase humide peut également être attribuée la formation de concrétions calcaires présentes dans les « limons du Champ de Tir » à Dakar et datées de $9\,780 \pm 140$ B. P. (TESSIER, 1970) : il s'agit de sables très fins à ciment argileux kaolinique non datés (Inchirien ?) surmontant le dernier niveau de graviers latéritiques.

Au cours d'une courte période sèche (vers 7 000 à 6 500 B. P.) les dunes ogoliennes sont remaniées localement. Un second remblai, emboîté dans le précédent, se situe généralement à la limite des inondations par les crues actuelles.

Le maximum de la transgression du Nouakchottien, marqué par la plage à *Arca senilis*, a été daté dans la région de Saint-Louis de $5\,470 \pm 110$ B. P. (ÉLOUARD, 1966 ; MICHEL *et al.*, 1968). Cette remontée du niveau marin a submergé les basses vallées (jusqu'à 250 km de la côte sur le Sénégal) mais n'a guère dépassé + 1-2 m. Les dépôts marins recoupent les dunes ogoliennes et s'y emboîtent. Des vases noires à pollens de *Rhizophora* indiquent l'extension de la mangrove sous ce climat légèrement plus humide.

Ensuite les conditions climatiques deviennent progressivement moins humides : au cours d'une période récente se produit une sédimentation fluviale et lagunaire. Sur le Sénégal, les bourrelets de berge post-nouakchottiens ne sont plus submersibles : ce système de levées s'allonge et se ramifie dans la vallée depuis Bakel jusqu'à Bogué. Le fleuve se divise alors en plusieurs branches et édifie à partir de Bogué un delta très allongé. Ces hautes levées fluviales ou fluvio-deltaïques constituent encore aujourd'hui un des aspects essentiels du paysage et conditionnent l'utilisation agricole de la vallée.

Dans le sud-ouest du delta, des cordons littoraux ont été datés par les coquilles de 4 000 à 1 880 B. P. (MICHEL *et al.*, 1967 ; MICHEL, 1968) : ces « dunes jaunes », lorsqu'elles sont bien drainées, portent des sols peu évolués et ont un modelé éolien beaucoup moins accusé que celui des dunes rouges.

La Gambie n'a pas formé de delta et son large estuaire correspond à l'ancienne « ria ».

Le dernier pluvial, succédant au maximum d'aridité du Quaternaire récent, a donc été de courte durée à l'échelle du Quaternaire et scindé en deux par une petite période sèche. Par ailleurs il semble qu'il y ait coïncidence entre périodes pluviales et maxima marins sans que celle-ci soit parfaite en particulier à l'Holocène.

Dans l'ancien golfe de Casamance, des témoins de la 1^{re} terrasse sableuse holocène et d'autres, étagés entre 4 et 1,5 m, subsistent, entourés de terrasses argileuses correspondant à d'anciens schorres (VIEILLEFON, 1970). Là, les dépôts coquilliers à *Arca senilis* sont rares par suite de l'agressivité du milieu des mangroves et des « tannes », mais comme dans le delta du Sénégal, de nombreux « Kjökken-möddinger », buttes anthropiques à Arches et à Huîtres, semblent jalonner les littoraux successifs, et contiennent les restes d'outillage des civilisations de pêcheurs du Néolithique à l'Actuel.

A la période subactuelle, des dunes paraboliques ont recouvert les anciens

cordons littoraux et le fleuve Sénégal a détourné ses embouchures vers le SW. Cet assèchement relatif du climat s'est sans doute accompagné d'une légère variation du niveau marin. Des faisceaux de levées, post-nouakchottiennes, se sont formés sur les rives convexes de méandres dont les sinuosités se sont multipliées.

II. MALI, MOYENNE VALLÉE DU NIGER

A. ALTÉRATIONS ET CUIRASSEMENTS

L'existence de « latérites » dans le Moyen-Niger est un fait reconnu depuis longtemps. Selon P. URVOY (1942), cette latéritisation remonterait à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire. H. ERHART (1943) attribue ces altérations à une longue période antérieure : il a souligné l'importance des remaniements dans ces formations latéritiques, leur composition très variable, et le rôle des ferruginisations ou silicifications secondaires. Ces remaniements sont probablement en liaison avec des modifications importantes du climat (ruptures d'équilibre) en particulier une évolution prononcée vers l'aridité et corrélativement la disparition d'une végétation forestière dense.

On devrait constater un certain parallélisme entre les oscillations paléoclimatiques de la moyenne vallée du Niger et celles du Sénégal du fait que ces deux régions appartiennent à la même zone climatique et présentent de grandes analogies (TRICART, 1965). Lors des phases sèches, des dunes vives s'édifiaient en zone sahélienne et des conditions semi-arides régnaient vers Bamako en zone soudanienne. Les phases humides ont vu un écoulement du Niger atteignant les confins sahariens et le développement des phénomènes de pédogenèse (TRICART, 1959-1965 ; GALLAIS, 1967 ; BLANCK, 1968).

Les dépôts du Continental terminal peuvent s'être formés en milieu lacustre et proviennent de la destruction de sols ferrallitiques développés sur le socle au cours du Tertiaire (RADIER, 1959). Un climat tropical sec a provoqué l'érosion de ces sols et leur cuirassement. Après l'élaboration d'une morphologie de buttes cuirassées postérieure à la mise en place des cuirasses ferrallitiques (niveaux 450-400 m et 330-300 m) les argiles sableuses du Continental terminal et certains conglomérats pliocènes ont été également marqués par des phénomènes de cuirassement (niveau 280 m) sous un climat à saisons alternantes fin Tertiaire-début Quaternaire (Villafranchien ?).

Ces conditions climatiques et l'accentuation de la subsidence dans cette région ont favorisé la formation d'épandages grossiers sur la bordure orientale du delta intérieur et le façonnement de grands glacis, ennoyés ultérieurement par les formations alluviales du Niger et du Bani.

Les cuirasses ferrugineuses du Pliocène et du Quaternaire ancien présentent des faciès variés : cuirasses de rivages lacustres, de glacis, d'altérations ou de nappes d'épandage et correspondent peut-être à des oscillations climatiques importantes. Une ou plusieurs oscillations ont pu avoir lieu au Quaternaire

ancien mais celui-ci reste mal connu par suite d'importants remaniements ultérieurs.

En contrebas du Continental terminal, deux niveaux de glacis et terrasses (creusement et remblaiement) correspondraient au Quaternaire ancien et moyen (BLANCK, 1968). La cuirasse du second glacis a une coloration et un degré de cimentation moindres : cet ensemble correspond à la dernière période de façonnement en glacis et de cuirassement. L'étagement des deux glacis, observable dans la région de Gao, disparaît en aval de Tombouctou sous les épandages sableux (affaissement de la cuvette d'Aklé).

B. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES DANS LE DELTA INTÉRIEUR

Selon J. GALLAIS (1967) quatre oscillations climatiques principales (période humide et période sèche) sont décelables dans le delta intérieur. Les témoins d'une hydrographie puissante correspondent à une période (Quaternaire ancien ?) au cours de laquelle les fleuves ont ouvert de larges vallées dans les plateaux gréseux périphériques et déposé des matériaux fins (argiles latéritiques) révélant un climat très humide. D'importants épandages sableux, véritables deltas intérieurs, se sont mis en place et des lacs se sont formés. Les anciens lits fluviaux, oblitérés par les actions éoliennes postérieures, sont encore visibles. Les apports ont surtout été fournis par l'altération locale des grès.

Sur ces témoins s'est inscrit le modelé dunaire de la « formation sablo-argileuse » de la bordure occidentale. En effet, lors d'une période semi-aride marquée, ces vallées ont été peu à peu fossilisées par des matériaux sablo-argileux mal triés (crues torrentielles). Le bassin du Ségou est alors un bassin fermé.

Au Quaternaire moyen à récent, les formations alluviales des épandages deltaïques sont remaniées en grande partie pour donner les matériaux des « dunes rouges » nommées par J. TRICART (1959) « préouljiennes » par assimilation aux dunes rouges du delta du Sénégal (avant les premières datations absolues, la transgression du Nouakchottien — cf. *supra* — avait été assimilée à l'Ouljien marocain). Localement se forment de grands alignements dunaires, mais là où les dépôts étaient plus limoneux le remaniement éolien a été moindre. Le Niger arrête son écoulement dans la moyenne vallée et la région semble avoir connu alors un maximum d'aridité.

Une période humide intermédiaire (2^e oscillation, GALLAIS, 1967), au cours de laquelle le modelé dunaire précédent semble avoir été adouci, sépare les dunes de sables argileux de l'erg de Niafouké à dunes orientées E-W. Les sables de cet erg ont un indice d'émoussé élevé et une morphoscopie qui reflète un long remaniement en milieu lacustre. La période aride qui a suivi a eu une grande efficacité morphologique en aménageant un erg classique avec des dunes vastes et régulièrement espacées.

Un nouvel épisode humide (3^e oscillation) a une grande importance morphologique : les anciennes dunes sont fortement aplanies et altérées superficiellement avec formation de sols rouges. D'anciennes levées, aujourd'hui largement

exondées, traduisent un niveau de base plus élevé que l'actuel. Un débit plus important des fleuves a permis la reconstitution des lacs et leur maintien à une cote supérieure à la cote maximale actuelle. Le Niger, empruntant les dépressions interdunaires, change de direction.

Le rivage « ouljien » constitue un bon repère chronologique. A cette époque le Niger se déverse par le seuil de Taoussa (TRICART, 1965). Dans la boucle du fleuve, les sols rouges ou brun-rouge indiquent des conditions climatiques analogues à celles observées actuellement plus au sud et ne se sont plus reformés depuis. Ils correspondent peut-être comme au Sénégal à la période humide du début de l'Holocène. Dans ces conditions plus humides (climat soudanien avec plus d'un mètre de pluies) se dépose un remblaiement supérieur (levées le long des bras principaux) dans lequel prédomine les sédiments fins.

Cette terrasse sableuse à sablo-argileuse domine le cours actuel du Niger de plusieurs mètres : elle pénètre en doigts de gant dans les dépressions interdunaires et est presque continue en amont du delta intérieur, entre Tombouctou et Labbézanga (BLANCK, 1968). Ces dépôts ne sont pas indurés en général mais portent des sols bruns ou brun-rouge. A la même époque, la vallée du Tilemsi, au nord de Gao, devait encore fonctionner.

Ces dépôts et ce système de levées sont incisés lors d'un assèchement ultérieur ; lors de cette période sèche (assimilée par J. TRICART à la régression préflandrienne) les formations dunaires et alluviales ont à nouveau été remaniées par le vent pour former des dunes N-S ou NNE-SSW, de couleur jaune clair, à faible évolution pédologique. Les actions éoliennes ont été particulièrement intenses sur les parties sableuses de la terrasse précédente, mais elles ont remanié également les dunes anciennes longitudinales localement érodées lors du « pluvial » antérieur.

Une dernière période humide (4^e oscillation) a laissé des traces d'actions fluviales dans l'erg de Niafouké. Un remblaiement inférieur plus argileux et des levées sablo-limoneuses marquent à la fin de cette période une nouvelle organisation du delta central. Les bord des lacs (ancien rivage à $\pm 1,5-2$ m) et les bancs sableux sont jalonnés d'anciens villages (Néolithique probable).

Bien qu'une pulsation humide plus récente ne soit pas exclue, des remaniements dunaires locaux à la fin de ce dernier cycle font admettre une évolution vers la sécheresse. Actuellement, par suite de la baisse du niveau des lacs, la tendance à l'incision est assez générale et les levées récentes se transforment en terrasses insubmersibles. Des levées alluviales s'édifient sur les rives convexes et des bancs de sable se forment dans la zone d'inondation.

Il est vraisemblable que les périodes intermédiaires ont eu la plus grande durée et une activité morphologique importante en conditions climatiques soudano-sahéliennes (GALLAIS, 1967). Lors de chaque phase précédant le maximum d'aridité, le creusement a dû être stimulé par la baisse du niveau de base (régressions marines ?). Au cours des phases post-arides, les lits étaient encombrés et des matériaux grossiers s'épalaient de part et d'autre de levées constituées par des sédiments plus fins. Par ailleurs, la situation particulière de delta intérieur en aval d'un bassin fermé exagère localement l'action des périodes humides en

piégeant les dépôts argileux. Lors du dessèchement, la permanence des nappes et une certaine végétation retarde ou gêne les processus éoliens.

C. L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE SUR SOCLE ANCIEN

Dans la moyenne vallée de la Bagoé, affluent de droite du Niger, l'évolution morphologique récente sur le socle birrimien est analogue à celle observée dans tout l'Ouest africain (VOGT, 1959-1962). A partir d'un ensemble haut glacis et haute terrasse dont les témoins ne subsistent qu'exceptionnellement dans cette région, un moyen glacis s'est façonné et les graviers de la moyenne terrasse se sont déposés après une importante période de creusement.

Le même cycle se renouvelle pour aboutir au bas glacis et à la basse terrasse, incisée d'une dizaine de mètres au maximum dans les graviers de la précédente. Puis une nouvelle entaille est tapissée de « graviers sous berge » et remblayée par des sables et des limons sur quelques mètres seulement : à ce même niveau évolue l'entaille actuelle. Le sommet de ce remblaiement atteint la cuirasse de basse terrasse et la déborde parfois. La régularité du profil en long est probablement en rapport avec la faible entaille des graviers sous berge. Les entailles successives ont été de plus en plus modestes, sans doute en liaison, comme dans les régions situées plus à l'est (cf. *infra*), avec une diminution de l'agressivité climatique.

III. HAUTE-VOLTA

Une faible partie de la Haute-Volta septentrionale et toute la partie occidentale de la République du Niger sont occupées par le Continental terminal. Cet ensemble de dépôts (séries postérieures au Crétacé supérieur et antérieures au Quaternaire) a été soulevé à la fin du Tertiaire. Dans ces régions le Quaternaire ancien semble aussi avoir été marqué par des érosions intenses et des phases de cuirassement, processus ayant donné naissance à un paysage de buttes témoins à versants concaves, prolongés par des glacis (DIDIER DE SAINT-AMAND, 1969).

L'abondance des cuirasses est liée en partie à la nature des sédiments continentaux, mais cette cuirasse présente une certaine homogénéité de niveau, à faciès massif et induré plus ou moins remanié en surface (BOULET, 1970). Elle serait homologue de la surface fin Pliocène.

A. LES GLACIS MÉRIDIIONAUX

Dans le centre-sud de la Haute-Volta, en zone soudanienne, on retrouve une morphologie de glacis dont l'évolution polygénique ne se différencie bien qu'autour des reliefs birrimiens. Au-dessous des hauts reliefs cuirassés appartenant à une « surface supérieure » bauxitique, peut-être d'âge éocène, les surfaces inférieures peuvent être rattachées au Quaternaire (KALOGA, 1969).

Le « haut glacis », ou glacis supérieur, est souvent limité aux hauts reliefs du Birrimien supérieur. Le « moyen glacis » est le plus étendu ; le « bas glacis » et la « surface actuelle » constituent souvent une surface polygénique. Le moyen glacis correspond au dernier grand cycle de cuirassement.

Là où subsiste la cuirasse du moyen glacis ou les altérites plus ou moins ferruginisées sous-jacentes, les sols se sont développés sur des matériaux kaolinitiques hérités des altérations anciennes. L'arrêt ou le ralentissement du cuirassement, dus à une modification du drainage interne, ont peut-être une cause climatique (diminution de la pluviosité, abaissement des nappes et du niveau de base). Là où le déblaiement a atteint la roche saine, l'altération « climatique » actuelle est de type montmorillonitique (vertisols, sols bruns eutrophes, sols sodiques). L'altération kaolinitique est au contraire paléoclimatique.

B. LES SURFACES CUIRASSÉES DU NORD

Au nord de la Haute-Volta, en zone climatique soudano-sahélienne, cinq « surfaces d'érosion » jalonnent les diverses étapes de l'évolution morphologique. Les quatre premières sont cuirassées et fossilisent un manteau d'altération également kaolinitique, probablement anté-quaternaire et hérité d'anciennes périodes humides (BOULET, 1970). Les cuirasses apparaissent inactuelles.

Les surfaces cuirassées les plus anciennes constituent des buttes témoins : la cuirasse bauxitique est associée au Birrimien basique et schisteux, la cuirasse pisolithique ferrugineuse également. Cette dernière, mal conservée, peut être comparée à la cuirasse qui recouvre le Continental terminal au Niger et présente une analogie de faciès avec certaines cuirasses du Sénégal et de Côte-d'Ivoire.

Les surfaces cuirassées postérieures se subdivisent en deux niveaux à faciès différent : la « cuirasse conglomératique supérieure » (épaisse de 3 à 4 m) est riche en éléments détritiques issus des cuirasses anciennes, la « cuirasse conglomératique inférieure » est moins épaisse (1 m au maximum) avec des éléments détritiques plus petits et moins nombreux.

Les pisolithes ont résisté aux remaniements successifs des niveaux cuirassés, mais ont diminué de taille : on les retrouve dans les niveaux gravillonnaires de la « surface fonctionnelle ». La cuirasse supérieure surmonte un manteau d'altération à caractères ferrallitiques ; la cuirasse inférieure surmonte un matériau plus ou moins kaolinitique hydromorphe (pseudo-gley) ou des matériaux arénacés qui semblent correspondre à une altération moins poussée.

C. LA SURFACE FONCTIONNELLE ET L'ÉVOLUTION PÉDOLOGIQUE

On peut estimer que ces surfaces cuirassées sont héritées de longues périodes humides. Elles apparaissent actuellement dans le paysage comme des éléments figés ou à destruction faible. La surface fonctionnelle par contre entaille la cuirasse conglomératique inférieure et conditionne une pédogenèse différente selon

qu'elle évolue à partir du matériau kaolinitique ancien ou a atteint la proximité de la roche saine. Sur cette surface, des processus d'érosion et d'épandage complexes, avec mise en place de niveaux gravillonnaires, apparaissent liés aux fluctuations climatiques du Quaternaire récent. Le long des vallées se sont mis en place des remblais sablo-argileux parfois difficiles à dissocier du bas glacis.

R. BOULET a comparé ces surfaces cuirassées aux niveaux cuirassés du Sénégal (MICHEL, 1959). La surface ancienne à cuirasse ferrugineuse pisolithique serait comparable au « relief intermédiaire » estimé fin Pliocène par VOGT (1959). Les cuirasses conglomératiques inférieure et supérieure correspondraient aux glacis cuirassés moyen et supérieur, la surface fonctionnelle (*pro parte*) au bas glacis non cuirassé.

Sur les cuirasses, on observe seulement des lithosols et des sols peu évolués. Sur la surface fonctionnelle, les matériaux kaolinitiques sont stables sous le climat actuel : on y observe la migration des éléments les plus mobiles (bases, fer, manganèse) et le développement de sols ferrugineux tropicaux lessivés, dont la base gravillonnaire peut présenter une légère induration (carapace) sans commune mesure avec la formation des anciennes cuirasses. Des phénomènes de calcarification sont fréquents et dus aux nappes actuelles : ils ont tendance à disparaître en Haute-Volta orientale plus humide.

Sur roches métamorphiques ou cristallines de la surface fonctionnelle, la pédogenèse est très différente et a donné naissance à des sols bruns eutrophes, vertiques ou hydromorphes, ou à des solonetz. La base des sols développés sur la surface fonctionnelle (sols ferrugineux et sols bruns eutrophes) recoupe les horizons inférieurs des paléosols ferrallitiques constituant les buttes témoins cuirassés.

L'évolution des sols ferrugineux lessivés, ainsi que leur début d'induration, a pu commencer sous un climat plus humide que l'actuel (nouveau cycle de cuirassement) et apparaît d'autant plus faible ou ralentie qu'on va vers le nord.

D. LES ENSEMBLES DUNAIRES

Vers l'est de la Haute-Volta, il semble que les sols aient été perturbés lors des périodes d'érosion et de remaniement du Quaternaire récent, avec une intensité croissante vers le Niger. Par ailleurs, le nord du pays est recouvert par des ensembles dunaires fixés de grande extension, comparables à ceux du Niger (cf. *supra*). Dans la région du Soum, il est possible de dissocier par leurs dépôts deux phases arides séparées par une période humide (BOULET, 1967), au cours desquelles le réseau de drainage a subi diverses modifications et gardé de la dernière reprise d'écoulement un tracé très contourné, par suite de la présence des barrières dunaires.

Les sols de l'erg ancien sont différenciés et rubéfiés. Le modelé de l'erg récent est plus accusé avec des sols peu différenciés. La période humide a laissé également des alluvions vertiques.

Au nord-ouest, dans la vallée du Sourou, de larges interfluvies sont dominés par des buttes témoins tabulaires, ce modelé étant hérité du passé et évoluant peu dans les conditions actuelles (LEPRUN, 1969). Le front de côte des plateaux

gréseux occidentaux (« falaise » de Bandiagara) est couvert d'une cuirasse massive non bauxitique. Des cuirasses bauxitiques ont été reconnues sur les anciennes surfaces d'aplanissement crétacée et éocène, une cuirasse ferrugineuse pisolithique sur les reliefs intermédiaires pliocènes (cuirasse polygénique et phénomènes de subsidence).

J.-C. LEPRUN distingue également dans cette région trois niveaux de glacis auxquels sont associés des cuirassements ferrugineux, celui du bas glacis étant d'extension réduite et assimilable à une cuirasse de nappe. Les formations éoliennes récentes occupent une partie de la région et sont constituées par deux ergs d'âge différent et orientés SSW-NNW. L'erg I porte des sols ferrugineux tropicaux peu lessivés, mais plus différenciés que ceux de l'erg II. La mise en place de chaque erg a été suivie de dépôts alluviaux argileux.

Depuis le Pliocène, un climat humide mais contrasté, de type soudano-guinéen, semble avoir prévalu et favorisé le cuirassement, alors que des phases subarides à saisons très contrastées (type soudanien) sont peut-être responsables de l'entaille et de l'aménagement des glacis. La mise en place de l'erg I correspond à une accentuation de l'aridité, puis un vaste lac a probablement occupé la plaine du Sourou à l'Holocène, cette récurrence humide provoquant une pédogenèse de type ferrugineux sur les formations de l'erg ancien. Un dernier cycle aride-humide précède le passage au climat actuel sahélo-soudanien (600 à 1 000 m) avec mise en place de levées limoneuses, pédogenèse ferrugineuse sur les ergs I et II et formation de vertisols à nodules calcaires.

Si l'erg I correspond aux dunes égoliennes du Sénégal et à l'erg ancien du Niger (cf. *supra*), les corrélations avec l'Afrique de l'Ouest seraient relativement nettes : dans ce cas, la pédogenèse rubéfiante des dunes anciennes aurait commencé avec la période humide du début de l'Holocène et la dernière récurrence humide correspondrait à la transgression nouakchottienne.

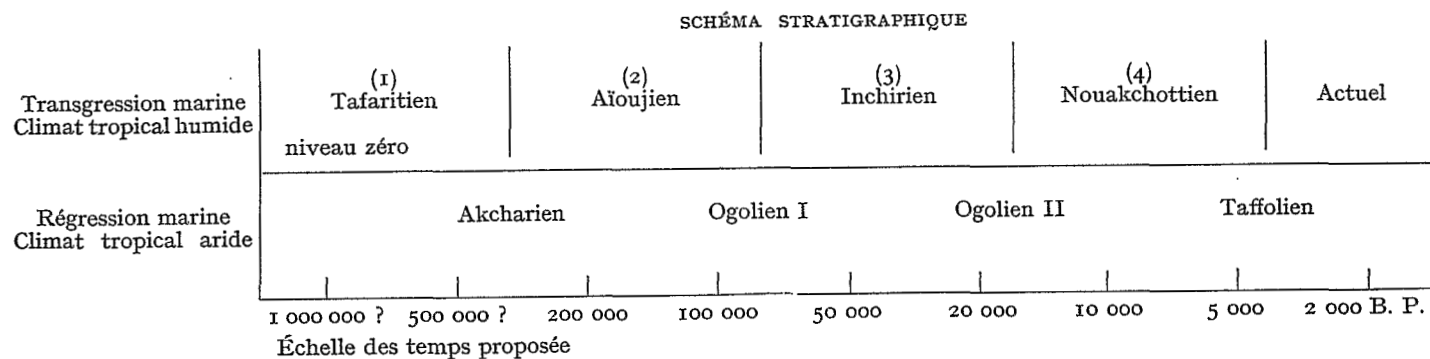
IV. MAURITANIE ET SAHARA ATLANTIQUE

Une synthèse sur l'état des recherches concernant le Pléistocène et l'évolution géomorphologique quaternaire de ces régions a été faite par P. BIBERSON (1968-1969) et S. DAVEAU (1970).

A. TRANSGRESSIONS MARINES ET PÉRIODES ARIDES DANS LES RÉGIONS LITTORALES

On sait que sur le littoral mauritanien, plusieurs transgressions se sont produites au cours du Quaternaire (cf. *supra*, ÉLOUARD *et al.*, 1969), mais les formations continentales qui leur correspondent, au moins partiellement, sont encore mal définies (alluvions, dépôts lacustres, anciens sols). De grands ergs (Amoukrouz, Akchar, Azefal) semblent avoir été relativement stables, mais ont été remaniés lors de chaque oscillation aride, lesquelles correspondraient aux régressions marines (cf. tableau XIII).

TABLEAU XIII. — Quaternaire de la région Nouakchott-Port-Étienne.
(18°-21° latitude nord.)
(D'après ÉLOUARD, FAURE et HÉBRARD, 1969.)



L'ensemble de ces incursions marines a envahi le continent sur plus de 100 km. Le Tafaritien existe dans les régions de Port-Étienne, de Nouakchott et dans le Trarza occidental (sables et grès à nodules calcaires, grès glauconieux) et se termine par des formations à diatomées et végétaux ligneux qui semblent indiquer un climat aride. L'Aïoujien est formé dans la région de Port-Étienne de calcaires et grès calcaires à stratification entrecroisée et de dépôts littoraux à galets.

Les lumachelles calcaires inchiriennes (rivages de + 2 m autour de la sebkha de Ndrhamcha) sont souvent encroûtées : cet encroûtement serait antérieur à la période aride ogolienne. D'après les mesures isotopiques (FONTES *et al.*, 1967), il semble qu'à l'Inchirien (40 à 30 000 B. P.) la température de l'eau de mer était plus élevée qu'au Nouakchottien (25° contre 20°).

Dans le sud-ouest de la Mauritanie, comme au nord-ouest du Sénégal, lors des phases arides de l'Ogolien, le grand erg du Trarza étend ses édifices dunaires au-delà du rivage actuel. Une importante régression marine, vers 25 000 B. P., paraît contemporaine de ces dunes qui semblent s'étendre sur la plate-forme sous-marine sénégal-mauritanienne. Une période humide ultérieure provoque une pédogenèse marquée (sols brun-rouge) en liaison probable avec l'extension des lacs de l'Adrar vers 9 à 7 000 B. P.

Puis vers 5 500 B. P. la mer nouakchottienne pénètre dans les dépressions des dunes rouges et dans le golfe du Taffoli au nord de Nouakchott, jusqu'à 90 km du rivage actuel. Au cours de cette dernière transgression (humide Néolithique), un climat méditerranéen « aride » serait descendu jusqu'à la latitude de Nouakchott. Enfin lors de la dernière régression, ce golfe se transforme en lagune et se ferme partiellement vers 4 300 B. P. (FAURE et ÉLOUARD, 1967) : un régime de sebkha s'établit avec formation d'évaporites (gypse varvé). Les dunes jaunes recouvrent partiellement la « terrasse » à *Arca senilis* (ÉLOUARD, 1966).

B. OSCILLATIONS CLIMATIQUES DANS LA RÉGION DE L'ADRAR ET ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

L'Adrar mauritien, actuellement en climat très sec (100 mm de pluie par an en moyenne), a été soumis au cours du Quaternaire à des oscillations climatiques. Le relief d'ensemble est constitué par un plateau rocheux, très conditionné par la structure et cerné par des ergs immenses. Le Continental terminal serait le produit d'érosion de la « surface de Baten » et la « surface d'Amsaga » serait d'âge pliocène.

a. Glacis emboîtés et évolution pédologique.

Dans le Baten d'Atar, des dépôts quaternaires ont été observés dans les vallées et sur les versants (DAVEAU, 1967), généralement très variés d'un point à un autre (dépôts de régions montagneuses). Des périodes antérieures, subsistent des épandages et cuirassements sur le plateau de Chinguetti.

Au cours du Quaternaire, une première génération de versants s'accompagne de glacis et terrasses anciens, à cailloutis grossiers de grès. Ces épandages se seraient formés sous un climat à nuance sahélienne, de type plus méditerranéen que tropical. Ces glacis et terrasses portent des sols rubéfiés ; les accumulations calcaires sont assez rares.

Une deuxième génération de glacis emboîtés dans les précédents aboutit à une terrasse moyenne. Selon S. DAVEAU, il est frappant de constater qu'aucune des nuances du climat tropical actuellement réalisé en Afrique de l'Ouest n'engendre le transport notable de blocs ou de galets, alors que très fréquemment les terrasses et versants du Quaternaire moyen en sont couverts, évoquant parfois de façon curieuse les paysages méditerranéens d'aujourd'hui.

Le glacis moyen est caractérisé par un important encroûtement calcaire stalactiforme d'origine pédologique plutôt que sédimentaire, et lié à la circulation de nappes, avec un horizon supérieur parfois rubéfié et peut-être allochtone (RUELLAN, 1968).

Le dépôt de sables blancs, fins et homométriques, correspondraient à un milieu lacustre, sous climat suffisamment humide pour gêner l'érosion mécanique et provoquer un intense « lessivage », les colorations locales étant dues à une évolution pédologique ultérieure.

Des dépôts sableux se seraient formés en période aride et chaude formant localement de grands ergs, équivalent possible de l'Ogolien littoral. La mise en place des dunes rouges peut être antérieure au creusement de la terrasse moyenne. La rubéfaction correspond à une période plus humide : elle a agi également sur des étendues non recouvertes de sables (glacis). C'est une évolution pédologique de type soudanais, pas très intense ni très longue. L'altération est plus profonde sur le socle où elle correspond peut-être à un héritage plus ancien.

L'encroûtement calcaire a précédé le dépôt en terrasse de « sables rouges à cailloutis », généralement superposés aux glacis encroûtés. La formation de piémont des sables rouges à cailloutis, provenant par ruissellement de l'attaque des formations dunaires et des versants, s'est mise en place sous un climat plus sec et plus contrasté et semble en relation avec le dépôt interdunaire des sables argileux bruns. La couleur rouge des dépôts récents (glacis et terrasses) serait héritée (dépôts lithochromes).

Un encroûtement récent, moins épais et moins consolidé, est localisé dans les bas-fonds. Il apparaît dans les petites entailles de bas de versants ou imprègne superficiellement les terrasses de sables rouges.

A titre d'hypothèse, les trois grandes périodes d'épandage de cailloutis plus ou moins grossiers pourraient correspondre aux trois niveaux de terrasses de la zone soudanienne.

b. La période humide holocène.

Comme au Niger et au Tchad (cf. *supra*), un important épisode lacustre holocène a été mis en évidence, en particulier dans le bassin de la sebkha de Chemchane (CHAMARD, 1969). Les dépôts, dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 m, sont

des argiles vertes à illite, avec peu de sables. La faune et la flore correspondent à un ancien milieu lagunaire gypso-salin. Deux lignes de rivage ont été identifiées entre 285 et 300 m d'altitude. Deux calcaires à Ostracodes, à 3,8 et 5,1 m de profondeur, ont donné respectivement des âges radiométriques de $7\,320 \pm 120$ et $9\,230 \pm 700$ B. P. Dans la cuvette de l'Aderg, proche de la sebkha, un niveau à mollusques a été daté de $7\,870 \pm 120$ B. P.

L'évolution climatique récente s'est faite dans le sens d'un assèchement progressif, avec peut-être des récurrences plus humides que les conditions actuelles, mais n'ayant engendré que des formes mineures et des retouches locales du modelé.

c. Les terrasses fluviales.

Les sédiments fluviaux de l'Atar (oued Touiderguilt) sont des sables fins à grossiers, hétérométriques, à profils calcaires très différenciés. Ils reposent sur un conglomérat polygénique à galets suggérant un ruissellement intense en climat humide. Ces dépôts sont les témoins de deux épisodes climatiques différents, l'un pléistocène et l'autre holocène (CHAMARD, 1972).

Les climats du Quaternaire récent ont été favorables à une pédogenèse calcaifiante sans doute en plusieurs phases.

Les ergs qui ceignent l'Adrar ont pris, pendant les périodes arides ou semi-arides, une extension considérable et les sables dunaires auraient envahi les vallées avant d'être repris par les eaux courantes. L'assèchement au cours des derniers millénaires a provoqué la reprise de l'érosion linéaire et la formation de dunes.

Dans la cuvette d'El Bayed on observe des dépôts fluviaux et lacustres analogues à ceux de Chemchane, avec probablement une succession de phases sèches et humides.

L'étude des terrasses fluviales dans les cours moyens du réseau hydrographique de l'Adrar (MONOD, 1962 ; BIBERSON, 1964-1965-1969) confirme l'existence de trois phases principales de sédimentation (interpluviaux) séparées par des périodes de creusement (« pluviaux » de type saharien, à précipitations régularisées pouvant ne pas excéder 400 mm en moyenne).

La terrasse ancienne, encroûtée et rubéfiée, est remaniée en surface. Ces conglomérats ont fourni un outillage acheuléen ancien et remanié et acheuléen moyen non transporté.

La terrasse moyenne est également conglomératique à la base, à alluvions plus fines au sommet. Elle a fourni de l'Acheuléen moyen roulé à la base, de l'Acheuléen évolué dans les limons et cailloutis plus ou moins rubéfiés au-dessous du reg.

Les sables blancs contiennent de l'Acheuléen moyen final à évolué. Un gisement paléontologique, dans des formations comparables de Mauritanie septentrionale (Douerat), a fourni de l'Acheuléen évolué et des restes d'Hippopotames et d'Éléphants, indices de conditions très différentes de l'Actuel (COPPENS *et al.*, 1967).

La terrasse récente (sables rouges à cailloutis) porte en surface des stations néolithiques et pourrait être d'âge atérien. Sur ces formations se sont développés des sols assez peu évolués de type isohumique (RUELLAN, 1968).

D'après A. RUELLAN, les paysages morphologiques et les sols de cette région ne témoignent pas, par leurs caractères, de variations paléoclimatiques importantes vers un climat tropical ou même méditerranéen semi-aride au cours du Quaternaire. Ils restent dans le domaine des phénomènes intéressant les régions méditerranéennes arides, avec au maximum un climat sahélien à 300 ou 400 mm de pluie, la rubéfaction impliquant davantage une pluviométrie d'été que d'hiver.

C. ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE RÉGIONALE ET SÉQUENCES D'ALTÉRATION

Dans le plateau du Tagant, au sud-est de l'Adrar, le modelé est vigoureux, surtout à l'ouest, par suite de mouvements tectoniques. Deux hauts niveaux d'aplanissement anciens sont généralement concrétionnés ou cuirassés (DAVEAU et MICHEL, 1969). Le rajeunissement du relief s'est poursuivi pendant le Quaternaire ancien : les eaux s'écoulaient alors vers le Sénégal par la dépression de l'Aftout ech Chergui.

Au cours de la période aride de l'Ogolien, des ergs ont entouré les reliefs gréseux. Des lambeaux de terrasses emboîtées sont visibles le long de certains oueds. Les dunes anciennes portent des sols brun-rouge, mais cette période humide ultérieure (Prénéolithique ?) n'a pas interrompu l'endoréisme de la région. Un assèchement progressif est responsable du remblaiement dans les zones basses autour du massif (dépression de Tamourt-en-Naaj).

Dans la région de Nouadhibou et le massif du Tasiast, des buttes cuirassées émergent d'un modelé de glaciais peu inclinés à regs et à formations dunaires (BOULET et NAHON, 1970). Sur le Continental terminal, les cuirasses sont résiduelles ; sur le socle elles présentent une grande unité de faciès. Les premières pourraient correspondre au relief intermédiaire, les secondes au glaciais supérieur des régions soudano-sahéliennes plus méridionales. Cependant, il n'existe pas ici de formations cuirassées en contrebas du glaciais supérieur.

Un niveau moyen s'est formé par entaille du glaciais supérieur et déblaiement d'un manteau d'altération kaolinique peu épais. Sur une séquence d'altération oblique se sont développés des sols à profil calcaire très différencié ou à dalle calcaire. Des sols à profil calcaire peu ou moyennement différencié (sols bruns de désert) couvrent le glaciais inférieur et la basse terrasse. Ce dernier niveau peut être assimilé à la surface fonctionnelle des régions plus méridionales (Haute-Volta).

Dans la vallée de l'Achouil, on reconnaît quatre surfaces étagées : la plus haute est cuirassée, la moyenne surface supérieure est soit cuirassée, soit encroûtée, soit mixte, la moyenne surface inférieure ne porte que des encroûtements, la basse terrasse porte des sols à profil calcaire peu ou moyennement différencié.

D'après D. NAHON et A. RUELLAN (1972), les faits observés dans les régions précédentes, comparés aux cuirassements ferrugineux et aux encroûtements

calcaires de l'ouest du Sénégal (cap Vert, massif de Ndias, plateau de Thiès), permettent les interprétations suivantes :

- les hautes surfaces pliocènes ou plio-villafranchiennes ne portent que des cuirasses et correspondent à des périodes suffisamment humides pour lessiver le calcium et les carbonates ;
- sur les moyennes surfaces (Pléistocène moyen) on observe une zonation climatique : vers le nord, les sols sont encroûtés sur des roches de moins en moins calciques, vers le sud les cuirasses se développent sur des roches de plus en plus riches en calcium. En outre, cuirasses et encroûtements peuvent voisiner dans les mêmes paysages, mais en Mauritanie saharienne, les cuirasses n'apparaissent que sur des roches riches en fer et très perméables tandis que les encroûtements peuvent se produire en zone sahélienne sur des roches assez pauvres en calcium. Les oscillations humides vers le nord auraient donc été de faible amplitude ou de courte durée. Par ailleurs les différenciations moins poussées des basses surfaces laissent supposer l'accentuation de l'aridité et une pédogenèse plus courte.

Des études locales, en particulier dans la région de l'Aouker et celle d'Akjoujt (LEPRUN et TROMPETTE, 1970 ; MOREAU, 1970), ont montré que depuis la formation des ergs anciens (phase aride ogolienne) diverses fluctuations climatiques mineures ont pu se produire avant et après l'humide Néolithique, permettant d'expliquer les différents faciès sédimentaires des dépôts étudiés et leur évolution en fonction des conditions de drainage.

Plus au nord, dans l'extrême Sud marocain, le cours inférieur de l'oued Drâ présente une série de terrasses quaternaires auxquelles sont associés des regs. Cette série a été mise en parallèle avec les terrasses fluviales du Maroc central (BIBERSON, 1965). On retrouve une série de terrasses emboîtées à l'oued Chebeika. Dans ces régions les industries acheuléennes sont abondantes, et leur pérennité jusqu'à la fin du Pléistocène supérieur, dans des contrées aujourd'hui désertiques, apparaît nettement. Le Néolithique correspond semble-t-il à une autre période d'occupation intensive.

Afrique équatoriale

I. ZAÏRE

Le Congo occidental (Bas-Congo et Kwango) est situé dans la zone des climats soudanais par suite du report vers le nord de l'équateur thermique et par conséquent des climats équatoriaux.

La forêt tropophyte claire apparaît comme la végétation climatique actuelle. Par rapport à ces conditions, on peut qualifier de « cycle climatique » toute période comprise entre deux inflexions successives vers une plus grande pluviosité (MORTELMANS et MONTEYNE, 1962), chaque cycle ayant pu avoir une durée variable. En période plus humide, la couverture forestière acquiert un faciès plus ombrophylite ; en période plus sèche, la déforestation peut être totale, avec des actions érosives marquées, l'intensité des apports étant maximale à la fin de la phase d'assèchement.

Au cours de la phase d'« aridité », une nouvelle surface de sols nivelle par érosion en nappe les dépôts antérieurs. Les facteurs tectoniques et la présence de seuils dans les profils en long peuvent introduire des différences notables.

A. LA SÉQUENCE PLUVIALE DANS LE BASSIN DU CONGO

Les premiers travaux de synthèse sur le Quaternaire du bassin du Congo ont fait référence à la séquence pluviale définie en Afrique orientale (MORTELMANS, 1952 ; ALIMEN, 1955). Les corrélations proposées s'appuient davantage sur des gisements et des civilisations préhistoriques que sur des critères d'environnement.

Les graviers des vieilles terrasses à Pebble-Culture et de puissantes latérites remonteraient à l'Aride post-kaguérien, au cours duquel ont été remaniés les sables du Kalahari. Des terrasses moyennes, à industries acheuléennes plus ou moins évoluées, correspondraient aux Pluviaux kamasien et kanjérien. Au cours de l'Aride post-kamasien, la forêt équatoriale a disparu ou a été réduite à des îlots ou des galeries ; des sables rouges éoliens se sont accumulés.

Cette forêt se reconstitue au Pluvial gamblien et le lac Semliki réunit les deux lacs Edward et Albert. Le Pluvial makalien a fait monter également le niveau des lacs du Congo oriental. Les graviers de fonds de talwegs seraient l'indice d'une dernière récurrence humide (Nakurien).

B. CYCLES GÉOGRAPHIQUES ET SURFACES D'ÉROSION

Des synthèses plus récentes se sont limitées au cadre régional, réduisant par ailleurs dans le temps la séquence climatique. MORTELMANS et MONTEYNE (1962) ont distingué dans la région interne, de Boma à Kinshasa (Léopoldville), quatre cycles principaux. Cette région est constituée de plateaux étendus formés au Néogène. Un certain nombre de surfaces sont héritées de cycles géographiques anciens : les limons néogènes reposent sur une surface fin Tertiaire, tandis que d'autres surfaces (450-550 m), attribuées au Pliocène supérieur ou à la limite Plio-Pléistocène, portent des cuirasses ferrugineuses. Près du fleuve, des terrasses également cuirassées pourraient dater du Pléistocène moyen.

Au cours du cycle I, après l'altération profonde du socle héritée des périodes antérieures, la dessiccation climatique a provoqué la concentration des éléments latéritiques dans la partie superficielle des sols (gravillons et cuirasses secondaires). L'érosion a ainsi dégagé l'« Old land surface I » (O.L.S.I) à gravats quartzitiques et éléments latéritiques détritiques, et provoqué le remblaiement des vallées (à outillage roulé du Sangoen).

L'O.L.S. I est recouverte par un manteau de « limons jaunes » reflétant la composition des roches mères, dont la genèse est soit pédologique, soit biologique (termites). L'Old land surface II est aménagée à partir de la précédente dont elle est séparée par des dépôts de pente ou des limons de ruissellement, mais avec laquelle elle se confond parfois. Au second cycle n'aurait correspondu qu'une oscillation pluviale mineure.

Des industries du Lupembien I ont été trouvées dans la partie inférieure des limons jaunes dont la surface structurale constitue l'O.L.S. III. Ces limons ne témoignent pas d'une pédogenèse accentuée au cours de la période pluviale humide ultérieure (cycle III). L'O.L.S. IV n'est que le remaniement local de la surface précédente (limons supérieurs marqués par les industries du Tshitolién). La dernière phase humide (cycle IV) serait l'amorce du cycle actuel et correspondrait ou précéderait de peu l'« invasion néolithique ».

C. L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE RÉGIONALE

a. Plaine de Kinshasa.

Dans la plaine de Kinshasa et ses abords (Stanley Pool), le plateau Bateke (système du Kalahari) représente vraisemblablement une surface de comblement d'âge néogène et plusieurs cycles d'aplanissement ont pu se développer jusqu'au Pléistocène inférieur. Divers glacis étagés peuvent être attribués au Pléistocène moyen.

Le Pool est constitué par un ancien remblaiement fluvio-lacustre qui s'est poursuivi depuis la seconde moitié du Pléistocène moyen. A cette époque il était plus étendu et à une quinzaine de mètres plus haut. Après une profonde altération latéritique en périodes humides, un assèchement ultérieur a comblé les

chenaux et déposé des graviers à pièces de l'Acheuléen final. La surface exondée antérieure a été attribuée à un cycle climatique 0.

Parallèlement à la région interne, les mêmes auteurs attribuent à quatre cycles successifs différentes surfaces et formations sédimentaires (sables graveleux, grès tourbeux, sables kaolineux, argiles rouges panachées ou à nodules) où se succèdent les industries du Lupembien et du Tshitoliien ¹, lesquelles reposent fréquemment sur les Old land surfaces qui séparent ces cycles. L'O.L.S. I remonterait à 60 000 ans et les cycles II et III s'étendraient de 41 000 à 6 000 B. P. par référence aux datations absolues des industries sud-rhodésiennes de l'Acheuléen évolué et du Paléolithique supérieur (CLARK, 1962). Ces anciennes surfaces ont été modelées dans la seconde partie de chaque cycle, lorsque s'accroît la phase aride et que se comblent les chenaux.

Sur les deux rives du Stanley Pool, un niveau de 10 m, riche en matériaux grossiers et allochtones, coïncide avec un aplanissement assez généralisé et est probablement contemporain d'une érosion régressive postérieure à la capture du Congo (GIRESE et MASSENCO, 1972). Il serait équivalent aux basses terrasses du réseau amont, rapportées au Pluvial gamblien ou un peu antérieures et contenant des industries du Kalinien. Un niveau de 1 à 2 m correspond à une reprise d'érosion régressive beaucoup moins intense.

b. Région côtière.

Dans la région côtière du Bas-Congo, la succession des niveaux témoigne d'une évolution morphoclimatique complexe. A l'embouchure du Congo, plusieurs niveaux de plages soulevées ont été comparés, bien que plus élevés, aux cycles marins marocains à titre d'hypothèse. C'est seulement à l'intervalle régressif situé entre les plages + 15 et + 7 m (Soltanien ?) que se serait formée l'O.L.S. I et les limons jaunes.

c. Congo oriental.

Au Congo oriental (Western-Rift et nord-ouest de la cuvette congolaise) des surfaces anciennes cuirassées et une altération profonde témoignent de l'évolution morphoclimatique jusqu'à la fin du Tertiaire, avant les grandes failles tectoniques du fossé des lacs Albert-Edward-Kivu.

L'âge pléistocène inférieur de la série de Kaiso est communément admis (cf. *supra*) : la continuité des faciès et des affleurements permet de penser à une grande extension lacustre lors de cette période, avec une forte activité chimique et bactérienne (minéraux altérés, concrétions, épigenèses). Cette sédimentation aurait surtout des causes climatiques, mais des croûtes gypseuses et des efflorescences salines indiquent des périodes de dessiccation (de HEINZELIN, 1962).

La série de Semliki est plus sableuse et graveleuse et pourrait être rapportée au Kanjérien d'Afrique orientale (Pléistocène moyen), mais ici sans diatomites

1. Lupembien et Tshitoliien sont des civilisations du Middle Stone Age et du Mésolithique.

et épanchements volcaniques. Par conséquent, cette reprise de sédimentation pourrait avoir des causes tectoniques.

Une surface subaérienne à sols rouges représente une période relativement chaude et humide : sols et colluvions passent latéralement à des accumulations caillouteuses fluviales (haute terrasse de la Semliki). D'après de HEINZELIN, ces formations seraient les témoins du dernier « grand pluvial » centrafricain (Gamblien *s. lato* ?). Le lac Kivu aurait alors atteint une altitude de 120 m au-dessus du niveau actuel entre 14 000 et 12 500 B. P. Une dernière unité stratigraphique est constituée par la terrasse d'Ishango (exutoire de la Semliki), à espèces actuelles et industrie particulière, dont l'âge est estimé à environ 6 500 B. P. (Makalien ?).

Le massif de Ruwenzori révèle quatre stades de formations morainiques correspondant à des extensions glaciaires, mais la première remonte tout au plus au Pléistocène moyen et la liaison avec les dépôts sédimentaires n'est pas faite.

d. Région de Yangambi.

Dans la partie centrale du bassin du Congo (de HEINZELIN, 1952-1962) la série des falaises de Yangambi présente des sédiments à caractères désertiques et éoliens marqués ; elle est probablement anté-pliocène. Les sables des plateaux de Yangambi ont un faciès éolien étonnant, contredisant l'hypothèse de la permanence de la forêt équatoriale ; ces formations pourraient être les équivalents de la série de Kaiso.

Deux niveaux de terrasses correspondent à des remaniements ultérieurs et les sables de Kisangani (Stanleyville), plus ou moins éolisés, recouvrent la plus récente. Ces formations contiennent des industries rares et atypiques.

II. ANGOLA

En Angola, des oscillations climatiques quaternaires auraient causé à plusieurs reprises le remaniement éolien ou fluvial des sables type Kalahari, de la même manière qu'au Congo (MORTELMANS, 1957), en particulier lors de l'Interpluvial kanjérien-gamblien (LEAKEY, 1949).

Des études plus poussées dans le nord-est du pays, sur le plateau de la Lunda, ont permis d'apporter quelques précisions sur l'époque et la nature de ces oscillations (JANMART, 1953 ; CLARK, 1962).

Le plateau de la Lunda est hérité de la pénéplaine mi-tertiaire sur laquelle repose les épais dépôts éoliens appelés Sables du Kalahari. Ces sables recouvrent en fait trois surfaces étagées du socle profondément altéré ainsi que les graviers des terrasses du Pléistocène ancien. D'autres terrasses correspondent aux périodes plus récentes.

La savane occupe la plus grande partie de la région (végétation climatique), en particulier les hautes plaines sableuses (savane herbeuse des « chanas ») et les

pentcs (savane arborée), la forêt ombrophile les fonds de vallées. Les oscillations climatiques n'auraient pas causé de brutales modifications, mais seulement influencé la répartition de ces différentes formations végétales, la forêt étant limitée aux fonds de vallées depuis le début du Pléistocène supérieur.

A l'exception de la région côtière où des niveaux de plage ont été reconnus, le Quaternaire de l'Angola est encore peu connu (cf. bilan des recherches DAVEAU, 1969).

III. GABON, R. C. A., CONGO-BRAZZAVILLE

A. SURFACES ANCIENNES CUIRASSÉES

Au Gabon, dans le bassin de l'Obangué, une formation d'épandage cuirassée s'étend sur le bassin sédimentaire jusqu'à une centaine de kilomètres du socle. Il s'agit d'une cuirasse détritique cimentant un ou plusieurs glacis façonnés par érosion en nappe, sous des climats relativement secs, mais dans un contexte paléoclimatique qui reste à définir (VOGT, 1962).

Ce glacis cuirassé est démantelé dans sa quasi-totalité et de nombreux lambeaux d'alluvions inactuelles et de graviers sous berges subsistent le long des vallées, plus ou moins incorporés dans les formations de versants. Ces dépôts, les formations de versant et des sables de couverture, laissent supposer une évolution morphoclimatique complexe mais relativement récente.

Dans le bassin de l'Ogooué, les surfaces anciennes (alt. 500-600 m) situées à l'est du bassin, à sols ferrallitiques très évolués, se distinguent des surfaces récentes, à sols ferrallitiques peu évolués, par un cuirassement important. L'accumulation ferrugineuse ne paraît pas constituer un processus essentiel de la pédogenèse actuelle, mais les repères chronologiques pour invoquer des climats anciens différents font défaut (CHATELIN, 1964).

En R. C. A., dans la région de l'Ouham, le modelé de la série métamorphique de Kouki se caractérise par une surface d'érosion (pédiplaine) à induration généralisée. Au milieu de la savane arborée ou arbustive soudano-guinéenne, la cuirasse subaffleurante apparaît dans des clairières dénudées : ce sont les « lakéré » qui reflètent fréquemment une hétérogénéité lithologique sous-jacente.

D'après Y. BOULVERT (1971), la dissection par érosion a causé au moins deux entailles successives de cette surface ancienne cuirassée (haut et moyen glacis). La seconde entaille serait fin Tertiaire et correspondrait aux dépôts du Continental terminal : elle porte des sols ferrallitiques décolorés, souvent appauvris et hydromorphes, peu indurés ou seulement en profondeur. Sur dépôts sédimentaires, comme au Tchad (cf. *ante*), les sables rouges du Pliocène précèdent la surface cuirassée du Pléistocène inférieur.

A l'extérieur de la série, des colluvions de bas de pente forment un bas niveau (Pléistocène supérieur ?) bordant la plaine alluviale, qui porte des sols ferrugineux tropicaux avec des cuirassements de battement de nappe.

B. LES « STONE-LINES »

Dans la région du Moyen-Ogooué, les sols ferrallitiques remaniés présentent généralement la succession suivante (COLLINET, 1969) : un matériau meuble, généralement bien structuré avec peu d'éléments grossiers (niveau I) ; une « stone-line » avec un taux très élevé (60 à 90 %) d'éléments grossiers résiduels provenant de la roche mère ou d'une pédogenèse antérieure et adaptée en gros à la topographie (niveau II) ; le matériau originel ou, moins fréquemment, un matériau analogue au niveau I ou bien des argiles tachetées (niveau III). Il existe également des stone-lines à galets d'origine alluviale et parfois on observe la superposition de deux niveaux de stone-lines.

Diverses observations sédimentologiques ont montré que souvent les dépôts superficiels (limons de recouvrement) pouvaient être largement indépendants du substratum immédiat (FEUGUEUR *et al.*, 1966) : leur mise en place aurait nécessité un couvert végétal différent.

Pour expliquer cette morphologie, les processus biologiques (de PLOEY, 1964 ; OLLIER, 1959 ; LEVÊQUE, 1969) ou de différenciation en place (LAPORTE, 1962) ne peuvent être systématiquement écartés. D'après J. COLLINET, les éléments grossiers de la stone-line pourraient se rassembler à la limite de matériaux physiquement différents, la roche mère altérée étant encore géologiquement structurée : ce « front de destructuration » descend peu à peu dans le profil et peut être attribué à une partie des eaux de percolation.

Selon J. MARCHESSEAU (1966), il existe différents types de stone-line : éluvionnaire, colluvionnaire, latéritique d'épandage, alluvionnaire, ou couplée c'est-à-dire superposant plusieurs formations. Pour cet auteur les formations à stone-line du Gabon sont inactuelles et l'industrie paléolithique récoltée dans ces régions serait le plus souvent située à la surface de la stone-line. Malgré l'influence marquée du substratum sur le plan minéralogique, le niveau supérieur est allochtone : apport alluvionnaire *s. lato*, nappes d'épandages sur versants, solifluxion, coulées boueuses, filtrage des éléments fins, érosion des sols.

L'hypothèse de processus multiples dans la mise en place des stone-lines a été envisagée par différents auteurs (VOGT et VINCENT, 1966) et l'influence de paléoclimats dans des régions actuellement humides a été souvent considérée comme primordiale (de HEINZELIN, 1965 ; RIQUIER, 1969 ; SEGALÉN, 1969). L'épandage ou le « retournement » des matériaux à partir d'un escarpement suppose en effet une phase assez sèche, une couverture végétale peu dense et un climat au moins tropical. La dispersion des matériaux sur des glacis d'érosion suppose également que de telles surfaces ont bien existé lorsque le relief actuel est caractérisé par un intense rajeunissement.

Selon P. SEGALÉN, le festonnement des stone-lines et les variations du recouvrement dans le relief actuel pourraient s'expliquer par l'érosion chimique souterraine et le creep en climat équatorial chaud et humide.

La stone-line est également fréquente dans d'autres pays d'Afrique centrale, sans qu'on puisse lui accorder une signification paléoclimatique précise. En

République centrafricaine, dans la région de Bossangoa, des plateaux (reliefs en gradins) sont couronnés de cuirasses ferrugineuses. Les débris de cuirasses parsèment les escarpements et, enfouis sous des matériaux meubles, forment les éléments constitutifs de la stone-line (BOULVERT, 1968). Mais la différenciation sur versants ou glacis quaternaires, entre sols ferrallitiques et sols ferrugineux, paraît liée davantage à la topographie qu'à deux phases d'évolution distinctes dans le temps, compte tenu de l'influence de la roche mère.

Au Congo-Brazzaville, les éléments grossiers de la stone-line proviennent de la zone d'altération en place, d'affleurements rocheux, d'alluvions anciennes, de résidus d'anciens sols (concrétions). J. RIGUIER (1969) attribue la mise en place de ces éléments au ruissellement en nappe ou en rigoles. La nappe de recouvrement (niveau I) est due essentiellement aux phénomènes de colluvionnement, mais les autres facteurs mécaniques ou biologiques peuvent dans certains cas intervenir.

On constate actuellement dans ces régions des « pavages d'érosion » actuels et au contraire des stone-lines profondes sous végétation forestière. Cependant le même auteur envisage l'action de cycles d'érosion-sédimentation successifs, en particulier au cours du Quaternaire, analogues à ceux définis au Congo-Kinshasa (cf. *supra*), et des périodes climatiques plus favorables à la formation des stone-lines.

Dans le sud du pays, sur la bordure orientale du Mayombé, la « nappe de gravats » est uniformément répandue dans les sols et épouse le modelé du paysage (GRAS, 1970). Elle est particulièrement épaisse sur les vestiges des anciennes surfaces d'aplanissement et est constituée de débris quartzeux, de pseudo-concrétions ou débris rocheux ferruginisés, de débris de cuirasse. Il y a une grande parenté entre le matériau schisteux sous la nappe de gravats et le recouvrement jaune plus ou moins épais situé au-dessus. Dans la plaine de Dolisie, cette nappe de gravats, riche en gravillons ferrugineux, semble recouvrir la plaine et constituer la base des dépressions marécageuses.

La genèse de ces formations peut s'expliquer là aussi par plusieurs périodes climatiques à régime pluviométrique différent. Selon F. GRAS, au cours de la phase équatoriale humide et chaude, les anciennes surfaces d'aplanissement se sont cuirassées. Au cours de la phase sèche, la forêt disparaît, les cuirasses sont démantelées, les horizons d'altération fournissent des débris ferruginisés : il se forme un pavage d'érosion et des collines érodées. Lors d'une nouvelle phase humide, la forêt se réinstalle et seuls les matériaux fins sont colluvionnés ou transportés à faible distance. De proche en proche se forme une couverture meuble, et certains éléments des niveaux grossiers peuvent se transformer en terre fine sous une nappe permanente.

En résumé, le climat ferrallitisant actuel ne paraît pas suffisamment érosif pour expliquer la morphologie complexe des profils.

IV. NIGERIA

Au Nigeria septentrional, en dehors du Bassin tchadien, divers travaux ont mis en évidence l'importance des cuirassements (« croûtes latéritiques ») antéquatérinaires sur les surfaces anciennes et les pédiments (BURKE et DUROTOYE, 1970 *b*). De plus, des matériaux sableux éoliens recouvrent souvent ces formations cuirassées et s'étendent vers le sud jusqu'à la latitude de 10° N. Les dépôts quaternaires dans ces régions n'ont pas fait l'objet d'études approfondies.

L'altération et la latéritisation des séries fluvio-volcaniques du plateau de Joss pourraient être contemporaines du développement des latérites qui précèdent plus au nord les formations du Tchad, les « Newer basalts » du plateau étant datés de 2 à 0,5 millions d'années.

Le réseau hydrographique du Niger actuel s'est formé au cours du Quaternaire. Dans la vallée inférieure, six terrasses ont été reconnues (BUSER *in* MICHEL, 1969), les plus anciennes étant cuirassées ; elles correspondraient à des phases d'accumulation interpluviales, les « pluviaux » étant caractérisés par des phases d'érosion.

Au sud-ouest du Nigeria, entre le fleuve Niger et le golfe de Guinée, des phénomènes de cuirassement importants (cuirasses massives ou détritiques) témoignent là aussi d'une évolution ancienne et complexe. Sur le talus guinéen (Guinea slope), qui s'élève progressivement de 300 m au-dessus du niveau marin, la répartition des dépôts superficiels serait la résultante d'une succession de phases instables (érosion du sol, pédimentation) en période sèche, et de phases stables (pédogenèse) en période humide (FÖLSTER, 1969). La seconde et dernière phase majeure de pédimentation pourrait être en corrélation avec la phase aride de l'Ogolien en Afrique occidentale, les deux dernières phases ayant eu une importance moindre.

Dans la région d'Ibadan, ces mêmes fluctuations climatiques sont les causes des paysages actuels et des dépôts superficiels. D'après BURKE et DUROTOYE (1970 *a*), le relief est constitué par des surfaces doucement inclinées (pédiments) surmontées de collines résiduelles. Ces dernières ont fourni, au-dessus du socle altéré, une couverture d'éléments grossiers qui forment maintenant une « stone-line ». Celle-ci témoigne de conditions arides à la faveur desquelles l'érosion en nappe et le vent ont enlevé les éléments fins.

Le plus vieux dépôt (oldest gravel) sur les pédiments est cimenté par des oxydes de fer, la cimentation ayant été favorisée par un climat à saisons contrastées. Un second dépôt (younger gravel) non cimenté représente une autre phase sèche. Des conditions climatiques humides récentes sont responsables du rajeunissement du réseau hydrographique et de la formation de matériaux de recouvrement superficiels au-dessus des stone-lines. Ces matériaux TWW (= termite-worm and wash) ont été apportés par les organismes et redistribués sur la pente des pédiments, sans cimentation ultérieure généralisée.

A titre d'hypothèse, le dépôt de phase sèche le plus récent à la surface des pédiments pourrait remonter à environ 20 000 ans B. P. et correspondre au dernier maximum glaciaire (Ogolien de Mauritanie et du Sénégal).

V. CAMEROUN

Au Cameroun central et méridional, une série d'aplanissements plus ou moins anciens (surfaces d'érosion et cycles de pédiplanation) est, depuis le Jurassique, à mettre en relation avec les mouvements relatifs du continent et du niveau de base océanique (SEGALEN, 1967). Le dernier aplanissement (fin Tertiaire et début Quaternaire ?) concerne l'extrême sud-ouest et une nouvelle phase érosive a commencé au cours du Quaternaire.

Les changements climatiques, et par conséquent de végétation et de sols, ne paraissent jouer qu'un rôle mineur. Dans le Centre-Cameroun, D. MARTIN (1970) a étudié le passage entre deux surfaces d'aplanissement (post-gondwaniennne et africaine I) : les deux épisodes d'aplanissement, de ferrallitisation et d'induration (sols ferrallitiques séniles fortement indurés) sont à reculer très loin dans le temps, et le climat ne semble pas avoir subi d'importantes modifications de longue durée. Sous un climat moyen plus équatorial que tropical, l'érosion chimique l'a emporté sur l'érosion mécanique et a pour résultante un relief de plateaux et de collines en demi-orange.

Cependant des remaniements et des colluvionnements, voire des alluvions anciennes à galets et à cailloutis, ont été signalés dans divers travaux, même dans les zones les plus humides à sols ferrallitiques jaunes fortement désaturés (BACHELIER *et al.*, 1956 ; MARTIN, 1959 ; VALLERIE, 1962).

Dans la région d'Édéa (bassin du Nyong), sous forêt dense, tous les profils transversaux de talwegs évolués présentent une portion de pente convexe à laquelle correspond un sol ferrallitique à horizon grossier superficiel ou peu profond. Cette zone pentue est reliée au fond de la vallée par une portion concave dont le sol ferrallitique comporte un horizon grossier assez profond (à graviers, concrétions, éléments de roche ferruginisés), mis en place par remaniement.

L'hypothèse d'un « front de remaniement » à recul latéral pour expliquer la redistribution des matériaux, déjà observé dans le Nord-Cameroun (HUMBEL, 1968 *a*), n'est guère en accord avec les processus décrits en région équatoriale. La portion concave et les sols remaniés qui lui sont associés pourraient alors résulter d'une période ancienne à climat tropical et saisons contrastées (HUMBEL, 1968 *b*).

Plus au nord, sur le plateau de l'Adamaoua, où se trouvent les surfaces cuirassées les plus élevées et sans doute les plus anciennes, l'évolution pédogénétique a été essentiellement ferrallitique sous climat chaud et humide. Mais là également divers indices permettent d'envisager des oscillations paléoclimatiques assez récentes (HUMBEL, 1966-1967).

Des sols ferrallitiques très épais et fortement désaturés sont associés à des sols ferrugineux tropicaux ou apparentés, localement remaniés (niveau grossier).

Ces derniers types de sols suggèrent des conditions climatiques à saisons plus contrastées que le climat ferrallitisant antérieur et probablement que le climat actuel, en liaison avec une période de creusement (reliefs de dissection).

VI. GHANA

A. CYCLES CLIMATIQUES ET SÉQUENCE D'ALTÉRATION

L'existence de cycles climatiques a été avancée pour expliquer les formations cuirassées de cette région, en comparaison avec le Sénégal occidental. Selon BRÜCKNER (1955-1957) chaque séquence d'altération (bauxitique ou latéritique) comprend trois stades : altération physique prédominante en conditions arides, décomposition chimique avec mobilisation du fer et de l'alumine et rubéfaction en période chaude et humide, dessiccation et formation de cuirasses (croûtes) en conditions semi-arides.

Ainsi après les bauxites éocènes, la couverture latéritique du Ghana se serait développée au cours de trois cycles climatiques majeurs pendant le Quaternaire. Lors de chaque cycle, au cours du premier stade il y a formation d'un niveau de matériaux grossiers (« stone-layer »). Au second stade, l'altération et la rubéfaction progressent en profondeur tandis qu'au-dessus du niveau grossier se construit un recouvrement sableux ou limoneux grâce aux actions biologiques (termites). Au dernier stade, les niveaux élaborés précédemment sont partiellement érodés et le matériau résiduel cimenté par les oxydes de fer. La partie supérieure du profil s'indure fortement.

Le passage entre les différents stades peut être graduel et schématiquement la séquence s'établit ainsi :

CYCLE	STADES	
III	{	C ¹ 2 concrétions tendres et encroûtements occasionnels 1 sable limoneux supérieur lessivé
		B 2 sable limoneux supérieur 1 niveau rubéfié
		A « stone layer » supérieure
		C 2 croûte limonitique à concrétions pisolithiques et extensions radiciformes
II	{	B 1 « stone layer » inférieure (horizons colluvionnés) 2 sable limoneux inférieur 1 niveau rubéfié
		A brèche
I	ABC	formations cuirassées dans matériaux d'altération ou remaniés

1. Phase initiale seulement.

J. HERVIEU.

B. LA SÉQUENCE PLUVIALE

Au Ghana, la zone de savane actuelle s'étend du 8^e au 13^e degré latitude nord, et il n'y a pas de dunes fossiles au sud de 13° N. Selon O. DAVIES (1964), la séquence climatique et géologique, par comparaison avec d'autres régions africaines (cf. tableau XIV), se présente ainsi :

Différents niveaux de plages soulevées ont été reconnus sur la côte rocheuse du Ghana, entre le cap Three Points et l'embouchure de la Volta. Le plus haut niveau à + 55 m (I) n'est pas sûrement d'origine marine, le niveau VI correspond au Flandrien.

TABLEAU XIV. — Essai de chronologie absolue en Afrique de l'Ouest.
(D'après O. DAVIES, 1964.)

Mindel-Riss	Moyenne terrasse (Interpluvial Kamasien I-II)	Chelléen	360 000 ans B. P.
Riss			
Plages III-IV	Pluvial Kamasien II	Acheuléen ancien à moyen	240 000 à 160 000
	Basse terrasse Stone-line inférieure (Prégamblien)	Acheuléen sup. Début Sangoen	90 000 à 50 000 45 000
Plages V Würm	Pluvial Gamblien	Sangoen évolué	40 000 à 30 000
	Stone-line supérieure (Post-Pluvial I) Subpluvial I ?	Atérien de Guinée	28 000 à 7 000 12 000 à 10 000
Plages VI	Subpluvial II Post-Pluvial III Subpluvial III et Actuel	Néolithique Mésolithique Age du fer	5 500 à 6 500 4 700-2 800 ? 1 750

Des terrasses à graviers caractérisent les interpluviaux alors que pendant les pluviaux s'est produit le rajeunissement du réseau hydrographique. Ainsi haute, moyenne et basse terrasses se rapporteraient à des périodes interpluviales : Prékamasien, Kamasien I-II, fin Kamasien II et Prégamblien, sous réserve de la validité des corrélations régionales.

L'Interpluvial dit Prégamblien, très marqué, correspond apparemment à une surface générale d'érosion et à la formation d'une stone-line dite inférieure. Le Pluvial gamblien a vu le développement des phénomènes de latéritisation et l'usure finale des graviers de base et de leur outillage. Il est probable que durant ce pluvial, la plus grande partie du Ghana fut forestée et inhabitée.

Au cours de récurrences sèches ultérieures (Post-Pluviaux I et II) il y eut érosion des sols et formation de la stone-line dite supérieure. A des subpluviaux (phases humides) : I peu marqué, II avec industries du Néolithique, peuvent

être attribués les phénomènes récents de pédogenèse et le dépôt de basses terrasses limoneuses.

Chaque cycle pédogénétique débute avec une stone-line qui marque une période à tendance aride après érosion du sol (sauf dans le cas des sols indurés). Trois interpluviaux ont pu donner naissance à des stone-lines : pré-gamblien, post-gamblien ou Post-Pluvial I et Post-Pluvial III. La position du Middle Stone Age récent (Atérien de Guinée) dans les profils de sols marque la fin du Pluvial gamblien.

Fréquemment le profil se présente ainsi (de bas en haut) :

- matériau altéré,
- stone-line à graviers fluviaux ou matériaux détritiques avec pièces non roulées de Sangoen,
- latérite massive, cimentée à la fin du Pluvial gamblien ou postérieurement (Subpluvial II),
- stone-line discontinue avec souvent outillage du Middle Stone Age récent (surface M. S. A.),
- horizon à pisolithes peu cimenté,
- surface mésolithique,
- sol moderne (Néolithique et âge du fer).

Pratiquement, aucun sol ne serait plus vieux que l'Interpluvial pré-gamblien et beaucoup sont plus jeunes. De même, la plupart des « croûtes latéritiques » d'Afrique occidentale ne seraient pas plus anciennes que le Quaternaire récent, étant donné la grande épaisseur de latérite sur la basse terrasse ou même sur la stone-line postgamblienne.

VII. TOGO

Dans cette région, une pédiplaine, dont les témoins sont figurés par les points hauts de la surface granito-gneissique actuelle, s'est façonnée sur un très grand laps de temps, probablement jusqu'au Miocène. Des versants, en V très aplatis, se sont développés au cours du Quaternaire, en corrélation avec un basculement relativement récent du socle, et les bas de pente sont plus récents (LEVÊQUE, 1969).

Nombre de sols de l'ancienne pédiplaine, à caractères ferrallitiques hérités d'une longue période humide (fin Tertiaire), ont cependant enregistré les effets d'une évolution plus récente qui peut être attribuée à une sécheresse plus prononcée du climat, en liaison avec une phase d'incision du réseau de drainage et un remplacement possible de la végétation forestière par la savane. Morphologie et complexe échangeable rapprochent ces sols des sols ferrugineux tropicaux.

Les cuirasses des hauts niveaux ne sont pas horizontales et suggèrent une formation par apport oblique de fer sur des glacis. L'abaissement progressif du réseau de drainage semble avoir joué davantage que les phénomènes de pédimentation dans le façonnement des versants quaternaires sur lesquels on observe

des sols ferrugineux tropicaux très concrétionnés ou localement cuirassés (moyen glaciaire et seconde génération de cuirasses) (LEVÊQUE, 1970). Les concrétions sont très souvent résiduelles d'une phase pédogénétique ancienne sans pour autant être allochtones.

La formation des bas de pente concaves correspond à une reprise d'érosion et peut-être à une phase climatique plus humide. De rares lambeaux de basse terrasse sont visibles, mais des terrasses plus ou moins anciennes n'ont pas été reconnues.

Les nappes de gravats existent dans de nombreux sols du Togo. Sans exclure l'hypothèse d'une phase érosive en période climatique plus sèche ou aride pour expliquer leur mise en place, A. LEVÊQUE (1969) attribue au travail des termites la majorité des recouvrements : la plupart des profils seraient autochtones, à l'exception des sols sableux de la base des versants.

VIII. CÔTE-D'IVOIRE

Dans les régions humides de la Côte-d'Ivoire, l'importance des paléoformes, des alluvions inactuelles et les possibilités de variations climatiques ont été soulignées dans divers travaux récents. Là également de hauts niveaux, protégés par une puissante cuirasse, supposent la formation de vastes glacis après une altération profonde du socle, en particulier des schistes birrimiens. Cuirasses et carapaces contiennent fréquemment des galets roulés (hautes terrasses).

L'étagement des lambeaux cuirassés, les profils de sols tronqués et remaniés, les recouvrements au-dessus de nappes grossières sur versants, indiquent, en région de savane, des alternances climatiques possibles. Les vallées fortement incisées et en partie sèches de la zone littorale ne correspondent pas aux conditions morphoclimatiques actuelles. Les savanes résiduelles de Basse-Côte-d'Ivoire, envahies progressivement par la forêt, sont également des preuves indirectes de ces variations du milieu (AVENARD *et al.*, 1971).

A. ALLUVIONS INACTUELLES

Le système de bas glacis ne présente que localement une carapace superficielle et aboutit à une entaille dont le comblement a constitué une basse terrasse (VOGT, 1956). Celle-ci est soit protégée par des matériaux fins à induration faible et locale, soit érodée, laissant affleurer les graviers qui reposent sur le bed-rock. Par rapport aux hauts niveaux, l'usure des matériaux de la basse terrasse est bien plus faible. Ces alluvions inactuelles des rivières secondaires occupent une situation intermédiaire entre les niveaux anciens et les « flats » récents et s'observent également en Haute-Guinée (VOGT, 1960).

Il semble que les larges fleuves qui drainaient les bas glacis aient été encombrés lors d'une phase plus sèche : celle-ci, selon J. VOGT, impliquerait une discontinuité majeure, avec une couverture végétale beaucoup moins dense que l'actuelle savane.

B. MISE EN PLACE DES GLACIS CUIRASSÉS

Au centre de la Côte-d'Ivoire, les hauts glacis, qui portent les cuirasses du niveau 200 m, constituent l'élément majeur du paysage actuel, sur schistes, quartzites et roches acides (ROUGERIE, 1958 ; GRANDIN et DELVIGNE, 1969 *a*). Ces glacis sont essentiellement recouverts de matériaux détritiques et ce matériel grossier s'est accumulé au cours d'une période de sécheresse croissante. Le cuirassement, puis l'incision, correspondent au retour à l'humidité et à la réinstallation de la forêt. Le recul du bord aval des glacis-terrasses et le recouvrement par des matériaux fins caractérisant la période sèche qui a suivi.

Les bas glacis (cuirasses du niveau 130) se sont formés au cours d'une oscillation climatique analogue, mais de plus courte durée. Des alluvions se sont déposées et cuirassées après entaille des bas glacis, probablement en climat à saisons contrastées. Actuellement le cuirassement se poursuit et la forêt tend à gagner sur la savane.

Des niveaux cuirassés supérieurs, à 500 (niveau bauxitique) et à 300 m (niveau intermédiaire), présentent des faciès variés sur roches basiques. Le niveau 300 peut être assimilé à la surface pliocène et au dépôt du Continental terminal dans la zone côtière (climat semi-aride ?).

C. CYCLES MORPHOGÉNÉTIQUES EN RÉGION GRANITIQUE

Les témoins cuirassés sont plus rares en région granitique par suite de la sensibilité des arènes à l'érosion. Cependant la mise en place dans le paysage de niveaux d'érosion, de cuirassements et d'accumulations, peut aussi être attribuée à des oscillations climatiques. Dans la région de Toumodi, à la limite des régions de savane et de forêt, trois cycles morphogénétiques ont été identifiés (DELVIGNE et GRANDIN, 1969).

Après une altération profonde du socle au Quaternaire ancien, le niveau supérieur gravillonnaire des sommets (200 m) correspondraient aux restes de démantèlement d'un ancien glacis cuirassé : sous un climat de plus en plus sec, l'argile tachetée sous-jacente a été décapée et recouverte d'éléments grossiers et de sables ocre. Une phase plus humide a ensuite favorisé la mobilisation du fer dans ces épandages. Puis, au cours d'une nouvelle période sèche, les sables ocre ont été érodés et à l'aval des surfaces cuirassées ont été mises en affleurement (moyen glacis), tandis qu'un matériel ruisselé tendait à envahir les parties basses.

Un 3^e cycle a provoqué d'une manière plus atténuée les mêmes phénomènes et une reprise de l'érosion dans un paysage de savane. Bien développé en région granitique, le bas glacis s'étale entre le liseré cuirassé du moyen glacis et le fonds des vallées. Un liseré de carapace peu indurée le limite vers l'aval (GRANDIN et DELVIGNE, 1969 *b*). A titre d'hypothèse, les phases humides d'altération des 2^e et 3^e cycles ont été mises en parallèle avec les transgressions de l'Ouljien et du Flandrien. Ces phases humides ne paraissent pas avoir été assez longues pour reconstituer par le bas l'épaisseur des couches altérées meubles, dans les-

quelles depuis la formation du haut glacis, l'évolution du réseau hydrographique s'est faite par entailles successives.

D. GLACIS, TERRASSES ET VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

Dans la vallée du N'Zi, le haut glacis, irrégulièrement cuirassé, contient des galets de quartz cariés et rubéfiés (glacis-terrasse). Une moyenne terrasse est elle aussi un peu indurée, à galets de couleur plus claire, et est fossilisée par un recouvrement sableux colluvionné. La basse terrasse est très étendue, horizontale, à induration faible et localisée.

Malgré l'absence de critères géologiques et paléontologiques, il est possible d'envisager qu'après la période chaude et humide du Quaternaire ancien, laquelle a causé l'altération profonde des reliefs intermédiaires, la mise en place du haut glacis eut lieu au cours d'une importante régression (Mindel ?) en climat contrasté (BONVALLOT et BOULANGE, 1970). Les rivières déposèrent alors les galets de la haute terrasse sur un large lit et dans des chenaux anastomosés.

Lors de la régression suivante s'est façonné de la même manière le moyen glacis-terrasse sur lequel se sont déposés, au retour d'une phase humide, les produits d'érosion du haut glacis (interglaciaire Riss-Würm ?). La régression du Würm ancien (vers 60 000 ans B. P.) aurait causé l'entaille de la moyenne terrasse et le dépôt de la basse terrasse en climat contrasté. L'entaille de la basse terrasse et le dépôt des graviers sous berges pourraient être rapportés à la régression post-inchirienne par assimilation avec l'Afrique occidentale, et l'entaille actuelle à la régression post-nouakchottienne.

E. LES NIVEAUX D'APLANISSEMENT SEPTENTRIONAUX : FAÇONNEMENT DES GLACIS ET CUIRASSEMENT

Dans les régions plus septentrionales, c'est-à-dire le nord-est de la Côte-d'Ivoire et le sud de la Haute-Volta (entre Agnibilékrou et Diébougou), on retrouve cinq niveaux d'aplanissement qui se succèdent dans le paysage : bauxitique, intermédiaire, haut, moyen et bas glacis. Le bas glacis-terrasse a été lui-même entaillé tandis qu'un remblai alluvial et des graviers sous berges sont incisés par le lit actuel.

Selon V. ESCHENBRENNER et G. GRANDIN (1970), l'homogénéité des cuirasses et des altérites des deux premiers niveaux impliquent une large extension vers le nord des climats chauds et humides. Une longue période, avec peut-être une séquence climatique complexe, semble séparer le niveau bauxitique, indépendant du réseau hydrographique, de la mise en place du niveau intermédiaire.

Postérieurement, les glacis successifs sont de plus en plus en corrélation avec le réseau, mais depuis le façonnement du haut glacis, l'incision a dominé dans le sud alors que la mise en place de glacis emboîtés est plus nette vers le nord où les phases sèches ont été probablement plus accentuées.

Les cuirasses du haut glacis fossilisent les restes d'une surface d'aplanissement constituée par de vastes piémonts autour des chaînes volcano-sédimentaires

birrimiennes : à cette époque, les axes majeurs du réseau hydrographique existaient déjà. Au nord de la limite forêt-savane, le haut glacis a été fortement disséqué en plateaux et buttes témoins cuirassés, avec parfois inversion de relief, alors qu'au sud la morphologie en collines à sommet gravillonnaire prédomine. Dans le nord de la Côte-d'Ivoire, le bas-glacis est mal caractérisé. De même le moyen glacis est surtout observé en zone de savane ; dans la zone intermédiaire, il se limite à une frange, et la morphologie actuelle, en contrebas des buttes témoins du haut glacis, tend vers un paysage de collines et de basses plaines. En forêt, le moyen glacis semble oblitéré par l'évolution ultérieure.

La cuirasse n'occupe que rarement la totalité de la surface du moyen glacis et a fréquemment un faciès gravillonnaire ou conglomératique (démantèlement du haut glacis). Le moyen glacis s'inscrit en totalité ou en partie dans le manteau d'altération du haut glacis. Ceci explique qu'en conditions ferrallitisantes actuelles les profils de sols profonds soient pour l'essentiel polyphasés.

Le façonnement des glacis correspond à une phase distincte du cuirassement, lequel s'est développé au cours de périodes plus humides. Le phénomène de cuirassement s'atténue vers le nord, où moyen et bas glacis peuvent être bien développés, mais faiblement cuirassés.

Ces observations laissent supposer l'existence d'un gradient climatique du nord au sud plus « resserré » à partir de l'époque du moyen glacis.

F. LE QUATERNAIRE DE LA ZONE LITTORALE

En Basse-Côte-d'Ivoire, par suite d'une subsidence du socle et de sa couverture sédimentaire, les dépôts quaternaires atteignent une épaisseur maximale. Une altération profonde (climat tropical humide) a affecté le socle et les dépôts crétacés avec phénomènes de ferruginisation et d'induration, alors que les dépôts mio-pliocènes correspondraient à une nappe d'épandage en conditions semi-arides et à une rupture d'équilibre morphoclimatique (LE BOURDIEC, 1958 *a* et *b*).

Deux niveaux de creusement entaillent cette nappe néogène (ROUGERIE, 1951), le second correspond probablement à la dernière grande régression marine (Préflandrien). Des plages anciennes et des cordons littoraux (+ 6 m au maximum) ont été comparés à l'Ouljien marocain et au maximum flandrien (Dunkerquien) : ces dépôts ont eu lieu lors de périodes de transgression à climat humide et chaud (TRICART, 1957 ; LE BOURDIEC, *ib.*). Les entailles continentales correspondraient à des périodes de régression à climat plus contrasté que le climat actuel, pendant lesquelles l'érosion de l'arrière-pays a été active par suite de la disparition de la forêt, et a amené un étalement des dépôts détritiques à la surface de la plate-forme continentale. Pendant les transgressions, ce matériel a alimenté des crêtes sous-marines et des cordons littoraux avec formation de lagunes.

Des travaux récents ont permis de préciser l'interprétation du Quaternaire de cette zone littorale (ASSEMIEN *et al.*, 1970).

Les hauts plateaux du Continental terminal, dont les sédiments indiquent une origine continentale et une longue période d'altération, sont limités par une

côte à falaises sur la partie nord des lagunes. Cette côte peut correspondre, malgré l'absence de dépôts marins, à la transgression inchirienne d'Afrique occidentale (ou ouljienne, puisqu'on sait maintenant que l'Ouljien marocain est bien antérieur au Flandrien d'Europe, cf. *supra*).

Au cours de la régression ultérieure, analogue à la régression ogolienne du Sénégal, en climat à saisons contrastées, les matériaux issus du Continental terminal ont formé au pied des falaises, un glacis sablo-argileux (bas plateaux), d'altitude 10 à 12 m. Des tourbes prélevées par sondages ont été datées de $23\,000 \pm 1\,000$ et $11\,900 \pm 250$ ans B. P. La première correspondrait à une régression, alors que le niveau marin se trouvait à — 65 m par rapport au niveau actuel, la seconde à la transgression ultérieure avec un niveau marin à — 62,5 m, le maximum de la régression ayant pu atteindre — 100 m.

Les analyses polliniques reflètent pour la tourbe la plus ancienne un climat sec et un environnement de savane à dominance de graminées, pour la plus récente un milieu humide (palétuviers, fougères, quelques espèces arborées).

La dernière transgression a envahi le système hydrographique (système de rias) et laissé au sud des bas plateaux une série de cordons littoraux : elle serait l'équivalent de la transgression nouakchottienne de Mauritanie et du Sénégal, auparavant confondue avec l'Ouljien.

A l'ouest de la Côte-d'Ivoire, où des jeux de blocs affectant le socle semblent s'être prolongés jusqu'au début du Quaternaire, une côte à falaises contraste avec la côte à lagunes orientales. Près de Sassandra, des formations superficielles, détritiques grossières et des cuirasses ferrugineuses bréchiques couronnent les restes d'un plateau (TRICART, 1962).

Ces dépôts, peut-être équivalents du Continental terminal, n'ont pu se mettre en place sous le climat humide actuel : les formations fluviatiles de base, à galets de micaschistes et graviers peu usés, suggèrent un climat semi-aride, plus sec qu'un climat de savane où les forêts-galeries filtrent les apports détritiques. Les dépôts ultérieurs (argilolithes, pélites) impliquent une grande humidité du climat et le cuirassement final (plio-pléistocène ?) un climat tropical comme dans les savanes soudanaises actuelles.

Madagascar

Au cours de la dernière décennie, divers travaux de synthèse ont permis d'avoir des données assez précises sur les dépôts plio-quaternaires dans la Grande Ile. Les études régionales faites dans l'extrême sud (BATTISTINI, 1959 *a*-1964), sur le versant occidental (HERVIEU, 1963-1966) et sur les Hauts Plateaux (BOURGÉAT, 1970), ainsi que diverses études locales, permettent d'attribuer aux formations étudiées une signification paléoclimatique et d'envisager comme en Afrique, l'existence de périodes pluviales et de périodes plus sèches, compte tenu de la zonation climatique submérienne de l'île et de l'opposition entre versant occidental et versant oriental.

A. ALTÉRATIONS ET DÉPÔTS ANCIENS

A l'Éocène, la sédimentation à caractère chimique basique et montmorillonitique est dominante. De plus, on sait que socle ancien métamorphique et granitique était déjà profondément altéré avant la période néogène (dépôts continentaux) et le volcanisme plio-quaternaire des Hautes Terres.

La fin du Tertiaire est marquée par une régression marine générale et le glacis des dépôts continentaux pliocènes (surface finitertiaire) se prolongeait bien au-delà des rivages actuels. Ces dépôts pliocènes : série d'Adranoabo dans le sud, grès et carapace sablo-argileuse dans les bassins de Morondava et de Majunga, se caractérisent par un retour aux faciès détritiques grossiers, une « invasion » de la kaolinite, la formation de glacis d'ennoyage.

En région sédimentaire calcaire, dans le nord-ouest et le sud-ouest, la genèse des karsts doit être envisagée en fonction des périodes humides anciennes, le climat actuel entretenant seulement un pédoclimat favorable aux processus de rubéfaction et de décalcification dans les sols rouges fersiallitiques ou ferrallitiques recouvrant le karst. En particulier en pays Mahafaly (sud-ouest), les karsts sur calcaires éocènes étaient probablement modelés avant d'être recouverts par les matériaux pliocènes (SOURDAT *et al.*, 1971), et les formes exhumées par l'érosion quaternaire ou récente seraient très anciennes.

Après la phase « biotassique », tropicale humide et forestière du Tertiaire, qui semble s'être étendue à l'ensemble de l'île (HERVIEU, 1963 *a*), un climat tropical à saisons alternantes, très agressif, a prévalu au moins sur l'ensemble du versant occidental malgache, avec une tendance semi-aride plus accusée au

Plio-Quaternaire et au Quaternaire ancien, surtout dans les régions littorales du Sud-Ouest et du Sud.

Les dépôts pliocènes, principalement dans la série supérieure, sont beaucoup moins bien triés que les sédiments actuels. Ils correspondent à un écoulement très chargé et à un ruissellement moins concentré, certains faciès fluviaux indiquant la permanence des grands axes hydrographiques (Mandrare, Mangoky, Tsiribihina). La séquence minéralogique de cette série sédimentaire permet de penser que l'érosion accélérée de la couverture sédimentaire a précédé celle du massif ancien avant la fin du Pliocène (HERVIEU, 1965). Cette période se termine par la rubéfaction intense de la couverture sablo-argileuse, des phénomènes d'hydromorphie et d'individualisation des composés du fer pouvant aller jusqu'au cuirassement.

Il n'est donc pas exclu qu'une phase climatique plus humide caractérise la fin de cette période avant des épandages, le long des principaux axes hydrographiques, de galets quartzitiques parfois très grossiers, dont la mise en place correspond au début de la grande phase d'érosion et de creusement des vallées (jusqu'à — 100 m dans les basses vallées principales) qui ouvre, semble-t-il, le Quaternaire malgache continental. Ces dépôts à galets, remaniés et colluvionnés, ont été parfois à tort considérés comme des terrasses de périodes plus récentes. Compte tenu des mouvements tectoniques ayant pu affecter le socle et sa couverture, ces dépôts caractérisent un retour aux conditions semi-arides.

B. LA SÉRIE CLIMATO-SÉDIMENTAIRE DE L'EXTRÊME SUD

Dans l'extrême sud, R. BATTISTINI (1964) a établi une série climato-sédimentaire basée sur l'existence de trois grands ensembles dunaires et des niveaux marins qui leur sont associés (période æpyornienne).

Postérieurement aux dépôts continentaux néogènes, des grès dunaires anciens, jaunes ou blanchâtres, riches en mollusques continentaux (faune à *Clavator*) et en débris d'œufs d'un grand ratite fossile : l'*Æpyornis*, forment un vaste bourrelet qui atteint jusqu'à 380 m d'altitude. C'est la « Grande Dune », dont la base marine est constituée par les dépôts du Tatsimien (BATTISTINI, 1959 b) (grès coquilliers recristallisés, de couleur saumon ou rosée, à faune indéterminable). Ces dépôts marins ne dépassent pas le niveau + 4 m.

La Grande Dune a été profondément rubéfiée : on y observe des sols rouges fersiallitiques (« sables roux »), considérés comme des sols reliques sous le climat actuel semi-aride, à pluviométrie moyenne de 350 mm (HERVIEU, 1958-1959 a et b). L'altération profonde de cette série, des accumulations de piémont sur le revers de la Grande Dune, laissent supposer une phase plus humide dénommée par R. BATTISTINI « Pluvial ambovombien ». Par ailleurs, des phénomènes d'altération et de rubéfaction dans la série néogène témoignent comme dans l'ouest, de l'existence possible d'un premier Pluvial (prétatsimien). Des oscillations plus complexes au sein du Pluvial ambovombien restent encore difficile à définir. À l'issue de cette période, le relief karstique avait acquis ses caractères essentiels.

Le Pluvial ambovombien correspondrait approximativement à une régression

TABLEAU XV. — Modifications du climat et variations du niveau marin dans l'extrême sud de Madagascar.
(D'après R. BATTISTINI, 1964.)

DIVISIONS CHRONOLOGIQUES	CLIMAT	ÉROSION ET SÉDIMENTATION	NIVEAU MARIN	SYSTÈMES DUNAIRES
Période actuelle	Sec	Érosion du piémont lavanonien	Niveau actuel	Dune flandrienne
Æpyornien supérieur			Maximum flandrien	
Æpyornien moyen	Plus humide (Lavanonien) Sec	Épandages de piémont	Transgression	Petite Dune
			Régression	
Æpyornien inférieur	Plus humide (Ambovombien)	Érosion Sols rouges	Maximum karimbolien	Grande Dune
			Transgression	
	Sec	Érosion	Régression	
			Maximum tatsimien	
Néogène	Plus humide (Prétatsimien)	Rubéfaction	Cuirassement	Grande régression
	?			
	Plus humide à tropical humide	Latéritisation		Pliocène

marine importante séparant la Grande Dune d'autres formations dunaires anciennes, plus ou moins décalcifiées mais peu ou pas rubéfiées, qui constituent la Petite Dune, à morphologie mieux conservée. A ce second édifice dunaire, correspond un niveau marin à $+ 3$ m : le Karimbolien, à faune actuelle indo-pacifique (BATTISTINI, 1957). La Petite Dune s'est principalement édifiée lors d'une phase sèche plus ou moins contemporaine de la régression préflandrienne. C'est également pendant cette régression que prend place le « Pluvial lavanonien » dont les dépôts recouvrent le Karimbolien. Au cours de ce Pluvial, se sont développés de vastes épandages de piémonts dans la plaine côtière Karimbolo et la basse vallée du Mandrare. Les dépôts lavanoniens les plus anciens sont plus âgés que 32 600 ans B. P. et des débris d'œufs d'Æpyornis dans la partie supérieure de ces dépôts ont donné un âge de $6\,760 \pm 100$ ans B. P. (BATTISTINI, 1966, 1968). Le Karimbolien pourrait être l'équivalent de l'Ouljien ou Néotyrrhénien.

Le faible degré d'altération et d'évolution des sols de la dune karimbolienne, les caractères de faible usure et d'hétérométrie des dépôts lavanoniens laissent supposer une oscillation nettement moins humide, lors de ce dernier pluvial, malgré sa durée, qu'à l'Ambovombien.

A la transgression flandrienne correspondent des encoches fossiles marines entre 1 et 1,5 m et différentes preuves de hauts stationnements marins ont été reconnus en différents points du littoral malgache, les âges se situant à 3 700, 2 900 et 2 250 B. P. (BATTISTINI, 1958-1963-1970).

C. DÉPÔTS DU LITTORAL OCCIDENTAL

Trois séries dunaires, analogues à celles décrites dans l'extrême sud, ont été reconnues dans la plaine de Tuléar (BOSSER et HERVIEU, 1957). La série dunaire ancienne rubéfiée a été plus ou moins remaniée lors de la régression préflandrienne (SOURDAT et GENSE, 1970) et elle atteint au sud du Mangoky 90 m d'altitude, isolant la vaste dépression salée du lac Ihotry. Ces sables dunaires anciens, par leur pourcentage élevé de grains très émoussés, témoignent d'une forte usure marine et d'une éolisation sans commune mesure avec celles des sédiments littoraux actuels.

Sur tout la côte ouest, de Morombe au cap Saint-André, on retrouve des dépôts marins dont l'altitude ne dépasse guère 4-5 m au-dessus du niveau actuel, et probablement équivalents du Karimbolien dont la transgression apparaît généralisée. Dans la région de Maintirano, une lumachelle et des grès calcaires dunaires très altérés et rubéfiés peuvent être rattachés au complexe Tatsimien-Ambovombien (BATTISTINI *et al.*, 1970).

Sur le littoral du bassin sédimentaire de Majunga, l'altitude des dépôts marins du Quaternaire récent augmente sensiblement et atteint 8-10 m dans la plaine de Marovoay. Cette remontée récente du niveau marin apparaît donc maximale dans le nord-ouest, où cependant les influences tectoniques ont été plus marquées, accentuant également l'érosion et le creusement post-pliocène (certaines zones de flexure sont peu éloignées du rivage actuel et il existe des zones de subsidence précontinentales). Cette transgression, peut-être en plusieurs stades, a atteint un niveau légèrement supérieur à l'actuel, l'importance du remblaiement dans les basses vallées occidentales oblitérant les témoins des régressions antérieures (HERVIEU, 1966), et les niveaux coquilliers intermédiaires retrouvés parfois dans les sondages. Les corrélations entre les variations du niveau marin et les dépôts continentaux restent donc très problématiques.

Dans la région du cap d'Ambre (extrême nord) un Pliocène supérieur marin daté par une faune de mollusques se distingue encore mal du Quaternaire marin tatsimien (Æpyornien ancien) (BATTISTINI, 1965-1971 ; FRENEIX *et al.*, 1970) et les récifs coralliens anciens ont été soulevés par des mouvements tectoniques.

D. LES ALLUVIONS ANCIENNES DU VERSANT OCCIDENTAL ET DU SUD

Peu d'indices dans les dépôts et la morphologie des vallées occidentales permettent d'envisager que l'enfoncement du réseau hydrographique au cours du

Quaternaire se soit fait par paliers, et les variations récentes du niveau marin, trop limitées, ne semblent avoir guère eu d'influence en dehors des basses vallées. Les dépôts continentaux, terrasses fluviales ou fluvo-lacustres, apparaissent davantage liées à des oscillations climatiques. Dans la couverture sédimentaire et le massif ancien, la mise en place d'alluvions anciennes à des niveaux inférieurs à celui de la surface finitertiaire ou à ceux des anciennes surfaces d'aplanissement du socle peut être attribuée à la succession de plusieurs périodes sèches quaternaires. Chaque assèchement correspondrait à une période interpluviale ou « displuviale » selon la terminologie de BERNARD, le terme de displuvial étant ici appliqué à un climat de type semi-aride ou tropical sec très contrasté (BOURGEOIS, 1970).

Une haute terrasse rubéfiée a été décrite dans les bassins des principaux cours d'eau du Sud, à une altitude de 8-10 m au-dessus des talwegs actuels, mais elle a fréquemment un caractère polygénique (RQUIER *et al.*, 1952 ; HERVIEU, 1959 ; BATTISTINI, 1964). Le caractère de terrasse climatique est particulièrement net dans la moyenne vallée du Mangoky (HERVIEU, 1964) où l'altitude relative des dépôts peut atteindre 50 m dans la dépression périphérique du massif ancien, alors que la vallée avait déjà atteint auparavant sa cote et sa largeur actuelles. Ces dépôts sont argilo-sableux, rubéfiés (sols fersiallitiques) et localement concrétionnés ou grésifiés (carapace ferrugineuse). Un témoin de haute terrasse, à + 25 m, est visible dans la basse vallée du Fiherenana, près de Tuléar.

Une « haute nappe détritique » et une « moyenne nappe », à boulders de grès, galets, cailloutis et sables grossiers, ont également été reconnues dans la moyenne vallée de la Savazy et la basse vallée de la Sakoa (VOGT, 1965). Elles se différencient parfois difficilement et sont l'une et l'autre profondément rubéfiées. La haute nappe présente des niveaux discontinus de brèche ferrugineuse et repose sur des matériaux fins grisâtres rappelant le Néogène continental ; de ce fait elle est peut-être plio-quaternaire (préapyornienne).

Dans le massif de l'Isalo et le bassin de l'Onilahy, au-dessous des massifs tabulaires, l'enveloppe des dômes sableux représente une surface de pédimentation finitertiaire (SOURDAT, 1970). Cette surface a été entaillée au Quaternaire ancien au profit de terrasses ou glacis d'accumulation recreusés par le niveau actuel. On observe sur ce second niveau des sols ferrugineux tropicaux moins évolués que ceux de la surface antérieure qui sont parfois à caractères faiblement ferrallitiques.

On peut penser que ces alluvions anciennes se sont déposées lors d'une phase sèche analogue ou identique à celle pendant laquelle se sont mises en place les séries dunaires anciennes très rubéfiées des régions littorales, l'évolution pédologique étant comparable à celle du Pluvial ambovombien, mais sur matériaux peu ou pas calcaires.

Ces dépôts diffèrent de ceux à faciès gréseux du Pliocène supérieur : ils sont moins consolidés et se sont déposés dans des conditions plus calmes, alors que les profils en long des vallées étaient déjà fortement régularisés. Ce remblaiement est donc postérieur à la grande phase de creusement post-pliocène.

E. ÉVOLUTION MORPHOCLIMATIQUE ET PÉDOGENÈSE SUR LES HAUTS PLATEAUX

A ce cycle climato-sédimentaire peuvent être rattachées les alluvions anciennes des vallées et dépressions tectoniques des Hauts Plateaux. Dans la dépression du Mangoro (région de Moramanga) et celle du lac Alaotra, on observe entre 20 et 30 m d'altitude relative, des dépôts fluviatiles (argiles kaoliniques et sables à stratifications entrecroisées) sur lesquels se sont développés des sols ferrallitiques « jaune sur rouge » ou jaunes. Selon F. BOURGEAT (1970) ces dépôts correspondent vraisemblablement à une phase érosive ancienne dans les bassins versants, compte tenu des mouvements tectoniques (faille de Moramanga-Andaingy). Le même auteur désigne cette oscillation sèche sous le terme de « Displuvial moramangien ».

A cette période, peuvent être attribués, en première approximation, le remblaiement ancien de la dépression de Ranotsara et de la vallée de la Menarahaka sur le versant oriental (HERVIEU, 1963 b), certaines reprises d'érosion dans les dépôts lacustres du bassin d'Antsirabé, et des témoins érodés de la terrasse supérieure qui, sur les Hauts Plateaux centraux, existent généralement entre les croupes d'interfluves surbaissées et les talwegs actuels (BOURGEAT, 1970). Ces témoins, en l'absence de coupes, sont difficiles à déceler par suite de la convergence des phénomènes de pédogenèse sur le socle en place et les alluvions anciennes ou du colluvionnement ultérieur. Parfois l'érosion n'a laissé subsister des dépôts de cette période que des niveaux à galets, eux-mêmes remaniés sur les versants. Dans les basses vallées du versant oriental, les restes de hautes terrasses se distinguent difficilement des séries crétacées et pliocènes continentales.

F. OSCILLATIONS CLIMATIQUES ET DÉPÔTS DES PÉRIODES RÉCENTES

a. Hautes Terres.

Sur les Hautes Terres, le Pluvial ambovombien aurait favorisé la reprise de la pédogenèse avec formation de goethite et de gibbsite au sein des profils, le recréusement des vallées et l'extension des flots forestiers. Lui fait suite une nouvelle période sèche : le « Displuvial sambainien » (BOURGEAT, 1970) à laquelle correspond le dépôt assez rarement conservé d'une terrasse moyenne (en particulier dans la région de Sambaina et la vallée de l'Ihadiana). Cette terrasse est également présente dans la partie inférieure des grandes vallées de l'extrême Sud (BATTISTINI, 1964).

Lors de cette nouvelle période sèche il y a eu extension des « lavaka ¹ », formation de stone-lines de plateau, individualisation marquée des composés du fer (cui-

1. Il s'agit d'une forme d'érosion en ravins ou cirques plus ou moins digités, entaillant les sols et le complexe d'altération souvent épais du socle ancien (cf. RIGUIER, 1954 ; ROUGERIE, 1965).

rases et pseudo-sables), épandages grossiers sur les versants, formation de glacis d'érosion en particulier dans le moyen ouest.

Au sud d'Antsirabé, dans la vallée de l'Ampitana, un horizon tourbeux fossile à la base de la moyenne terrasse a donné un âge supérieur à 35 000 ans B. P. et la plupart des sols observés sur cette terrasse présentent des caractères d'hydromorphie. La granulométrie des apports est variable, à prédominance sableuse. Cette période sèche sambainienne serait donc au moins en partie contemporaine du Lavanonien dont les dépôts ont un caractère pluvial discutable (HERVIEU, 1959 b ; BOURGEAT, 1970).

TABLEAU XVI. — Les périodes climatiques quaternaires à Madagascar.
(D'après F. BOURGEAT, 1970.)

PÉRIODES CLIMATIQUES	SÉDIMENTATION-ÉROSION	ALTÉRATION ET PÉDOGENÈSE
Actuelle (tendance à l'assèchement)	Lavaka et plaines alluviales	Pédogenèse active sur le versant oriental
Pluvial post-sambainien	Recouvrements de versants sur stone-lines Creusement des vallées Terrasse argileuse dans les basses vallées	Pédogenèse à goethite et gibbsite Sols ferrallitiques remaniés
Displuvial ambainien	Terrasse moyenne 10 000 ans ? Épandages grossiers de versants Lavaka Stone-lines de plateaux Glacis d'érosion (moyen ouest) Régression de la forêt	Cuirassement et pseudo-sables Sols ferrallitiques remaniés
Pluvial ambovombien	Creusement des vallées Extension des îlots forestiers	Pédogenèse à goethite et gibbsite
Displuvial moramangien	Terrasse supérieure Systèmes dunaires anciens Glacis d'érosion ou d'accumulation Régression de la forêt	Cuirassement et pseudo-sables Rajeunissement variable des sols ferrallitiques (sols pénévulés et sols rajeunis)
Pluvial prémoramangien	Recreusement des vallées	Pédogenèse et altérations intenses (sols ferrallitiques anciens et profonds)

b. Sud, Sud-Ouest et versant oriental.

Dans le sud de l'île, la terrasse moyenne est postérieure au maximum marin karimbolien (delta de la Menarandra) et a été reconnue dans les basses vallées de la Linta, du Manambovo et du Mandrare, avec une hauteur relative de 5-6 m. Dans les vallées de l'Ouest sédimentaire, elle est visible localement dans les cours moyens et peu nette ou masquée par le remblaiement récent dans les basses

plaines alluviales. Ses dépôts sont peu ou pas rubéfiés (sols calcimorphes et vertisols).

Sur le versant oriental, en climat perhumide actuel, des dépôts d'érosion à dominance sableuse ou des dépôts argileux à sols ferrallitiques jaunes dominent de 3 à 5 m les alluvions récentes ou actuelles ; leur interprétation paléoclimatique est difficile.

Les alluvions récentes de l'île (baïboha), généralement très micacées, portent des sols peu évolués ou hydromorphes et, indépendamment du régime hydrologique saisonnier, sont en liaison avec l'intervention de l'homme. Ce dernier a probablement accentué par la déforestation et les feux un déséquilibre naturel dû à l'agressivité climatique et au fort relief. Il est possible que cette tendance à l'aridité se soit accrue à la période récente.

En effet, l'extinction des vertébrés fossiles, dont les gisements sont nombreux dans le sud-ouest (grandes tortues, ratites, hippopotames, grands lémurins) apparaît massive et soudaine. Les datations au radiocarbone faites sur des ossements ou du bois carbonisé dans neuf gisements de subfossiles ont fourni des âges situés entre $2\,850 \pm 200$ et 980 ± 200 ans B. P. Les conditions réunies alors dans les dépressions interdunaires des édifices post-flandriens semblent avoir été favorables à la sédimentation en milieu confiné et aux hécatombes de la faune (MAHÉ et SOURDAT, 1971). Cette extinction coïncide assez bien avec l'installation humaine dans les régions côtières : les sites archéologiques les plus anciens datent d'un millénaire environ (BATTISTINI et VERIN, 1966). Seize genres de vertébrés se sont éteints à Madagascar au Quaternaire récent, mais on connaît seulement des débris d'œufs d'*Æpyornis* en dehors de ces gisements.

Cette crise climatique aride aurait donc été rapide et intense ou bien l'action de l'homme a profondément modifié le biotope, mais les gisements semblent antérieurs et apparaissent comme des points d'eau privilégiés.

G. LE DERNIER PLUVIAL SUR LES HAUTES TERRES

Il semble cependant que les dépôts alluviaux récents, qui présentent un maximum d'extension à l'ouest, aient été précédés d'une période plus humide qui paraît surtout avoir laissé des traces sur les Hautes Terres. D'après F. BOURGEAT, à ce « pluvial post-sambainien » correspondent le recreusement des talwegs, des recouvrements fins sur les épandages grossiers antérieurs (stone-lines de versants), le développement de sols ferrallitiques rajeunis et pénévoulés¹ sur les anciens niveaux d'aplanissement précédemment érodés. Cette reprise de la pédogenèse, avec formation de gibbsite et de goethite, est analogue à celle du pluvial ambovombien. L'enrichissement des horizons en gibbsite (concrétions et résidus d'altération à faciès carié) est observé essentiellement sur les anciens

1. Ces sols se caractérisent par la présence à faible profondeur (sols pénévoulés) ou à moyenne profondeur, entre 60 cm et 2 ou 3 m (sols rajeunis), d'un horizon limoneux BC ou C généralement riche en minéraux primaires plus ou moins altérés (BOURGEAT, 1970). Au cours des périodes displuviales les profils pédologiques ont été tronqués à des niveaux variables, mettant en affleurement des matériaux plus ou moins lixiviés.

niveaux rajeunis : cette individualisation se produit au sein des anciennes zones profondes d'altération, riches en minéraux altérés qui se transforment rapidement en gibbsite au cours des périodes humides.

H. LES CONSÉQUENCES DES PÉRIODES DISPLUVIALES

Ainsi les dépôts alluviaux de terrasses, les niveaux de galets, la formation des lavaka, correspondraient surtout aux périodes displuviales pendant lesquelles le climat à saisons alternantes avait une tendance sèche ou semi-aride provoquant l'érosion généralisée des versants, le rajeunissement des sols et le remplacement de la végétation forestière par une pseudo-steppe. Il est probable que la forêt a très fortement régressé au cours de la 1^{re} grande période sèche du Quaternaire ancien (displuvial moramangien) et ne s'est reconstituée que par îlots lors des périodes humides ultérieures.

On a d'ailleurs la preuve que d'anciens lavaka sont antérieurs à l'arrivée de l'homme à Madagascar : dans la vallée de la Tafaina, au sud de Tananarive, on peut observer le passage des zones d'érosion aux zones d'accumulation et un sol tourbeux de terrasse ancienne, fossilisé par un sol rouge colluvial et en continuité avec le fond d'un ancien lavaka, a donné un âge au C 14 de $11\,580 \pm 400$ ans B. P. (PETIT et BOURGEAT, 1965). De plus on observe fréquemment des relations entre terrasses et stone-lines de versants (BOURGEAT et PETIT, 1966 ; DRESCH, 1966) qui semblent donc avoir une signification climatique et correspondre à un assèchement du climat.

Enfin la présence de cuvettes ou dépressions fermées, en particulier sur les surfaces d'aplanissement modérément rajeunies et finitertiaires du moyen ouest, apparaît liée à un réseau hydrographique plus ou moins ancien qui se serait installé lors des phases pluviales et aurait régressé lors des phases displuviales.

Références bibliographiques

- ALIMEN (H.), 1955. — Réimpression 1966. Atlas de Préhistoire t. II, Préhistoire de l'Afrique. N. Boubée, Paris, 497 p.
- ALIMEN (H.), 1964. — Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 394 p.
- ALIMEN (H.), 1965. — The Quaternary Era in the Northwest Sahara. Intern. studies on the Quaternary; Papers presented on the occasion of the VII^e Congress of the INQUA, Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Amer., spec. Pap.*, n° 84, pp. 273-291.
- ALIMEN (H.), CHAVAILLON (J.), CONRAD (G.), 1959. — Formations arides et paléosols quaternaires au Sahara nord-occidental. *C. R. Soc. géol. Fr.*, pp. 104-105.
- ANDRÉ (A.), BEAUDET (G.), 1967. — Observations nouvelles sur les dépôts quaternaires des environs de Rabat. *Rev. Géogr. Maroc*, n° 11, pp. 77-98.
- ARAMBOURG (C.), 1938. — Mammifères fossiles du Maroc. *Mém. Soc. Sci. nat. Maroc*, n° XLVI, 74 p.
- ARAMBOURG (C.), 1950. — Contribution à l'étude des formations laguno-lacustres des environs d'Oran. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. du Nord*, t. XLI, pp. 20-29.
- ARAMBOURG (C.), 1952 a. — La paléontologie des Vertébrés en Afrique du Nord française. XIX^e Congrès Géol. Intern. Alger, Monogr. région. h. s., 64 p.
- ARAMBOURG (C.), 1952 b. — Eustatisme et Isostasie. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 234, n° 2, pp. 226-227.
- ARAMBOURG (C.), 1955 a. — Nouvelles recherches dans le gisement de l'Aïn-Hanech. INQUA Congrès 4. 1953, Rome-Pise, pp. 679-682.
- ARAMBOURG (C.), 1955 b. — Le gisement de Ternifine et l'Atlantropus. *Bull. Soc. préhis. Fr.*, t. LII, n° 1-2, pp. 90-95.
- ARAMBOURG (C.), 1969 a. — Les corrélations paléontologiques et chronologiques entre le Pléistocène inférieur de l'Europe et celui de l'Afrique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, pp. 106-115.
- ARAMBOURG (C.), 1969 b. — La nouvelle expédition scientifique de l'Omo. *Riv. Sci., preist.*, vol. XXIV, fasc. I, pp. 1-13.
- ARAMBOURG (C.), ARENES (J.), DEPAPE (J.), 1953. — Contribution à l'étude des flores fossiles quaternaires de l'Afrique du Nord. *Arch. Mus. Hist. nat. Paris*, 7^e sér., t. II, XXVII, 85 p.
- ARAMBOURG (C.), CHOUBERT (G.), 1965. — Les faunes de mammifères de l'étage Moghrébien du Maroc occidental. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 185, notes t. 25, Quaternaire, Rabat, pp. 29-34.
- ARAMBOURG (C.), CHAVAILLON (J.), COPPENS (Y.), 1967. — Premiers résultats de la nouvelle mission de l'Omo. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 265, pp. 1891-1896.
- ARAMBOURG (C.), CHAVAILLON (J.), COPPENS (Y.), 1969. — Résultats de la nouvelle mission de l'Omo (2^e campagne 1968). *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 268, pp. 759-762.
- ARKELL (A. J.), 1949 a. — The Old-Stone Age in the Anglo-Egyptian Sudan. Sudan Antiquities Service I, pp. 1-52.

- ARKELL (A. J.), 1949 b. — Early Khartoum. Oxford University Press, London, xvi-145 p.
- ASSEMIEN (P.), FILLERON (J. C.), MARTIN (L.), TASTET (J. P.), 1970. — Le Quaternaire de la zone littorale de Côte-d'Ivoire. *ASEQUA Bull.*, n° 25, pp. 65-78.
- AVENARD (J. M.), ELDIN (M.) et al., PERRAUD (A.), 1971. — Le milieu naturel de la Côte-d'Ivoire. *Mém. ORSTOM*, n° 50, Paris, 391 p.
- BACHELIER (G.), CURIS (M.), MARTIN (D.), 1956. — Prospections pédologiques dans l'Est-Cameroun. Rapport I. R. C. A. M. p. 71, Yaoundé, 46 p. multigr.
- BARBEAU (J.), 1961. — Morphologie du Quaternaire des abords orientaux du lac Tchad. *Bull. Inst. équat. Rech. Ét. géol. minières*, n° 14, pp. 73-82.
- BARRIÈRE (J.), 1971. — Limites d'utilisation des paléosols pour la reconstitution de paléoclimats. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 272, n° 19, pp. 2426-2429.
- BARRIÈRE (J.), BOUTEYRE (G.), MAZIER (J.), RUTTEN (P.), VIGNERON (J.), 1966. — Interprétation géomorphologique et paléopédologique de la vallée de l'Orb dans la région de Mapaissan (Hérault). Note préliminaire. *C. R. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, pp. 68-69.
- BATTISTINI (R.), 1957. — Note préliminaire sur le niveau marin de 3 m et les séries dunaires de l'Extrême-Sud de Madagascar. *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 264.
- BATTISTINI (R.), 1958. — Note sur l'existence d'encoques fossiles de corrosion marine dans la baie des Galions (Extrême-Sud de Madagascar) et sur les variations récentes du niveau de la mer. *Mém. Inst. Rech. sci. Madagascar*, sér. F, t. II, pp. 79-87.
- BATTISTINI (R.), 1959 a. — Les divisions du Plio-Quaternaire du Sud de Madagascar. *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, pp. 992-993.
- BATTISTINI (R.), 1959 b. — Définition du Tatsimien dans le Quaternaire littoral de l'Extrême-Sud de Madagascar. *C. R. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 43.
- BATTISTINI (R.), 1963. — L'âge absolu de l'encoche de corrosion marine flamandienne de I — 1,5 m de la baie des Galions (Extrême-Sud de Madagascar). *C. R. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, pp. 16-17.
- BATTISTINI (R.), 1964. — Étude géomorphologique de l'Extrême-Sud de Madagascar. Thèse, Éd. Cujas, Paris, 2 t., 636 p.
- BATTISTINI (R.), 1965. — Le Quaternaire littoral de l'Extrême-Nord de Madagascar. *Rev. Géogr.*, n° 6, pp. 37-59.
- BATTISTINI (R.), 1966. — Un essai de datation par la méthode du radiocarbone de Lavanonien (dépôts du dernier « pluvial ») de l'Extrême-Sud de Madagascar. *C. R. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8, p. 281.
- BATTISTINI (R.), 1968. — Les modifications quaternaires du climat dans l'Extrême-Sud de Madagascar. *C. R. géol. Madagascar*, 1967, pp. 9-11.
- BATTISTINI (R.), 1970. — Deux datations absolues du Haut-Flandrien de Fénérive-Est (Côte orientale de Madagascar). *Madagascar, Rev. Géogr.*, n° 16, pp. 159-161.
- BATTISTINI (R.), 1971. — Chronologie du Quaternaire littoral de Madagascar. *ASEQUA Bull.*, n° 31-32, pp. 23-30.
- BATTISTINI (R.), VERIN (P.), 1966. — Les datations à Madagascar par la méthode du radiocarbone 14. *C. R. Semaine géol. Madagascar* 1966, pp. 9-12.
- BEAUDET (G.), 1969. — Le plateau central marocain et ses bordures. Étude géomorphologique. Impr. fr. et maroc., Rabat, 478 p.
- BEAUDET (G.), 1971. — Le Quaternaire marocain. État des études (avec la collab. de A. RUELLAN). *Rev. géogr. Maroc*, n° 20, pp. 3-56 (prés. 1969 Congrès INQUA, Paris).
- BEAUDET (G.), MAURER (G.), RUELLAN (A.), 1967. — Le Quaternaire marocain. Observations et hypothèses nouvelles. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, vol. IX, fasc. 4, pp. 269-309.
- BELLAIR (P.), JAUZEIN (A.), 1952. — La dernière récurrence humide dans le Grand Erg Oriental. *Bull. Soc. Sci. nat. Tunisie*, t. V, fasc. 1/4, pp. 175-180.

- BELLAIR (P.), POMEROL (C.), 1971. — *Éléments de Géologie*. 3^e éd. Coll. U, A. Colin, Paris, 527 p.
- BERNARD (E. A.), 1962. — Interprétation astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 4-1959, Léopoldville, pp. 67-95.
- BERRY (L.), WHITEMAN (A. J.), BELL (S. V.), 1966. — Some radiocarbon dates and their geomorphological significance, emerged reef complex of the Sudan. *Z. Geomorphol.*, Neue Folge, Bd 10, Heft 2, pp. 119-143.
- BEUCHER (F.), 1963. — Flores quaternaires au Sahara nord-occidental, d'après l'analyse pollinique de sédiments prélevés à Hassi Zguilma (Saoura). *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 256, pp. 2205-2208.
- BEUCHER (F.), CONRAD (G.), 1963. — L'âge du dernier pluvial saharien. Essai sur la flore d'un épisode lacustre. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 256, pp. 4465-4468.
- BIBERSON (P.), 1961. — Le cadre paléogéographique de la Préhistoire du Maroc atlantique. Service des antiquités du Maroc, Rabat, fasc. 16, 235 p.
- BIBERSON (P.), 1963. — Human evolution in Morocco in the framework of the paleoclimatic variations of the atlantic pleistocene. *In* : African Ecology and human Evolution, ed. by C. HOWELL and P. BOURLIÈRE. Wenner-Gren Foundations for anthropological research, New York, pp. 417-445.
- BIBERSON (P.), 1964 a. — La place des hommes du Paléolithique marocain dans la chronologie du Pléistocène atlantique. *Anthropologie*, t. 68, n° 5-6, pp. 475-526.
- BIBERSON (P.), 1964 b. — Nouvelles découvertes d'industries du Paléolithique inférieur *in situ* dans les formations quaternaires de l'Adrar mauritanien. *C. R. Ac. Sc.*, t. 258, pp. 3074-3076.
- BIBERSON (P.), 1965 a. — Essai sur l'évolution du Paléolithique inférieur de l'Adrar de Mauritanie. *Quaternaria*, t. VII, pp. 59-78.
- BIBERSON (P.), 1965 b. — Observations sur le Pléistocène et la Préhistoire de la Province de Tarfaïa (Maroc méridional). Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., S-1963, Santa Cruz de Tenerife, pp. 157-171.
- BIBERSON (P.), 1968. — Contribution à l'étude du Pléistocène du Sahara atlantique. *In* : La Préhistoire, problèmes et tendances, C.N.R.S., Paris, pp. 25-36.
- BIBERSON (P.), 1969. — État des recherches sur le Pléistocène de l'Adrar mauritanien. *Bull. Ass. fr. Ét. Quatern.*, n° 1, pp. 13-34.
- BIBERSON (P.), 1971. — Essai de redéfinition des cycles climatiques du Quaternaire continental du Maroc. *Bull. Ass. fr. Ét. Quatern.*, 1, pp. 3-13.
- BIBERSON (P.), CHOUBERT (G.), FAURE-MURET (A.), LECOINTRE (G.), 1960. — Contribution à l'étude de la Pebble-Culture du Maroc atlantique. *Bull. Archéol. Maroc*, t. III, pp. 7-53.
- BIROT (P.), CAPOT-REY (R.), DRESCH (J.), 1955. — Recherches morphologiques dans le Sahara central. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, t. XIII, pp. 13-75.
- BISHOP (W. W.), 1967. — Annotated lexicon of quaternary stratigraphical nomenclature in East Africa. *In* : Background to evolution in Africa, ed. by W. W. BISHOP & J. DESMOND CLARK. The University of Chicago Press, Chicago & London, pp. 375-395.
- BLANCK (J. P.), 1968. — Schéma d'évolution géomorphologique de la vallée du Niger entre Tombouctou et Labbézanga (République du Mali). *ASEQUA Bull.*, n° 19-20, pp. 17-26.
- BONNEFILLE (R.), TAIEB (M.), 1971. — Quaternaire de la région de Melka Kontoure. Géologie et palynologie. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 7-1971, Addis-Abeba, livret guide, 11 p. multigr.
- BONVALLOT (J.), BOULANGE (B.), 1970. — Note sur le relief et son évolution dans la région de Bongouanou (Côte-d'Ivoire). *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., vol. II, n° 2, pp. 171-184.

- BOSSER (J.), HERVIEU (J.), 1957. — Notice explicative sur la carte d'utilisation des sols de la Plaine de Tuléar. *Inst. Rech. sci. Madagascar*, Tananarive, 44 p. multigr.
- BOULET (R.), 1967. — Nouveaux arguments en faveur de l'existence de deux ergs rubéfiés d'âge différent dans la zone sahélienne de l'Afrique occidentale (Haute-Volta). Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 6-1967, Dakar, 5 p. multigr.
- BOULET (R.), 1970. — La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VIII, n° 3, pp. 245-272.
- BOULET (R.), NAHON (D.), 1970. — Observations pédologiques dans la région de Nouadhibou. Centre ORSTOM, Dakar, 21 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. *ASEQUA Bull.*, n° 29, pp. 99-110.
- BOULVERT (Y.), 1968. — Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau originel sur la répartition de sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de Bossangoa au nord-ouest de la République centrafricaine. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VI, n° 3-4, pp. 259-276.
- BOULVERT (Y.), 1971. — Un type de modelé cuirassé. La série métamorphique de Kouki en République centrafricaine. Sols et géomorphologie. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. IX, n° 4, pp. 399-460.
- BOURDIER (F.), 1961-62. — Le Bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. 2 t., C. N. R. S., Paris, 364 + 293 p.
- BOURDIER (F.), 1963. — Introduction. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. V, n° 4, pp. 407-408.
- BOURGEAT (F.), 1972. — Contribution à l'étude des sols sur socle ancien à Madagascar. Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du Quaternaire. Paris, *Mém. ORSTOM*, n° 57, 337 p., prés. 1970.
- BOURGEAT (F.), PETIT (M.), 1966. — Les « Stones-lines » et les terrasses alluviales des hautes terres malgaches. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. IV, n° 2, pp. 3-20.
- BOUTEYRE (G.), CABOT (J.), DRESCH (J.), 1964. — Observations sur les formations du Continental terminal et du Quaternaire dans le bassin du Logone (Tchad). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. 6, n° 1, pp. 23-27.
- BRÜCKNER (W.), 1955. — The mantle rock (« laterite ») of the Gold Coast and its origin. *Geol. Rdsch.*, 43, pp. 307-327.
- BRÜCKNER (W.), 1957. — Laterite and Bauxite Profiles of West Africa as an Index of Rhythmic Climatic Variations in the Tropical Belt. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 50, n° 2, pp. 239-256.
- BURKE (K.), DUROTOYE (B.), 1970 a. — Late quaternary climatic variation in South-Western Nigeria : evidence from pediments and pediments deposits. *ASEQUA Bull.*, n° 25, pp. 79-96.
- BURKE (K.), DUROTOYE (B.), 1970 b. — The Quaternary in Nigeria : a review. *ASEQUA Bull.*, n° 27-28, pp. 70-97.
- BUTZER (K. W.), 1958. — Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. *Bonn geogr. Abh.*, 24, 157 p.
- BUTZER (K. W.), 1959. — Contributions to the Pleistocene Geology of the Nile Valley. *Erdkunde*, 13, pp. 46-67.
- BUTZER (K. W.), 1962. — Pleistocene Stratigraphy and Prehistory in Egypt. *Quaternaria*, VI, pp. 451-477.
- BUTZER (K. W.), HANSEN (C. L.), 1967. — Upper Pleistocene Stratigraphy in southern Egypt. In : Background to evolution in Africa, ed. by W. W. BISHOP & J. DESMOND CLARK. The University of Chicago Press, Chicago & London, pp. 329-356.

- BUTZER (K. W.), HANSEN (C. L.), 1968. — Desert and river in Nubia. Geomorphology and Prehistoric Environments of the Aswan Reservoir. The University of Wisconsin Press, Madison, 562 p.
- CABOT (J.), 1965. — Le Bassin du Moyen-Logone. *Mém. ORSTOM*, n° 8, Paris, 327 p.
- CABOT (J.), 1967. — Les lits du Logone. Étude géomorphologique. SEDES, Paris, 120 p.
- CABOT (J.), 1971. — Recherches morphologiques sur le piedmont méridional de l'Aurès. *Rev. Géomorphol. dynam.*, XX^e année, n° 3, pp. 129-140.
- CAPOT-REY (R.), 1947. — L'Edeyen de Mourzouk. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, t. 6, pp. 67-109.
- CAPOT-REY (R.), 1961. — Borkou et Ounianga. Étude de Géographie régionale. *Inst. Rech. sahar.*, Mém. n° 5, 182 p.
- CHAMARD (P.), 1969. — Évolution du lac de Chemchane à l'Holocène. *ASEQUA Bull.*, n° 21, pp. 16-28.
- CHAMARD (P. C.), 1972. — Contribution à l'étude du Quaternaire récent de l'Adrar de Mauritanie. *Bull. IFAN*, t. XXXIV, sér. A, n° 2, 1972, pp. 263-277.
- CHATELIN (Y.), 1964. — Notes de pédologie gabonaise. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., II, fasc. 4, pp. 3-28.
- CHAVAILLON (J.), 1964. — Étude stratigraphique des formations quaternaires du Sahara nord-occidental (de Colomb-Béchar à Reggane). *Publ. Centre de Recherches sur les Zones arides*, série géol., n° 5, 393 p.
- CHAVAILLON (J.), 1966 a. — Préhistoire saharienne et stratigraphie pléistocène. *Quaternaria*, VIII, pp. 1-6.
- CHAVAILLON (J.), 1966 b. — Cycles climato-sédimentaires au Quaternaire saharien. *Scientia*, t. 101, n° 651-652, pp. 322-328.
- CHAVAILLON (J.), TAIEB (M.), 1968. — Stratigraphie du Quaternaire de Melka Kontoure (vallée de l'Aouache, Éthiopie) : premiers résultats. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 266, pp. 1210-1212.
- CHAVAILLON (J.), CHAVAILLON (N.), 1969. — Les habitats oldowayens de Melka Kontoure (Éthiopie) : premiers résultats. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 268, pp. 2244-2247.
- CHOUBERT (G.), 1946. — Sur l'influence des pluviaux sur le creusement et le comblement fluviatiles pendant le Quaternaire. *C. R. Ac. Sc.*, t. 223, pp. 810-812.
- CHOUBERT (G.), 1953. — Les rapports entre formations marines et continentales quaternaires. *INQUA Congrès 4. 1953, Rome-Pise*, t. II, pp. 576-590.
- CHOUBERT (G.), 1965 a. — L'étage Moghrébien dans le Maroc occidental. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 185, notes tome 25, Le Quaternaire, Rabat, pp. 47-56.
- CHOUBERT (G.), 1965 b. — Essai de corrélation des formations continentales et marines du Pléistocène au Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 185, notes tome 25, Quaternaire, Rabat, pp. 35-45.
- CHOUBERT (G.), AMBROGGI (R.), 1953. — Note préliminaire sur la présence de deux cycles sédimentaires dans le Pliocène marin au Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 117, notes tome 7, pp. 3-72.
- CHOUBERT (G.), JOLY (F.), GIGOUT (M.), MARÇAIS (J.), MARGAT (J.), RAYNAL (R.), 1956. — Essai de classification du Quaternaire continental du Maroc. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 243, pp. 504-506.
- CHOUBERT (G.), ROCHE (J.), 1956. — Notes sur les industries anciennes du Plateau de Salé. *Bull. Archéol. Maroc*, t. I, pp. 9-36.
- CHOUBERT (G.), FAURE-MURET (A.), MAARLEVELD (G. C.), 1967. — Nouvelles dates isotopiques du Quaternaire marocain et leur signification. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 264, pp. 434-437.
- CHOUBERT (G.), FAURE-MURET (A.), 1970. — Nouvelle contribution à l'étude radiométrique du Quaternaire du Maroc. *ASEQUA Bull.*, n° 25, pp. 13-16.

- CHOURET (A.), DURAND (J. R.), 1972. — Note sur la crue exceptionnellement faible du Chari à Fort-Lamy en 1972 et ses incidences sur le niveau du lac Tchad. Centre ORSTOM, Fort-Lamy, 7 p. multigr.
- CLARK (J. D.), 1959. — The Prehistory of Southern Africa. South african archeological Society Issue Penguin Books, Harmondsworth, 341 p.
- CLARK (J. D.), 1962 a. — Vegetation Patterns, Climate and Sands in North-East Angola. V^e Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 4-1959, Léopoldville, *Ann. Musée r. Afr. centr.*, n° 40, pp. 151-166.
- CLARK (J. D.), 1962 b. — Carbon 14 chronology in Africa South of Sahara. Actes IV^e Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 1959, Léopoldville, *Ann. Mus. r. Afr. centr.*, n° 40, pp. 303-314.
- CLARK (J. D.), 1965. — The later Pleistocene Cultures of Africa. *Science*, 150, 3698, pp. 833-847.
- C. N. A. R. B. R. L. (Compagnie du Bas-Rhône-Languedoc), 1969. — Les paléosols des terrasses quaternaires de la vallée de l'Orb dans la région de Maraussan. INQUA Congrès 8. 1969, Paris, Livret guide, 20 p. multigr.
- COLE (S.), 1963. — The Prehistory of East Africa. Weindenfeld & Nicolson, London, 382 p.
- COLLINET (J.), 1969. — Contribution à l'étude des « Stone-Lines » dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon). *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VII, n° 1, pp. 3-42.
- CONRAD (G.), 1963. — Synchronisme du dernier pluvial dans le Sahara septentrional et le Sahara méridional. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 257, pp. 2506-2509.
- CONRAD (G.), 1970 (1968). — L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). *Publ. Centre de Recherches sur les Zones arides*, sér. géol., n° 10, 530 p.
- COOKE (H. B. S.), 1946. — The development of the Vaal River and its deposits. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, t. 49, pp. 243-259.
- COOKE (H. B. S.), 1952. — Quaternary events in South Africa. Congrès Panafr. Préhist., 1-1947, Nairobi, pp. 26-36.
- COOKE (H. B. S.), 1958. — Observations relating to Quaternary environments in East and Southern Africa. *Geol. Soc. S. Afr. Bull.*, 20, Annexure 74.
- COOKE (H. B. S.), 1967. — The Pleistocene Sequence in South Africa and problems of correlation. In : Background to evolution in Africa, ed. by W. W. BISHOP & J. DESMOND CLARK. The University of Chicago Press, Chicago & London, pp. 175-184.
- COPPENS (Y.), 1970. — Localisation dans le temps et dans l'espace des restes d'Hominidés des formations plio-pléistocènes de l'Omo (Éthiopie). *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 271, pp. 1968-1971.
- COPPENS (Y.), 1972. — Tentative de zonation du Pliocène et du Pléistocène d'Afrique par les grands Mammifères. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 274, pp. 181-184.
- COPPENS (Y.), GOUZES (R.), LE FLOCH (R.), PAQUET (M.), 1967. — Découverte d'un gisement de vertébrés fossiles avec industries acheuléennes près de Zouérate, en Mauritanie. *Communic. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern.*, 6-1967, Dakar, à paraître.
- COQUE (R.), 1955. — Morphologie et croûte dans le Sud tunisien. *Ann. Géogr.*, n° 345, pp. 359-370.
- COQUE (R.), 1962. — La Tunisie présaharienne. Étude géomorphologique, A. Colin, Paris, 476 p.
- COQUE (R.), 1970. — Morphogenèse quaternaire du piémont méditerranéen du djebel Akhdar (Cyrénaïque). *Ann. Géogr.*, n° 433, pp. 375-385.
- COQUE (R.), JAUZEIN (A.), 1966. — Le Quaternaire de Tunisie. *Quaternaria*, VIII, pp. 139-153.
- DAVEAU (S.), 1967. — Le relief du Baten d'Atar (Adrar mauritanien). *Mém. et Docu-*

- ments. Centre de recherches et documentation cartographiques, n^{lle} sér., vol. 2, pp. 5-96.
- DAVEAU (S.), 1969. — Bilan des recherches concernant l'étude du Quaternaire dans les territoires portugais d'Afrique. *ASEQUA Bull.*, n° 22, pp. 86-90.
- DAVEAU (S.), 1970. — L'évolution géomorphologique quaternaire au sud-ouest du Sahara (Mauritanie). *Ann. Géogr.*, n° 431, pp. 20-38.
- DAVEAU (S.), MICHEL (P.), 1969. — Le relief du Tagant. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. XI, fasc. 2, pp. 189-210.
- DAVIES (O.), 1964. — The Quaternary in the Coastlands of Guinea. Jackson Son and Co. Ed., Glasgow, 276 p.
- DELFAUD (J.), THOMAS (G.), 1972. — Les grandes lignes de la stratigraphie du Quaternaire oranais. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 274, pp. 3341-3344.
- DELIBRIAS (G.), HUGOT (H. J.), QUEZEL (P.), 1957. — Trois datations de sédiments sahariens récents par le radiocarbonate. *Libya*, t. V, pp. 267-270.
- DELIBRIAS (G.), HUGOT (H. J.), 1962. — Datation par la méthode dite du C 14 du Néolithique de l'Adrar Bous Ténérien. In: Hugot H. J. Ed., Missions Berliet-Ténéré Tchad. Arts et Métiers graphiques, Paris, pp. 71-72.
- DELIBRIAS (G.), DUTIL (P.), 1966. — Formations calcaires lacustres du Quaternaire supérieur dans le Massif central saharien (Hoggar) et datations absolues. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, n° 1, t. 262, n° 1, pp. 55-58.
- DELIBRIAS (G.), FAURE (H.), GASSE (F.), VARET (J.), 1971. — Évolution paléolimnologique du lac Afrera (Giuletti) durant l'Holocène (Afar, Éthiopie). Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 7-1971, Addis-Abeba, à paraître.
- DELVIGNE (J.), GRANDIN (G.), 1969. — Étude des cycles morphogénétiques et tentative de chronologie paléoclimatique dans la région granitique de Toumodi en Côte-d'Ivoire. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 269, n° 15, pp. 1372-1375.
- DIDIER DE SAINT-AMAND (R.), 1969. — Le Continental terminal et son influence sur la formation des sols au Niger. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VII, n° 4, pp. 559-582.
- DIVOUX (P.), PUJOS (A.), 1958-59. — Sur l'importance fondamentale des lois tirées de l'étude du Rharb en ce qui concerne les pédogenèses récentes. *Soc. Sci. nat. phys. Maroc*, Trav. Sect. Pédol., t. 13-14, pp. 97-100.
- DRESCH (J.), 1960. — Les changements de climat et les mouvements du sol en Afrique du Nord. *Inform. géogr.*, vol. XXIV, n° 3, pp. 107-113.
- DRESCH (J.), 1966. — L'évolution morphologique des bordures orientales des continents en zone tropicale, au Plio-Quaternaire. Observations comparées au Brésil et à Madagascar. *Quaternaria*, VIII, pp. 205-209.
- DRESCH (J.), ROUGERIE (G.), 1960. — Observations morphologiques dans le Sahel du Niger. *Rev. Géomorphol. dynam.*, XI^e année, n° 4-5-6, pp. 49-58.
- DRESCH (J.), RONDEAU (A.), EL AOUANI (M.), 1960. — Observations sur les dépôts de versant et les terrasses climatiques en Tunisie. *C. R. Soc. géol. Fr.*, pp. 137-139.
- DUBIEF (J.), 1953. — Note sur l'évolution du climat saharien au cours des derniers millénaires. INQUA Congrès 4. 1953, Rome-Pise, t. II, pp. 848-851.
- DUPONT (B.), DELIBRIAS (G.), 1970. — Datation par le carbone 14 d'un niveau sédimentaire de l'archipel du lac Tchad. *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., vol. 2, n° 1, pp. 43-48.
- ÉLOUARD (P.), 1962. — Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. *Mém. BRGM*, n° 7, Paris, 274 p.
- ÉLOUARD (P.), 1966. a. — Éléments pour une définition des principaux niveaux du Quaternaire sénégal-mauritanien (Plage à *Arca senilis*, Ogolien, Inchirien). I. Plage à *Arca senilis* (Falun de Nouakchott). *ASEQUA Bull.*, n° 9, pp. 6-20 et *Bull. IFAN*, sér. A, 1967, t. XXIX, n° 2, pp. 822-836.

- ÉLOUARD (P.), 1966 b. — Réunion de la commission du lexique stratigraphique : définition du Nouakchottien. *ASEQUA Bull.*, n° 10-11, p. 9 et *Bull. IFAN*, sér. A, 1967, t. XXIX, n° 2, p. 836.
- ÉLOUARD (P.), FAURE (H.), MICHEL (P.), 1966. — Nouveaux âges absolus (C 14) en Afrique de l'Ouest. *ASEQUA Bull.*, n° 12, pp. 14-19 et *Bull. IFAN*, sér. A, 1967, t. XXIX, n° 2, pp. 845-849.
- ÉLOUARD (P.), FAURE (H.), HÉBRARD (L.), 1969. — Quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Port-Étienne (18°-21° latitude nord). *ASEQUA Bull.*, n° 23-24, pp. 15-24.
- ERHART (H.), 1943. — Les latérites du Moyen-Niger et leur signification paléoclimatique. *C. R. Ac. Sc.*, t. 217, pp. 323-325.
- ERHART (H.), 1956. — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson et Cie, Paris, 90 p.
- ESCHENBRENNER (V.), GRANDIN (G.), 1970. — La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibilékrou (Côte-d'Ivoire) et Diébougou (Haute-Volta). *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., vol. II, n° 2, pp. 205-248.
- FAIRBRIDGE (R. W.), 1961. — Physics and chemistry of the Earth, 4, London, Pergamon Press, pp. 99-185.
- FAIRBRIDGE (R. W.), 1962. — New radiocarbon dates of Nile Sediments. *Nature*, 196, pp. 108-110.
- FAIRBRIDGE (R. W.), 1963. — Nile sedimentation above Wadi Halfa during the last 20 000 years. *Kush*, II, pp. 96-107.
- FAURE (H.), 1966 a. — Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mém. BRGM*, n° 47, Paris, 630 p.
- FAURE (H.), 1966 b. — Évolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. *Quaternaria*, VIII, pp. 167-175.
- FAURE (H.), 1967. — Une importante période humide du Quaternaire supérieur du Sahara. *Bull. IFAN*, sér. A, XIX, n° 2, p. 851.
- FAURE (H.), 1969 a. — Lacs quaternaires du Sahara. *Mitt. Intern. Verein. Limnol.*, 17, pp. 131-146.
- FAURE (H.), 1969 b. — La signification géomorphologique du complexe récifal émergé du Soudan, d'après L. Berry, A. J. Whiteman et S. V. Bell. *ASEQUA Bull.*, n° 21, pp. 49-54.
- FAURE (H.), 1969 c. — Qu'est-ce que l'étude du Quaternaire ? *ASEQUA Bull.*, n° 22, pp. 13-14.
- FAURE (H.), MANGUIN (E.), NYDAL (R.), 1963. — Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger oriental : Diatomites et âges absolus. *Bull. BRGM*, n° 3, pp. 41-63.
- FAURE (H.), ÉLOUARD (P.), 1967. — Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 265, pp. 784-787.
- FAURE (H.), GASSE (F.), ROUBET (C.), TAIEB (M.), VARET (J.), 1971. — Les formations lacustres holocènes (argiles et diatomées) et l'industrie épipaléolithique de la région de Logghia (bassin du lac Abbe, Éthiopie). *Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern.*, 7-1971, Addis-Abeba, à paraître.
- FEUGUEUR (L.), POMEROL (C.), TOUTIN (N.), 1966. — Sur l'origine et le mode de dépôt de cailloutis et limons quaternaires du Gabon. *Quaternaria*, VIII, pp. 193-203.
- FITTE (P.), 1959. — Contribution à l'étude préhistorique du Soudan occidental (région de Nioro, Yelimane, Kayes). *Bull. Soc. préhist. fr.*, t. 56, fasc. 7-8, pp. 453-455.
- FLINT (R. F.), 1959. — Pleistocene climates in Eastern and Southern Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 70, pp. 343-374.
- FLINT (R. F.), 1963. — Pleistocene Climates in low latitudes. *Geogr. Rev.*, vol. LIII, pp. 123-129.

- FÖLSTER (H.), 1969. — Late Quaternary erosion phases in S-W Nigeria. *ASEQUA Bull.*, n° 21, pp. 29-35.
- FONTES (J. C.), ÉLOUARD (P.), FAURE (H.), 1967. — Essai d'interprétation isotopique et paléocéologique du Quaternaire marin de Mauritanie. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 6-1967, Dakar, à paraître.
- FONTES (J. C.), PERTHUISOT (J. P.), 1971. — Faciès minéralogiques et isotopiques des carbonates de la Sebkha El Melah (Zarzis, Tunisie) : les variations du niveau de la Méditerranée orientale depuis 4 000 ans. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. XIII, fasc. 4, pp. 299-314.
- FOURNET (A.), 1969. — Étude pédologique de la dorsale tunisienne (transversale Kebir-Bargou-Serdj-Ousseltia). Rep. Tunis., Ministère de l'Agriculture, Serv. Pédologique, 116 p. multigr., + Ann. 57 p.
- FRANZ (H.), 1967. — On the stratigraphy and evolution of climate in the Chad Basin during the Quaternary. In : Background to evolution in Africa, ed. by W. W. BISHOP & J. DESMOND CLARK. The University of Chicago Press, Chicago & London, pp. 273-283.
- FRENEIX (S.), KARCHÉ (J. P.), SALVAT (B.), 1970. — Sur une faune de mollusques pliocènes du Nord de Madagascar (Diégo-Suarez). Congr. Soc. Fr. de Malacologie, Caen, 7-12, sept.
- GALLAIS (J.), 1967. — Le Delta intérieur du Niger et ses bordures. Étude morphologique. Centre de Recherches et documentation cartographiques et géographiques, *Mém. et Documents*, n^{le} sér., vol. 3, 153 p.
- GAVAUD (M.), 1967 a. — Interprétation chronologique des systèmes de sols des dunes fixées du Niger méridional. Congrès Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 6-1967, Dakar, 17 p. multigr.
- GAVAUD (M.), 1967 b. — Esquisse de l'Histoire des sols du Niger centre et ouest méridional. *ASEQUA Bull.*, n° 14-15, pp. 24-27.
- GIGOUT (M.), 1949. — Définition d'un étage Ouljien. *C. R. Ac. Sc.*, t. 229, n° 11, pp. 551-552.
- GIGOUT (M.), 1956. — Recherches sur le Pliocène et le Quaternaire atlantiques marocains. *Trav. Inst. sci. chérifien*, sér. Géol. Géogr. phys., n° 5, 94 p.
- GIGOUT (M.), 1959. — Ages par radiocarbone de deux formations des environs de Rabat. *C. R. Ac. Sc.*, t. 245, n° 25, pp. 2802-2803.
- GIGOUT (M.), RAYNAL (R.), 1959. — Retouche à la corrélation des phénomènes marins et continentaux dans le Quaternaire marocain. *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, n° 15, pp. 2223-2225.
- GIRESSE (P.), MASSENGO (A.). — Les terrasses du fleuve Congo sur la rive droite du Stanley Pool (Brazzaville). *C. R. Ac. Sc.*, t. 275, pp. 1851-1853.
- GRANDIN (G.), DELVIGNE (J.), 1969 a. — Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi : jalons de l'histoire morphologique de la Côte-d'Ivoire. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 269, n° 16, pp. 1474-1477.
- GRANDIN (G.), DELVIGNE (J.), 1969 b. — Traits généraux de l'évolution du réseau hydrographique de la région du confluent Bandama N'Zi (Côte-d'Ivoire). *ASEQUA Bull.*, n° 23-24, pp. 7-14.
- GRAS (F.), 1970. — Surfaces d'aplanissement et remaniement des sols sur la bordure orientale du Mayombé (Congo-Brazzaville). *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VIII, n° 3, pp. 273-294.
- GREIGERT (J.), POUINET (R.), 1967. — Essai de description des formations géologiques de la République du Niger. *Mém. BRGM*, n° 48, Paris, 239 p.
- GROVE (A. T.), PULLAN (R. A.), 1964. — Some aspects of the pleistocene paleogeography of the Tchad Basin. In : African Ecology and human Evolution, ed. by CLARK HOWELL and BOURLIÈRE. Wenner-Gren Foundations for anthropological research, New York, pp. 230-245.

- GROVE (A. T.), DEKKER (G.), 1971. — Late quaternary lake levels in the Rift Valley of southern Ethiopia. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 7-1971, Addis-Abeba, à paraître.
- GUIRAUD (R.), 1968. — Le Plio-Quaternaire du bassin du Hodna (Algérie du Nord). *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 267, pp. 561-564.
- GUIRAUD (R.) 1970. — Morphogenèse quaternaire de la région du Hodna (Algérie du Nord). *Ann. Géogr.*, n° 433, pp. 367-374.
- HÉBRARD (L.), FAURE (H.), ÉLOUARD (P.), 1969. — Age absolu du volcanisme quaternaire de Dakar (Sénégal). *ASEQUA Bull.*, n° 22, pp. 15-19.
- HEINZELIN (J. de), 1952. — Sols, paléosols et désertifications anciennes dans le secteur nord-oriental du Bassin du Congo. Public. INEAC, Bruxelles, 168 p.
- HEINZELIN (J. de), 1962. — Les formations du Western-Rift et de la cuvette congolaise. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 4-1959, Léopoldville, *Ann. Musée r. Afr. centr.*, n° 40, pp. 219-244.
- HEINZELIN (J. de), 1965. — Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. Publ. INEAC, sér. sci., n° 64, Bruxelles, 37 p.
- HEINZELIN (J. de), 1967. — Pleistocene Sediments and events in Sudanese Nubia. In : Background to evolution in Africa, ed. by W. W. BISHOP & J. DESMOND CLARK. The University of Chicago Press, Chicago & London, pp. 313-328.
- HEINZELIN (J. de), PAEPE (R.), 1964. — The geological history of the Nile Valley in Sudanese Nubia. In : Contribution to the « The Prehistory of Nubia », South. Method. Univ. Press, Dallas, pp. 19-55.
- HERVIEU (J.), 1958. — Notices explicatives sur les cartes pédologiques de reconnaissance : feuille n° 46 Ambovombe. *Inst. Rech. sci. Madagascar*, Tananarive, 70 p.
- HERVIEU (J.), 1959 a. — Les « sables roux » du Sud de Madagascar. Cong. Interafr. Sols, 3-1959, Dalaba, vol. I, pp. 233-243.
- HERVIEU (J.), 1959 b. — Notices explicatives sur les cartes pédologiques de reconnaissance : feuille n° 63 Ampanihy-Beloha. *Inst. Rech. sci. Madagascar*, Tananarive, 113 p.
- HERVIEU (J.), 1963 a. — Sur l'altération des basaltes crétacés dans l'Ouest de Madagascar. *Bull. Ass. fr. Ét. Sol*, n° 1, pp. 59-72.
- HERVIEU (J.), 1963 b. — Les plaines de la Zomandao et de Ranotsara. Recherches sur l'aménagement du relief et l'évolution des sols à Madagascar, dans le cadre d'unités géomorphologiques. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., n° 3, pp. 73-114.
- HERVIEU (J.), 1964. — Sur les témoins d'un remblaiement ancien dans la moyenne vallée du Mangoky. Madagascar, *Rev. Géogr.*, n° 4, pp. 33-70.
- HERVIEU (J.), 1965. — Note sur les formations néogènes dans les régions côtières de l'Ouest et du Nord-Ouest de Madagascar. *C. R. Semaine géol. Madagascar 1965*, pp. 19-26.
- HERVIEU (J.), 1966. — Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical. Thèse, *Mém. ORSTOM*, n° 24, 1968, 465 p.
- HERVIEU (J.), 1967. — Sur l'existence de deux cycles climato-sédimentaires dans les Monts Mandara et leurs abords. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 264, pp. 2624-2627.
- HERVIEU (J.), 1969. — Découverte de la Pebble-Culture au Nord de l'Adamaoua (Cameroun). Incidences géomorphologiques et pédogénétiques. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 268, pp. 2335-2338.
- HERVIEU (J.), 1970 a. — Influence des changements de climat quaternaires sur le relief et les sols du Nord-Cameroun. *Ann. Géogr.*, n° 433, pp. 386-398.
- HERVIEU (J.), 1970 b. — Le Quaternaire du Nord-Cameroun. Schéma d'évolution géomorphologique et relations avec la pédogenèse. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VIII, n° 3, pp. 295-317.
- HEY (R. W.), 1962. — The Quaternary and Paleolithic of Northern Libya. *Quaternaria*, VI, pp. 435-450.

- HUBSCHMAN (J.), 1967. — Sols, pédogenèse et climats quaternaires dans la plaine des Triffa (Maroc). Thèse Doct. Ing. Fac. Sc. Toulouse, 152 p. multigr.
- HUBSCHMAN (J.), 1971. — Limons rouges et gris quaternaires récents et érosion sélective au Maroc oriental. *Z. Geomorphol.*, N. F., Bd 15, Heft 3, pp. 261-273.
- HUMBEL (F. X.), 1966. — Contribution pédologique à l'étude géomorphologique de l'Adamaoua. Rapport Centre ORSTOM, Yaoundé, p. 155, 27 p. multigr.
- HUMBEL (F. X.), 1967. — Notice explicative carte pédologique Ngaoundere 1 d au 1/50 000. Centre ORSTOM de Yaoundé, 118 p. multigr.
- HUMBEL (F. X.), 1968 a. — Contribution à l'étude des sols à horizon caillouteux du Nord-Cameroun. Rapport Centre ORSTOM, Yaoundé, p. 166, 55 p. multigr.
- HUMBEL (F. X.), 1968 b. — Étude pédologique comparative de deux paysages ferrallitiques du Sud-Cameroun (région d'Édéa). Rapport Centre ORSTOM, Yaoundé, p. 167, 29 p. multigr.
- ICOLE (M.), 1970. — Paléosols ou Vieux sols au sommet des alluvions du Mindel des Pyrénées ? *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 271, pp. 1852-1854.
- ICOLE (M.), 1971. — Essai d'une [paléopédologie du Quaternaire. *Sci. du Sol*, n° 1, pp. 93-110.
- ISAAC (G.), 1971. — Studies of Stratigraphy and Paleo-environment in the Nakuru basin. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 7-1971, Addis-Abeba, à paraître.
- ISAAC (G. L.), LEAKEY (R. E. F.), BEHRENSMEYER (A. K.), 1971. — Archeological traces of Early Hominid Activities, East of Lake Rudolf, Kenya. *Science*, vol. 173, pp. 1129-1133.
- JANMART (J.), 1953. — The Kalahari Sands of the Lunda (NE Angola) : their earlier redistribution and the Sangoen culture. Museum do Dundo, *Publicações Culturais*, n° 20, 50 p.
- JOLY (F.), 1961. — Études sur le relief du Sud-Est marocain. *Trav. Inst. sci. chérifien*, sér. Géol. Géogr. phys., n° 10, 578 p.
- KALOGA (B.), 1966. — Étude pédologique des bassins versants des Voltas Blanche et Rouge en Haute-Volta. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., IV, n° 1, pp. 23-62 (1^{re} partie : le milieu naturel).
- KALOGA (B.), 1969. — Étude de la pédogenèse sur les glacis soudaniens de la Haute-Volta. *ASEQUA Bull.*, n° 22, pp. 20-23.
- LAPORTE (G.), 1962. — Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée COMILOG. Rapport Inst. Rech. Sci. Congo MC 119, Brazzaville, 149 p. multigr.
- LAPPARENT (J. de), 1937. — Les phénomènes anciens de rubéfaction dans le Sahara central. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCV, pp. 196-198.
- LEAKEY (D. M.), 1971 a. — The Archaeology of Olduvai. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 7-1971, Addis-Abeba, à paraître.
- LEAKEY (D. M.), 1971 b. — Olduvai Gorge, vol. 3 (Excavations in Beds I and II 1960-63). Cambridge University Press, London, 306 p.
- LEAKEY (L. S. B.), 1931. — East African Lakes. *Geogr.*, 77, n° 6, pp. 497-514.
- LEAKEY (L. S. B.), 1936. — Stone Age Africa, an outline of Prehistory in Africa. Oxford University Press, London, 218 p.
- LEAKEY (L. S. B.), 1949. — Tentative study of the Pleistocene climatic changes and Stone Age culture sequence in North-East Angola. Museum do Dundo, *Publicações Culturais*, n° 4, 32 p.
- LEAKEY (L. S. B.), 1965. — Olduvai Gorge 1951-1961 : Fauna and Background, Cambridge University Press, Cambridge, xiv-118 p.
- LE BOURDIEC (P.), 1958 a. — Aspects de la morphogenèse plio-quaternaire en Basse-Côte-d'Ivoire (A.-O. F.). *Rev. Géomorphol. dynam.*, n° 3-4, pp. 33-42.
- LE BOURDIEC (P.), 1958 b. — Contribution à l'étude géomorphologique du Bassin sédimentaire et des régions littorales en Côte-d'Ivoire. *Ét. éburn.*, VII, pp. 7-96.
- LECOINTRE (G.), 1952. — Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de J. HERVIEU.

- la côte atlantique du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 99, 2 t., 198 + 172 p.
- LECOINTRE (G.), 1963. — Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la côte atlantique du Maroc. T. III : Les acquisitions nouvelles durant la période de 1952 à 1962. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 174, 76 p.
- LEPRUN (J.-C.), 1969. — Évolution géomorphologique de la vallée du Sourou et de ses bordures voltaïques. Univ. Dakar, Fac. Lettres Sc. humaines, Départ. Géogr., 50 p. multigr.
- LEPRUN (J.-C.), 1971. — Nouvelles observations sur les formations dunaires sableuses fixées du Ferlo nord-occidental (Sénégal). *ASEQUA Bull.*, n° 31-32, pp. 69-78.
- LEPRUN (J.-C.), TROMPETTE (R.), 1970. — Note préliminaire sur les formations quaternaires observées dans l'Aouker (Mauritanie). Centre ORSTOM, Dakar, 12 p. multigr.
- LEROI-GOURHAN (A.), 1963. — Remarques au sujet des températures würmiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. V, n° 4, pp. 414-418.
- LEVÊQUE (A.), 1969 a. — Le problème des sols à nappes de gravats. Observations et réflexions préliminaires pour le socle granito-gneissique au Togo. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. VII, n° 1, pp. 43-69.
- LEVÊQUE (A.), 1969 b. — Les principaux événements géomorphologiques et les sols sur le socle granito-gneissique au Togo. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. VII, n° 2, pp. 203-224.
- LEVÊQUE (A.), 1970. — L'origine de concrétions ferrugineuses dans les sols du socle granito-gneissique au Togo. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. VIII, n° 3, pp. 321-348.
- LLABADOR (F.), 1961. — Mollusques subfossiles terrestres et fluviatiles recueillis par M. ROGNON à Idelès (versant septentrional du Hoggar). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, t. 52, pp. 73-93.
- LOWE (C. van Riet), 1952. — The Pleistocenes Geology and Prehistory of Uganda. Part II : Prehistory. Geol. Survey of Uganda, Mém. n° 6, 113 p.
- MC BURNEY (C. B. M.), 1960. — The Stone Age of Northern Africa. Pelican Books A 342, London, 288 p.
- MC BURNEY (C. B. M.), 1967. — The Haua Fteah (Cyrenaica) and the Stone Age of the South-East mediterranean. Cambridge University Press, London, 387 p.
- MC BURNEY (C. B. M.), 1968. — Pleistocene and early post-pleistocene Archaeology of Libya. In : Geology and Archaeology of Northern Cyrenaica, Libya, Petroleum Expl. Soc., Libya's 10 ann. Field Conf., ed. by F. T. Barr.
- MC BURNEY (C. B. M.), HEY (R. W.), 1955. — Prehistory and Pleistocene Geology in Cyrenaican Libya. Cambridge University Press, London, XII-315 p.
- MAGLIO (V. J.), 1972. — Vertebrate Faunas and Chronology of Hominid-bearing Sediments East of Lake Rudolf, Kenya. *Nature*, vol. 239, oct. 13, pp. 379-385.
- MAHÉ (J.), SOURDAT (M.), 1972. — Sur l'extinction des vertébrés subfossiles et l'aridification du climat dans le sud-ouest de Madagascar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, pp. 295-309.
- MALEY (J.), 1972. — Les variations climatiques dans le Bassin du Tchad durant le dernier millénaire : nouvelles données palynologiques et climatologiques, 24 p. multigr., à paraître.
- MARCHESSEAU (J.), 1966. — Étude minéralogique et morphologique de la « Stone-line » au Gabon. *ASEQUA Bull.*, n° 10-11, pp. 15-19 et *Bull. IFAN*, sér. A, 1967, vol. XXIX, n° 2, pp. 862-865.
- MARTIN (D.), 1959. — Les sols ferrallitiques jaunes dérivés de roches métamorphiques du sud-ouest du Cameroun. Conf. Interafr. Sols, 3-1959, Dalaba, vol. I, pp. 227-232.
- MARTIN (D.), 1970. — Quelques aspects des zones de passage entre surfaces d'aplanis-

- sement du Centre-Cameroun. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VIII, n° 2, pp. 219-239.
- MAURER (G.), 1968. — Les Montagnes du Rif central. Étude géomorphologique. Ed. Maroc. et Intern., Tanger, 502 p.
- MICHEL (P.), 1959. — L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. *Rev. Géomorphol. dynam.*, t. 10, n° 5-12, pp. 117-143.
- MICHEL (P.), 1965. — Les dépôts du Quaternaire récent dans la basse vallée du Sénégal. *ASEQUA Bull.*, n° 8, pp. 8-15 et *Bull. IFAN*, sér. A, 1967, t. XXIX, n° 2, pp. 853-860.
- MICHEL (P.), 1967. — Les grandes étapes de la morphogenèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie pendant le Quaternaire. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 6-1967, Dakar, 30 p. multigr. et *Bull. IFAN*, sér. A, 1969, t. XXXI, n° 2, pp. 293-324.
- MICHEL (P.), 1968. — Genèse et évolution de la vallée du Sénégal de Bakel à l'embouchure (Afrique occidentale). *Z. Geomorphol.*, t. 12, n° 3, pp. 318-349.
- MICHEL (P.), 1969 a. — Les dépôts du Quaternaire de la vallée inférieure du Niger, d'après H. BUSER. *ASEQUA Bull.*, n° 21, pp. 55-57.
- MICHEL (P.), 1969 b. — Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique. Thèse Lettres Strasbourg, 3 t., 1167 p. multigr.
- MICHEL (P.), 1970. — Chronologie du Quaternaire des bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Essai de synthèse. 1^{re} partie, *ASEQUA Bull.*, n° 25, pp. 53-64. 2^e partie, n° 26, pp. 25-38.
- MICHEL (P.), ÉLOUARD (P.), FAURE (H.), 1968. — Nouvelles recherches sur le Quaternaire récent de la région de Saint-Louis (Sénégal). *Bull. IFAN*, sér. A, XXX, n° 1, pp. 1-38.
- MOHR (P. A.), sans date. — The Geology of Ethiopia. M. Univers. College of Addis-Abeba Press, 268 p. multigr.
- MONOD (Th.), 1962. — Notes sur le Quaternaire de la région de Tazazmout-el-Beyyed. Congr. Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 4-1959, Léopoldville, *Ann. Musée r. Afr. centr.*, n° 40, section 1, pp. 177-188.
- MONOD (Th.), 1963. — The Late Tertiary and Pleistocene in the Sahara. In : « African Ecology and human Evolution », C. HOWEL and P. BOURLIÈRE ed., Aldine Publishing Co., Chicago, pp. 117-229.
- MOREAU (R.), 1970. — Le site de Lemdena au Quaternaire récent (Région d'Akjoujt, Mauritanie). *ASEQUA Bull.*, n° 27-28, pp. 29-38.
- MORTELMANS (G.), 1952. — La préhistoire du Congo belge et de l'Afrique sud-saharienne. *Bull. Assoc. des anciens étudiants de l'Institut univ. des Territ. d'Ostre-Mer*, n° 18, 4^e trim., Bruxelles, 31 p.
- MORTELMANS (G.), 1957. — Le Cénozoïque du Congo belge. In CLARK J. D. C. R. Third Panafric. Congr. on Prehistory, London 1955, p. 23-49.
- MORTELMANS (G.), MONTEYNE (R.), 1962. — Le Quaternaire du Congo occidental et sa chronologie. Congr. Panafr. préhist. Ét. Quatern., 4-1959, Léopoldville, *Ann. Musée r. Afr. centr.*, n° 40, pp. 97-132.
- NAHON (D.), 1971. — Contribution à l'étude de la genèse des cuirasses ferrugineuses quaternaires sur grès : exemple du massif de Ndias (Sénégal occidental). Univ. Dakar. Fac. Sci. lab. géologie, rapport n° 31, 81 p. multigr.
- NAHON (D.), DEMOULIN (D.), 1971. — Contribution à l'étude des formations cuirassées du Sénégal occidental (pétrographie, morphologie et stratigraphie relative). *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. XIII, fasc. 1, pp. 35-54.
- NAHON (D.), RUELLAN (A.), 1972. — Encroûtements calcaires et cuirasses ferrugineuses dans l'Ouest du Sénégal et de la Mauritanie. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 274, pp. 509-512.

- O'BRIEN (T. P.), 1939. — The Prehistory of Uganda Protectorate. Cambridge University Press, London, 316 p.
- OLLIER (C. D.), 1959. — A two cycle theory of tropical pedology. *J. Soil Sc.*, vol. 10, n° 2, pp. 137-148.
- PETIT (M.), BOURGEAT (F.), 1965. — Les « Lavaka » malgaches : un agent naturel d'évolution des versants. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 332-333, pp. 29-33.
- PIAS (J.), 1958. — Transgressions et régressions du lac Tchad à la fin de l'ère tertiaire et au Quaternaire. *C. R. Ac. Sc.*, t. 246, pp. 800-803.
- PIAS (J.), 1967 a. — Quatre deltas successifs du Chari au Quaternaire (Républiques du Tchad et du Cameroun). *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 264, pp. 2357-2360.
- PIAS (J.), 1967 b. — Chronologie du dépôt des sédiments tertiaires et quaternaires dans la cuvette tchadienne (République du Tchad). *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 264, pp. 2432-2435.
- PIAS (J.), 1970 a. — Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Thèse 1968, *Mém. ORSTOM*, n° 43, Paris, 407 p.
- PIAS (J.), 1970 b. — La végétation du Tchad. Ses rapports avec les sols. Variations paléobotaniques au Quaternaire récent. Thèse 1968, Trav. Doc. ORSTOM, n° 4, 47 p.
- PIAS (J.), 1970 c. — Caractérisation de paléosols de la cuvette tchadienne. *ASEQUA Bull.*, n° 25, pp. 23-37.
- PIRARD (F.), 1964. — Géomorphologie du Manga nigérien. Schéma d'évolution quaternaire du secteur nord-occidental de la cuvette du Tchad. *ASEQUA Bull.*, n° 4, pp. 3-7 et *Bull. IFAN*, sér. A, 1966, vol. XXVIII, n° 1, pp. 421-425.
- PLOEY (J. de), 1964. — Nappes de gravats et couvertures argilo-sableuses au Bas-Congo : leur genèse et l'action des termites. In : Études sur les termites africains. Coll. intern. 1964 Université de Lovanium, Léopoldville, éd. A. Bouillon, Masson et C^{ie}, Paris, pp. 399-414.
- PONS (A.), QUEZEL (P.), 1956. — Premiers résultats de l'analyse palynologique de quelques paléosols sahariens. *C. R. Ac. Sc.*, t. 243, pp. 1656-1658.
- PONS (A.), QUEZEL (P.), 1957. — Premiers résultats de l'analyse palynologique de quelques paléosols sahariens. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, t. XVI, pp. 15-40.
- PRASAD (G.), 1971. — A quaternary diatomite from the Western Sudan. *Paléogr. Géogr. Climatol. Écol.*, vol. 10, n° 4, pp. 287-292.
- PUJOS (A.), 1953. — Réflexions sur la rubéfaction des roches et des sols dans le Nord marocain et le Maroc oriental. *Soc. Sc. nat. phys. Maroc*, Trav. Sect. Pédol., t. 6-7, pp. 97-105.
- PUJOS (A.), 1957. — Terres rouges, noires, grises. *Soc. Sc. nat. phys. Maroc*, Trav. Sect. Pédol., t. 12, pp. 69-96.
- PULLAN (R. A.), 1965. — The recent geomorphological evolution of the south central of the Chad Basin. *Samaru Res. Bull.*, n° 58, pp. 115-139.
- RADIER (H.), 1959. — Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental. *Bull. Soc. géol. Prospect. min.*, n° 26, 2 t., 555 p.
- RAYNAL (R.), 1955. — Oscillations climatiques et évolution du relief au cours du Quaternaire. *Notes maroc.*, n° 5, pp. 10-14.
- RAYNAL (R.), 1961. — Plaines et piémont du Bassin de la Moulouya (Maroc oriental). Étude géomorphologique. Fac. des Lettres, Rabat, 618 p.
- REYNAUD (A.), 1971. — Épistémologie de la Géomorphologie. Masson et C^{ie}, Paris, 125 p.
- RIGUIER (J.), 1954. — Étude sur les Lavaka. *Mém. Inst. Rech. sci. Madagascar*, sér. D, t. IV, pp. 169-189.
- RIGUIER (J.), 1969. — Contribution à l'étude des « Stone-Lines » en régions tropicale et équatoriale. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VII, n° 1, pp. 71-112.

- ROCHE (J.), 1959. — Nouvelle datation de l'Épipaléolithique marocain par la méthode du carbone 14. *C. R. Ac. Sc.*, t. 249, n° 5, pp. 729-730.
- ROGNON (P.), 1967 a. — Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). *Publ. Centre de Recherches sur les Zones arides*, sér. géol., n° 9, 559 p.
- ROGNON (P.), 1967 b. — Climatic influences in the african Hoggar during the Quaternary, based on geomorphologic observations. *Ann. Ass. Amer. Geographers*, vol. 57, n° 1, pp. 115-127.
- ROSSIGNOL (M.), 1961-62. — Analyses polliniques de sédiments marins quaternaires en Israël. I. Sédiments récents. *Pollen et Spores*, vol. 3, n° 2, pp. 303-324. II. Sédiments pléistocènes. *Pollen et Spores*, vol. 4, n° 1, pp. 121-148.
- ROSSIGNOL (M.), MALEY (J.), 1969. — L'activité hors de France des Palynologues et Paléobotanistes français du Quaternaire. In : Études françaises sur le Quaternaire présentées à l'occasion du VIII^e Congrès de l'INQUA, Paris, suppl. *Bull. A. F. E. Q.*, pp. 265-274.
- ROUGERIE (G.), 1951. — Étude morphologique du bassin français de la Bia et des régions littorales de la lagune Aby. *Ét. éburn.*, n° 2, 108 p.
- ROUGERIE (G.), 1958. — Le niveau 200 et les niveaux récents en Côte-d'Ivoire. *Ét. éburn.*, VII, pp. 223-233.
- ROUGERIE (G.), 1965. — Les lavaka dans l'évolution des versants à Madagascar. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 332-333, pp. 15-28.
- RUELLAN (A.), 1965. — Le rôle des climats et des roches sur la répartition des sols dans les plaines de la Basse-Moulouya. *C. R. Ac. Sc.*, t. 261, pp. 2379-2392.
- RUELLAN (A.), 1968. — Excursion dans l'Adrar mauritanien : quelques observations. *ASEQUA Bull.*, n° 19-20, pp. 27-34.
- RUELLAN (A.), 1969. — Quelques réflexions sur le rôle des sols dans l'interprétation des variations bioclimatiques du Pléistocène marocain. *Revue Géogr. Maroc*, n° 15, pp. 129-140.
- RUELLAN (A.), 1971. — Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes. Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse-Moulouya (Maroc oriental). Thèse Univ. Strasbourg 1970, *Mém. ORSTOM*, n° 54, Paris, 303 p.
- RUTTEN (P.), BOUTEYRE (G.), VIGNERON (J.), 1963. — Pédogenèse et géomorphologie dans le Bas-Rhône-Languedoc. Leurs conséquences agrologiques. *Sci. du Sol*, n° 1, pp. 87-102.
- RUSHDI (Said), WENDORF (F.), SCHILD (R.), 1970. — The Geology and Prehistory of the Nile Valley in Upper Egypt. *Archaeologia Polona*, 12, pp. 43-60.
- SCHNEIDER (J. L.), 1967. — Évolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Pays-Bas du Tchad. *ASEQUA Bull.*, n° 14-15, pp. 18-23.
- SCHNEIDER (J. L.), 1968. — Carte hydrogéologique du Tchad au 1/500 000. Rapport de synthèse de la feuille Pays-Bas-Largeau. BRGM, Orléans.
- SEGALEN (P.), 1967. — Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., V, n° 2, pp. 189-218.
- SEGALEN (P.), 1969. — Le remaniement des sols et la mise en place de la « Stone-Line » en Afrique. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VII, n° 1, pp. 113-127.
- SERVANT (M.), 1967. — Nouvelles données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad. Congrès Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 6-1967, Dakar, 20 p. multigr.
- SERVANT (M.), 1969. — État actuel des recherches stratigraphiques sur le Quaternaire des Pays-Bas du Tchad. *ASEQUA Bull.*, n° 22, pp. 105-111.
- SERVANT (M.), 1970. — Données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad. *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., n° 2, pp. 95-114.
- SERVANT (M.), SERVANT (S.), DELIBRIAS (G.), 1969. — Chronologie du Quaternaire récent des basses régions du Tchad. *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 269, pp. 1603-1606.

- SERVANT (M.), SERVANT (S.), 1970. — Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. XII, fasc. I, pp. 63-76.
- SIEFFERMANN (G.), 1970. — Variations climatiques au Quaternaire dans le sud-ouest de la cuvette tchadienne. Congrès Nat. Soc. Savantes, 92-1967, Strasbourg, t. II, pp. 485-494.
- SIEFFERMANN (G.), VALLERIE (M.), 1963. — Carte pédologique du Nord-Cameroun à 1/100 000, feuille Yagoua. Centre ORSTOM de Yaoundé, 79 p. multigr.
- SOURDAT (M.), 1970. — Sur l'évolution du Massif de l'Isalo et du Bassin de l'Onilahy (sud-ouest de Madagascar). *Madagascar Rev. Géogr.*, n° 16, pp. 105-118.
- SOURDAT (M.), BATTISTINI (R.), KARCHE (J. P.), 1971. — Phénomènes de pédogenèse et de karstification dans le sud-ouest de Madagascar. *Madagascar Rev. Géogr.*, n° 18, pp. 49-75.
- SOURDAT (M.), GENSE (C.), 1969. — Les Sables roux de la région de Tuléar. Observations stratigraphiques, analyses par diffraction aux rayons X. C. R. Semaine géol. de Madag. 1969, pp. 99-103.
- STEARNS (C. E.), THURBER (D. L.), 1965. — $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$ dates of the late Pleistocene marine fossils from mediterranean and maroccan littorals. *Quaternaria*, t. VII, pp. 29-42.
- TAIEB (M.), 1969. — Différents aspects du Quaternaire de la vallée de l'Aouache (Éthiopie). *C. R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 269, pp. 289-292.
- TAIEB (M.), 1971. — Aperçus sur les formations quaternaires et la néotectonique de la basse vallée de l'Aouache (Afar méridional, Éthiopie). *C. R. Soc. géol. Fr.*, fasc. I, pp. 63-64.
- TAIEB (M.), COPPENS (Y.), JOHANSON (D. C.), KALB (J.), 1972. — Dépôts sédimentaires et faunes du Plio-pléistocène de la basse vallée de l'Awash (Afar central, Éthiopie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 275, sér. D, pp. 819-822.
- TESSIER (F.), 1965. — Les niveaux latéritiques du Sénégal. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. 37, pp. 221-237.
- TESSIER (F.), 1970. — Première datation de concrétions calcaires dans le Quaternaire de Dakar (Sénégal). *ASEQUA Bull.*, n° 26, pp. 5-10.
- TRICART (J.), 1956 a. — Tentatives de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. *C. R. Soc. géol. Fr.*, n° 10, pp. 164-167.
- TRICART (J.), 1956 b. — Aspects géomorphologiques du delta du Sénégal. *Rev. Géomorphol. dynam.*, VII, fasc. 5-6, pp. 65-86.
- TRICART (J.), 1957. — Aspects et problèmes géomorphologiques du littoral occidental de la Côte-d'Ivoire. *Bull. IFAN*, sér. A, t. XIX, n° 1, pp. 1-20.
- TRICART (J.), 1959. — Géomorphologie dynamique de la moyenne vallée du Niger (Soudan). *Ann. Géogr.*, n° 368, pp. 333-343.
- TRICART (J.), 1961. — Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal. *Mém. BRGM*, n° 8, Paris, 137 p.
- TRICART (J.), 1962. — Quelques éléments de l'évolution géomorphologique de l'Ouest de la Côte-d'Ivoire. *Rech. Afr.*, n° 1, pp. 31-39.
- TRICART (J.), 1963. — Oscillations et modifications de caractère de la zone aride en Afrique et en Amérique latine, lors des périodes glaciaires des hautes latitudes. In : « Les changements de climat », Actes du Colloque UNESCO & O. M. M. Rome, Unesco Rech. zone aride XX, Paris, pp. 415-419.
- TRICART (J.), 1965. — Rapport de la mission de reconnaissance géomorphologique de la vallée moyenne du Niger. *Mém. IFAN*, n° 72, Dakar, 196 p.
- TRICART (J.), BROCHU (M.), 1955. — Le grand erg ancien du Trarza et du Cayor. *Rev. Géomorphol. dynam.*, t. 6, n° 4, pp. 145-176.
- VAN CAMPO (M.), 1958. — Analyse pollinique des dépôts würmiens d'El Guettar (Tunisie). Verhandlungen des 4^e Inter. en Tagung des Quaterbotanikes, Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zurich, n° 34, pp. 133-135.

- VAN CAMPO (M.), 1964. — Représentation graphique de spectres polliniques des régions sahariennes. *C. R. Ac. Sc.*, t. 258, pp. 1873-1876.
- VAN CAMPO (M.), COQUE (R.), 1960. — Palynologie et géomorphologie dans le Sud tunisien. *Pollen et Spores*, vol. 2, n° 2, pp. 361-372.
- VAN CAMPO (M.), GUINET (P.), COHEN (J.), DUTIL (P.), 1967. — Contribution à l'étude du peuplement végétal quaternaire des montagnes sahariennes. III. Flore de l'Oued Outoul (Hoggar). *Pollen et Spores*, vol. 9, n° 1, pp. 107-120.
- URVOY (Y.), 1935. — Terrasses et changements de climat quaternaires à l'est du Niger. *Ann. Géogr.*, n° 249, pp. 254-263.
- URVOY (Y.), 1942. — Les bassins du Niger. *Mém. IFAN*, n° 4, Larose, Paris, 139 p.
- VALLERIE (M.), 1962. — Les sols de la région nord et nord-est de Yaoundé. Rapport I. R. C. A. M. p. 122, Yaoundé, 40 p. multigr.
- VIEILLEFON (J.), 1970. — Le problème des repères stratigraphiques quaternaires en Casamance (Sénégal). *ASEQUA Bull.*, n° 26, pp. 13-24.
- VOGT (J.), 1956. — Rapport provisoire de mission en Moyenne-Côte-d'Ivoire. Haut Commissariat de la Rep. en A.-O. F., Serv. Géol. et Prosp. min., 23 p. multigr.
- VOGT (J.), 1959. — Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest africain. *Ann. Géogr.*, n° 367, pp. 193-206.
- VOGT (J.), 1960. — Observations nouvelles sur les alluvions inactuelles de Côte-d'Ivoire et de Haute-Guinée. Congr. Nat. Soc. Sav., 84-1959, Dijon, sect. Géogr., pp. 205-210.
- VOGT (J.), 1962 a. — Une vallée soudanaise : la moyenne Bagoé. *Rev. Géomorphol. dynam.*, n° 1-2-3, pp. 2-9.
- VOGT (J.), 1962 b. — Notes de géomorphologie gabonaise. *Rev. Géomorphol. dynam.*, n° 10-11-13, pp. 161-169.
- VOGT (J.), 1965. — Notes de Géomorphologie malgache. 1^{re} partie. Madagascar, *Rev. Géogr.*, n° 7, pp. 64-91.
- VOGT (J.), VINCENT (P. L.), 1966. — Terrains d'altération et de recouvrements en zone intertropicale. *Bull. BRGM*, n° 4, pp. 1-111.
- WENDORF (F.), 1965. — Contributions to the Prehistory of Nubia. Fort Burgwin Research Center and Southern Methodist University Press, Dallas, xxxv-164 p.
- WENDORF (F.), 1968. — The Prehistory of Nubia. Fort Burgwin Research Center and Southern Methodist University Press, Dallas, 3 vol., xii-1084 p.
- WENDORF (F.), SHINER (J. L.), MARKS (A. E.), HEINZELIN (J. de), CHMIELLEWSKI (W.), 1965. — The Combined Prehistoric Expedition : Summary of 1963-64, Field season. KUSH, vol. 13, pp. 28-55.
- WENDORF (F.), SCHILD (R.), SAID (R.), 1970. — Problems of dating the Late Paleolithic age in Egypt. In : « Radiocarbon Variations and Absolute Chronology, ed. by I. U. OLSSON, Nobel Symposium 12, Almqvist et Wiksell, Stockholm, pp. 57-79.
- WHITEMAN (A. J.), 1965. — The Geology of Sudan Republic. Clarendon Press, Oxford, pp. 1-258.
- WHITEMAN (A. J.), 1971. — A review of the pleistocene and recent history of Sudan Republic. *ASEQUA Bull.*, n° 29, pp. 29-98.
- WILLIAMS (M. A. J.), 1966. — Age of Alluvial Clays in the Western Gezira, Republic of the Sudan. *Nature*, vol. 211, pp. 270-271.
- WILLIAMS (M. A. J.), 1971. — Upper quaternary stratigraphy of Adrar Bous, Republic of Niger, South central Sahara. Congrès Panafr. Préhist. Ét. Quatern., 7-1971, Addis-Abeba, 12 p. multigr.
- ZEUNER (F. E.), 1959. — The Pleistocene Period. Its climate, chronology and faunal successions. Hutchinson, London, 447 p.

Table des matières

SOMMAIRE.....	9
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	11
APERÇU SUR QUELQUES SÉQUENCES CLIMATIQUES DU QUATERNAIRE EUROPÉEN.....	15
A. Dépôts et chronologie fluvio-glaciaires.....	15
B. Les conséquences des variations climatiques dans les Pyrénées centrales.....	16
C. Le bassin du Rhône au Quaternaire.....	20
D. Le bas-Rhône-Languedoc.....	21
E. Oscillations climatiques et températures absolues.....	22
LES SÉQUENCES CLIMATIQUES EN AFRIQUE ET A MADAGACAR FAITS D'OBSERVATION RÉGIONAUX	
INTRODUCTION.....	25
AFRIQUE ORIENTALE ET MÉRIDIONALE.....	26
I. LES TÉMOINS DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES.....	26
A. Anciens lacs et dépôts lacustres.....	26
B. Formes et dépôts glaciaires.....	27
C. Dépôts éoliens.....	28
II. LA SÉQUENCE PLUVIALE.....	28
A. Le Pluvial kaguérien et le premier Interpluvial.....	29
B. Les recherches récentes dans la vallée de l'Omo (Éthiopie). ..	30
C. Les dépôts anciens en Afrique du Sud.....	31
D. Le Pluvial kamasien et le deuxième Interpluvial.....	31
E. Les cycles fluvio-lacustres des Hauts Plateaux éthiopiens... ..	32

F. Le Pluvial kanjérien.....	33
G. Le troisième Interpluvial.....	33
H. Le Pluvial gamblien	34
I. Le quatrième Interpluvial.....	35
J. Dernières phases humides et intervalles secs.....	35
 AFRIQUE DU NORD.....	 36
I. LES CONCEPTS PALÉOCLIMATIQUES.....	36
A. Systèmes d'érosion et oscillations climatiques.....	36
B. La régionalisation des phénomènes.....	37
C. Cycles marins et continentaux.....	38
 II. MAROC.....	 39
A. Nomenclature.....	39
B. Les séquences climatiques marocaines.....	40
a. Villafranchien et Pléistocène ancien.....	40
1. Le Moghrébien.....	40
2. L'Argoubien.....	41
3. Le Moulouyen.....	41
4. Le Messaoudien.....	42
5. Le Salétien <i>s. lato</i>	43
b. Le Pléistocène moyen.....	44
1. Le Maarifien et l'Amirien.....	44
2. L'Anfatien.....	45
3. Le Tentsiftien.....	45
c. Le Pléistocène supérieur.....	46
1. Le Soltanien.....	46
d. L'Holocène.....	47
C. Oscillations climatiques et pédogenèse.....	47
 III. TUNISIE.....	 49
A. Instabilité climatique et évolution morphologique.....	49
B. La séquence morphoclimatique en Tunisie présaharienne.....	50
a. Le Villafranchien.....	51
b. Le Villafranchien final.....	51
c. Le Pléistocène <i>s. str.</i> et l'Holocène.....	52
1. Oscillations climatiques et morphogenèse.....	52
2. La mise en place des glaciaires anciens.....	52
3. Séquences récentes et variations du niveau marin.....	53
4. Faune et flore.....	54
5. Chronologie absolue.....	54
C. Sédimentation et climat sur le littoral méridional.....	54
D. Niveaux et pédogenèse quaternaires des régions montagneuses.....	55

IV. ALGÉRIE DU NORD.....	56
A. Les glaciaires d'érosion du Hodna.....	56
B. Les niveaux quaternaires de l'Aurès.....	57
C. Le Quaternaire oranais.....	57
RÉGIONS SAHARIENNES.....	59
I. SAHARA NORD-OCCIDENTAL.....	59
A. Phases pluviales et phases arides.....	59
B. La séquence climato-sédimentaire.....	60
a. Pléistocène ancien ou Villafranchien.....	60
1. Cycle aïdien.....	60
2. Cycle mazzérien.....	60
b. Pléistocène moyen.....	61
1. Cycle taourirtien.....	61
2. Cycle ougartien.....	61
c. Pléistocène récent.....	61
1. Cycle saourien.....	61
2. Cycle guirien.....	62
II. SAHARA ALGÉRIEN (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). ..	62
A. Unités stratigraphiques et morphogénèse.....	62
B. Le Plio-Villafranchien.....	63
C. Le Villafranchien supérieur.....	64
a. Basse vallée du Guir.....	64
b. Haute-Saoura.....	64
c. Monts d'Ougarta.....	65
d. Ahnet-Mouydir.....	65
D. La révolution climatique villafranchienne.....	65
E. Le Pléistocène moyen.....	66
F. Le Pléistocène supérieur.....	67
G. L'Holocène.....	67
III. SAHARA CENTRAL.....	68
A. Les périodes pluviales dans le massif de l'Atakor.....	68
a. Le Villafranchien.....	69
b. Le Pléistocène moyen.....	70
c. Le Pléistocène supérieur.....	70
AFRIQUE DU NORD-EST.....	72
I. LIBYE.....	72
A. Cyrénaïque.....	72
B. Tripolitaine.....	73

II. SOUDAN-ÉGYPTE (bassin et vallée du Nil).....	74
A. Niveaux lacustres et terrasses dans le haut bassin du Nil...	74
B. Témoins d'oscillations climatiques dans la région de Khartoum.	75
C. Les variations du niveau du Nil en Nubie soudanaise.....	76
D. Évolution de la vallée du Nil et sédimentation en Nubie égyptienne.....	76
E. Chronologie des dépôts récents en Nubie et en Haute Égypte.	77
F. Séquence morphoclimatique et unités sédimentaires en Égypte méridionale.....	79
G. Dépôts pluviaux et terrasses eustatiques en Moyenne et Basse-Égypte.....	82
H. Niveaux lacustres du Fayoum.....	83
I. Régions à l'est et à l'ouest du Nil.....	83
J. Le littoral de la mer Rouge.....	84
AFRIQUE TROPICALE CENTRALE.....	86
I. BASSIN DU TCHAD.....	86
A. Périodes pluviales et transgressions lacustres dans la cuvette tchadienne.....	86
a. Tertiaire et Quaternaire ancien.....	86
b. Quaternaire moyen et récent.....	87
B. Chronologie absolue des dépôts récents (Pléistocène supérieur et Holocène).....	89
C. Unités géomorphologiques et séquence climatique au Nigeria.	92
II. HAUT BASSIN DE LA BÉNOUÉ.....	92
III. NIGER.....	95
A. L'évolution morphologique du Sahel nigérien.....	95
B. Systèmes dunaires et pédogenèse au Niger méridional.....	96
C. Cuirasses et glacis.....	97
D. Phases humides ou lacustres au Niger septentrional.....	98
AFRIQUE TROPICALE OCCIDENTALE.....	100
I. BASSIN DU SÉNÉGAL ET DE LA GAMBIE.....	101
A. La séquence cuirassée.....	101
B. L'évolution morphoclimatique : glacis, cuirassements et transgressions marines.....	102
a. Haut glacis.....	102
b. Moyen glacis et calcaires lacustres.....	104
c. Bas glacis.....	104
C. Chronologie du Quaternaire récent.....	105

II. MALI, MOYENNE VALLÉE DU NIGER.....	107
A. Altérations et cuirassements.....	107
B. Les oscillations climatiques dans le delta intérieur.....	108
C. L'évolution morphologique sur socle ancien.....	110
III. HAUTE-VOLTA.....	110
A. Les glacis méridionaux.....	110
B. Les surfaces cuirassées du Nord.....	111
C. La surface fonctionnelle et l'évolution pédologique.....	111
D. Les ensembles dunaires.....	112
IV. MAURITANIE ET SAHARA ATLANTIQUE.....	113
A. Transgressions marines et périodes arides dans les régions littorales.....	113
B. Oscillations climatiques dans la région de l'Adrar et évolution morphologique.....	115
a. Glacis emboîtés et évolution pédologique.....	115
b. La période humide holocène.....	116
c. Les terrasses fluviales.....	117
C. Évolution morphologique régionale et séquences d'altération.....	118
AFRIQUE ÉQUATORIALE.....	120
I. ZAÏRE.....	120
A. La séquence pluviale dans le bassin du Congo.....	120
B. Cycles géographiques et surfaces d'érosion.....	121
C. L'évolution morphologique régionale.....	121
a. Plaine de Kinshasa.....	121
b. Région côtière.....	122
c. Congo oriental.....	122
d. Région de Yangambi.....	123
II. ANGOLA.....	123
III. GABON, R. C. A., CONGO-BRAZZAVILLE.....	124
A. Surfaces anciennes cuirassées.....	124
B. Les « stone-lines ».....	125
IV. NIGERIA.....	127
V. CAMEROUN.....	128
VI. GHANA.....	129
A. Cycles climatiques et séquences d'altération.....	129
B. La séquence pluviale.....	130

VII. Togo.....	131
VIII. Côte-d'Ivoire.....	132
A. Alluvions inactuelles.....	132
B. Mise en place des glacis cuirassés.....	133
C. Cycles morphogénétiques en région granitique.....	133
D. Glacis, terrasses et variations du niveau marin.....	134
E. Les niveaux d'aplanissement septentrionaux : façonnement des glacis et cuirassement.....	134
F. Le Quaternaire de la zone littorale.....	135
MADAGASCAR.....	137
A. Altération et dépôts anciens.....	137
B. La série climato-sédimentaire de l'extrême sud.....	138
C. Dépôts du littoral occidental.....	140
D. Les alluvions anciennes du versant occidental et du Sud.....	140
E. Évolution morphoclimatique et pédogenèse sur les Hauts Plateaux.....	142
F. Oscillations climatiques et dépôts des périodes récentes.....	142
a. Hautes Terres.....	142
b. Sud, Sud-Ouest et versant oriental.....	143
G. Le dernier pluvial sur les Hautes Terres.....	144
H. Les conséquences des périodes displuviales.....	145
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	147

O.R.S.T.O.M.

Direction générale :

24, rue Bayard - 75008 PARIS

Services Scientifiques Centraux :

Service Central de Documentation :

70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

ISBN 2-7099-0360-1