

INTERPRÉTATION MÉTÉOROLOGIQUE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES OBSERVÉS EN AFRIQUE DEPUIS 18.000 ANS

M. LEROUX *

ABSTRACT

The African palaeoenvironments of the Last Glacial Maximum (LGM) and of the Holocene Climatic Optimum (HCO) allow, taking into account the global conditions, to highlight two typical patterns. During a cold period the tropical zone is considerably reduced, while the extratropical phenomena encroach deeply on the northern and southern margins of Africa. During a warm period, inversely, the tropical zone reaches its largest extension, the displacement area of the two Meteorological Equator vertical structures acquires a large annual amplitude and the Atlantic, Indian and Malagasy monsoons airstreams, then reach their maximum extension. Such climatic changes do not have to a local origin, but are transported by the Mobile Polar Highs (MPH), which govern the tropical circulation dynamics, through the "buffer-zone" of anticyclonic agglutinations. Two general circulation modes are connected with these two extreme palaeoenvironments : a rapid circulation mode during LGM (cold conditions in the high latitudes) with stronger MPH and accelerated tropical winds; a slow circulation mode during the HCO (warm conditions in the high latitudes) with weakened MPH and slackened tropical winds. This pattern applies, all things considered, to recent climatic changes.

RÉSUMÉ

Les paléoenvironnements africains du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et de l'Optimum Climatique Holocène (OCH) permettent, en tenant compte des conditions planétaires, de distinguer deux situations caractéristiques. En période froide, la zone tropicale est considérablement réduite, tandis que les phénomènes extratropicaux pénètrent profondément sur les marges nord et sud de l'Afrique. En période chaude, au contraire, la zone tropicale atteint son extension maximale, la zone de balancement des deux structures de l'Equateur Météorologique possède une forte amplitude annuelle, la zone de balayage des flux de mousson atlantique, indienne et malgache étant alors maximale. De tels changements climatiques n'ont pas une origine locale, mais sont advect s par les Anticyclones Mobiles Polaires (AMP) qui commandent le dynamisme de la circulation tropicale, par le relais de la "zone tampon" des agglutinations anticycloniques qu'ils alimentent. Deux modes de circulation générale correspondent aux paléoenvironnements extrêmes : une circulation rapide lors du DMG (situation froide dans les hautes latitudes) avec des AMP puissants et des flux tropicaux

* Laboratoire de Géographie physique - CNRS URA 260 - B.P. 0638 - F-69239 LYON 02

accélérés, une circulation lente lors de l'OCH (situation chaude dans les hautes latitudes) avec des AMP affaiblis et des flux tropicaux ralentis. Ce schéma est applicable, toutes proportions gardées, à l'évolution climatique récente.

Les paléoenvironnements africains des 20.000 dernières années sont maintenant relativement bien connus, dans leurs grandes lignes, lors du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et lors de l'Optimum Climatique Holocène (OCH). Ces situations paléoclimatiques extrêmes autorisent une interprétation paléométéorologique, en intégrant dans la dynamique générale, la dynamique du climat de l'Afrique, à la lumière des conditions actuelles qu'il convient au préalable de rappeler.

A. LA DYNAMIQUE DU CLIMAT DE L'AFRIQUE : LES CONDITIONS ACTUELLES

Disposée à peu près symétriquement de part et d'autre de l'équateur, entre 37° nord et 35° sud, l'Afrique appartient par ses marges aux zones tempérées, tout en représentant le continent le plus typiquement tropical. Son climat participe de la dynamique extratropicale par les Anticyclones Mobiles Polaires, qui commandent la formation des agglutinations anticycloniques, dont sont ensuite issues les circulations d'alizés et leur éventuel prolongement en moussons, flux qui se rejoignent le long de l'Équateur Météorologique (Fig. 1 et 2).

1. ANTICYCLONES MOBILES POLAIRES ET CIRCULATION DANS LES BASSES COUCHES

La circulation dans les basses couches est commandée par les Anticyclones Mobiles Polaires (AMP), qui réalisent le transport "en masse" de l'air polaire vers les Tropiques, à travers les zones tempérées où ils constituent le facteur météorologique premier (LEROUX, 1983, 1986). Formés au-dessus des zones arctiques et antarctiques par le tassement de l'air refroidi, ces vastes lentilles (2 à 3000 km de diamètre) d'air froid en valeur absolue ou relative, de faible épaisseur (de l'ordre de 1.500 mètres), se déplacent d'ouest en est avec une composante méridienne plus ou moins marquée, conservant une relative cohérence pendant des milliers de kilomètres. Tant que leur densité le permet ils provoquent autour d'eux la déviation et le soulèvement de l'air environnant. Ils sont ainsi entourés par un couloir dépressionnaire périphérique formé par l'air soulevé, où se concentrent les formations nuageuses et les précipitations (Fig. 3).

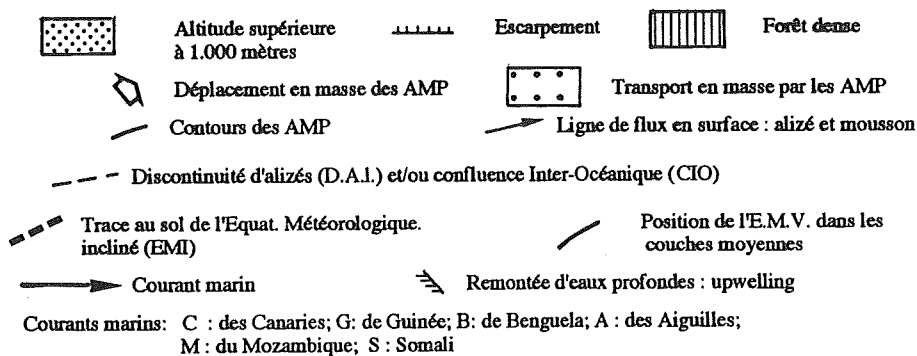
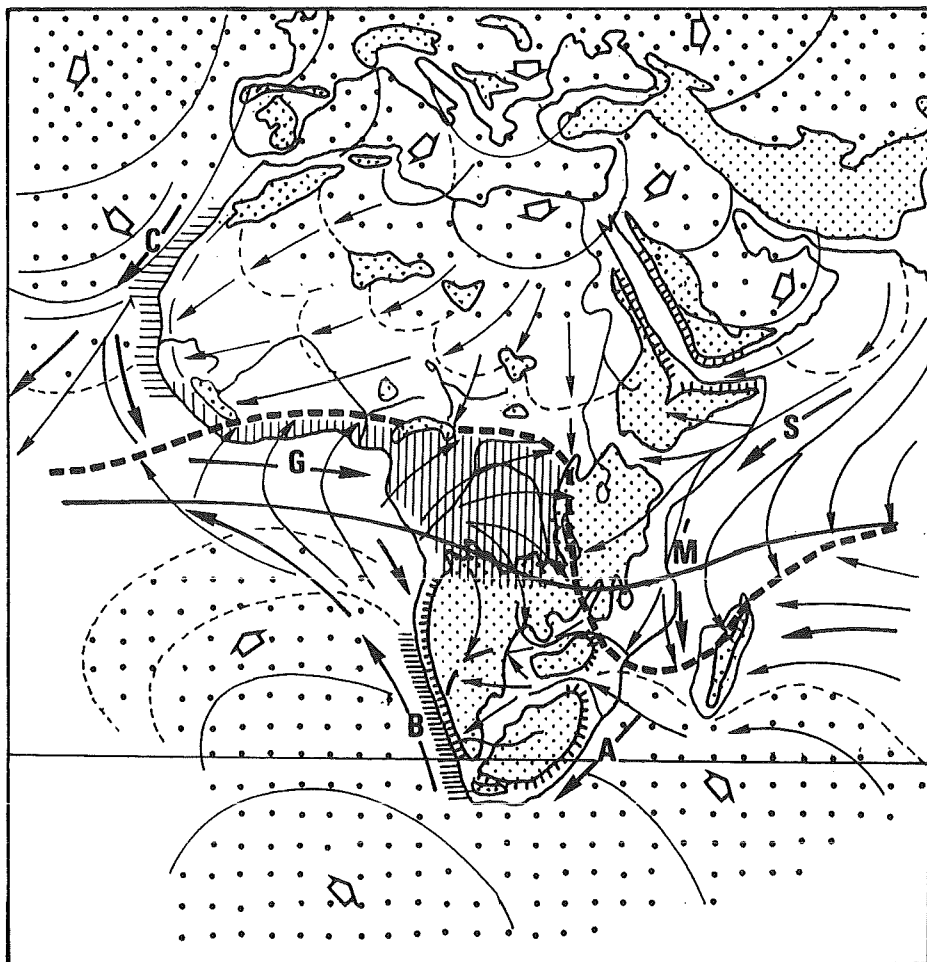
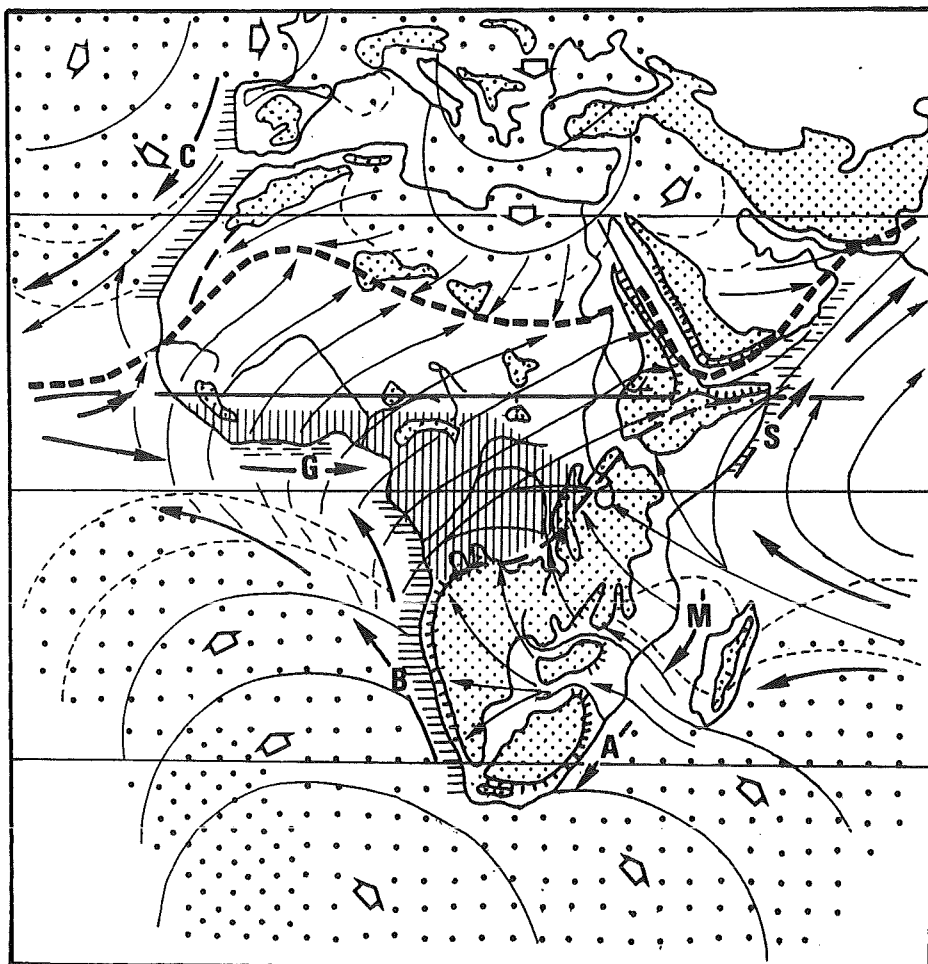


Fig. 1 : Circulation aérienne et maritime en janvier-février



Altitude supérieure
à 1.000 mètres

Escarpement



Forêt dense



Déplacement en masse des AMP



Transport en masse par les AMP

Contours des AMP

Ligne de flux en surface : alizés et mousson

Discontinuité d'alizés (D.A.I.) et/ou confluence Inter-Océanique (CIO)

Trace au sol de l'Equat. Météorologique.
incliné (EMI)

Position de l'E.M.V. dans les
couches moyennes

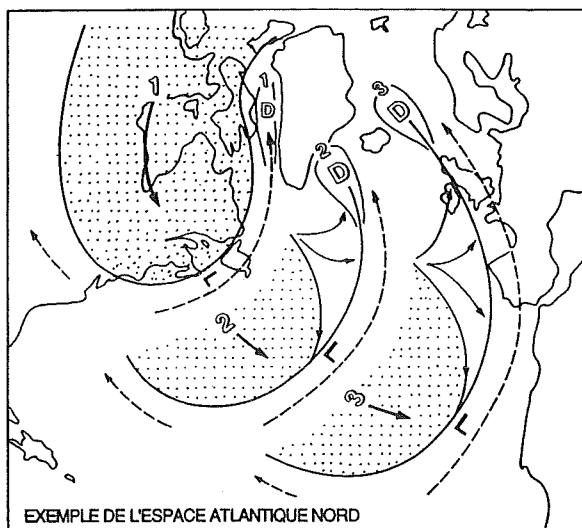
Courant marin

Remontée d'eaux profondes : upwelling

Courants marins: C : des Canaries; G: de Guinée; B: de Benguela; A : des Aiguilles

M: du Mozambique; S : Somali

Fig. 2 : Circulation aérienne et maritime en en juillet-août



- Face avant de l'AMP ou Ligne de Confluence 1 2 3 positions successives
 → Déplacement (en masse) de l'AMP - - - - - Flux de sud dévié vers le pôle
 L Couloir dépressionnaire périphérique D "Cyclone" ou "dépression polaire"

Fig. 3 : Champ de vent associé au déplacement d'un anticyclone mobile polaire

En cours de déplacement les AMP, soumis à leur propre divergence, s'étalent et perdent de leur épaisseur, qui est alors de l'ordre de 1.000 mètres en arrivant sur les marges tropicales (altitude retenue sur les fig. 1 et 2). La rencontre des AMP et du continent africain, en fonction de la disposition de son relief, détermine les modalités de la circulation dans les basses couches. L'air transporté par les AMP étant encore trop dense pour s'élever cette rencontre provoque la formation d'agglutinations anticycloniques, dans lesquelles les AMP se télescopent, s'agglutinent, s'additionnent pour former des hautes pressions dites "subtropicales". Ces agglutinations anticycloniques, dans lesquelles le transport n'est pas arrêté mais seulement ralenti, plus ou moins fortement en fonction de la disposition et de la vigueur des reliefs, constituent de véritables relais, des "zones-tampons", entre la circulation "en masse" (AMP) extratropicale, et la circulation "linéaire" (flux) tropicale (LEROUX, 1992b).

Afrique septentrionale

Sur l'Afrique septentrionale le massif de l'Atlas ajoute son action à celle des reliefs européens (LEROUX, 1991a), pour canaliser, voire fragmenter les AMP et former deux agglutinations anticycloniques qui déterminent deux trajectoires d'écoulement :

- A l'ouest, sur l'Atlantique, se forme l'agglutination anticyclonique, désignée "des Açores" par l'école "climatologique" qui l'a définie à partir de valeurs moyennes. Cette cellule composite de hautes pressions alimente l'alizé maritime qui ne concerne que le littoral, l'humidité atlantique advectée par ce flux ne pénétrant que faiblement vers l'intérieur, en subissant alors une rapide continentalisation. Ce flux contribue à impulser vers le sud le courant des Canaries, l'éloignement vers l'ouest des eaux de surface provoquant des remontées d'eaux profondes (upwelling) à proximité du littoral.
- A l'est de l'Atlas, sur le bassin oriental de la Méditerranée, se rencontrent les AMP (généralement fragmentés) qui proviennent de l'Atlantique et ceux, plus puissants, qui descendent directement d'Europe centrale entre les Alpes et les hauteurs turques de l'Anatolie-Taurus (LEROUX, 1991c). L'agglutination anticyclonique qui en résulte (parfois, mais à tort, considérée comme une "dorsale de l'anticyclone des Açores"), est définie à l'échelle des moyennes (LEROUX, 1983) comme "saharienne" en période hivernale (Fig. 1), et "saharo-méditerranéenne" en période estivale (Fig. 2). L'alizé qui en est issu possède initialement des caractères maritimes, à proximité de la Méditerranée, et se transforme rapidement en alizé continental, appelé harmattan dans sa branche méridionale. Les massifs centraux sahariens conditionnent à leur tour l'écoulement de l'alizé continental, au nord dans le couloir entre Atlas et Hoggar, selon les grands ergs du sud-tunisien (erg oriental) et sud-algérien (erg occidental, Iguidi et Chech), entre Hoggar et Tibesti par les plateaux du Jado vers le Ténéré et l'erg de Bilma, entre Tibesti et Darfour vers le lac Tchad. La trajectoire méridionale, la plus longue, confère à l'harmattan ses caractères les plus typiques de chaleur et de sécheresse. L'alizé continental pénètre encore vers le sud par le Kordofan entre le Darfour et les contreforts éthiopiens, vers la cuvette du Bahr el Gazal et le bord relevé de la cuvette congolaise. En fin de course l'harmattan s'élève, vers l'ouest au-dessus de l'alizé maritime (sa strate inférieure), vers le sud au-dessus de la mousson.

Les AMP qui empruntent le couloir entre les hauteurs turco-iraniennes (dorsale Taurus - Zagros) et les surrections qui bordent le rift de la Mer Rouge forment en période hivernale une agglutination anticyclonique, désignée à l'échelle des moyennes cellule "arabe" (LEROUX, 1983). L'alizé qui en est issu (improprement désigné "mousson d'hiver", et appelé "kaskasi" au Kenya) s'humidifie très rapidement sur l'Océan Indien, entraîne vers le sud le courant somali hivernal (Fig. 1) et se transforme ensuite en mousson désignée "mousson malgache" dans le Canal du Mozambique.

Afrique australe

L'Afrique australe dont le plateau formé par la cuvette du Kalahari et de l'Orange est à une altitude supérieure à 1000 - 1500 mètres, constitue un bastion isolé des océans par l'abrupt et les surrections presque continues du Grand Escarpement. Cette disposition du relief, en association avec le sens de la rotation anticyclonique dans les AMP, explique pourquoi, paradoxalement, l'air extratropical pénètre par l'est sur l'Afrique australe (et non par sa façade ouest pourtant touchée en premier par les AMP).

La rencontre entre les AMP et les reliefs bordiers provoque leur scission et/ou leur canalisation soit vers l'Atlantique, soit vers l'Océan Indien. Sur l'Atlantique le Grand Escarpement ininterrompu et puissant qui isole à son pied le Namib, de l'ensellement de l'Orange jusqu'aux hauteurs de l'Angola, entraîne la formation de l'agglutination anticyclonique "statistiquement" définie comme cellule "de Sainte-Hélène". L'alizé maritime est vigoureusement canalisé vers le nord au pied de l'escarpement namibien, contribuant à impulser le courant de Benguela, l'éloignement des eaux de surface entraînant la formation d'un upwelling côtier; la région de Walvis Bay enregistre ainsi les plus basses températures marines de surface de l'Afrique tropicale.

L'alizé est d'abord dévié vers la cuvette du Congo après les hauteurs de l'Angola, attiré vers l'est par les dépressions du rift occidental, et vers le sud par la dépression angolo-zambienne (Fig. 1), et/ou se dirige vers les dépressions thermiques septentrionales, sahariennes, éthiopienne et arabe en été (Fig. 2), l'ensemble du mouvement constituant la mousson atlantique.

Les fractions d'AMP qui franchissent vers l'est la région du Cap remontent le long des côtes du Natal, la rotation anticyclonique dans les cellules mobiles mettant à profit les échancrures dans le Grand Escarpement. L'alizé résultant, en outre aspiré vers l'intérieur par les dépressions thermiques, plus ou moins proches et plus ou moins creusées selon la saison (dépression angolo-zambienne en été austral) s'engouffre en direction du plateau par les vallées du Limpopo et du Zambèze. Se forme alors, au débouché de ces vallées avant la divergence sur le plateau, un véritable "jet" de basses couches, nettement plus rapide en période hivernale (LEROUX, 1983 : cf. coupes verticales du vent).

Dans le sud du Canal de Mozambique, la Grande Ile opère une nouvelle scission des AMP qui poursuivent leur route vers l'est et participent alors à l'alimentation de l'agglutination anticyclonique, désignée à l'échelle statistique cellule "des Mascareignes". L'alizé qui en résulte, aux caractères initialement maritimes, se

continentalise progressivement en pénétrant sur le plateau austral où il diverge, la branche qui poursuit vers l'ouest passant alors au-dessus du Grand Escarpement vers l'Océan, surmontant l'alizé atlantique (sa strate inférieure) et s'intégrant dans sa strate supérieure. La branche qui remonte vers le nord, avec vigueur en hiver austral, surmonte le flux de "mousson" congolaise, branche déviée vers le continent de l'alizé atlantique austral, réchauffé et encore fortement humidifié au-dessus de la forêt.

En été boréal sur l'Océan Indien (Fig. 2) l'alizé maritime austral devient la mousson indienne, formant un jet de basses couches sur la Tanzanie, le Kenya (où le flux de SW est appelé "kusi") et la Somalie (FINDLATER, 1971). Sur l'océan le courant somali estival de même direction est accompagné d'un upwelling d'intensité modérée sur le nord de la Somalie et le Golfe d'Aden.

La circulation tropicale est ainsi étroitement dépendante de la puissance des AMP et de la fréquence de leur arrivée sur le nord et le sud de l'Afrique. La fréquence moyenne d'arrivée est de l'ordre de 1 AMP tous les trois jours, fréquence relativement plus élevée en période hivernale avec des AMP plus puissants, et fréquence légèrement plus faible en période estivale avec des AMP affaiblis. Une analyse plus précise effectuée sur trois ans montre que la fréquence d'arrivée d'AMP de trajectoire américano-atlantique (sortant de l'Arctique à l'ouest du Groenland par le Canada) sur l'est de l'Atlantique (cellule dite "des Açores") est de 1 AMP tous les 2,4 jours en janvier et de 1 AMP tous les 2,8 jours en août (MOLICA, PASSERAT DE LA CHAPELLE, REYNAUD, 1992). L'agglutination des AMP et la réserve d'air ainsi constituée dans cette zone-tampon, régularisent l'écoulement méridien et pondèrent la vitesse de l'alizé. Chaque renouvellement de l'alimentation par les AMP se traduit dans l'alizé par une baisse relative de la température, une hausse mobile de pression et un accroissement corrélatif de la vitesse d'écoulement, l'augmentation de vitesse étant plus forte en période hivernale qui correspond à la plus forte puissance des AMP. Les pulsations d'alizé les plus puissantes provoquent des lithométéores sur les régions dénudées, chasse-sable d'accélération, voire vent de sable qui alimente la brume sèche, ou constituent le moteur de perturbations pluvieuses (lignes de grains) à la rencontre des alizés continentalisés (nord et sud) et du flux de mousson atlantique humide.

En période hivernale les AMP les plus vigoureux, et les plus épais, traversent plus rapidement les agglutinations anticycloniques, en provoquant encore (comme en zone tempérée) sur leur face avant le soulèvement de l'air antérieur et le creusement d'un couloir dépressionnaire. Ils envahissent ainsi les marges nord et sud de l'Afrique. Au nord, le passage est largement ouvert au sud de l'Atlas, les AMP pouvant traverser l'Afrique septentrionale d'ouest en est (Fig. 4). Au sud, la plus forte épaisseur d'un AMP

permet la pénétration d'ouest en est sur le plateau à partir de la vallée de l'Orange, la fraction supérieure de l'AMP qui s'écoule en nappe sur le plateau sud-africain étant toutefois rapidement réchauffée (LEROUX, 1983).

En résumé, la continuité de la circulation entre les AMP et les alizés, par le relais des agglutinations anticycloniques, inscrit le climat de l'Afrique dans le cadre des échanges méridiens. L'efficacité du dynamisme extratropical est toutefois étroitement dépendante des potentialités structurales tropicales.

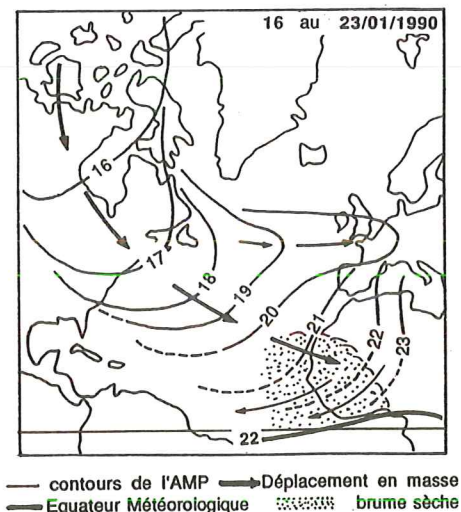


Fig. 4 : Propagation d'un AMP de l'Arctique jusqu'à l'Equateur météorologique

2. LES CONDITIONS STRUCTURALES TROPICALES

Les marges tropicales sont situées sous les mouvements subsidents, branches descendantes des cellules de Hadley, qui viennent surmonter les agglutinations anticycloniques et les flux d'alizés naissants. Contrairement à l'opinion couramment répandue, ces mouvements subsidents relativement lents, ne sont pas à l'origine des cellules anticycloniques de basses couches. Il faudrait en effet pour expliquer ces hautes pressions des mouvements verticaux descendants de très forte intensité, qui ne sont pas observés, et les anticyclones de basses couches seraient alors obligatoirement constamment chauds, et leurs pressions seraient faibles, ce qui n'est pas non plus le cas.

La subsidence aux latitudes "subtropicales" contribue toutefois à déterminer la stratification des flux d'alizés : une strate inférieure d'origine extratropicale, fraîche et peu épaisse, éventuellement humide, en voie de tropicalisation, et une strate supérieure,

épaisse formée par l'air subsident, chaud et sec. Entre les deux strates l'inversion d'alizé (I. Al) qui marque le caractère stérilisant d'une telle stratification. En direction du cœur de la zone tropicale, la subsidence s'atténue, puis disparaît, tandis que s'impose progressivement l'ascendance à proximité de l'Équateur Météorologique.

Le dynamisme des AMP qui est principalement fonction de la saison commande la puissance des agglutinations anticycloniques, et leur dilatation ou rétraction vers le nord ou vers le sud, et en conjonction avec le facteur thermique et ses conséquences sur le champ de pression, la modification des zones de balayage des flux. Des particularités des champs de pression et de vent résultent aussi de comportements spécifiques du substratum, résultant par exemple de l'influence du relief (LEROUX, 1983), qui apparaît notamment sur les figures 1 et 2 dans la localisation des discontinuités. Parmi ces facteurs chorologiques, le rôle de la forêt dense mérite d'être souligné (LEROUX, 1990). Par son comportement de type océanique face au rayonnement, la forêt empêche tout réchauffement excessif et elle interdit l'installation au-dessus d'elle-même de basses pressions thermiques. Le mouvement zénithal des dépressions thermiques se réalise ainsi librement sur l'est de l'Afrique (du Mozambique à l'Arabie) en l'absence de peuplement forestier continu, mais il est fortement modifié dans les basses couches sur le sud de l'Afrique occidentale et en Afrique centrale où la forêt dense contient sur ses marges un chapelet de dépressions thermiques, directes, c'est-à-dire associées au zénith, ou indirectes lorsque le zénith est dans l'autre hémisphère. La forêt assure ainsi son auto-protection contre le pouvoir évaporateur des flux continentaux, en contenant sur ses bordures les flux secs, et en provoquant l'attraction vers l'intérieur d'un flux maritime de basses couches. Son rôle météorologique concerne également la circulation de basses couches et la structure des discontinuités, notamment celles de l'Équateur Météorologique et de la Confluence Inter-Océanique.

La discontinuité tropicale fondamentale, l'Équateur Météorologique, s'inscrit sur l'océan dans une structure verticale, exprimée par la formulation anglaise "ITCZ" ou "convergence intertropicale". Au-dessus de l'Afrique, l'intervention du facteur thermique donne à l'EM une double structure, structure inclinée (EM incliné ou EMI) dans les basses couches, et structure verticale (EM vertical ou EMV), comme sur les océans, mais ici seulement dans les couches moyennes (LEROUX, 1992c). Les dispositions pluvio-gènes de ces deux structures sont différentes.

La structure EMI, parce qu'elle résulte du comportement thermique du substratum est très sensible aux conditions de surface, sa trace au sol migre aisément sur l'Afrique orientale entre l'Arabie et Madagascar mais sa migration est arrêtée sur l'Afrique centrale et occidentale sur la limite nord de la forêt (Fig. 1). La structure EMI,

qui voit la superposition de l'alizé continental (ou maritime sur la façade ouest) au-dessus de la mousson, est habituellement stérilisante en raison du cisaillement de vent et des contrastes hygrométriques entre le flux d'est sec (harmattan) et la mousson d'ouest humide. La stérilisation est momentanément annulée lorsqu'un facteur allogène vient perturber la structure EMI, avec assez de puissance pour déclencher l'ascendance nécessaire à la formation d'une ligne de grains, pour en commander ensuite l'évolution et notamment la trajectoire d'est en ouest, l'alimentation en eau étant fournie par la mousson soulevée. Des divergences existent quant à l'origine de ce facteur allogène, tantôt attribué aux "ondes d'est", au JEA (Jet d'Est Africain), ou au JET (Jet d'Est Tropical), sans démonstration vraiment convaincante. L'observation montre que l'intrusion brutale de la circulation d'est dans la mousson, provoque sur la face avant de la pulsation d'est un soulèvement du flux humide d'ouest, accompagné de développements nuageux abondants et de manifestations orageuses violentes (LEROUX, 1983, 1988) (Fig. 5). Les pulsations dans l'alizé peuvent être aisément suivies sur le nord de l'Afrique, avant leur pénétration dans la mousson, car elles s'y manifestent par des hausses mobiles de pression, responsables de lithométéores (chasse-sable d'accélération, vent de sable ou "mur de sable", haboob) qui se transforment progressivement en hydrométéores (ou lignes de grains) grâce au potentiel précipitable de la mousson atlantique.

La confluence Inter-Océanique (CIO), limite entre le flux atlantique de basses couches ("mousson") et l'alizé austral continentalisé, arrêtée par la frange sud de la forêt en hiver austral (Fig. 2), possède une structure inclinée comparable à celle de l'EMI. Elle est également stérilisante en hiver austral au-dessus de la cuvette congolaise, en étant de la même façon épisodiquement traversée d'est en ouest par des lignes de grains, déclenchées par les pulsations dans l'alizé austral.

L'EMV possède les conditions énergétiques et structurales optimales. Sa migration annuelle est beaucoup moins rapide, parce que plus réduite en latitude que celle de la trace au sol, atteignant seulement 10-12° nord en été austral et une latitude sensiblement égale au sud de l'équateur en été austral. La structure EMV, qui représente dans les couches moyennes au-delà de l'influence thermique du substratum la structure planétaire de l'Équateur Météorologique, est quasi-indépendante des conditions de surface. Elle rend donc obligatoire, comme les AMP, de situer l'analyse des changements climatiques à l'échelle de la circulation générale.

3. LA PLUVIOGENÈSE AFRICAINE

La précipitation exige la réunion de trois conditions principales : l'existence d'un potentiel précipitable (qui représente en même temps un potentiel énergétique), l'intervention d'un facteur déclenchant l'ascendance, et une structure favorable aux ascendances (c'est-à-dire sans cisaillement et sans subsidence). Ces trois conditions devant être simultanément réunies (dans des proportions variables), il ne peut exister de relation directe et/ou immédiate entre la pluie et un paramètre quelconque. La pluviogenèse est donc diverse sur l'Afrique, le moteur des perturbations amenant à distinguer les pluviogenèses extratropicales et tropicales.

La pluviogenèse tempérée, sur les marges nord et sud, est directement commandée par les AMP, qui provoquent autour d'eux la déviation (dans le sens cyclonique) et le soulèvement des flux environnants. Ils provoquent ainsi au nord, les pluies dites "atlantiques" dans l'ouest du Maroc, et ensuite les pluies dites "méditerranéennes". Ils pénètrent plus ou moins profondément vers les Tropiques (Fig. 4), apportant d'aléatoires pluies hivernales brutales sur le Sahara, notamment sur les massifs centraux, comme par exemple au cours de l'hiver 1988 : en mars tombent 52 mm à Tamanrasset (provoquant une violente crue de l'oued), 126,8 mm sur l'Assekrem, 30 à 50 cm de neige ayant auparavant, en février, couvert les sommets du Hoggar pendant 4 à 5 jours (LEROUX, 1991b). La remontée vigoureuse vers le nord d'un flux chaud et poussiéreux (alizé continental dévié) sur la face avant des AMP puissants crée les situations dites "chergui" au Maroc, "sirocco" en Algérie et Tunisie, "gibli" en Libye, "khamsin" en Égypte, dans lesquelles les hydrométéores sont très réduits. Au sud de l'Afrique le passage des AMP est permanent sur les littoraux, apportant les pluies d'hiver dominantes dans la région du Cap, remontant ensuite sur les côtes du Namib où l'agglutination rapide des AMP apporte la stabilité. Sur les côtes du Natal et du Mozambique, ils provoquent sur leur face avant les bouffées chaudes des "bergwinds" venant de l'intérieur, mais aussi lors de leur pénétration sur le plateau une chute de la température avec parfois des "gelées noires" (black frosts), situation dite "guti" en Zambie et au Zimbabwe, "chiperoni" au Malawi. Encore plus au nord les pulsations anticycloniques dans l'alizé de l'Océan Indien et les bandes nuageuses associées, rythment la pluviogenèse sur la côte orientale de la Grande Ile, passent au nord de Madagascar et atteignent ensuite l'Afrique au niveau de la Tanzanie et du Kenya, procurant au littoral une pluviosité améliorée.

Les pluies plus spécifiquement "tropicales" sont essentiellement associées à l'Équateur Météorologique (Fig. 5 et 6). Les pluies de lignes de grains, qui se développent dans la structure EMI (et CIO), sont orageuses et de forte intensité, mais de

courte durée et de caractère aléatoire. Ces pluies provenant d'une structure marginale sont les premières à être affectées par un changement des conditions pluviogènes, comme le révèle la péjoration sahélienne actuelle.

L'EMV concentre selon une orientation zonale des formations nuageuses denses, et des précipitations continues, peu orageuses et abondantes souvent supérieures à 200 mm par mois (dans un total annuel supérieur à 1000 mm), pluies dispensées dans une bande zonale relativement restreinte, en une seule période (sur les marges) et en deux périodes au voisinage de l'équateur, une saison pluvieuse correspondant à un passage de l'EMV (qui naturellement ne coïncide pas nécessairement avec les "équinoxes"). L'EMV est situé dans les couches moyennes, mais la surface du sol peut aller à sa rencontre. Tel est le cas par exemple des hautes terres éthiopiennes, qui se trouvent en été à la latitude, de la structure EMV, sous la confluence entre la mousson atlantique rechargée en eau sur la cuvette du Bahr-el-Ghazal, et la mousson indienne : c'est alors la saison du "keremt", très pluvieuse.

Sur l'Afrique orientale l'EM de structure inclinée (EMI) n'est pas stérilisant en été austral (Fig. 6a) lorsqu'il surmonte le sud de la Tanzanie et du Mozambique, et le nord de Madagascar. S'y rencontrent en effet l'alizé de l'Océan Indien et la mousson

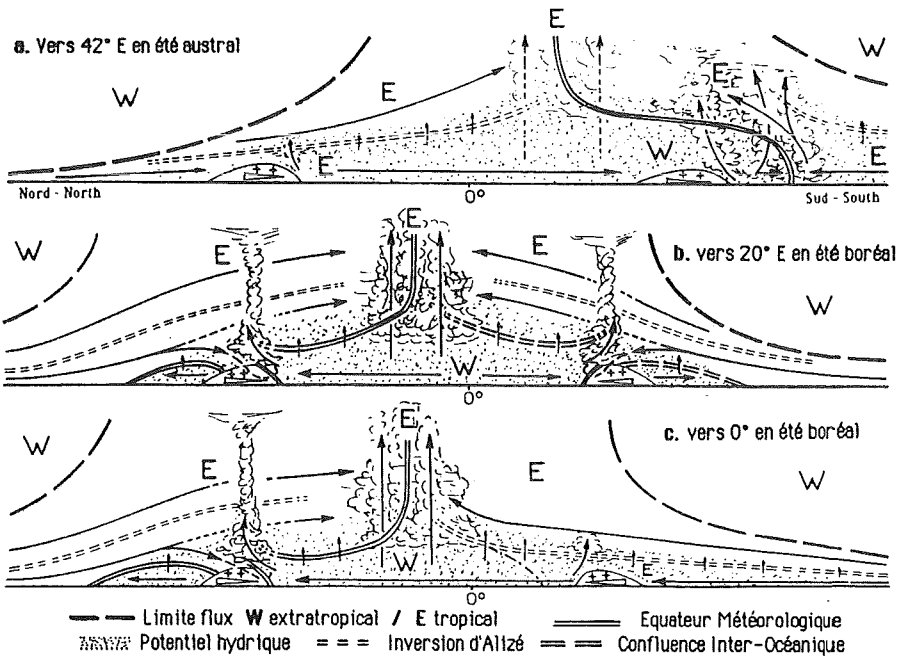


Fig. 6 : Structure verticale méridienne de l'Equateur météorologique sur l'Afrique

malgache, très humide, sur une épaisseur de l'ordre de 2500 - 3000 mètres. L'intense activité qui en résulte, se traduit par une très forte pluviométrie, permet l'entretien de cyclones nés dans la structure EMV au nord-est de Madagascar et peut même conduire à la cyclogenèse dans le Canal (Fig. 1).

La non-pluviosité de la façade occidentale de l'Afrique est associée à la stabilité des agglutinations anticycloniques dans les basses couches, et à la structure verticale stérilisante des alizés maritimes. Le flux frais de faible épaisseur est surmonté par un flux continental desséché qui interdit tout développement nuageux au-delà de l'inversion d'alizé (I.AI), l'humidité des basses couches pouvant éventuellement être condensée sous forme de rosée. Les courants marins "frais" et l'upwelling maintiennent la fraîcheur de l'air, mais "n'expliquent" certainement pas la non-pluviosité, qui relève de conditions structurales défavorables (révélées par la forme stratifiée des nuages éventuels). Comme sur la Somalie où la non-pluviosité intervient avant l'upwelling la température marine s'inscrit dans une covariation de phénomènes, la cause commune de l'absence de pluie et de basses températures marines étant extérieure à ces paramètres.

Tels sont les principaux facteurs du climat de l'Afrique, tous susceptibles d'évoluer, comme le montre l'actuelle variation saisonnière, et l'actuelle évolution climatique (notamment révélée par la pluviométrie sahélo-soudanienne). Bien peu relèvent directement de conditions strictement "locales" c'est-à-dire limitées à l'Afrique, mais se rattachent au contraire à la dynamique des échanges méridiens.

B. LES PALÉOENVIRONNEMENTS DE L'AFRIQUE AU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR (DMG) ET À L'HOLOCÈNE (OCH)

La paléométéorologie de l'Afrique est appréhendée à partir des paléoenvironnements des deux situations extrêmes survenues au cours des 18 000 dernières années. La restitution des paléoenvironnements est fondée sur un très grand nombre d'études, notamment publiées dans les volumes de "*Palaeoecology of Africa*", ou dans FAURE *et al.* (1986), et surtout sur des synthèses, à l'échelle régionale ou à celle de l'Afrique, comme par exemple et de manière non limitative, pour l'Afrique septentrionale et le Sahara celles de WILLIAMS et FAURE (Eds., 1980), ROGNON (1989), PETIT-MAIRE *et al.* (1991), pour l'Afrique centrale et orientale celles de HAMILTON (1982), ROCHE (1989), LANFRANCHI et SCHWARTZ (Eds., 1990), pour l'Afrique australe celles de VAN ZINDEREN BAKKER (1982), HEINE (1982) et TYSON (1986). Toutes les références ne sont pourtant pas citées, sachant que ne sont retenus que les caractères généraux, et/ou les faits marquants, et/ou admis. Sont encore "gommées", si

nécessaire, quelques "divergences" non fondamentales, portant sur les datations (les plus récentes étant généralement plus "fiabiles", ou corrigées), sur la situation hémisphérique (le synchronisme n'étant pas absolu entre les évolutions boréales et australes), sur les décalages entre latitudes, et/ou sur les particularités associées à des conditions locales. Le but principal est en effet de brosser le paléoenvironnement africain "moyen", fondé sur la "cohérence d'ensemble" de la reconstitution d'une période centrée sur le dernier Maximum Glaciaire (DMG) et d'une autre sur l'Optimum Climatique Holocène (OCH), de façon à révéler la dynamique du climat de l'Afrique lors de ces situations météorologiques extrêmes, et l'évolution progressive entre ces situations.

Les paléoenvironnements sont schématisés sur les figures 7 et 8. les températures étant soit plus faibles (DMG), soit plus élevées (OCH), aucun signe particulier ne les caractérise, mais les écarts chiffrés, négatifs ou positifs par rapport à l'actuel, sont éventuellement mentionnés. Les effets pluviométriques qui ne sont pas partout de même signe, sont par contre précisés, relativement par rapport à l'actuel, à proximité des sites observés. Les niveaux des lacs sont également appréciés de manière relative par rapport à leur niveau actuel. Dans le texte, par commodité les dates sont exprimées en ka, par rapport au présent (B.P.)

I. PALÉOENVIRONNEMENT LORS DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE (DMG) - 18-15 KA B.P.

Le Dernier Maximum Glaciaire (Fig. 7) s'étend grossièrement en Afrique de 18 ka à 15 ka. Dans l'hémisphère nord la période 20-18 ka est considérée comme représentant "le refroidissement maximal de la dernière glaciation" (FRENZEL *et al.*, 1992), plus précisément centré sur 18 ka pour CLIMAP (1976). Pour certaines régions africaines cette date marque seulement le début du DMG, qui peut par ailleurs se prolonger éventuellement jusqu'à 14 voire 13 ka. La situation est caractérisée par le froid, plus accentué sur les marges nord et sud de l'Afrique, la baisse d'ensemble de la température moyenne annuelle étant estimée à 8° C par rapport à l'actuel pour toute l'Afrique septentrionale (FRENZEL *et al.*, 1992).

L'océan est à un bas niveau (FAURE *et al.*, 1967; GIRESSSE, 1975) le retrait étant de l'ordre de - 130 m. La Méditerranée est divisée en deux bassins par le détroit de Tunis, la chute de température étant de l'ordre de 5 à 9° C dans le bassin occidental. Au nord de la Mer Rouge cette chute est estimée à 4° C par rapport à l'actuel.

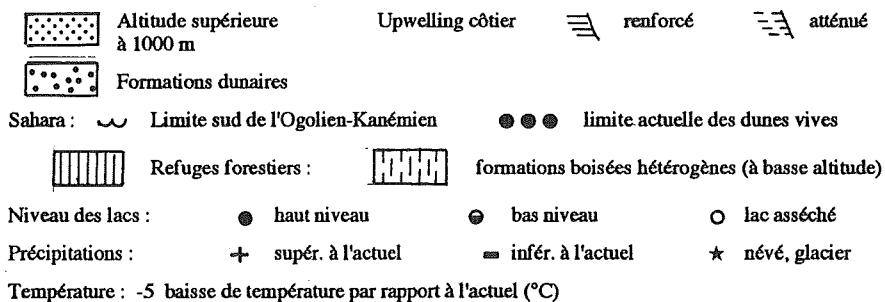
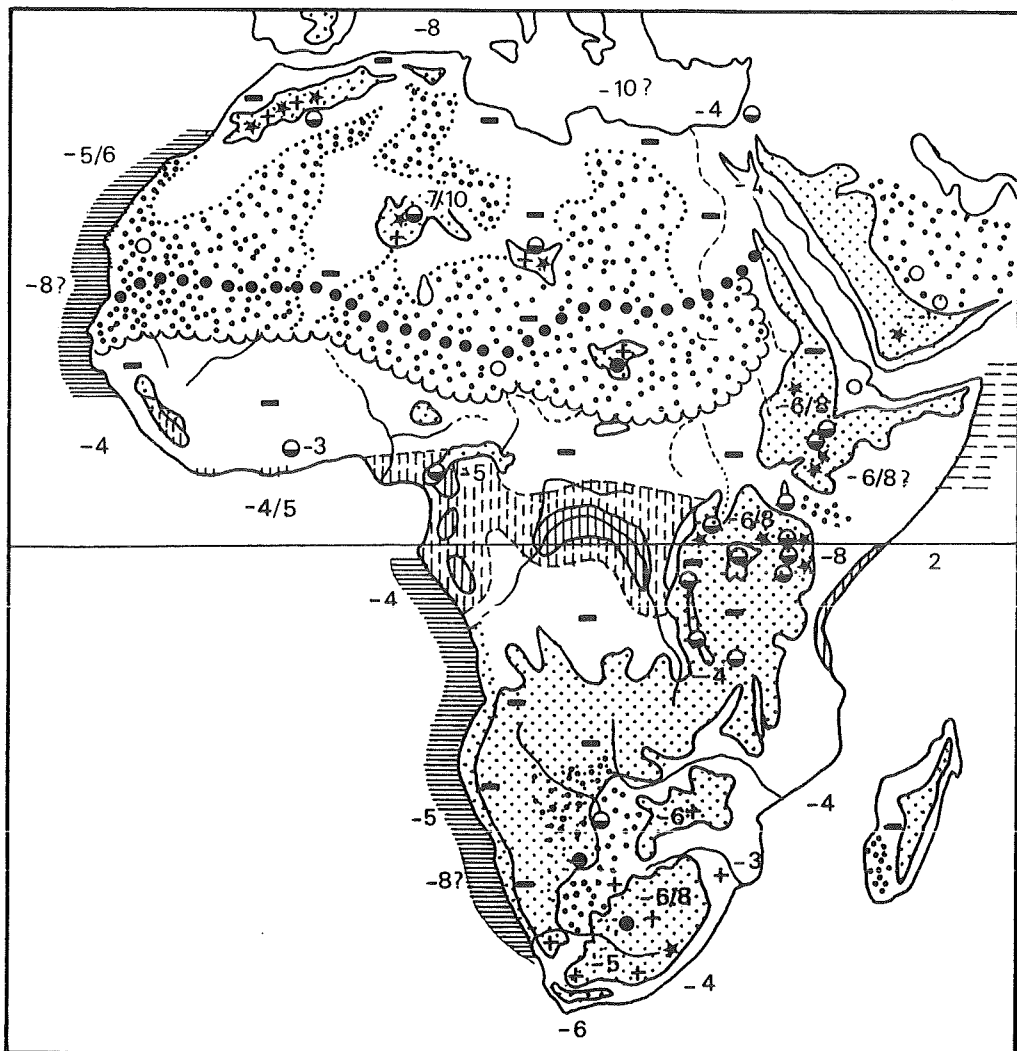


Fig. 7 : Paléoenvironnement de l'Afrique lors du dernier maximum glaciaire

Au *Maghreb* et au voisinage de la *Méditerranée*, les précipitations sont d'abord plus abondantes au début du DMG, comme elles le seront à la fin (ainsi que le révèle l'activité des oueds), mais le maximum glaciaire est sec et froid dans un environnement steppique. Le Maroc atlantique est humide, brumeux (période soltanienne), pas nécessairement pluvieux, l'installation de conditions semi-arides étant "en désaccord avec le schéma d'un Soltanien récent humide au Maroc atlantique" (DUTOUR *et al.*, 1991), la fin de la période pluviale étant caractérisée par une "aridification marquée" (WEISROCK *et al.*, 1985) et par un développement considérable des dunes littorales, longitudinales, après 17 ka. Un paléorivage est observé à - 130 m sur la plate-forme marocaine à 17 ka (POMEL, 1986), tandis que les îles Canaries subissent une période aride à partir de 20-17 ka, notamment à Fuerteventura (PETIT-MAIRE *et al.*, 1986).

Les basses terres sont arides mais les sommets de l'Atlas sont arrosés, et partiellement couverts par des glaciers (MESSERLI *et al.*, 1980), sur le Maroc (Rif et Haut-Atlas) et l'ouest algérien (monts Jurjura), la limite des alternances entre gel et dégel descendant au-dessous de 1300 m (ROGNON, 1989). L'écoulement vers l'Atlantique bâtit la terrasse soltanienne et vers le Sahara la terrasse saourienne, la fonte des neiges alimentant encore des lacs au pied de l'Atlas, notamment dans la vallée de la Saoura. Dans le sud-tunisien le pléniglaciaire est froid et aride, des vents particulièrement efficaces mettant notamment en place la troisième génération du Grand Erg Oriental (BALLAIS *et al.*, 1991).

Dans le *Sahara*, les hautes altitudes des massifs centraux, Hoggar et Tibesti reçoivent des précipitations relativement élevées. Dans le Hoggar, notamment dans l'Atakor, la limite des neiges permanentes descend jusque vers 2500 m et celle de la gélifraction vers 1000 - 1400 m. Mais "dans la profusion de vestiges de périodes froides" (ROGNON *et al.*, 1991) il est difficile de distinguer les formes appartenant au dernier cycle climatique, sur le versant nord du Tahat (2918 m) un alvéole glaciaire ayant été occupé au moins à deux reprises par des langues de glace d'environ 2 km. Dans le Tibesti, la période froide et pluvieuse s'étend de 16 ka à 14,5 ka, des formes nivales mais non glaciaires sont notées au-dessus de 3000 m dans le nord du massif, et des lacs se maintiennent au-dessus de 1000 m (JÄCKEL, 1979). La végétation et les sols sont "méditerranéens", la chute de température étant supérieure à 10° C en hiver et à 7° C en été. Dans le Jebel Marra (Darfour) un lac de cratère (caldera Deriba) atteint également un haut niveau (+ 5 à + 10 m) entre 19 et 14 ka (WILLIAMS *et al.*, 1980).

Les basses altitudes sahariennes et les latitudes sud-sahariennes s'assèchent, les fleuves médiocrement alimentés par les pluies tropicales sont désorganisés, et l'endoréisme domine. Au pied de l'Adrar de Mauritanie la sebkha Chemchane disparaît

dès 21 ka, le fleuve Sénégal est barré par les dunes ogoliennes et se perd à 500 km du littoral (MICHEL, 1973), le Niger est arrêté par les dunes dans son delta intérieur (Macina), le Tchad disparaît également à 15 ka, mais de petits lacs interdunaires alimentés par la pluie et les nappes subsistent entre 18 ka et 13 ka dans les dépressions de l'erg fossile (SERVANT *et al.*, 1983). La basse vallée du Nil est envahie par les dunes après 17 ka (BUTZER, 1980), à l'ouest du Nil Blanc les sables sont transportés jusque vers 13° N (WICKENS, 1982), les deux Nil et l'Atbara deviennent des oueds très saisonniers, les affluents éthiopiens ayant, en été, d'éventuels débits élevés, mais de courte durée. Il est également vraisemblable que le Nil Blanc ait cessé d'alimenter le cours principal du fleuve dont le niveau est alors très bas (WILLIAMS *et al.*, 1980). L'Egypte-Nubie est hyperaride dans la vallée du Nil, mais un écoulement a pu rejoindre la vallée par les oueds de la rive Est à partir des hauteurs de la Mer Rouge (ADAMSON, 1982), notamment comme ailleurs au début et à la fin du DMG. Les formations dunaires longitudinales de l'Ogolien-Kanémien, progressent d'environ 500 km vers le sud, jusque vers les latitudes 13-14° N. Sur le littoral occidental le courant des Canaries et l'upwelling sont puissamment renforcés (SARNTHEIM *et al.*, 1981; HOOGHIEEMSTRA, 1986), la chute de température se situant entre -4 et -10° C (-5/6° C en moyenne). Au large des côtes sénégalaises la haute concentration de pollens venant du Sahara et des zones littorales arides souligne le renforcement de l'alizé, qui atteint un maximum de vélocité vers 17 ka (LÉZINE, 1991).

Sur la *marge méridionale du Sahara* les zones de végétation sont fortement déplacées vers le sud, le recul étant par exemple au Soudan estimé à 500 km (WICKENS, 1982). La forêt de plaine est morcelée et remplacée par des formations de savanes, même dans la cuvette du Congo où elle ne survit que dans les zones refuges (côtes du Libéria, versant sud de l'Adamaoua, monts du Chaillu, versant ouest du Rift occidental,...). Au Ghana, les environs du lac Bosumtwi, où la réduction de pluviosité est estimée à 50 % et le refroidissement à environ -3° C (TALBOT *et al.*, 1984), connaissent une phase aride intense avec deux accentuations de l'aridité à 18,5 ka et à 14,7 ka (TALBOT *et al.*, 1992), le lac ayant alors un très bas niveau. Autour du lac Barombi-Mbo (Cameroun) la forêt a subsisté par filots dans un environnement aride un peu moins prononcé que sur la basse côte de l'Afrique occidentale entre 20 et 15 ka (MALEY, 1987). Le milieu forestier dense est remplacé par des prairies de montagne, la végétation montagnarde s'installant à des altitudes plus basses, la descente étant de l'ordre de 800 à 1000 m sur les plateaux Bateke, correspondant à une baisse de température d'environ 5 à 6° C (ELENGA, 1990). Les côtes du Gabon et du Congo, où les eaux guinéennes ne réapparaîtront que vers 13 ka, sont fortement refroidies (GIRESE *et al.*, 1984). Dans la cuvette du Congo les savanes progressent au détriment

de la forêt dont le recul est incontestable, mais l'hypothèse d'une disparition de la forêt dense humide de la cuvette centrale du Congo est toutefois "peu plausible" (ROCHE, 1988). Se forme plutôt une mosaïque forestière hétérogène, avec extension de biotopes forestiers montagnards à basse altitude remplaçant la forêt ombrophile ou s'y imbriquant, avec des refuges forestiers de type orographique, ou de type fluvial (COLYN, 1987) dans les zones marécageuses du centre de la cuvette où le fleuve Congo est en outre affaibli et désorganisé.

En *Afrique orientale*, les hautes terres de l'Éthiopie sont également froides et plus sèches avec une végétation très dégradée. Dans le Ras Dashan (monts Simen) la langue glaciaire la plus basse a pu atteindre 3760 m, mais la plupart des moraines terminales se trouvent vers 4100 m (MESSERLI *et al.*, 1980). La glaciation a été plus intense dans le sud de l'Éthiopie, atteignant sa plus grande extension, 600 km² sur les Monts Bale, le haut plateau situé à 4000 - 4200 m étant complètement recouvert par la glace; sur le Mont Badda, la surface englacée est de 140 km², la moraine terminale descendant vers 3700 m. Dans la dépression Dankali est notée une très grande aridité de 17 à 12 ka, au fond du lac Abhé asséché, lac dont la profondeur était de 150 m vers 22 ka, un sol est daté de 17-16 ka. Dans le rift éthiopien, en raison de la tendance à l'aridité, les lacs sont proches de leur niveau actuel, ou à une altitude inférieure (GASSE *et al.*, 1980).

Au large de la Somalie, l'upwelling somali estival est fortement atténué, et a même pu disparaître, tandis que l'Océan Indien équatorial ne connaît que peu de changement thermiques, de l'ordre de -2° C (PRELL *et al.*, 1980).

Sur les hautes terres de l'Afrique de l'Est la glace couvre environ 800 km² (HASTENRATH, 1986), la glaciation affecte le mont Elgon, aujourd'hui sans glace (HAMILTON, 1979), le mont Kenya où la descente des langues glaciaires atteint 3200 m de 21 ka à 15 ka (MAHANEY, 1989), le mont Kilimandjaro où la glace se maintient entre 3300 et 3600 m (COETZEE, 1967), le massif du Ruwenzori où la glace et les étages de végétation sont abaissés de 900 à 1000 m. Sans changement de pluviosité, la chute de température serait de 5,8 à 4,2° C, mais avec une baisse de 25 % de la pluie, l'estimation de cette chute est comprise entre 8,7 et 6,3° C (LIVINGSTONE, 1980). Le lac Turkana, endoréique, connaît un bas niveau (BUTZER *et al.*, 1972), dans la dépression à l'est du lac, des croûtes calcaires sont partiellement recouvertes par des formations dunaires (MÄCKEL *et al.*, 1984). Le lac Nyanza (Victoria), enregistre son niveau le plus bas (abaissé de 75 m) entre 14,7 et 13,7 ka (STAGER *et al.*, 1986), il est alors sans exutoire, salé, et entouré de formations de savanes (KENDALL, 1969). Comme le lac Victoria, le lac Albert (Mobutu) se déverse dans le Nil entre 18 et 14 ka, puis se ferme

jusqu'à environ 12,5 ka (LIVINGSTONE, 1980). Dans le rift kenyo-tanzanien, le lac Bogoria d'abord 3 à 4 fois plus élevé qu'actuellement subit une forte diminution vers 15 ka (TIERCELIN *et al.*, 1982), le lac Nakuru enregistre au même moment un bas niveau, le lac Manyara élevé vers 19,4 ka voit disparaître ses diatomées vers 16,6 ka et connaît des conditions ensuite salines jusque vers 12,5 ka (GASSE, 1980).

Sur les hauteurs du Rift occidental, on note un recul sensible des formations forestières et une expansion des formations ouvertes à partir de 22 ka en basse altitude comme en haute montagne (ROCHE *et al.*, 1988). Au Burundi, où les conditions sont froides et arides, la forêt de montagne persiste dans des refuges très réduits (BONNEFILLE *et al.*, 1988), la baisse de température est estimée à seulement -4° C ($\pm 2^\circ$) (BONNEFILLE *et al.*, 1990) et même à -3° C ($\pm 1,9^\circ$) (BONNEFILLE *et al.*, 1992), tandis que la pluie subit une décroissance de 25 à 30 % (CHALIÉ, 1992). Le lac Kivu est vers 14 ka nettement au-dessous de son niveau actuel, dans un bassin fermé et à forte salinité. Le lac Tanganyika, après une période pendant laquelle "le milieu lacustre est profond et calme", connaît une phase de régression de 17 à 12,5 ka, avec une émergence quasi-totale de sa partie sud (TIERCELIN *et al.*, 1988), la baisse de niveau étant de l'ordre de 300 m. A l'extrême sud du lac Tanganyika, la période d'aridité maximale se produit vers 18 ka (VAN ZINDEREN BAKKER, 1982), la forêt claire zambézienne voit son extension réduite entre 22 et 12 ka dans des conditions climatiques plus froides et plus sèches (VINCENS, 1989, 1991).

En *Afrique australe*, le littoral occidental s'individualise nettement du Kalahari. Le long du Namib le courant de Benguela est plus froid vers 19 - 16 ka (DIESTER-HAASS *et al.*, 1988), il est plus puissant et remonte très au nord; un upwelling accentué entraîne une nette baisse des températures, de l'ordre de -5° C (MORLEY *et al.*, 1979), l'estimation allant même jusqu'à -8/9° C. Sur la partie sud du Namib, au sud de la rivière Kuiseb, les pluies d'hiver pénètrent vers le nord, le vent violent activant les dunes longitudinales qui sont actuellement stationnaires (VAN ZINDEREN BAKKER, 1980). Sur le centre et le nord du Namib règnent le froid et l'absence de pluie, la force du vent poussant vigoureusement vers le nord des formations dunaires puissantes.

Sur le sud de l'Afrique australe, au sud de 20 - 25° S, des "conditions généralement humides prévalent" entre 25 et 15 ka (TYSON, 1986), notamment entre 17 et 15 ka. Près de Kimberley par exemple, vers 16 ka la pluie est le double de celle d'aujourd'hui, tandis que dans le nord-ouest de la province du Cap un paléolac atteint son plus haut niveau entre 16 et 14 ka. Les températures sont de 6 à 8° C inférieures à l'actuel, le minimum de température intervenant vers 16 ka. Dans la cuvette du Kalahari, selon HEINE (1982), dans une période globale allant de 19 à 13 ka, à

l'intérieur de laquelle la période 17-15 ka est la mieux représentée, la division est alors nette entre le nord et l'ouest arides, et l'est et le sud plus humides. Dans le nord du Kalahari, les pluies sont insuffisantes pour remplir la dépression du Makgadikgadi qui n'est occupée que par des marécages et des lacs peu profonds. Les vents étant également ici plus forts, des sables remontent vers le sud du bassin du Congo; toutefois "l'âge de ces phénomènes est l'objet d'une controverse" (ALEXANDRE *et al.*, 1992), les plus anciennes dunes du nord-est du Kalahari auraient en effet précédé la période humide de 30 à 20 ka (TYSON, 1986), tandis que les dunes contemporaines du DMG seraient celles du nord-est du Botswana. Dans le sud du Kalahari, le "climat est semi-humide" (HEINE, 1982), la rivière Molopo (affluent de l'Orange) semblant pérenne. La mobilisation éolienne est vigoureuse, et suit sensiblement les mêmes trajectoires qu'aujourd'hui, dirigée vers le sud en arrière de l'escarpement du Damara-Namara, une direction secondaire dirigée vers l'est étant en outre visible au débouché de l'ensellement de la vallée de l'Orange (HEINE, 1982). Les reliefs enregistrent de fortes gelées (maximales vers 16 ka), sur le plateau dans le centre du Transvaal, la chute de température atteint -8/9° C par rapport à la période actuelle. Le haut Drakensberg ne révèle que des signes d'activité périglaciaire, mais n'indique pas la présence de glace permanente (ALEXANDRE, 1962). Les étages de végétation sont abaissés d'environ 1000 mètres, les forêts sont quasiment absentes, notamment dans les plaines largement ouvertes du littoral oriental, principalement à cause de la puissance du vent (VAN ZINDEREN BAKKER, 1980).

Le courant des Aiguilles est plus froid et plus faible (PRELL *et al.*, 1980), la température est plus basse de 3 à 4° C au large du Mozambique (VAN CAMPO *et al.*, 1990). A Madagascar les formations savaniques s'étendent également au détriment de la forêt, la mobilisation éolienne concernant le sud-est de l'île (SALOMON, 1987).

En résumé, lors du Dernier Maximum Glaciaire, l'environnement de l'Afrique est caractérisé (par rapport à l'actuel) par :

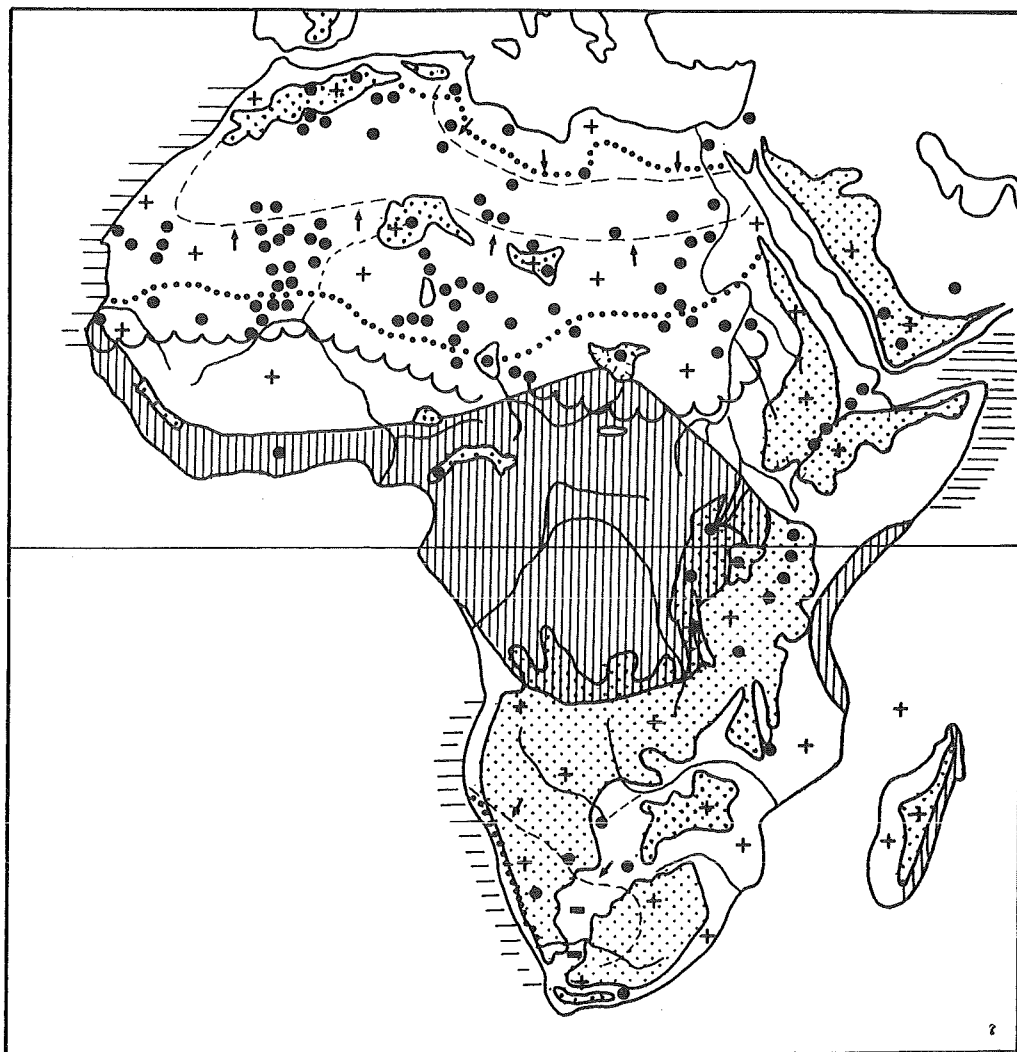
- un refroidissement général, mais avec des intensités inégales, la baisse de température étant plus prononcée sur les marges nord et sud, et sur les littoraux occidentaux;
- une diminution générale de la pluviométrie, et une baisse consécutive du niveau des lacs, mais avec des différences marquées, des secteurs bénéficiant même d'une nette amélioration pluviométrique, tandis que sur les hauts reliefs des précipitations neigeuses entretiennent des névés et des glaciers;
- une circulation nettement plus rapide, aérienne et marine, avec des upwellings puissants, sauf dans le nord de l'Océan Indien où l'upwelling somali estival est au contraire atténué ou absent;

- une végétation fortement dégradée, avec une quasi-disparition de la forêt dense (réfugiée dans quelques sites abrités), au bénéfice des formations de savane et de steppe, et une extension considérable des édifices dunaires, surtout mais pas uniquement sur l'Afrique septentrionale.

2. PALÉOENVIRONNEMENT DE L'AFRIQUE LORS DE L'OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCENE (OCH) 9 - 6 KA B.P.

L'Optimum Climatique Holocène (Fig. 8) s'étend grossièrement en Afrique de 9 ka à 6 ka, avec toutefois des différences bien marquées, mais dans une tonalité climatique générale chaude, les écarts saisonniers étant plus accentués vers 9 ka, et la chaleur moyenne plus constante vers 6 ka. Au cours de cette période est enregistrée vers 9,5 ka la période la plus chaude dans les latitudes méridionales (FLOHN *et al.*, 1980), les eaux de surface sub-antarctiques atteignant leur température maximale vers 9,4 ka (HAYS, 1978). Vers 6 ka intervient le maximum thermique en Europe ("Atlantique"), les températures estivales étant alors dans les latitudes moyennes de 2 à 3° C plus chaudes que l'actuel (HUNTLEY *et al.*, 1988). L'océan autour de l'Afrique enregistre vers 8 ka le point culminant de la phase transgressive nouakchottienne qui dure jusqu'à 5,5 ka (FAURE *et al.*, 1967). Au cœur de cette période, se produit encore, vers 7,5 ka, une coupure brève mais intense qui divise l'OCH en deux parties souvent bien différenciées, notamment sur l'Afrique au nord de l'équateur, tandis que l'OCH prend également fin par une rupture relativement brutale vers 5 ka.

Sur l'Afrique septentrionale, les bordures nord et sud du Sahara enregistrent simultanément le retour à des conditions plus humides à partir de 14,5 ka (GASSE *et al.*, 1990). Sur le Maghreb et les rivages de la Méditerranée, les précipitations sont plus abondantes, surtout en début de période, notamment sur l'Atlas où les forêts de cèdres sont alors remplacées par des forêts décidues. Mais les conditions sont plus sèches sur le versant saharien où s'effectue le passage d'un climat humide et froid à un climat humide et chaud (BALLOUCHE *et al.*, 1987), avec toutefois des particularités régionales comme dans les Aurès où, avant 6,3 ka règne une période aride avec des accumulations sableuses, tandis que de 6,3 à 4,3 ka s'installe l'humide néolithique (BALLAIS, 1985). Les paléolacs et les marécages au pied saharien de l'Atlas, par exemple au nord du Grand Erg Occidental (Algérie), "confirment l'existence d'une phase climatique plus humide qu'aujourd'hui à partir de 9,3 ka jusqu'à 3 ka", un lac permanent se forme rapidement, puis décline, le marécage s'assèche ensuite vers 7,2 ka, et un lac légèrement salé apparaît à nouveau à partir de 6,2 ka (GASSE *et al.*, 1987). Plus au sud, la sebkha Mellala enregistre de la même façon deux phases lacustres (GASSE *et al.*,



- Altitude supérieure à 1000 m Upwelling côtier renforcé atténué
 Sahara, Namib limite actuelle des dunes vives
 Sahel -Soudan ~~~~~ Limite sud des dunes l'Ogoliennes-Kanémiennes, actuellement fixées
 Forêt dense (extension maximale) - - - - - Migration des formations steppiques
 Niveau des lacs : ● haut niveau absolu ou relatif
 Précipitations : + supérieures. à l'actuel - inférieures. à l'actuel

Fig. 8 : Paléoenvironnement de l'Afrique lors de l'optimum climatique Holocène : 9.000 - 6.000 B.P.

1990). La végétation méditerranéenne migre vers le sud, d'environ 250 à 300 km, tandis que les chotts, notamment du sud tunisien, se transforment en lacs. Dans l'ouest du désert libyen, entre 10 ka et au moins 7 ka (PACHUR *et al.*, 1980) sont observés des lacs et des régions marécageuses étendues et peu profondes avec une végétation clairsemée, la pluviométrie étant estimée à environ 200 à 300 mm de pluie vers 8 ka. Sur les versants des hauteurs qui bordent la Mer Rouge l'activité des oueds est grande en hiver, principalement vers 11 - 8 ka, s'ajoutant aux inondations d'été du Nil (BUTZER, 1980). A l'autre extrémité, les îles Canaries et notamment celle de Fuerteventura, connaissent une période humide avec un maximum situé entre 9 et 7 ka (PETIT-MAIRE *et al.*, 1986).

Le Sahara est nettement plus arrosé, la pluie pénétrant à la fois par le nord et par le sud, avec un caractère saisonnier marqué (en fonction de la latitude), réduisant considérablement l'étendue des régions encore arides. Les massifs centraux, Hoggar et Tibesti, sont particulièrement favorisés pendant la première partie de la période, bénéficiant de précipitations accrues. Dans le Serir Tibesti, par exemple, des mollusques et des boues calcaires ont été datés entre 8,9 et 7,5 ka (PACHUR *et al.*, 1980); les dépôts d'un oued fossile supposent en outre un transport à partir du Tibesti sur une distance de l'ordre de 800 km vers le Serir Calanscio. Le Sahara, parfois appelé "des Tchads" est parsemé de lacs et de marécages très nombreux (PETIT-MAIRE *et al.*, 1991). Autour de 8 ka se situe l'optimum pluvio-lacustre du Sahara; en Mauritanie par exemple, à Chemchane (21° N), où l'épisode lacustre dure de 8,3 à 6,8 ka, la végétation saharienne est remplacée vers 8,3 ka par une pseudo-steppe à affinité soudano-sahélienne (LEZINE, 1989). Même dans l'hyperdésert du Tanezrouft, on note la présence de petits lacs d'eau douce entre 10,2 et 5,5 ka (PETIT-MAIRE *et al.*, 1990), le lac Taoudenni (nord du Mali) dont la période lacustre s'étend entre 9,5 ka et 6,5 ka connaît son maximum d'expansion vers 8 ka. Le Niger étend son vaste delta intérieur au nord de Tombouctou dans le bassin d'Araouane de 8,5 à 3,5 ka, y couvrant plus de 60 000 km² (PETIT-MAIRE *et al.*, 1987). A l'emplacement du lac Tchad, des dépôts palustres liés à la nappe phréatique apparaissent dès 12 ka (DURAND *et al.*, 1984); vers 9 - 8 ka les lacs sont alimentés simultanément par le nord (affluents du Tibesti), et par le sud, l'alimentation à partir du Tibesti cessant vers 7 - 6 ka (SERVANT *et al.*, 1983). De très vastes surfaces sont submergées (le "grand Paléotchad" entouré de savanes n'atteignant cependant pas, semble-t-il, les dimensions d'une mer intérieure), les lacs hydrographiques étant alimentés par les rivières du sud comme aujourd'hui, le Logone pouvant en outre se déverser temporairement vers la Bénoué. Le Nil Blanc est à 3 m au-dessus de son niveau actuel (non régulé) entre 11 ka et 8 ka (WILLIAMS *et al.*, 1982),

le débit du Nil étant au moins trois fois supérieur à sa normale actuelle (ADAMSON, 1982). Les tributaires sahéliens et éventuellement sahariens (provenant des reliefs), des grands organismes fluviaux (Sénégal, Niger, Nil) ont un écoulement quasiment permanent pendant la première phase de l'OCH, et en deuxième phase après la coupure vers 7,5 ka, un écoulement moins régulier, plus saisonnier et recentré sur l'été (TALBOT, 1980; SERVANT *et al.*, 1980).

Au *sud du Sahara*, les zones de végétation sont fortement déplacées vers le nord, l'ampleur de la migration se situant entre 500 à 1000 km, selon les régions et le type de végétation. Le long du littoral ouest, où le courant des Canaries est affaibli et l'intensité de l'upwelling diminuée, dans les Niayes (dépressions interdunaires au Sénégal), la forêt mésophile guinéenne atteint 16° N, entre 9 et 7,5 ka, pour être ensuite remplacée par une association marécageuse de type soudanien. Les éléments soudano-sahéliens arrivent sur la marge sud du Sahara actuel (21° N), la position extrême étant atteinte vers 8,5 ka (LÉZINE, 1989). Des témoignages dans le Ténéré central montrent l'extension de la végétation soudanienne (savane arborée) de plus de 400 km vers le nord (SCHULZ, 1987); dans le Sahara oriental où l'épisode pluvial majeur intervient entre 9,5 et 4,5 ka, les zones de végétation sont déplacées vers le nord de 400 à 500 km (RITCHIE *et al.*, 1987), tandis que l'ampleur de la migration est estimée au Soudan à environ 300 km (WICKENS, 1982). L'abondance relative de la végétation autorise les établissements humains au Sahara (néolithique de tradition soudanienne), le "Sahel" étant alors couvert par la savane, avec des hauts niveaux des lacs d'eau douce et des rivières sur toute la bordure sud.

L'Afrique connaît une extension considérable de la forêt dense, qui occupe un espace plus vaste qu'actuellement. Au Ghana, autour du lac Bosumtwi, la forêt réapparaît brusquement vers 9 ka en même temps que régresse l'élément montagnard, le niveau lacustre d'une grande stabilité entre 9,2 et 3,2 ka est maximal entre 8 ka et 6 ka (TALBOT, 1984, 1992). La reconquête par la forêt, qui débute vers 9 ka à partir des refuges, se serait réalisée en moins d'un millénaire en débordant largement de son aire actuelle, remontant notamment sur le littoral du Liberia jusqu'au Sénégal, sur l'Afrique centrale vers le Darfour, vers le lac Victoria franchissant le Rift occidental où la grande expansion de la forêt dense de montagne se situe entre 9 ka et 6 ka, avec un optimum marqué vers 7-6 ka (ROCHE *et al.*, 1988). Dans le même temps, sur le littoral ouest de la cuvette du Congo, la mangrove et la forêt côtière se développent entre 9 ka et 6 ka (GIRESSE, *et al.*, 1984).

En *Afrique orientale* l'Éthiopie est chaude, pluvieuse et revégétalisée, après l'épisode du "Nil sauvage" (VERMEERSCH *et al.*, 1991). Les glaciers ont disparu, la

forte pluviosité entretient les hauts niveaux des lacs du rift vers 9,5 - 8,5 ka, les lacs Ziway, Langano, Abiyata et Shala formant alors un seul lac (à + 112 m). Dans la dépression Dankali, le lac Abhé qui est à 160 m au-dessus de son niveau actuel, subit une régression prononcée puis atteint un second haut niveau de 7 ka à 6,5 ka (GASSE *et al.*, 1980). Alimenté par l'Omo, le lac Turkana qui enregistre des niveaux élevés entre 10 ka et 8 ka (+ 80 m) rejoint le réseau du Nil (BUTZER *et al.*, 1972), auquel se sont déjà raccordés depuis 12,5 ka les lacs Albert et Nyanza. Ce dernier atteint sa cote maximale entre 9,5 ka et 6,5 ka (KENDALL, 1969); la végétation est dense sur ses rives, notamment représentée par la forêt sempervirente. Mais après 6 ka, le climat est devenu moins pluvieux avec des saisons plus contrastées; la végétation dense régresse, cédant alors la place à des forêts semi-décidues.

Sur le mont Kenya, les glaciers remontent au-dessus de 4 000 m d'altitude entre 8 ka et 5 ka (MAHANEY, 1989); une extension maximale de la forêt dense de montagne est alors observée au voisinage du lac Sacré, vers 2438 m (COETZEE, 1967). L'évolution d'ensemble est similaire sur les autres reliefs, Cherangani Hills, mont Elgon, et Ruwenzori, où les étages de végétation s'élèvent (LIVINGSTONE, 1967). Sur le Kilimandjaro, la forêt humide de montagne connaît son maximum de développement vers 6 ka (COETZEE, 1967). Les lacs du rift kenyo-tanzanien, comme le lac Bogoria qui enregistre une forte remontée à partir de 12 ka (TIERCELIN, 1982), se maintiennent à des hauts niveaux, supérieurs à l'actuel.

Sur le littoral de l'Océan Indien, tandis que le peuplement forestier s'étend, le courant somali estival se rétablit et l'upwelling s'impose à nouveau.

Le lac Kivu, où la remontée des eaux est importante entre 10 ka et 5 ka, franchit le seuil de Bukavu vers 9,5 ka (HAMILTON, 1982), et par la Ruzizi rejoint le lac Tanganyika. Celui-ci, dans lequel la transgression avait commencé dès 12,5 ka (TIERCELIN *et al.*, 1988), connaît alors de 9,5 ka à 6 ka une importante dilution et une forte montée (ROCHE, 1988). Au sud du plateau tanzanien, le lac Rukwa enregistre également un haut niveau vers 9 - 8 ka. L'extrême sud du lac Tanganyika est chaud et humide, avec un maximum vers 8 - 7 ka (VAN ZINDEREN BAKKER, 1982), l'extension des forêts claires zambéziennes étant maximale entre 12 ka et 6 ka (VINCENS, 1989). L'augmentation de la température est estimée pour l'Afrique équatoriale à + 1,4° C de plus que l'actuel (BONNEFILLE *et al.*, 1992).

En *Afrique australe*, la période 10 ka - 8 ka semble avoir été un "optimum climatique" (VAN ZINDEREN BAKKER, 1980). La quasi-totalité de l'espace bénéficie d'une meilleure pluviosité; l'évolution vers une phase humide s'est manifestée à partir

de 9 ka et vers 8 ka, la plus grande partie de l'Afrique australe est humide (TYSON, 1986), ces conditions générales persistant ensuite jusqu'à 4 ka.

Le long du littoral le courant de Benguela est plus faible, tandis que l'upwelling est atténué. la partie nord du Namib bénéficie de pluies, tandis que des lacs interdunaires (pans) sont alimentés par des rivières qui percent l'Escarpe. La cuvette du Kalahari, plus chaude et plus humide qu'actuellement, comme le révèlent les paléosols (HEINE, 1982), est reconquise en direction du sud par les pluies d'été et par la végétation, principalement par des formations de savane, des lacs étendus parsemant les dépressions notamment celle des lacs Ngami-Makgadikgadi. Même à l'ouest, dans le Damaraland près de Windhoek des conditions humides sont observées, particulièrement entre 7 et 6 ka (SCOTT *et al.*, 1991).

Le sud de l'Afrique est humide, et reçoit principalement des pluies en période hivernale. Mais l'intérieur est peu pluvieux et plus sec, avec une évaporation plus intense (COETZEE, 1967), le plateau intérieur de la province du cap (basse vallée de l'Orange) restant inoccupé entre 9 et 4,6 ka (BEAUMONT, 1986).

Dans le canal de Mozambique, au niveau des Comores, s'opère un changement climatique majeur à partir de 10 ka, manifesté par un rétablissement des conditions chaudes et humides (ELMOUTAKI, 1992). Vers 9 ka se réalise par le courant des Aiguilles une éventuelle exportation d'eau chaude vers l'Atlantique, au-delà du Cap (McINTYRE *et al.*, 1989), dans le Canal apparaissent des bancs coralliens, tandis que le couvert forestier se développe sur Madagascar (SALOMON, 1987).

En résumé, lors de l'Optimum Climatique Holocène, l'environnement de l'Afrique est caractérisé (par rapport à l'actuel) par :

- un réchauffement général, plus précoce au sud où il se manifeste dès 9 ka, tandis que le nord ne l'enregistre que vers 6 ka, après une récession fraîche relativement brève mais souvent intense,
- une augmentation générale de la pluviométrie, et une hausse consécutive du niveau des lacs, quelques secteurs limités connaissant toutefois une péjoration marquée,
- une circulation aérienne et marine nettement ralentie, avec des upwelling atténués, sauf dans le nord de l'Océan Indien où l'upwelling somali estival est au contraire rétabli,
- une végétation luxuriante, avec une reconquête rapide de la forêt dense à partir de ses refuges, et une extension considérable des formations de savane, une fixation des édifices dunaires, et une très forte réduction des régions encore marquées par l'aridité.

Tels sont les paléoenvironnements africains lors du DMG et de l'OCH. Il s'agit maintenant de traduire ces termes environnementaux en termes météorologiques.

C. INTERPRÉTATION PALÉOMÉTÉOROLOGIQUE, MODES DE CIRCULATION

Les deux situations du DMG et de l'OCH, extrêmes au cours des 18 000 dernières années, s'expriment, presque, en termes contraires en ce qui concerne : la température, la pluviosité, la force du vent, l'hydrographie, l'extension des types de végétation et des zones climatiques. Des modifications d'une telle ampleur posent de nombreux problèmes d'interprétation.

1. LES PROBLÈMES D'INTERPRÉTATION

DES QUESTIONS :

De nombreux points méritent réflexion, retenons les plus importants :

Les variations de température sont importantes, notamment les fortes baisses lors du DMG, mais elles sont inégalement distribuées. Leur origine est-elle "locale" ?, ou bien les modifications thermiques sont elles advectées, et dans ce cas par quel véhicule ?

La migration des zones de végétation sur l'Afrique septentrionale est estimée, par rapport au présent, en moyenne à 400 ou 500 km vers le sud, puis à 300 ou 400 km vers le nord; la migration totale est donc de l'ordre de 700 à 900 km entre le DMG et l'OCH. Cette translation des zones climatiques vers le nord, associée à un glissement grossièrement synchrone vers le sud, se traduit par une dilatation, ou à l'inverse par une rétraction de la partie tropicale de l'Afrique. Quelle est la cause de ces migrations ?

L'accélération de la circulation lors du DMG est évidente (comme son ralentissement pendant l'OCH). Quelle est l'origine de ce renforcement, en considérant en outre que les trajectoires restent sensiblement identiques, au nord comme au sud ? L'extension résultante des formations dunaires est-elle uniquement associée à la force du vent ? L'évolution de la vigueur des upwellings le long du littoral occidental paraît logique (en supposant résolue celle du vent), mais que dire de l'upwelling somali estival qui disparaît en période de vent fort, pour réapparaître en période de décélération ?

Les flux tropicaux sont puissants lorsque leur aire de balayage est réduite (DMG), mais leur puissance est modérée lorsqu'à l'inverse leur aire de balayage est considérablement amplifiée (OCH). Quelle est la cause de ce paradoxe fondamental ?

La forêt dense disparaît quasiment lors du DMG : est-ce uniquement à cause d'une réduction de la pluviosité ? Elle se maintient dans des refuges à partir desquels se fera la reconquête : à quoi correspondent ces refuges, et de quoi abritent-ils les arbres ?

La zone tropicale souffre d'un déficit pluviométrique estimé en moyenne aux environs de 25 à 30 %. L'espace qu'elle occupe est pourtant fortement réduit lors du DMG, et la baisse de température n'y est pas considérable (surtout à l'est) tandis que l'amplitude de migration de ses structures pluvio-gènes est nécessairement concentrée. Quelle est alors la cause de cet autre paradoxe ?

Les pluies sont, en schématisant, "extratropicales" et d'hiver, ou bien "tropicales" et d'été. Lors du DMG les phénomènes extratropicaux pénètrent profondément sur l'Afrique, surtout sur sa partie septentrionale. Cela se traduit, encore un paradoxe, par une non-pluviosité sévère. Quelles sont donc les modalités réelles des interférences entre les dynamiques extratropicales et tropicales ?

DES EXPLICATIONS

Les questions sont nombreuses, et parmi les nombreuses explications proposées, ne sont examinées que les plus fréquentes.

Une part importante de responsabilité est accordée aux "cellules anticycloniques subtropicales". Des modifications de puissance ou de latitude des cellules dites des Açores, de Sainte-Hélène ou des Mascareignes sont envisagées. Ces hautes pressions sont en outre considérées comme des "barrières", susceptibles d'interdire les échanges méridiens; ainsi de "fréquents échanges méridiens impliquent un affaiblissement des anticyclones", tandis qu'à l'inverse "une fréquence moindre des échanges méridiens implique un renforcement des cellules anticycloniques tropicales". Cette conception (erronée) amène par exemple COHMAP (1988) à considérer qu'à 18 ka "les hautes pressions subtropicales étaient plus faibles", alors qu'elles étaient "plus fortes à 9 ka et 6 ka" (c'est exactement l'inverse). Ces hypothèses montrent que l'origine réelle de ces centres d'action n'est pas reconnue; elles relèvent en fait d'une vision statistique des

phénomènes, et d'une sorte "d'animisme météorologique" qui fait varier la puissance des centres d'action "à la demande", en ne posant plus la question de savoir de quoi la moyenne a été initialement faite. Des confusions du même type concernent la relation entre ces hautes pressions et les dépressions subpolaires (dont celle dite d'Islande); des échanges méridiens intenses se traduisent en effet par une dépression plus creusée et un anticyclone plus puissant, et inversement (LEROUX, 1992a), relation qui n'est pas appliquée par COHMAP (1988) qui suppose vers 18 ka une association "dépression plus creuse / anticyclone plus faible". Aucune migration d'ensemble considérable n'est en outre observée sur l'Afrique, mais bien plutôt un renforcement anticyclonique à la fois vers le sud et vers le nord, à l'échelle actuelle (LAMB, 1978), comme lors du DMG où les trajectoires sont restées identiques au nord (MAINGUET *et al.*, 1976; TALBOT, 1980, 1984) comme au sud (HEINE, 1982; TYSON, 1986).

L'accélération considérable de la circulation oblige également à poser la question de l'origine réelle des cellules anticycloniques, de présumés mouvements subsidents étant absolument incapables de fournir une telle intensité d'écoulement et un tel refroidissement.

La faible pluviosité tropicale lors du DMG est associée à une faiblesse supposée des flux tropicaux; l'hypothèse selon laquelle la mousson est plus faible à 18 ka (COHMAP, 1988) oblige ainsi à très nettement différencier la force des flux et leur aire d'extension. La pluie est également mise en relation avec les températures marines; ainsi par exemple "le facteur principal des changements pluviométriques ... semble avoir été le pouvoir évaporateur de l'atmosphère" (GASSE *et al.*, 1990). Ce principe, appliqué aux upwellings, selon lequel "l'intense refroidissement de l'air au-dessus de l'océan cause une inversion dans l'atmosphère ... et de cette façon provoque l'aridité des régions proches du littoral" (MALEY, 1990) est généralement admis, mais il est pourtant erroné. Le rafraîchissement à la base est en effet limité aux très basses couches (quelques mètres) et ne peut absolument pas être la cause de l'inversion d'alizé, la stratification aérologique tropicale obéissant à des conditions d'une toute autre échelle. Mais il faudrait d'abord, avant d'appliquer cette hypothèse aux changements passés, qu'elle soit d'abord vérifiée actuellement au sud du Sahara, et non formellement démentie comme par exemple par l'hivernage 1988. Il faut en effet considérer l'absence de relation directe entre le potentiel précipitable et l'eau effectivement précipitée, et tenir compte des processus réels de la pluviogenèse.

Des raisons plus "locales" sont également avancées. Par exemple le décalage vers le sud et le maintien dans une position méridionale de l'ITCZ, qui devrait alors se traduire par une forte hausse pluviométrique sur l'Afrique australe ... Ou bien encore

un déplacement de la trajectoire du Jet d'Est Tropical, ou JET (FLOHN *et al.*, 1980), la subsidence présumée responsable de l'aridité étant alors déplacée vers le sud. Mais puisque le JET est alimenté par l'énergie libérée par la mousson au-dessus de l'Asie, que devient-il lorsque la mousson n'atteint plus ce continent, lors du DMG ?

Les hypothèses sont donc nombreuses, évoquant tantôt séparément des paramètres isolés, ou ne différenciant pas entre les paramètres la co-variation de la véritable co-relation, ou bien encore faisant appel à des recettes simples, parfois simplistes, sans rapport avec la réalité observée. Doit-on également modifier la perspective, et à supposer que la perspective méridienne ait été privilégiée, doit-on se placer dans une perspective zonale, justifiée par "l'importance primordiale des circulations zonales (E-W)" ? Un "réexamen des hypothèses paléoclimatiques antérieures" comme le propose DURAND (1991) serait naturellement profitable si, d'abord, et c'est la condition première, le schéma de la circulation dite de Walker, appliqué à l'Afrique par FLOHN (1971), était conforme à la distribution pluviométrique observée en Afrique à la latitude de l'Équateur, et représentatif de sa circulation réelle. Cette distinction n'est, en fait, qu'un artifice, les composantes méridienne et zonale ne pouvant être dissociées, car l'évolution climatique de l'Afrique, au présent comme au passé, est inséparable de l'évolution climatique globale.

La question fondamentale est de déterminer la cause commune des variations climatiques.

2. VARIATION DE L'INSOLATION ET MODES DE CIRCULATION GÉNÉRALE

La cause commune des changements climatiques réside-t-elle dans la variation de l'insolation ? Non, si celle-ci est envisagée à l'échelle globale, pour laquelle elle a seulement varié de 0,6 % au cours du dernier million années (GENTHON *et al.*, 1987). A-t-elle son siège dans les Tropiques, et le réchauffement tropical peut-il créer "un fort gradient thermique entre les pôles et l'équateur entraînant des échanges méridiens intenses" (MALEY, 1976) ? Non encore, si l'on considère les variations de l'insolation tropicale : l'insolation a varié au cours des 20 millénaires passés, à la latitude du Tropique nord de 9.502 ly (vers 2 ka) à 9.587 ly (vers 11 ka), soit de 85 ly c'est-à-dire de 8 ‰, à l'Equateur de 10.268 ly (vers 9 ka) à 10.302 ly (vers 20 ka), soit de 34 ly c'est-à-dire de 3 ‰, et à la latitude du Tropique sud de 9.481 ly (vers 11 ka) à 9.600 ly (vers 20 ka), soit de 119 ly c'est-à-dire de 12 ‰ (DAVIS, 1988, et communication personnelle). Ces variations sont insignifiantes et hors de proportions avec les modifications climatiques enregistrées sous les Tropiques. Elles montrent toutefois que

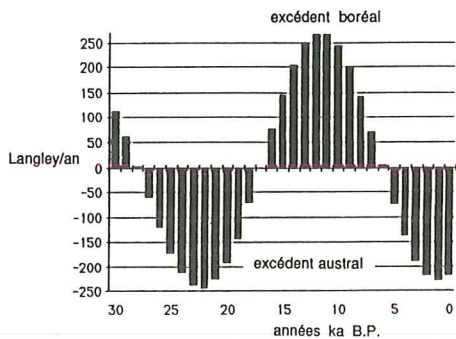
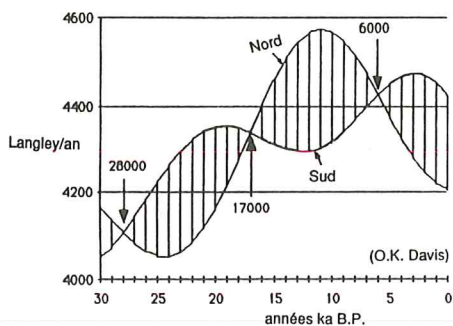


Fig. 9 : a) Insolation annuelle à 85° Nord et 85° Sud b) Différence d'insolation annuelle : 85° N et 85° S

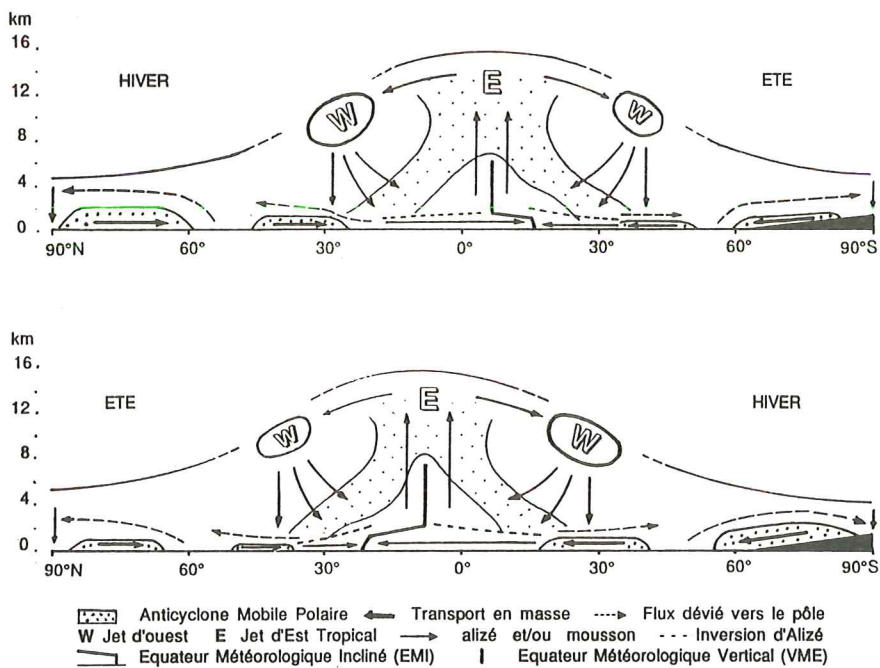


Fig. 10 : Circulation générale de la troposphère : schémas saisonniers

l'évolution thermique tropicale n'est pas indigène, mais résulte de variations extratropicales et elles soulignent également que les Tropiques ont toujours disposé de chaleur sensible et latente pour alimenter les transferts méridiens.

Les variations de l'insolation ont par contre été beaucoup plus grandes dans les hautes latitudes. La Fig. 9 montre les variations respectives des insolation estivales polaires nord et sud. Au cours des dernières 30 ka, l'insolation au pôle Nord a varié de 4.050 ly (vers 24 ka) à 4.573 ly (vers 11 ka), soit une hausse de 523 ly à l'échelle annuelle, c'est-à-dire 13 % de la valeur minimale. Deux maxima sont observés au pôle Sud où l'insolation a varié de 4.052 ly (vers 30 ka) à 4.470 ly (vers 3 ka), soit un écart de 418 ly c'est-à-dire une hausse de 10 % de la valeur minimale (DAVIS, 1988). Les deux courbes d'insolation se recoupent trois fois : vers 28 ka avec une valeur commune de 4.105 ly, vers 17 ka avec 4.339 ly (c'est-à-dire 3 % de plus qu'aujourd'hui au nord, 2 % de moins au sud), vers 6 ka avec une valeur commune de 4.423 ly.

La cause commune apparaît donc être solaire, même si la réponse est ensuite différée par l'intervention d'autres facteurs. La signification véritable des changements thermiques dans les hautes latitudes n'apparaît toutefois véritablement qu'en considérant les modalités réelles des transferts méridiens. Les Anticyclones Mobiles Polaires sont en effet les véhicules de la propagation en masse du froid polaire vers les Tropiques, et les responsables du transfert en retour de l'énergie tropicale vers les pôles, dans le passé comme à l'échelle actuelle. En fonction, d'une part des variations saisonnières de la circulation générale actuelle rythmée par le déficit thermique des régions polaires (Fig. 10), et d'autre part des variations de l'insolation dans les hautes latitudes, deux modes de circulation générale peuvent être imaginés et caractérisés en fonction des caractères initiaux des AMP et de la vitesse des échanges méridiens (Fig. 11 et 12).

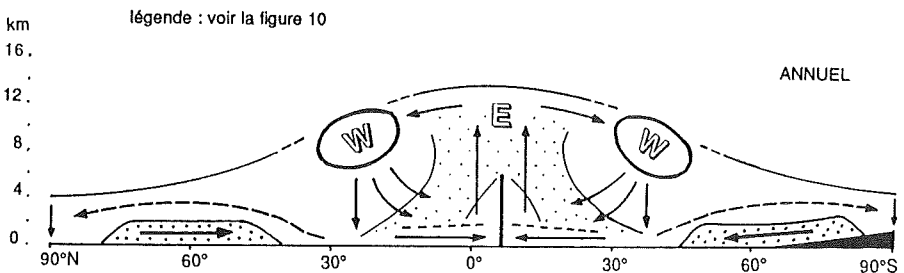


Fig. 11 : Circulation générale rapide (déficit thermique polaire élevé)

Circulation générale rapide

Un mode de circulation rapide (Fig. 11) correspond à un déficit thermique élevé toute l'année dans les hautes latitudes, déficit encore accru en hiver dans l'hémisphère nord par les masses continentales, la glace de mer et les inlandsis. Les AMP sont puissants, épais, de vastes dimensions, et ils conservent une forte cohérence et de basses températures sur de longues distances. Leurs trajectoires sont plus nettement méridiennes et sont ainsi capables de provoquer un transfert plus intense d'énergie tropicale en direction des pôles. Ils réalisent ainsi la capture du potentiel précipitable tropical, et le dévient vers les hautes latitudes le long de trajectoires privilégiées, déterminées par la géographie du déplacement des AMP, dépendante de l'orographie et aussi de la fréquence des blocages anticycloniques. Tous les centres d'action anticycloniques dynamiques puissamment alimentés par les AMP sont en effet vigoureux, les agglutinations anticycloniques océaniques sont largement étalées, comme les agglutinations continentales qui bénéficient en outre d'un renfort thermique (notamment en hiver).

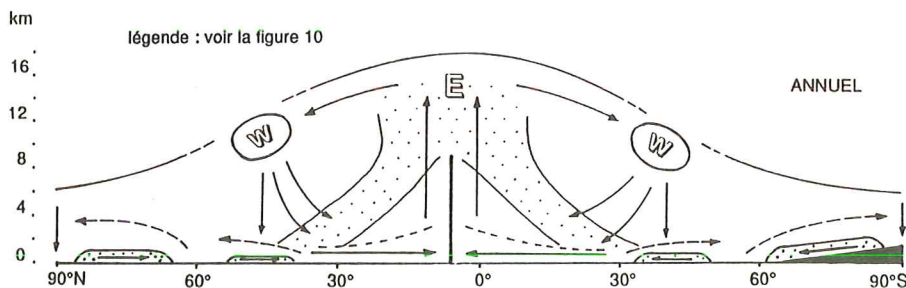


Fig. 12 : Circulation générale lente (déficit thermique polaire faible)

Les perturbations des latitudes moyennes sont violentes. Les flux de basses couches sont accélérés, d'abord dans les latitudes extratropicales et après les zones-tampons des agglutinations dans la zone tropicale. L'accélération gagne toute l'atmosphère, les jets d'ouest sont renforcés, se décalent vers les Tropiques, et la subsidence associée est renforcée. La zone tropicale est fortement réduite, dans l'étau des dynamismes extratropicaux antagonistes; la migration annuelle des structures pluvieuses tropicales est limitée à une étroite ceinture, décalée vers le sud en raison du poids relatif accru de l'hémisphère nord. La faible migration de l'Équateur Météorologique dans les basses couches n'autorise pas (ou peu) la déviation en mousson des alizés dont la force est accrue (Fig. 13a).

Ce mode de circulation est applicable à la période centrée sur 28 ka, qui représente un relatif équilibre, froid, entre les deux pôles (Fig. 9). Les échanges sont

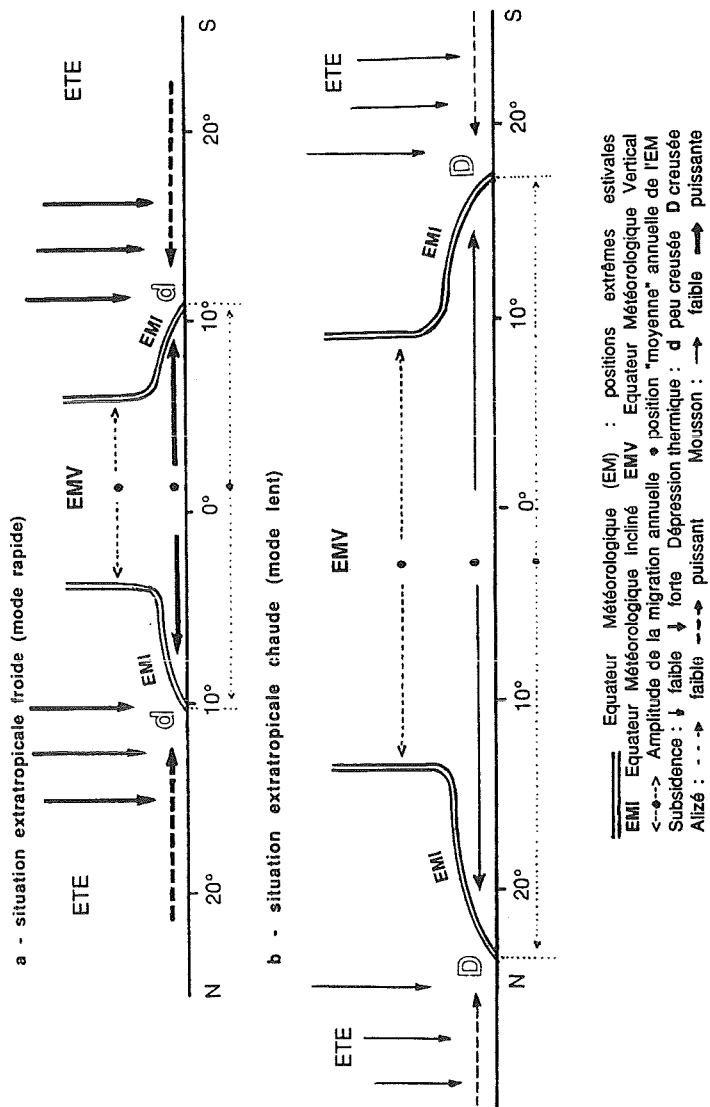


Fig. 13 : Migration différenciée de l'Equateur Météorologique : schémas.

très intenses, le froid polaire, par la puissance des AMP, commande le transfert de l'eau tropicale vers les hautes latitudes, et favorise la formation d'inlandsis notamment dans l'hémisphère nord, qui est continental et qui subit alors un déficit relatif (cf. 9b). Ce mode est encore applicable jusqu'à la période centrée sur 17 ka, période d'équilibre pour l'insolation (quasiment équivalente de la valeur moyenne actuelle), mais d'intense déséquilibre thermique hémisphérique, en raison de la continentalité et de la présence des inlandsis américain et scandinave.

Circulation générale lente

Un mode de circulation lente (Fig. 12) correspond à un déficit thermique faible dans les hautes latitudes. Les AMP sont moins froids, moins épais, moins puissants, leur trajectoire est moins méridienne. L'intensité des échanges méridiens directs est fortement atténuée, dans le sens Pôles/Équateur pour le froid, comme dans le sens inverse pour l'énergie tropicale. Tous les centres d'action anticycloniques sont affaiblis, notamment les agglutinations anticycloniques océaniques ou continentales, les pressions hivernales sur les continents de l'hémisphère nord sont moins élevées, et les situations de blocage sont moins fréquentes. Les perturbations des latitudes moyennes sont moins violentes, et la circulation est ralentie, dans les latitudes tempérées comme sous les Tropiques, dans les basses couches comme dans toute la troposphère, les jets d'ouest moins rapides sont décalés vers les Pôles, et la subsidence associée est également atténuée. La zone tropicale qui perd moins d'énergie au profit des zones extratropicales, est considérablement élargie. La migration annuelle des structures pluvieuses, notamment celle de l'Équateur Météorologique est considérablement amplifiée, augmentant les contrastes saisonniers (Fig. 13b). Les flux tropicaux, moins rapides, ont une extension saisonnière de grande ampleur, notamment les flux transéquatoriaux de mousson. Dans cette situation, l'hémisphère météorologique sud déborde à son tour vers le nord, son empiétement étant favorisé en été boréal par les continents de l'hémisphère nord sur lesquels se creusent des dépressions thermiques attractives.

Ce mode de circulation est applicable à la période d'équilibre d'insolation entre les pôles centrée sur 6 ka. Il caractérise aussi la période centrée sur 11 ka, mais avec un déséquilibre d'insolation au profit des latitudes boréales (Fig. 9), elles-mêmes défavorisées par la présence de surfaces englacées encore étendues.

3. LES PALÉOCIRCULATIONS SUR L'AFRIQUE

Les paléocirculations africaines sont la résultante de l'interférence entre les conditions générales schématisées ci-dessus (Fig. 11 et 12), et les conditions spécifiquement africaines qui aménagent ces impulsions générales.

CIRCULATION LORS DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

La circulation lors du DMG est schématisée sur la figure 14. Les composantes retenues sont :

- la circulation en masse par les AMP puissante en toutes saisons; la représentation sur le schéma des AMP et des agglutinations anticycloniques est néanmoins davantage représentative des périodes hivernales respectives;
- les positions saisonnières moyennes de l'Équateur Météorologique, en surface (trace au sol de l'EMI ici peu déployée) et dans les couches moyennes (EMV), en décembre-janvier-février (DJF) et en juin-juillet-août (JJA).

Au nord de l'Afrique, l'Atlantique est devenu polaire au nord de 42° N, les inlandsis américain et scandinave couvrent 19,6 millions de km² (13 et 6.6), représentant à eux deux plus du double de l'étendue du Sahara (8 millions de km²).

La masse continentale et glaciaire au nord de l'Afrique qui entretient la puissance des AMP de trajectoire méridienne européenne, ajouté à la puissance des AMP venant d'Amérique en grande partie au-dessus de la banquise, explique la vigueur des agglutinations anticycloniques sur l'Atlantique, sur l'Afrique septentrionale et la Méditerranée, et sur la péninsule arabe. L'advection d'air froid et dense est permanente, la stabilité anticyclonique rejetant la pluviogenèse sur la marge sud des agglutinations constamment alimentées par les AMP vigoureux. La non-pluviosité de longue durée, voire la sécheresse sur l'Europe au cours des hivers de 1988 à 1992, offre un exemple éloquent, bien que très en-deçà de la situation glaciaire, des conséquences de ce type de situation anticyclonique (LEROUX *et al.*, 1992). Le potentiel précipitable atlantique (nord et sud) est capturé, dévié vers le nord sur la face avant des AMP, puis au-dessus de ces mêmes AMP et des agglutinations anticycloniques de basses couches, en direction des régions polaires boréales, sans bénéfice pour les basses altitudes qui sont marquées par l'aridité. Les reliefs qui émergent des agglutinations échappent à cette non-pluviosité, en arrêtant au passage une partie de ce potentiel (pluie et neige) surtout lorsqu'ils constituent comme l'Atlas une barrière continue sur la trajectoire vers le pôle de l'humidité tropicale.

L'alizé maritime plus rapide, qui accroît la vigueur de l'upwelling, et l'alizé continental renforcé, ont une composante verticale descendante résultant de la

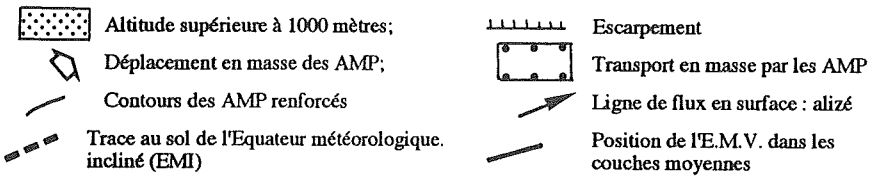
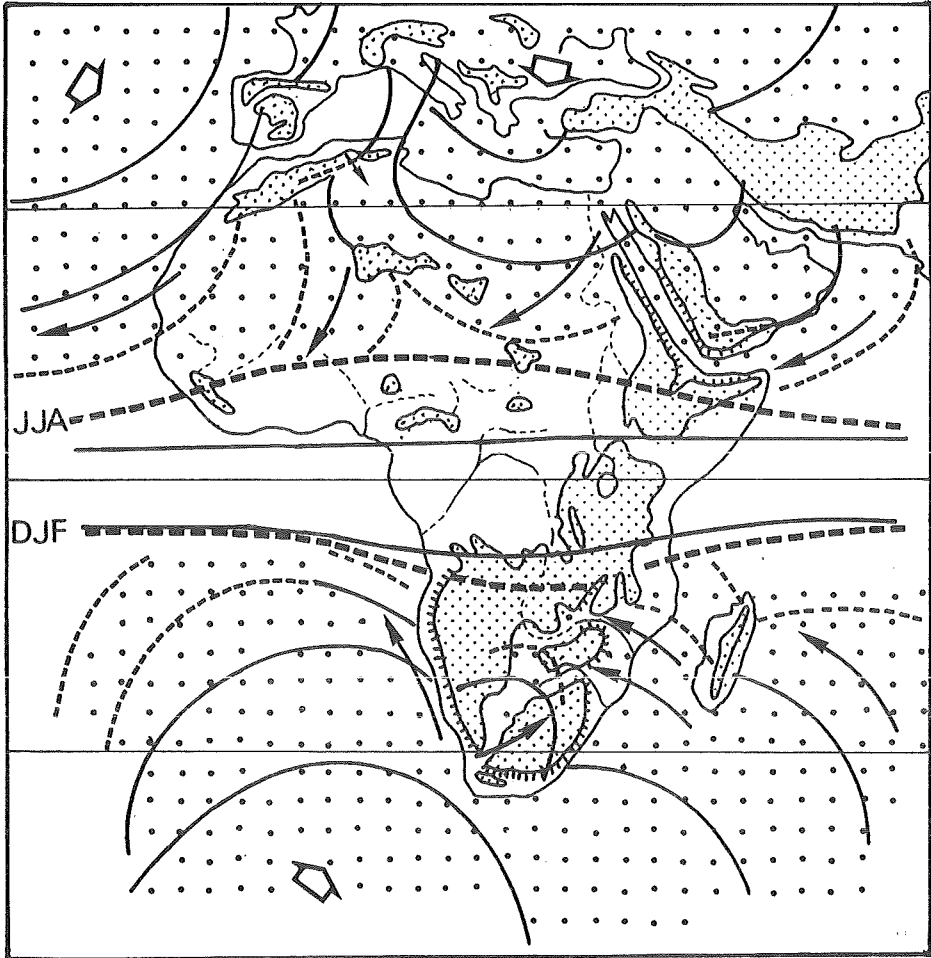


Fig. 14 : Composantes principales de la circulation sur l'Afrique lors du dernier maximum glaciaire.

divergence (étalement) dans les AMP, qui entraîne le transport du sable, au ras du sol (chasse-sable d'accélération) sur de longues distances, construisant les dunes longitudinales de l'Ogolien-Kanémien. L'alizé arabe ou de l'Océan Indien nord, nettement plus puissant qu'aujourd'hui (FONTUGNE *et al.*, 1986; SARKAR *et al.*, 1990), notamment en hiver mais aussi en été, empêche alors l'établissement de la mousson indienne estivale (VAN CAMPO, 1986; PRELL *et al.*, 1986), et en conséquence affaiblit ou annule l'upwelling somali.

La forte puissance des alizés boréaux maintient l'Équateur Météorologique dans une position très méridionale. Pendant la période hivernale, elle repousse la trace au sol de l'Équateur Météorologique, en mer sur le Golfe de Guinée (Fig. 4), et vers le sud du bassin du Congo, les dépressions thermiques qui ourlent actuellement la forêt dense étant alors devenues (avant de disparaître) incapables de compenser le dynamisme boréal (et également austral) et de maintenir un flux océanique au-dessus du couvert forestier. La forêt dense, qui ne peut pas résister longtemps (plus de 2 - 3 mois) à une ambiance sèche, est ainsi submergée par l'harmattan refroidi et cède la place à des formations boisées hétérogènes. Elle ne subsiste alors que dans des positions-refuges d'abri orographique, c'est-à-dire en fait abritées de l'Harmattan, sur le versant ouest des reliefs (LEROUX, 1990). En période estivale, la remontée du flux atlantique vers le nord sur le continent (qui répond à l'attraction des dépressions thermiques), est contrecarrée par le caractère anticyclonique boréal, tandis que l'interférence entre les AMP et la circulation tropicale, capture le potentiel précipitable (remontée de sud sur la face avant) en appauvrissant les précipitations.

La diminution des pluies sur l'Afrique résulte essentiellement de l'établissement d'échanges directs entre les Tropiques et les Pôles, qui détournent le potentiel précipitable tropical. Elle est aussi supposée être associée à une réduction de l'évaporation de 25 à 30 % sur les océans tropicaux (FLOHN *et al.*, 1980), bien que l'insolation tropicale ne connaisse qu'une variation insignifiante. Elle répond également aux modalités particulières de la circulation. Sur l'Afrique occidentale et centrale elle résulte d'une forte réduction du transfert d'eau vers l'intérieur par la mousson atlantique qui pénètre difficilement sur le continent et seulement en période estivale (Fig. 14). Sur l'Afrique de l'est, comme ailleurs, dominent les circulations d'alizé (dirigées vers l'ouest), HAMILTON *et al.* (1979) remarquant notamment un renversement dans la direction des vents vecteurs de pluie sur les hauts sommets (le flux vecteur est actuellement la mousson atlantique d'ouest). Les alizés de nord et de sud amènent ainsi vers l'Afrique le potentiel précipitable évaporé sur l'Océan Indien, vers la structure verticale de l'Équateur Météorologique, maintenue toute l'année à proximité de

l'équateur. Ces circonstances énergétiques et structurales favorables procurent des précipitations relativement abondantes, le niveau des lacs Nakuru et Manyara est élevé, celui du lac Bogoria est 3 à 4 fois plus élevé que l'actuel, les lacs Albert et Nyanza alimentent le haut Nil, et dans un contexte refroidi les glaciers sont abondamment nourris (le déplacement modéré de l'EM n'atteignant cependant que l'Éthiopie du sud). Mais le potentiel précipitable s'épuise rapidement en direction de l'ouest, tandis que les flux d'alizé se continentalisent sur le plateau. En fin de période considérée ici, vers 15 ka, le niveau des lacs baisse, les lacs Albert et Nyanza étant alors sans exutoire. Cette péjoration peut alors être attribuée à un desserrement de l'étau qui limitait la translation de l'EM dans une étroite bande, et à une distribution plus large de précipitations aux caractères plus saisonniers.

Sur l'océan austral, le pack glaciaire atteint 55° S. Les AMP divisés par le Grand Escarpement accroissent la puissance de l'agglutination atlantique, l'alizé maritime canalisé est surpuissant, renforce la vigueur de l'upwelling, et repousse les édifices dunaires vers les bouches du Congo. L'épaisseur accrue des AMP permet à leur partie supérieure de franchir localement l'Escarpement, avec plus de facilité par l'enseiement de la vallée de l'Orange, et de s'écouler en nappe vers l'est sur le plateau sud-africain. Les fractions d'AMP qui poursuivent leur route vers l'est en suivant le littoral du Natal et le Canal du Mozambique impulsent une violente invasion du plateau par les vallées, donnant une grande vigueur à l'alizé austral qui mobilise les sables du Kalahari. Les précipitations plus abondantes sur le sud de l'Afrique australe sont essentiellement associées à l'intervention plus profonde des AMP. La trace au sol de l'Équateur Météorologique est en été maintenue au nord de la cuvette du Kalahari par le dynamisme austral. La pénétration du flux atlantique sur la cuvette du Congo est défavorisée, voire interdite par l'alizé austral continentalisé qui rejette la Confluence Inter-Océanique sur le bord occidental des cuvettes du Kalahari et du Congo. Sur l'Afrique orientale et l'Océan Indien, l'impulsion australe ne permet pas à la mousson dite "malgache" de s'établir, le Canal de Mozambique et Madagascar étant envahis par l'air froid.

CIRCULATION LORS DE L'OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCÈNE

La circulation lors de l'OCH est relativement facile à décrire parce qu'elle s'exprime en termes presque contraires de la précédente, et elle ne nécessite pas de schéma particulier parce qu'elle offre de grandes similitudes avec la situation actuelle (Fig. 1 et 2). Elle s'en différencie toutefois par une minoration relative de puissance des

centres d'action et des flux, et par une amplification de la migration des discontinuités et des aires de balayage des flux tropicaux. Nous n'en retenons que les traits majeurs.

L'ambiance chaude de la période se traduit par un affaiblissement des AMP et des agglutinations anticycloniques; cet affaiblissement, associé à l'élévation du potentiel précipitable, favorise fortement la pluvio-genèse. La diminution de vitesse des alizés, réduit les remontées d'eaux profondes sur le littoral atlantique, et atténue fortement sur le continent l'importance de la mobilisation éolienne. Le facteur thermique peut s'exprimer librement, en liaison avec le mouvement zénithal, par le creusement de dépressions thermiques attractives. La reconquête par la forêt, qui est autorisée par l'affaiblissement de la circulation, contribue de façon déterminante à définir le champ de pression de surface. Elle maintient sur son pourtour des dépressions thermiques dérivées (i.e. lorsque le soleil est au zénith dans l'autre hémisphère), qui attirent les flux humides sur le continent, en les décalant progressivement vers le nord et vers le sud au fur et à mesure de son expansion, rétablissant ainsi la Confluence Inter-Océanique sur l'Afrique australe et déterminant la position de surface de l'Equateur Météorologique. La migration de cette discontinuité, notamment dans les basses couches, est progressivement augmentée en liaison avec l'atténuation des dynamismes extratropicaux. Elle entraîne une forte amplification des circulations transéquatoriales, de la mousson atlantique, de la mousson indienne et de la mousson malgache; l'apparition de l'upwelling somali estival est un témoignage du rétablissement de la mousson sur l'Océan Indien. L'Equateur Météorologique est concerné dans toute sa structure, sa transition accrue dans les couches moyennes (EMV) augmentant plus nettement le caractère saisonnier des pluies abondantes.

En début de période, vers 9 ka, l'insolation favorise l'hémisphère nord en période estivale; mais la présence des surfaces englacées résiduelles d'Amérique et de Scandinavie et les forts contrastes thermiques saisonniers procurent encore une puissance relative aux AMP boréaux, notamment en hiver. Les précipitations sur l'Afrique septentrionale participent alors des deux pluvio-genèses qui interfèrent, le Sahara bénéficiant de fortes probabilités de pluies en toutes saisons; l'alimentation du Tchad, par exemple, bénéficie ainsi d'un ruissellement significatif venant du Tibesti jusque vers 8 ka, période de retrait des diatomées d'eaux froides (SERVANT *et al.*, 1980). Vers 6 ka l'équilibre radiatif et la disparition des glaces continentales boréales se traduit par l'affaiblissement généralisé des AMP qui permet à l'espace tropical d'atteindre sa plus grande extension, tandis que la diminution d'intensité des échanges méridiens permet à l'Afrique de conserver le bénéfice du potentiel précipitable tropical. Mais, en contrepartie, le caractère saisonnier est plus marqué, les précipitations

tropicales couvrant la plus grande partie de l'Afrique, avec une saison pluvieuse estivale sur les marges, et une saison hivernale sèche avec une forte évaporation.

Sur l'Afrique septentrionale, les pluies méditerranéennes (face avant des AMP) pénètrent vers le sud après le barrage de l'Atlas; sur l'Afrique australe la région du Cap est arrosée, mais la basse vallée de l'Orange n'est pas atteinte régulièrement par des AMP moins épais et n'accueille qu'un alizé continentalisé. C'est une des rares régions qui ne profitent pas de l'OCH, dans lesquelles se trouve sans doute la Somalie où le rétablissement de la divergence et du jet de basses couches doit également se traduire par une pluviométrie diminuée par rapport au DMG.

CONCLUSION : L'ÉVOLUTION CLIMATIQUE DE L'AFRIQUE

L'évolution climatique de l'Afrique, comme celle de toute la zone tropicale, est aisément expliquée par les variations de l'insolation dans les hautes latitudes qui déterminent le mode de circulation générale (LEROUX, 1992a), par les facteurs additionnels allogènes tels que l'environnement continental ou océanique de l'Afrique ou la présence des inlandsis américain et scandinave qui entretiennent la puissance des AMP longtemps après le facteur cosmique, et par l'interférence avec les dispositions spécifiques de l'Afrique.

Les processus ci-dessus évoqués à l'échelle paléoclimatique, sont également applicables avec les indispensables nuances, à l'évolution climatique présente, et notamment à la dynamique de la sécheresse sahélienne. Depuis environ 4 800 ans le climat africain (encore proche d'un scénario chaud) se dirige lentement, et graduellement, vers un scénario froid, avec de multiples rémissions, la dernière se situant dans les années 1930-1960 qui correspondent à l'optimum climatique contemporain. Mais depuis 20 ans, la péjoration pluviométrique sahélo-soudanienne traduit une accentuation de la migration vers le sud, le glissement d'ensemble des isohyètes vers le sud étant de 200 à 300 km (MOREL, 1992), déplacement considérable lorsqu'on le compare à celui qui sépare le DMG de l'OCH. L'analyse des paléoenvironnements africains montre à l'évidence qu'une telle évolution climatique est ainsi exactement l'inverse d'un scénario dit "d'effet de serre".

REMERCIEMENTS

Nous remercions très vivement O.K. DAVIS pour les données de l'insolation des 30 000 dernières années, J. ALEXANDRE, S. ALEXANDRE-PYRE et E. ROCHE pour le prêt d'une documentation précieuse sur l'Afrique centrale.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMSON, D.A., 1982. The integrated Nile. A land between two Niles, In : M.A.J. WILLIAMS & D.A. ADAMSON (Eds.). *A land between two Niles*. pp. 221-236.
- ALEXANDRE, J., 1962. Phénomènes périglaciaires dans les Natal Drakensbergen et le Basutoland. *Biuletyn Periglacjalny, Łódź*, 11, 11-13.
- ALEXANDRE, J., ALONI, K & DE DAPPER, M., 1992. Les enseignements de la géomorphologie sur les variations climatiques en Afrique centrale. *Geo-Eco-Trop*, 16, 1-4,
- BALLAIS, J.L., 1985. Modifications de l'environnement dans les Aurès (Algérie) au cours de l'Holocène. *Cah. ligures de Préh. et Protoh.*, N.S., 2, 126-139.
- BALLAIS, J.L. & HEDDOUCHE, A., 1991. Bas-Sahara septentrional et Grand Erg Oriental. In : Paléomilieus et peuplements préhistoriques sahariens au Pléistocène supérieur. PICG 252, Colloque de Solignac.
- BALLOUCHE, A., LEFEVRE, D., CARRUESCO, RAYNAL J.P. & TEXIER, J.P., 1987. Holocene environments of coastal and continental Morocco, 517-531.
- BEAUMONT, P.B., 1986. Where did all the young men go during O-18 stage 2 ? *Palaeoecology of Africa*, 17, 79-86.
- BONNEFILLE, R. & RIOLLET, G., 1988. The Kashiru pollen sequence (Burundi), palaeoclimatic implications for the last 40,000 yr B.P. in Tropical Africa. *Quaternary Research*, 30, 19-35.
- BONNEFILLE, R., ROELAND, J.C. & GUIOT, J., 1990. Temperature and rainfall estimates for the past 40 000 years in equatorial Africa. *Nature*, 346, 347-349.
- BONNEFILLE, R., CHALIÉ, F., GUIOT, J. & VINCENS, A., 1992. Quantitative estimates of full glacial temperatures in equatorial Africa from palynological data. *Climate Dynamics*, 6, 251-257.
- BUTZER, K.W., ISAAC G.L., RICHARDSON, J.L. & WASHBOURN-KAMAU, C., 1972. Radiocarbon dating of East African lakes levels. *Science*, 175, 1069-1076.
- BUTZER, K.W., 1984. Pleistocene history of the Nile valley in Egypt and lower Nubia. The Sahara and the Nile. In : M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (Eds) . *The Sahara and the Nile*, pp. 253-280.
- CHALIÉ, F., 1992. Paléoclimatologie quantitative en Afrique orientale depuis 40 000 ans. Pollen et statistiques. Th. Sc., Univ. Aix-Marseille III.
- COETZEE, J.A., 1967. Pollen analytical studies in East and Southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, 3, 1-146.
- CLIMAP Members, 1976. The climate of ice age earth. *Science*, 191, 1131-1137.
- COHMAP Members, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years : observations and model simulations. *Science*, 241, 1043-1052.

- COLYN, M., 1987. Les primates des forêts ombrophiles de la cuvette du Zaïre : interprétations zoogéographiques des modèles de distribution. *Rev. de Zoologie africaine*, 101, 183-196.
- DAVIS, O.K., 1988. The effect of latitudinal variations of insolation maxima on desertification during the late Quaternary. *Proc. of the 1st IGCP 252/UNESCO, Fuerteventura*, 41-58.
- DIESTER-HAASS, L., HEINE, K., ROTHE, P. & SCHRADER, H., 1988. Late Quaternary history of continental climate and the Benguela current off south west Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 65, 81-91.
- DUPLESSY, J.C., BARD, E., ARNOLD, M., SHACKLETON, N.J., DUPRAT, J. & LABEYRIE, L., 1991. How fast did the ocean-atmosphere system run during the last deglaciation ? *Earth and Planetary Science Letters*, 103, 27-40.
- DURAND, A., FONTES, J.C., GASSE, F., ICOLE, M. & LANG, J., 1984. Le nord-ouest du lac Tchad au Quaternaire : étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. *Palaeoecology of Africa*, 16, 215-243.
- DURAND, A., 1991. Cuvette tchadienne, zone lacustre. In : Paléomilieux et peuplement préhistoriques sahariens au Pléistocène supérieur. *PICG 252, Coll. de Solignac*.
- DUTOIR, A. & MISKOVSKY, J.C., 1991. Radiochronologie et signification paléoclimatique des dépôts du Pléistocène supérieur du Piémont nord du Haut-Atlas de Marrakech (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 313, série II, 1327-1333.
- ELENGA, H. & VINCENS, A., 1990. Paléoenvironnements quaternaires récents des plateaux Bateke (Congo) : étude palynologique des dépôts de la dépression du bois de Bilanko. In : R. LANFRANCHI & D. SCHWARTZ, (Eds.), *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, pp. 271-282.
- ELMOUTAKI, S., LÉZINE, A.M. & THOMASSIN, B.A., 1992. Mayotte (canal de Mozambique). Evolution de la végétation et du climat au cours de la dernière transition glaciaire-interglaciaire et de l'Holocène. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 314, série III, 237-244.
- FAURE, H. & ELOUARD, P., 1967. Schéma des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 265, 784-787.
- FAURE, H., 1969. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 47, 630 p.
- FAURE, H., FAURE, L. & DIOP, E.H., (Eds.), 1986. Global change in Africa during Quaternary, past, present, future, *ORSTOM, Trav. & Doc.*, 197.
- FINDLATER, J., 1971. Mean monthly airflow at low levels over the western Indian Ocean. *Geophys. Mem.*, 16, 115, Met. Off., London.
- FLOHN, H., 1971. Tropical circulation patterns. *Meteor. Abhandl.*, 15, 1-55.
- FLOHN, H. & NICHOLSON, S., 1980. Climatic fluctuations in the belt of the "Old World" since the last glacial maximum : possible causes and future implications. *Palaeoecology of Africa*, 12, 3-21.

- FRENZEL, B., PECSI, M. & VELICHKO, A.A., 1992. *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the northern hemisphere*. Geogr. Res. Inst., Budapest.
- FONTUGNE, M.R. & DUPLESSY, J.C., 1976. Variations of the monsoon regime during the upper Quaternary : evidence from carbon isotopic record of organic matter in North Indian Ocean sediment cores. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 56, 69-88.
- GASSE, F., ROGNON, P. & STREET, F.A., 1980. Quaternary history of the Afar and Ethiopian Rift lakes. The Sahara and the Nile. In : M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (Eds.). *The Sahara and the Nile*. pp. 361-400.
- GASSE, F., FONTES, J.C., PLAZIAT, J.C., CARBONEL, P., KACZMARSKA, I., DE DECKKER, P., SOULIÉ-MARSCHÉ, I., CALLOT, Y. & DUPEUBLE, P.A., 1987. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 60, 1-46.
- GASSE, F., TÉHET, R., DURAND, A., GIBERT, E. & FONTES, J.Ch., 1990. The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature*, 346, 141-146.
- GENTHON, C. *et al.*, 1987. Vostock ice core : climatic response to CO₂ and orbital forcing changes over the last climatic cycle. *Nature*, 329, 414-418.
- GIRESSE, P., 1975. Nouveaux aspects concernant le Quaternaire littoral et sous-marin du secteur Gabon-Congo-Cabinda-Zaïre et Angola. *ASEQUA, Bull. Liaison*, Dakar, 46, 45-52.
- GIRESSE, P. & LANFRANCHI, R., 1984. Les climats et les océans de la région congolaise pendant l'Holocène. Bilans selon les échelles et les méthodes de l'observation. *Palaeoecology of Africa*, 16, 77-88.
- HAMILTON, A.C. & PEROTT, A., 1979. Aspects of the glaciation of Mt Elgon, East Africa. *Palaeoecology of Africa*, 11, 153-161.
- HAMILTON, A.C., 1982. *Environmental history of East Africa. A study of the Quaternary*. Acad. Pr., 285 p.
- HASHIMI, N.H., & NAIR, R.R., 1986. Climatic aridity over India 11,000 years ago : evidence from feldspar distribution in shelf sediments. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 53, 309-316
- HASTENRATH, S., 1986. *Climate and circulation of the Tropics*. D. Reidel, 455 p.
- HAYS, J.D., 1978. A review of the Late Quaternary climatic history of Antarctic seas. Antarctic glacial history and world palaeoenvironments. In : E.M. VAN ZINDEREN BAKKER (Eds.). *Antarctic glacial history and world palaeoenvironments*. pp. 57-71.
- HEINE, K., 1982. The main stages of the late Quaternary evolution of the Kalahari region, Southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, 15, 53-76.
- HOOGHIEMSTRA, H., 1986. Changes of major wind belts and vegetation zones in NW Africa 20,000-5,000 yr BP as deduced from a marine pollen record near Cap Blanc. *Rev. of Palaeobotany and Palynology*, sp. is., J. WARD (Ed.)

- HUNTLEY, B. & PRENTICE, I.C., 1988. July temperatures in Europe from pollen data, 6,000 years BP. *Science*, 241, 687-690.
- JÄKEL, D., 1979. Run-off and fluvial formation processes in the Tibesti mountains as indicators of climatic history in the central Sahara during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeoecology of Africa*, 11, 13-44.
- KADOMURA, H., 1982. Late Quaternary climatic and environmental changes in tropical Africa. Geomorphology and environmental changes in the forest and savanna, Cameroun, 1-12.
- KADOMURA, H., 1986. Late glacial-early Holocene environmental changes in Tropical Africa : a comparative analysis with deglaciation history. *Geog. Rep. Tokyo Metr. Univ.*, 21, 1-21.
- KENDALL, R.L., 1969. An ecological history of the Lake Victoria Basin. *Ecolog. Monographs*, 37, 1, 173 p.
- KUTZBACH, J.E. & OTTO-BLIESNER, B.L., 1982. The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years BP in a low-resolution general circulation model. *Jour. of Atm. Sc.*, 39, 6, 1177-1188.
- KUTZBACH, J.E. & STREET-PERROTT, F.A., 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, 317, 130-134.
- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D., (Eds.), 1990. *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, 535 p.
- LAMB, P.J., 1978. Large-scale tropical Atlantic circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, 30, 240-251.
- LEROUX, M., 1983. *The climate of tropical Africa*. Champion/Slatkine (Ed.), Paris/Genève, 2 t., t.1 : 636 p., 349 fig., t. 2 : notice et atlas de 250 cartes.
- LEROUX, M., 1986. L'Anticyclone Mobile Polaire : facteur premier de la climatologie tempérée. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 4, 311-328.
- LEROUX, M., 1986. Les mécanismes des changements climatiques en Afrique. Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. In H. FAURE et al. (Eds), *Coll. Trav. et Doc.*, 197, ORSTOM, pp. 255-260.
- LEROUX, M., 1987. L'Anticyclone Mobile Polaire, relais des échanges méridiens : son importance climatique. Paléolacs et paléoclimats en Amérique latine et en Afrique. *Géodynamique*, 2, 2, 161-167.
- LEROUX, M., 1988. La variabilité des précipitations en Afrique occidentale : les composantes aérologiques du problème. *Veille Climatique Satellitaire*, Lannion, 22, 26-45.
- LEROUX, M., 1988. Les conditions structurales de la variabilité pluviométrique de l'Afrique tropicale. *Publ. Ass. Intern. de Climatologie*, 1, 169-180.
- LEROUX, M., 1989. Circulation générale de la troposphère et variations climatiques. Variations astronomiques et changements climatiques terrestres. PIGG 252, Observ. Pic du Midi, Univ. Toulouse, 57-71.

- LEROUX, M., 1990. Natural protection and voluntary extension of the tropical African forest cover. Greenhouse effect, sea-level and drought. In : R. PAEPE *et al.*, (Eds.), Kluwer Acad. Publ., pp. 241-252.
- LEROUX, M., 1991a. Interférence entre relief et Anticyclone Mobile Polaire : l'exemple de la chaîne alpine. *Publ. Ass. Intern. de Climat*, 3, 249-261.
- LEROUX, M., 1991b. La spécificité climatique des montagnes sahariennes. Les montagnes du Sahara. *Revue de Géographie alpine*, 79, 1, 23-42.
- LEROUX, M., 1991c. Les pluies diluviennes de janvier 1990 en Tunisie : rencontre fortuite d'Anticyclones Mobiles Polaires de trajectoires différentes. *Publ. Assoc. Intern. de Climatologie*, 4, 145-153.
- LEROUX, M., 1992a. The Mobile Polar high : a new concept explaining the actual mechanisms of the meridional airmass and energy exchanges, and the global propagation of paleoclimatic changes. *Global and Planetary Change*, 7, 69-93.
- LEROUX, M., 1992b. Perception "statistique" et réalité dynamique. Transport méridien en masse extratropical, agglutination anticyclonique et circulation linéaire tropicale. *Publ. Assoc. Intern. de Climatologie*, 5, 157-167.
- LEROUX, M., 1992c. L'Equateur Météorologique en Afrique. Du front intertropical : FIT, à l'Equateur Météorologique : EMI et EMV. Evolution d'un concept. *Publ. Assoc. Intern. de Climat*, 5, 145-156.
- LEROUX, M., AUBERT, S., COMBY, J., MOLICA, V., PASSERAT DE LA CHAPELLE, P. & REYNAUD, J., 1992. Déficit pluviométrique hivernal sur la France : autopsie des agglutinations anticycloniques des hivers de 1988 à 1992. *Sécheresse*, 3, 2, 103-113.
- LÉZINE, A.M., 1989. Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quaternary Research*, 32, 317-334.
- LÉZINE, A.M., 1991. West African paleoclimates during the last climatic cycle inferred from an Atlantic deep-sea pollen record. *Quaternary Research*, 35, 2-9.
- LIVINGSTONE, D.A., 1980. Environmental changes in the Nile headwaters. In M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (Eds.), *The Sahara and the Nile*. pp. 339-359.
- MÄCKEL, R. & WALTHER, D., 1984. The age and geomorphological interpretation of late pleistocene and holocene deposits in the Nyiru-Ndotos mountains region and adjacent plains, Northern Kenya. *Palaeoecology of Africa*, 16, 343-350.
- MAHANEY, W.C. (Ed.), 1989. *Quaternary glacial geology of Mount Kenya. Quaternary and environmental research on East African mountains*. Balkema, 394 p.
- MAINGUET, M., CANON, L. & CHEMIN, M.C., 1980. Le Sahara : géomorphologie et paléogéomorphologie éoliennes. In : M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (Eds.), *The Sahara and the Nile*. pp. 17-35.
- MALEY, J., 1976. Essai sur le rôle de la zone tropicale dans les changements climatiques, l'exemple africain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 283, 337-340.

- MALEY, J., 1987. Fragmentation de la forêt dense humide africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent : nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Palaeoecology of Africa*, 18, 307-329.
- MCINTYRE, A., RUDDIMAN, W.F., KARLIN, K. & MIX, A.C., 1989. Surface water response of the Equatorial Atlantic Ocean to orbital forcing. *Palaeoecology*, 4, 1, 19-55.
- MESSERLI, B. & WINIGER, M., 1980. The Saharan and East African uplands during the Quaternary. In : M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (Eds), *The Sahara and the Nile*. pp. 87-132.
- MICHEL, P. 1973. *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie*. Mém. ORSTOM, 63, 752 p.
- MOLLIKA, V., (1990), PASSERAT DE LA CHAPELLE, P. (1991), REYNAUD, J. (1989), 1992. Analyse des trajectoires des AMP dans l'hémisphère nord. *Mém. Lab. Géogr. Phys. Univ. Lyon*.
- MOREL, R., 1991. Evolution de la pluviométrie en Afrique de l'ouest depuis 1950. *Publ. Assoc. intern. de Climat.*, 4, 207-215.
- MORLEY, J.J. & HAYS, J.D., 1979. Comparison of glacial and interglacial oceanographic conditions in the South Atlantic from variations in calcium carbonate and radiolarian distributions. *Quaternary Research*, 12, 396-408.
- NICHOLSON, S.E., 1989. African drought : characteristic, causal theories and global teleconnections. *IUGG Am. Geophys. Union, Geophys. Monog.*, 52, 7, 79-100.
- PACHUR, H.J. & BRAUN, G., 1980. The paleoclimate of the Central Sahara, Libya and the Libyan desert. *Palaeoecology of Africa*, 12, 351-363.
- PANT, G.B. & MALIEKAL, J.A., 1987. Holocene climatic changes over Northwest India : an appraisal. *Climatic Change*, 10, 183-194.
- PETTIT-MAIRE, N., DELIBRIAS, G., MECO, J., POMEL S., & ROSSO, J.C., 1986. Paléoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, sér. II, 13, 1241-1245.
- PETTIT-MAIRE, N. & RISER, J., 1987. Holocene palaeohydrography of the Niger. *Palaeoecology of Africa*, 18, 135-141.
- PETTIT-MAIRE, N., COMMELIN, D., FABRE, J. & FONTUGNE, M., 1990. First evidence for Holocene rainfall in the Tanezrouft hyperdesert and its margins. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 79, 333-338.
- PETTIT-MAIRE, N. *et al.*, (Eds.), 1991. *Paléoenvironnements du Sahara. Lacs holocènes à Taoudenni (Mali)*, CNRS, 237 p.
- POMEL, R.S., 1986. Morphologie volcanique et paléoclimatologie des Îles Canaries. Th. Univ. Aix-en-Prov.
- PRELL, W.L. *et al.*, 1980. Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18 000 BP. *Quaternary Research*, 14, 3, 309-336.

- PRELL, W.L. & VAN CAMPO, E., 1986. Coherent response of Arabian Sea upwelling and pollen transport to late Quaternary monsoonal winds. *Nature*, 323, 526-528.
- PRELL, W.L. & KUTZBACH, J.E., 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *Journ. of Geophys. Res.*, 92, 8411-8425.
- RITCHIE, J.C., EYLES, C.H. & HAYNES, C.V., 1985. Sediment and pollen evidence for an early to mid-Holocene humid period in the eastern Sahara. *Nature*, 314, 352-355.
- RITCHIE, J.C. & HAYNES, C.V., 1987. Holocene vegetation zonation in the eastern Sahara. *Nature*, 330, 645-647.
- ROCHE, E., 1977. Evolution des paléoenvironnements en Afrique centrale et orientale au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Influences climatiques et anthropiques. *Palyn. Ecol. Paléoécol.*, Inst. Fr. de Pondichéry.
- ROCHE, E., BIKWEMU, G. & NTAGANDA, Ch., 1988. Evolution du paléoenvironnement quaternaire au Rwanda et au Burundi. Analyse des phénomènes morphotectoniques et des données sédimentologiques et palynologiques. *Inst. Fr. Pondichéry, Trav. sec. Sci. Tech.*, 25, 105-123.
- ROGNON, P., 1989. *Biographie d'un désert*. Plon, 347 p.
- ROGNON, P. & HEDDOUCHE, A., 1991. Hoggar-Tassili. In *Paléomilieus et peuplement préhistoriques sahariens au Pléistocène supérieur*. PICG 252, Coll. de Solignac.
- SALOMON, J.N., 1987. Le sud-ouest de Madagascar. Etude de Géographie physique. Th. Université d'Aix-Marseille, 998 p.
- SARKAR, A., RAMESH, R., BHATTACHARYA, S.K. & RAJAGOPALAN, G., 1990. Oxygen isotope evidence for a stronger winter monsoon current during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, 343, 549-551.
- SARNTHEIM, M., 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, 272, 43-46.
- SARNTHEIM, M., TETSLAFF, G., KOOPMANN, B., WOLTER, K. & PFLAUMANN, U., 1981. Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and north-west Africa. *Nature*, 293, 193-196.
- SCHULZ, E., 1987. Die Holozäne vegetation des zentralen Sahara (N-Mali, N-Niger, SW-Libyen). *Palaeoecology of Africa*, 18, 143-161.
- SCOTT, L., COOREMANS, B., DE WEST, J.S. & VOGEL, J.C., 1991. Holocene environmental changes in Namibia inferred from pollen analysis of swamp and lake deposits. *The Holocene*, 1, 1, 8-13.
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S., 1980. L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. In : M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (Eds.) *The Sahara and the Nile*, pp. 133-162.
- SERVANT, M. & SERVANT, S., 1983. The lacustrine environment and its evolution. Lake Chad. In : J.P. CARMOUZE *et al.*, (Eds.), Dr W. JUNK, Publ., pp. 11-26.

- SERVANT, M., MALEY, J., TURCQ, B., ABSY M.L., BRENAC, FOURNIER & LEDRU, M.P., 1992. Tropical forest changes during the late Quaternary in African and South American lowlands. *INQUA Beijing, Global and Planetary Changes*, 7, 25-40.
- STAGER, J.C., REINTHAL, P.N. & LIVINGSTONE, D.A., 1986. A 25,000 year history for lake Victoria, east Africa, and some comments on its significance for the evolution of cichlid fishes. *Freshwater Biology*, 16, 15-19.
- STREET-PERROTT, F.A. & ROBERTS, N., 1983. Fluctuation in closed-basin lakes as an indicator of past atmospheric circulation patterns. Variations in the global water budget, Reidel Publ., 331-345.
- STREET-PERROTT, F.A. & HARRISON, S.P., 1985. Lake levels and climate reconstruction In : A.D. HECHT (Ed.) *Paleoclimate analysis and modeling*, Wiley, pp. 291-340.
- STREET-PERROTT, MITCHELL, J.F.B., MARCHAND, D.S. & BRUNNER, J.S., 1990. Milankovitch and albedo forcing of the tropical monsoons : a comparison of geological evidence and numerical simulation for 9000 y BP. *Earth Sciences*, 81, 407-427.
- STREET-PERROTT, F.A., 1991. General circulation (GCM) modelling of palaeoclimates : a critique. *The Holocene*, 1, 1, 74-80.
- TALBOT, M.R., LIVINGSTONE, D.A., PALMER, P.G., MALEY, J., MELACK, J.M., DELIBRIAS, G. & GULLIKSEN, S., 1984. Preliminary results from sediment cores from lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeoecology of Africa*, 16, 173-192.
- TALBOT, M.R., 1984. Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel. *Palaeoecology of Africa*, 16, 203-214.
- TALBOT, M.R. & JOHANNESSEN, T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 23-37.
- TIERCELIN, J.J., PERINET, G., LE FOURNIER, J., BIEDA, S. & ROBERT, P., 1982. Lacs du Rift est-africain, exemples de transition eaux douces-eaux salées : le lac Bogoria, rift Gregory, Kenya. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., 144, 217-230.
- TIERCELIN, J.J. *et al.* 1988.. 25.000 ans d'histoire hydrologique et sédimentaire du lac Tanganyika, Rift est-africain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307, II, 1375-1382.
- TILLET, Th. (Ed.), 1991. Sahara, paléomilieux et peuplement préhistoriques sahariens au Pléistocène supérieur. PICG 252, Coll. de Solignac.
- TYSON, P.D., 1986. *Climatic change and variability in Southern Africa*. Oxford Univ. Press, Cape Town, 220 p.
- VAN CAMPO, E., 1984. Monsoon fluctuations in two 20 000 yr BP oxygen-isotope/pollen records off Southwest India. *Quaternary Research*, 26, 376-388.
- VAN CAMPO, E., DUPLESSY, J.C., PRELL, W.L., BARRATT, N. & SABATIER, R., 1990. Comparison of terrestrial and marine temperature estimates for the past 135 kyr off southeast Africa : a test for GCM simulations and palaeoclimate. *Nature*, 348, 209-212.

- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1980. Comparison of late-Quaternary climatic evolutions in the Sahara and the Namib-Kalahari region. *Palaeoecology of Africa*, 12., 381-384.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1982. African palaeoenvironments 18 000 yrs BP. *Palaeoecology of Africa*, 15, 77-99.
- VERMEERSCH, P.M., PAULISSEN, E. & VAN PEER, Ph., 1991. Vallée du Nil. Sahara, Paléomilieux et peuplement préhistoriques sahariens au Pléistocène supérieur. Th. TILLET (Ed.) PICG 252, Coll. de Solignac.
- VINCENS, A., 1989. Les forêts claires zambéziennes du bassin sud-Tanganyika, évolution entre 25.000 et 6.000 ans BP. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, sér. II, 809-814.
- VINCENS, A., 1991. Late quaternary vegetation history of the South-Tanganyika basin. Climatic implications in South Central Africa. *Palaeogeog., Paleoclimat., Palaeoecol.*, 86, 207-226.
- WEISROCK, A., DELIBRIAS, G., ROGNON, P. & COUDÉ-GAUSSEN, G., 1985. Variations climatiques et morphogénèse au Maroc atlantique (30-33° N) à la limite Pléistocène-Holocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 4, 565-569.
- WICKENS, G.E., 1982. Palaeobotanical speculations and Quaternary environments in the Sudan. In : M.A.J. WILLIAM & D.A. ADAMSON (Eds.), *A land between two Niles*. pp. 23-50.
- WILLIAMS, M.A.J., & FAURE, H., (Eds.), 1980. *The Sahara and the Nile*. Balkema, 623 p.
- WILLIAMS, M.A.J., ADAMSON, D.A., WILLIAMS, F.M., MORTON, W.H. & PARRY, D.E., 1980. Jebel Marra volcano a link between the Nile valley, the Sahara and central Africa. In : M.A.J. WILLIAM & H. FAURE (Eds.), *The Sahara and the Nile*. pp. 305-337
- WILLIAMS, M.A.J., ADAMSON, D.A. (Eds.), 1982. *A land between two Niles*, Balkema, 256 p.
- YOUNG, J.A.T., & HASTENRATH, S., 1988. *Glaciers of the Middle East and Africa. Satellite image atlas of glaciers of the world*. Am. Geol. Survey.