

# 25

## Variations de la végétation et des paléoenvironnements en forêt dense africaine au cours de l'Holocène. Impact de la variation de températures marines

JEAN MALEY, PATRICE BRENAC, SYLVAIN BIGOT, VINCENT MORON

### Introduction

Dans les régions forestières de l'Afrique de l'Ouest et de l'Afrique Centrale Atlantique, l'étude pollinique de divers enregistrements sédimentaires lacustres a permis de reconstituer les principales fluctuations de la végétation depuis la fin du Pléistocène. Les sites étudiés sont les suivants (Figure 1) : au Ghana, Bosumtwi (coordonnées : 6° 30' N - 1° 25' W) (Maley et Livingstone, 1983; Maley, 1987, 1991); dans l'ouest et le sud Cameroun, Barombi

Mbo (4° 40' N - 9° 24' E), (Brenac, 1988; Maley, 1989, 1991, 1992, 1996a, 1997; Giresse *et al.*, 1994; Maley et Brenac, 1998), Mboandong (4° 27' N - 9° 16' E) (Richards, 1986); Ossa (3° 50' N - 10° E) (Reynaud et Maley, 1994; Reynaud-Farrera, 1995; Reynaud-Farrera *et al.*, 1996); Njupi (6° 27' N - 10° 19' E) (Zogning *et al.*, à paraître); dans le sud et ouest du Congo, Bilanko (3° 31' S - 15° 21' E) et Ngamakala (4° 4' S - 15° 23' E) (Elenga *et al.*, 1991, 1994; Schwartz *et al.*, 1995) Sinnda

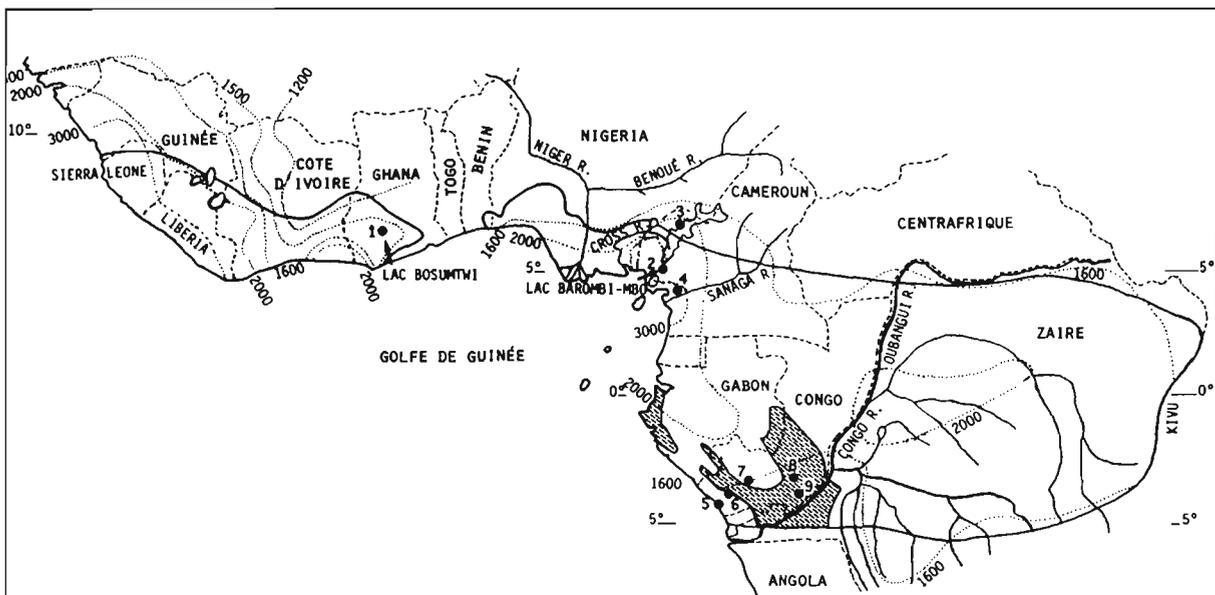


Figure 1 Carte de situation des sites utilisés dans cette étude. Il s'agit de lacs, sauf les deux sites du point 5 qui correspondent à des paléosols avec la base de troncs en place. Les coordonnées et les références de chacun des sites sont données dans le texte (1. Bosumtwi; 2. Barombi Mbo; 3. Njupi (près de Nyos); 4. Ossa; 5. CORAF et Diosso; 6. Kitina; 7. Sinnda; 8. Bilanko; 9. Ngamakala).

(3° 50' S - 12° 48' E) (Vincens *et al.*, 1994), Kitina (4° 20' S - 12° E) (Vincens *et al.*, ce volume) et au nord de Pointe-Noire, CORAF et Diosso (vers 4° 50' S - 11° 50' E) pour ces deux derniers sites la détermination de bois fossiles a apporté des informations complémentaires à l'étude pollinique (Schwartz *et al.*, 1990; Elenka *et al.*, 1992).

### Les variations de la végétation et des paléoenvironnements durant l'Holocène

Pour les sites du Bosumtwi et du Barombi Mbo dont les enregistrements remontent jusque vers 28 000 ans BP, on constate que la dernière grande phase d'extension forestière a débuté en même temps vers 9 500 ans BP (Figure 2). Cette extension s'est poursuivie sans interruption jusqu'à l'Actuel au Bosumtwi, alors qu'au Barombi Mbo un recul brutal de la forêt est intervenu entre environ 2 800 et 2 000 ans BP. Dans la plupart des sites de l'Afrique centrale atlantique mentionnés ci-dessus, un recul forestier ayant débuté entre 3 000 et 2 500 ans BP, suivant les datations disponibles, a été mis aussi en évidence.

Le niveau du lac Barombi Mbo n'a quasiment pas fluctué au cours de l'Holocène car il possède un déversoir encore actuellement fonctionnel. Par contre le niveau du lac Bosumtwi a beaucoup fluctué au cours de l'Holocène (Figure 3). Son niveau actuel se situe à environ 105 m en dessous d'un déversoir qui n'a été fonctionnel que durant l'Holocène moyen lorsque le lac a atteint ses plus hauts niveaux. La reconstitution des niveaux lacustres a mis en évidence une régression bru-

tales d'environ 130 mètres vers 3 700 ans BP avec ensuite entre 3 000 et 2 000 ans BP une nouvelle transgression lacustre mineure, très inférieure à celle de l'Holocène moyen (Talbot *et al.*, 1984). La sédimentologie des dépôts de ce dernier lac a été nettement affectée par ces variations lacustres. En effet depuis la base des sédiments étudiés ceux-ci sont laminés avec une périodicité quasi annuelle sauf durant l'intervalle *ca.* 9 000 à 3 700 ans BP durant lequel ils étaient non laminés et relativement riches en matière organique (sapropel) (Talbot *et al.*, 1984). La brutale régression vers 3 700 ans BP a coïncidé avec la réapparition des laminations qui se sont poursuivies jusqu'à la période actuelle (Talbot *et al.*, 1984). On constate donc que l'absence des laminations a correspondu aux plus hauts niveaux lacustres (Maley, 1991).

On a pu rattacher ce phénomène de laminations des sédiments au retournement des eaux du lac qui amène les eaux du fond vers la surface et qui se produit chaque année vers le mois d'Août (Beadle, 1974; Maley, 1991). Ce mois est le plus frais de l'année du fait des couvertures nuageuses de type stratiforme qui masquent quasi en permanence le soleil. Cette période est appelée la « petite saison sèche estivale » car ces nuages stratiformes sont à évolution très lente et ne donnent quasiment pas de pluie (Drochon, 1976) (Figure 4). L'abaissement de la température atmosphérique affecte aussi progressivement toute la colonne lacustre qui a tendance à devenir homothermale en abaissant beaucoup la thermocline. Étant donné qu'en même temps l'accélération de l'alizé du sud-ouest est à son maximum, la masse lacustre instable se retourne en entraînant vers la surface les eaux anoxiques du fond (Beadle, 1974).

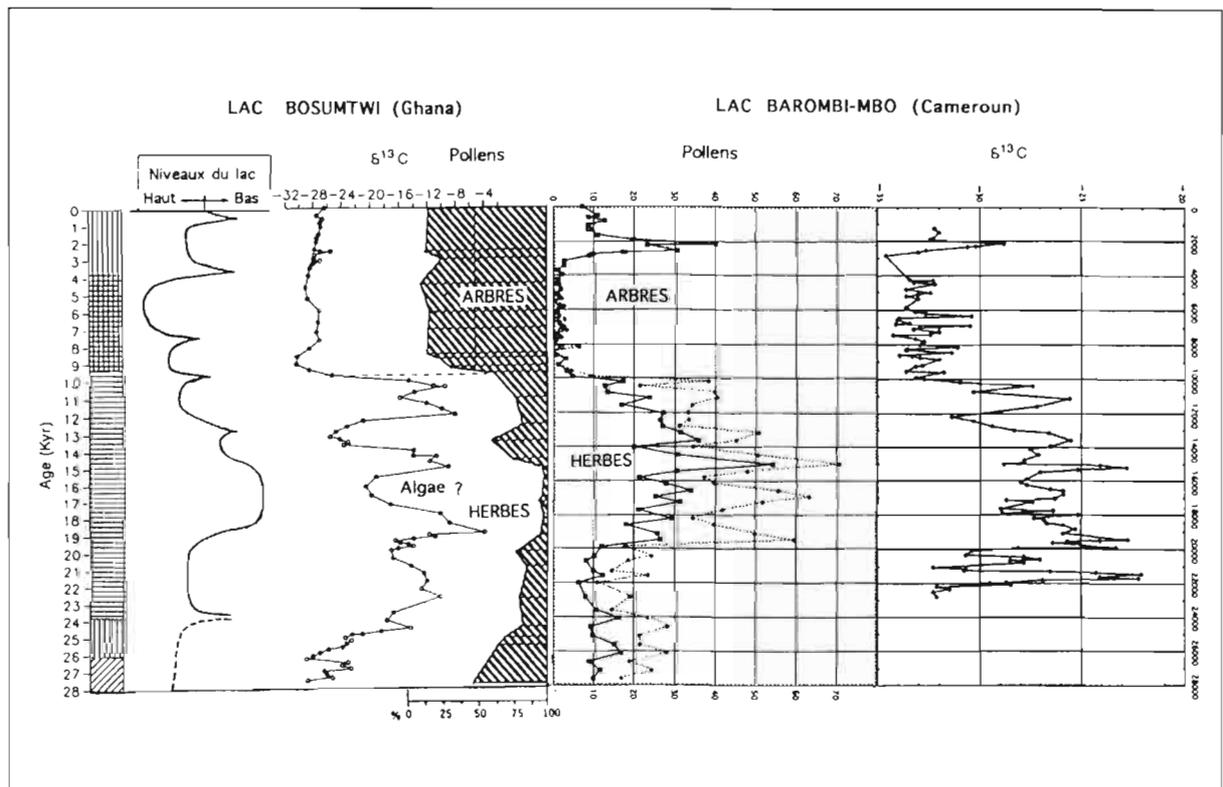


Figure 2 Diagrammes polliniques synthétiques (AP/NAP) (voir aussi Figure 1) et  $\delta^{13}C$  des lacs Bosumtwi et Barombi Mbo de 28 000 ans à l'Actuel. Courbe de variation des niveaux du lac Bosumtwi (d'après Talbot *et al.*, 1984; Maley, 1991; Talbot et Johannessen, 1992; Giresse *et al.*, 1994; Maley et Brenac, en préparation).

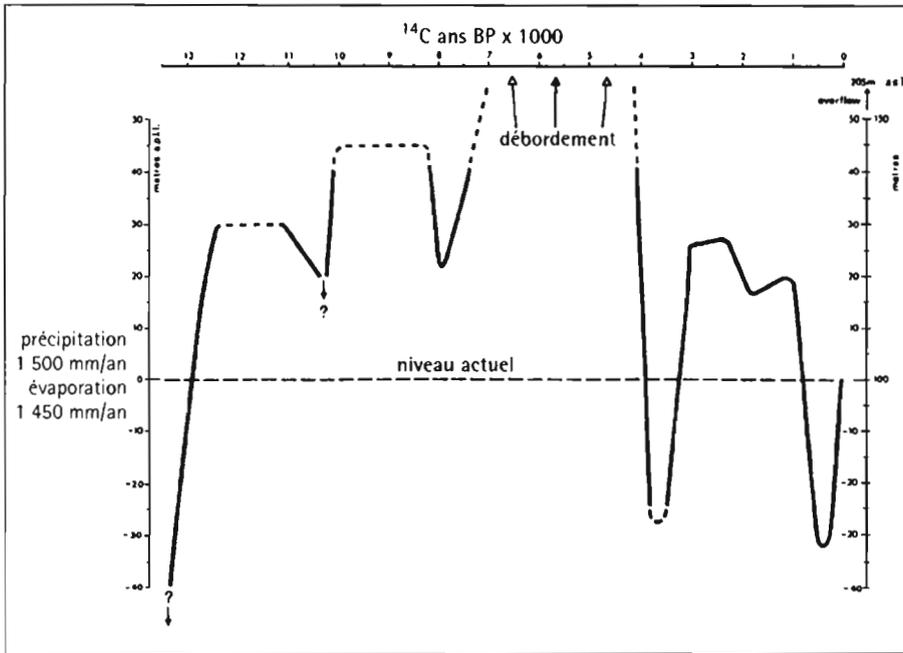


Figure 3 Variations des niveaux du lac Bosomtwi (Ghana) durant la fin du Pléistocène et l'Holocène (Talbot *et al.*, 1984, Figure 6); à gauche, pluviométrie moyenne et évaporation actuelles.

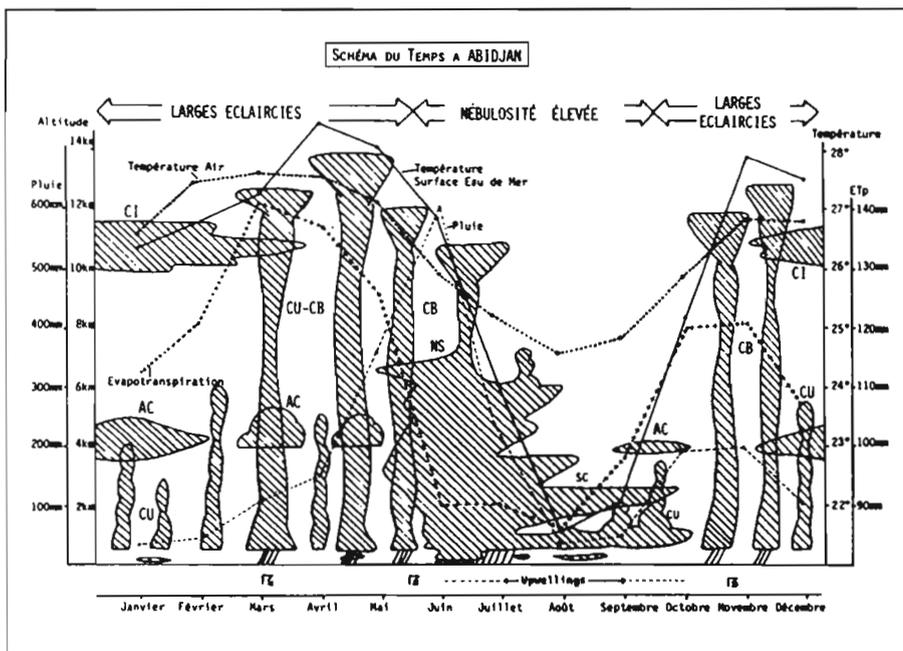


Figure 4 Diagramme des variations climatiques saisonnières à Abidjan, Côte d'Ivoire; cette station est représentative du secteur occidental guinéen du bloc forestier africain. Le diagramme montre la succession des principaux types de nuages et les principaux éléments du climat : pluie, évapotranspiration, température de l'air et température de surface de l'océan (TSO) au large (Maley, 1989, adapté de Drochon, 1976).

## Le rôle climatique des variations saisonnières des températures de surface de l'océan (TSO) en zone tropicale

Dans la zone tropicale une grande partie de la dynamique du climat résulte d'interactions entre la mer et l'atmosphère et particulièrement de l'échange d'humidité qui se produit à leur interface. Sous les tropiques interviennent des changements parfois importants des températures de surface de l'océan (TSO) (Flohn, 1971, 1983). Ces variations sont causées saisonnièrement par des remontées d'eaux profondes (REP) (*upwellings*). Étant donné que ces eaux proviennent de 50 à 100 m de profondeur, elles sont plus froides que celles de surface ce qui provoque le refroidissement des TSO par rapport à la moyenne latitudinale. Le forçage principal de ces

REP est causé par l'accélération et la tension saisonnière des alizés austraux et boréaux qui soufflent à partir des anticyclones subtropicaux en direction de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Servain *et al.*, 1982, 1985). Les secteurs où se produisent les REP sont déterminés par divers facteurs, particulièrement l'orientation des côtes mais aussi la propagation d'ondes sous-marines canalisées le long de l'équateur par l'annulation de la force de Coriolis (pour le Golfe de Guinée, cf. Moore *et al.*, 1978 ; Merle, 1980 ; Servain *et al.*, 1982 ; Picaut, 1983) (Figure 5).

La variation des TSO influence profondément la mousson en contrôlant le contenu en vapeur d'eau ainsi que son activité convective (Guillot *et al.*, 1986 ; Mahé et Citeau, 1993). Lorsque dans un secteur donné la TSO baisse en dessous de la température de la mousson qui le survole, le gradient vertical d'humidité se ren-

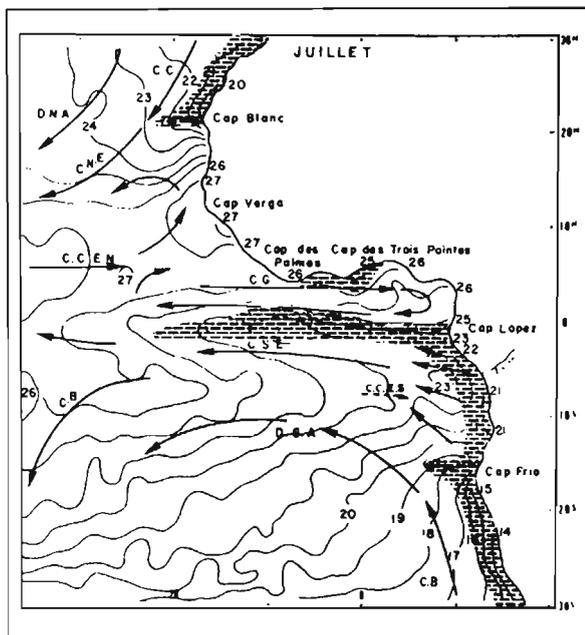


Figure 5 Les remontées d'eau profonde (REP) (aires en grisé) et répartition des TSO (isothermes en °C) dans le Golfe de Guinée et dans l'Atlantique tropical. Les flèches schématisent les principaux courants (d'après Wauthy, 1983, figure 20A).

verse et l'évaporation est remplacée par la condensation. Il en résulte une forte diminution du contenu en vapeur d'eau de la mousson et la convection est alors remplacée par de la subsidence, avec comme conséquence ultime la formation de nuages stratiformes au lieu de cumuliformes (Flohn, 1983). Le renforcement saisonnier des conditions anticycloniques intervient durant l'hiver austral qui débute en mai et culmine en juillet et août. Ce renforcement entraîne en altitude l'extension de conditions subsidentes sur toute la zone équatoriale permettant ainsi aux nuages stratiformes de pénétrer sur le continent africain et de s'étendre vers le nord et vers

l'est au-dessus de l'ensemble de la forêt dense. C'est la combinaison de ces divers phénomènes qui est responsable de l'apparition en juillet et août de la « petite saison sèche estivale » vers le nord du bloc forestier, particulièrement sur les régions situées au nord du Golfe de Guinée (Bakun, 1978 ; Hisard, 1987 ; Maley, 1989, 1991), alors qu'au niveau de l'Équateur et plus au sud, c'est-à-dire dans les secteurs forestiers du Gabon, du Congo et du Zaïre, le phénomène persiste plus longtemps durant environ quatre mois car il débute dès le mois de mai en causant sur ces régions une « grande saison sèche » (Saint Vil, 1977, 1984) (Figures 6 et 7).

Certaines années exceptionnelles l'anticyclone subtropical de Sainte-Hélène se déplace vers l'ouest ou réduit son activité. Cela entraîne un ralentissement des alizés et en conséquence les REP ne se produisent pas ou peu et n'entraînent donc pas le refroidissement des TSO qui restent relativement chaudes (Mahé et Citeau, 1993). La mousson présente alors une forte activité convective avec le développement de nuages cumuliformes. Ce phénomène, appelé El Niño dans le Pacifique oriental, se produit aussi dans le Golfe de Guinée (Hisard, 1980 ; Merle, 1980). C'est surtout la « petite saison sèche » du nord du bloc forestier qui est affectée et qui peut être ainsi plus ou moins complètement supprimée (Hisard, 1987). Certaines années exceptionnelles, comme en 1984, la « grande saison sèche » a été considérablement réduite et, par exemple au Gabon, la période allant de mai à août a été relativement pluvieuse, avec un total annuel très supérieur à la normale (Guillot, 1985 ; Maley et Elenga, 1993).

Une dernière caractéristique importante des REP à travers l'ensemble du Golfe de Guinée, du secteur de Benguela aux côtes septentrionales, est la cohérence de leurs fluctuations interannuelles (Merle, 1980) (Figure 8). En effet, étant donné que c'est l'accélération des alizés qui contrôle le phénomène des REP, il est com-

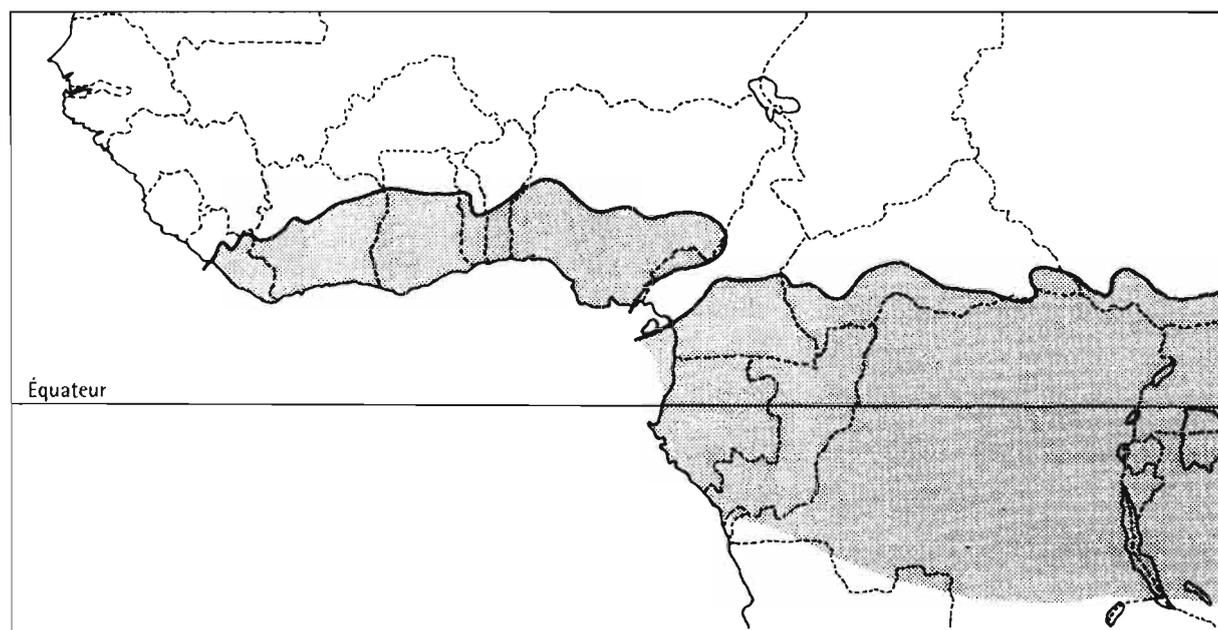


Figure 6 Extension géographique en Afrique équatoriale de la saison sèche durant l'hiver austral (adapté de Leroux, 1983). La longueur de cette saison passe d'environ deux mois au nord du Golfe de Guinée (« petite saison sèche ») à environ quatre mois vers le sud (« grande saison sèche »). Dans l'Ouest Cameroun, cette saison sèche est remplacée par un paroxysme pluvial (Suchel, 1972, 1988).

préhensible que les grandes tendances de leurs fluctuations soient similaires à travers l'ensemble du Golfe de Guinée. Ainsi on pourra parler d'années « froides » ou « chaudes » suivant que les REP auront été fortes ou au contraire quasi absentes (Merle, 1980).

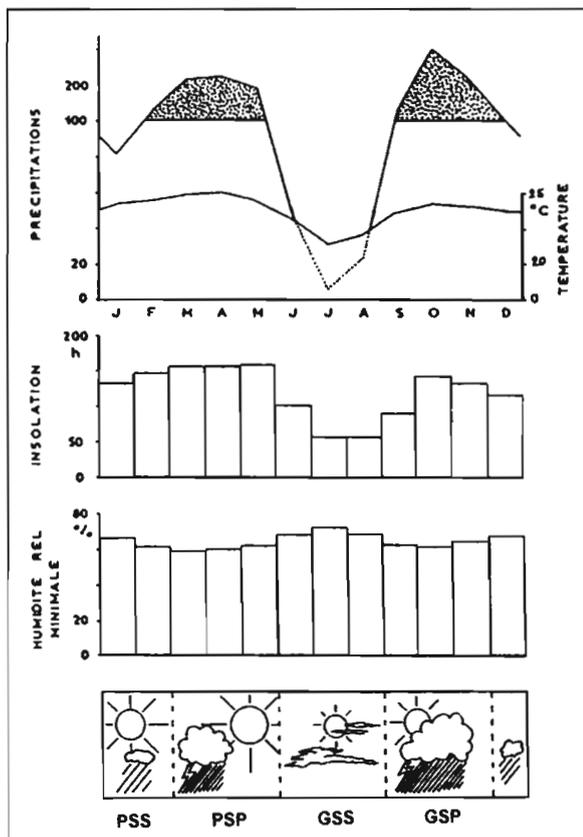


Figure 7 Diagramme ombrothermique et principales caractéristiques climatiques de la station de Makokou au Gabon.

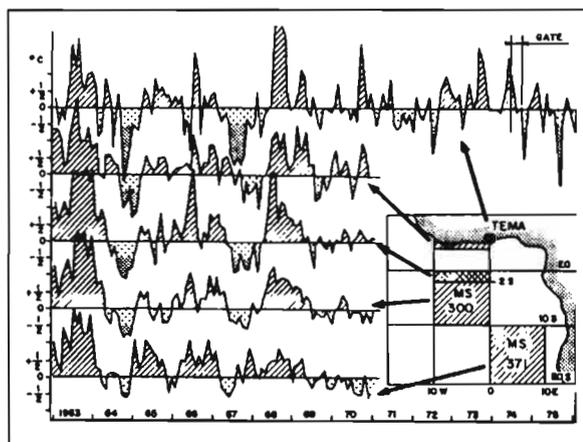


Figure 8 Variation interannuelle des températures de surface de l'océan (TSO) Atlantique, Golfe de Guinée, pour une succession d'années récentes (1963 à 1970). Anomalies des températures par rapport à la moyenne : anomalies positives, eaux « chaudes » couplées à de faibles REP (grisés) ; anomalies négatives, eaux « fraîches » couplées à des REP normales (gros points) ; fortes anomalies négatives, eaux « froides » couplées à de fortes REP (petits points). Les anomalies recensées concernent, du nord au sud, Tema, station côtière au sud du Ghana, et quatre secteurs marins (données Nansen homogénéisées). Figure adaptée de Merle, 1980, figure 9. Merle indique que le choix des secteurs marins a été déterminé par la densité et la qualité des données. La principale caractéristique de cette figure est la cohérence des anomalies à travers l'ensemble du Golfe de Guinée.

## Interprétation des variations climatiques survenues en zone forestière au cours de l'Holocène et particulièrement à l'Holocène récent

La période entre environ 4 000 et 3 000 ans BP

Des données actuelles rappelées ci-dessus on peut conclure qu'au lac Bosumtwi qui est situé vers le nord du bloc forestier, la réapparition des laminations vers 3 700 ans BP a dû coïncider avec le retour soudain de la « petite saison sèche estivale » et donc avec une réduction notable des pluies annuelles (Maley, 1991, 1995). On peut aussi en déduire une forte recrudescence des REP dans le Golfe de Guinée. Étant donné la cohérence des anomalies des TSO à travers le Golfe de Guinée, il est possible d'utiliser les résultats obtenus pour l'Holocène sur une carotte marine prélevée dans le secteur de Benguela et étudiée par le Groupe CLIMAP.

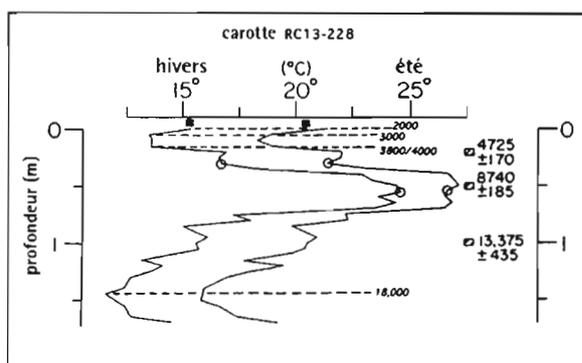
La carotte RC13-228 a été prélevée au large de Swakopmund en Namibie (coordonnées 22° 20'S - 11° 12'E) et à une profondeur de 3 204 m (Morley et Dworetzky, 1993). Grâce à la courbe  $\delta^{18}O$  le point du dernier maximum glaciaire vers 18 000 ans BP apparaît clairement. Trois datations au radiocarbone ont été effectuées vers le sommet de la carotte (13 375 ± 435 ; 8740 ± 185 ; 4725 ± 170 BP). Les variations des TSO pour la saison estivale (décembre à février) et la saison hivernale (juillet et août) ont été obtenues par des fonctions de transfert basées sur l'abondance de plusieurs espèces de Radiolaires (Morley et Dworetzky, 1993) (Figure 9). Par interpolation avec les trois datations, les courbes montrent clairement entre ca. 9 000 à 7 000/6 500 ans BP des eaux chaudes à très chaudes durant l'hiver austral, 4°C au-dessus des valeurs actuelles. Un premier refroidissement se produit vers 6 500/6 000 ans BP mais les valeurs restent alors au-dessus de celles actuelles. Ensuite après un palier jusque vers 4 500 ans BP, intervient un refroidissement abrupt qui culmine vers 3 800/3 500 ans BP, avec des TSO hivernales et estivales en-dessous des valeurs actuelles jusque vers 3 000 ans BP. Après cette date on observe une tendance au réchauffement jusque vers le sommet de la carotte qui a pu être estimé d'environ 2 000 ans BP (les 2 derniers millénaires manquent).

Ces résultats sont confirmés par une autre étude effectuée dans le même secteur de Benguela sur 2 espèces de coquilles marines du genre *Patella*. Ces coquilles ont été accumulées par l'Homme sur le littoral entre 4 000 ans BP et le subactuel, ainsi qu'au début de l'Holocène (Cohen *et al.*, 1992). La datation au radiocarbone de nombreuses coquilles a permis d'obtenir des échantillons datés pour toute cette période. La mesure du  $\delta^{18}O$  ainsi que le rapport de l'Aragonite sur la Calcite ont été effectués sur ces coquilles. Les valeurs obtenues sont en rapport avec la température de l'eau de mer dans laquelle ces coquilles vivaient. Les 2 courbes mises en parallèle montrent un net refroidissement entre 4 et 3 000/2 800 ans BP, puis ensuite une forte tendance au réchauffement jusque vers 2 000 ans BP (Figure 3, Cohen *et al.*, 1992).

Du fait de la cohérence des anomalies des TSO à travers le Golfe de Guinée (Figure 8), ces données marines venant du secteur du Benguela confirment les déductions présentées ci-dessus concernant la baisse des TSO durant la phase de régression lacustre du lac Bosumtwi entre 3 700 et 3 000 ans BP. De plus, la phase d'extension forestière ayant débuté vers 9 500 ans BP et les hauts niveaux lacustres de l'Holocène inférieur et moyen au Bosumtwi (Figure 3) peuvent être rattachés à des TSO relativement élevées durant l'été boréal dans le Golfe de Guinée, avec pas ou peu de REP et donc avec un prolongement de la saison des pluies durant l'été boréal.

Les variations de la végétation autour du lac Bosumtwi semblent, durant certaines périodes, être déconnectées de celles des niveaux lacustres. Tout d'abord, comme Maley (1989) l'avait déjà fait remarquer, la réapparition relativement brutale de la forêt au début de l'Holocène, vers 9 500 ans BP, est intervenue au cours d'une phase transgressive et bien après que le lac ait nettement dépassé le niveau actuel vers 12 500 ans BP (Figure 3). Il semble que le phénomène qui a déclenché la réapparition de la forêt ait été probablement associé à l'augmentation brutale vers 9 500 ans BP des TSO dans le Golfe de Guinée (Figure 9). Ce réchauffement des eaux marines de surface a dû accroître brutalement l'activité de la mousson en en modifiant certaines caractéristiques (contenu en vapeur d'eau, type des nuages) avec en même temps un allongement de la saison des pluies.

Ensuite, durant l'importante régression lacustre survenue entre *ca.* 3 700 et 3 000 ans BP (Figure 3), les données polliniques (Maley, 1991) et isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}$ ) (Talbot et Johannessen, 1992) (Figure 2) montrent que la forêt a cependant subsisté autour du lac. Pour comprendre ce phénomène il faut se référer à la « grande saison sèche » d'environ quatre mois qui affecte actuellement toute la partie centrale et méridionale du bloc forestier, du Gabon au Congo et Zaïre méridional

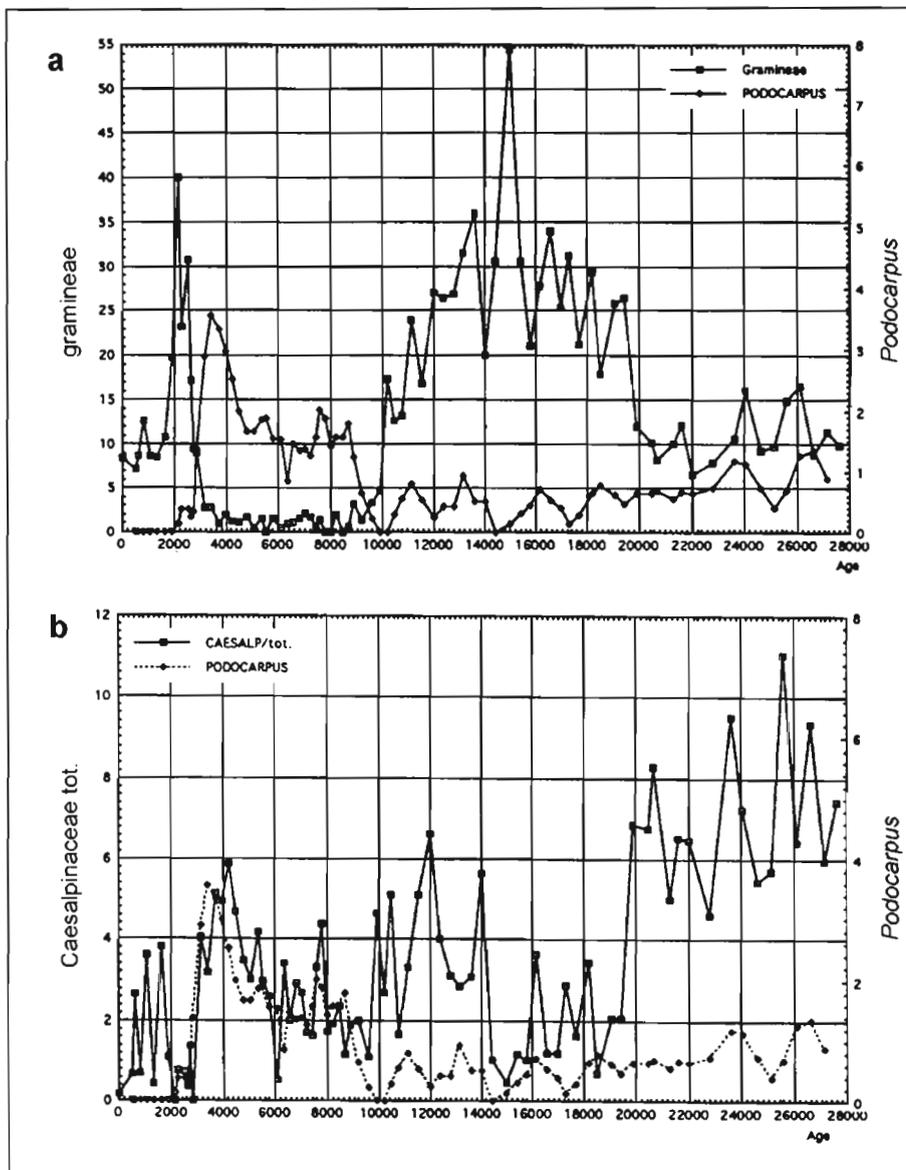


**Figure 9** Carotte RC13-228 prélevée pour le programme marin CLIMAP dans le secteur du Benguela, Atlantique Sud (22° 20' S - 11° 12' E, profondeur de 3 204 m). Le contrôle chronologique est donné par la stratigraphie isotopique du  $\delta^{18}\text{O}$  et par trois datations au radiocarbone. Les températures de surface de l'océan (TSO) pour l'hiver (juillet-août) et l'été (janvier-février) ont été estimées par Morley et Dworetzky (1993) grâce à une fonction de transfert basée sur l'abondance de diverses espèces de radiolaires présentes dans la carotte. Les cercles ouverts désignent les dates interpolées de 6 000 et 9 000 ans BP. Les TSO actuelles sont indiquées par des carrés pleins au-dessus de chaque courbe (moyennes actuelles pour les saisons d'hiver et d'été). Les lignes en pointillés correspondent à diverses dates interpolées (Figure adaptée de Morley et Dworetzky, 1993).

(Figures 6 et 7). Comme on l'a montré ci-dessus, cette longue saison sèche est de même nature et a la même origine que la « petite saison sèche estivale » qui affecte la partie septentrionale du bloc forestier. Cette saison est aussi la plus fraîche de l'année et de ce fait elle est associée à une évaporation très réduite. Ainsi ces saisons sèches d'origine australe ne perturbent pas l'écologie forestière car l'humidité atmosphérique reste proche de la saturation. Par contre au nord du bloc forestier c'est l'inverse qui se produit de Décembre à Février durant la saison sèche d'origine boréale car cette dernière est surtout caractérisée par une forte baisse de l'humidité atmosphérique (Figure 4) ce qui a un impact majeur sur le milieu forestier. Cependant, bien que la végétation forestière ait subsisté autour du lac Bosumtwi entre 3 700 et 3 000 ans BP, il est possible que pour des secteurs relativement éloignés de ce lac et climatiquement limites, comme dans le sud du Togo et du Bénin actuels (secteur de la « coupure du Dahomey », la forêt ait pu s'ouvrir à cette époque et permettre aux savanes d'atteindre la zone côtière (Maley, 1991).

Lorsqu'on examine les changements survenus en Afrique centrale atlantique vers le début de l'Holocène récent, on constate que l'abaissement brutal des TSO entre *ca.* 3 700 et 3 000 ans BP a aussi affecté cette région, mais d'une manière différente de celle du sud du Ghana. En effet l'examen des résultats polliniques du lac Barombi Mbo (Maley, 1997 ; Maley et Brenac, 1998) montre tout d'abord que la période allant d'environ 4 500 à 3 000 ans BP a correspondu au maximum des pollens de *Caesalpinaceae* (Figure 10b) qui sont presque tous des arbres typiques des formations forestières sempervirentes, celles-ci étant associées aux conditions les plus humides. Actuellement lorsque ces formations forestières se trouvent vers les limites de leur aire dans le sud Cameroun, au Gabon et au Congo occidental, on constate qu'elles se maintiennent souvent vers le sommet des collines, alors que les flancs et les plaines environnantes sont surtout couvertes de formations forestières moins humides de type semi-caducifolié (Letouzey, 1968, 1985 ; Achoundong, 1985, 1996). Cette configuration est en fait associée au comportement des nuages de type stratiforme, y compris les brouillards, qui ont tendance à persister vers le sommet des collines durant une partie de l'année, particulièrement en saison sèche, en diminuant l'évaporation durant cette saison sensible, ce qui apporte un surcroît de fraîcheur et d'humidité (Maley et Elenga, 1993). Ainsi l'importance de *Caesalpinaceae* vers le début de l'Holocène récent pourrait être en partie attribuée à ce phénomène, particulièrement à partir de 3 800/3 700 ans BP.

Parallèlement au développement des *Caesalpinaceae*, une transgression lacustre ayant culminé entre 4 000 et 3 500 ans BP a été mise en évidence au lac Ossa grâce à l'étude des diatomées (Nguetsop et Servant-Vildary, 1996). La concomitance de ces deux phénomènes serait à associer à la baisse de l'évaporation mais aussi probablement à un accroissement des pluies. Cet accroissement aurait pu résulter d'une évolution régionale des nuages stratiformes vers des nuages de type nimbostratus qui sont nettement précipitants, avec surtout des pluies fines



**Figure 10** Courbes polliniques (pourcentages relatifs) de trois taxons caractéristiques venant des sédiments quaternaires du lac Barombi Mbo, ouest Cameroun (carotte BM-6). Ages interpolés d'après douze datations au radiocarbone. Pour les données géologiques et polliniques, voir Brenac, 1988 ; Maley, 1989, 1991, 1992 ; Giresse et al., 1991, 1994 ; Maley et Brenac, en préparation. (a) *Gramineae*. Ce taxon constitue presque tout le total des pollens d'herbacées non aquatiques et il caractérise les milieux ouverts de type savane. *Podocarpus* (moyenne glissante sur trois échantillons). Ce Gymnosperme correspond à un arbre typique des formations forestières montagnardes associées à des couvertures nuageuses (forêt de nuage). (b) *Caesalpiniaceae* (total des pollens de *Caesalpiniaceae*). Cette famille est typique des formations forestières sempervirentes et des forêts primaires les plus humides. Comparaison avec la variation de *Podocarpus*.

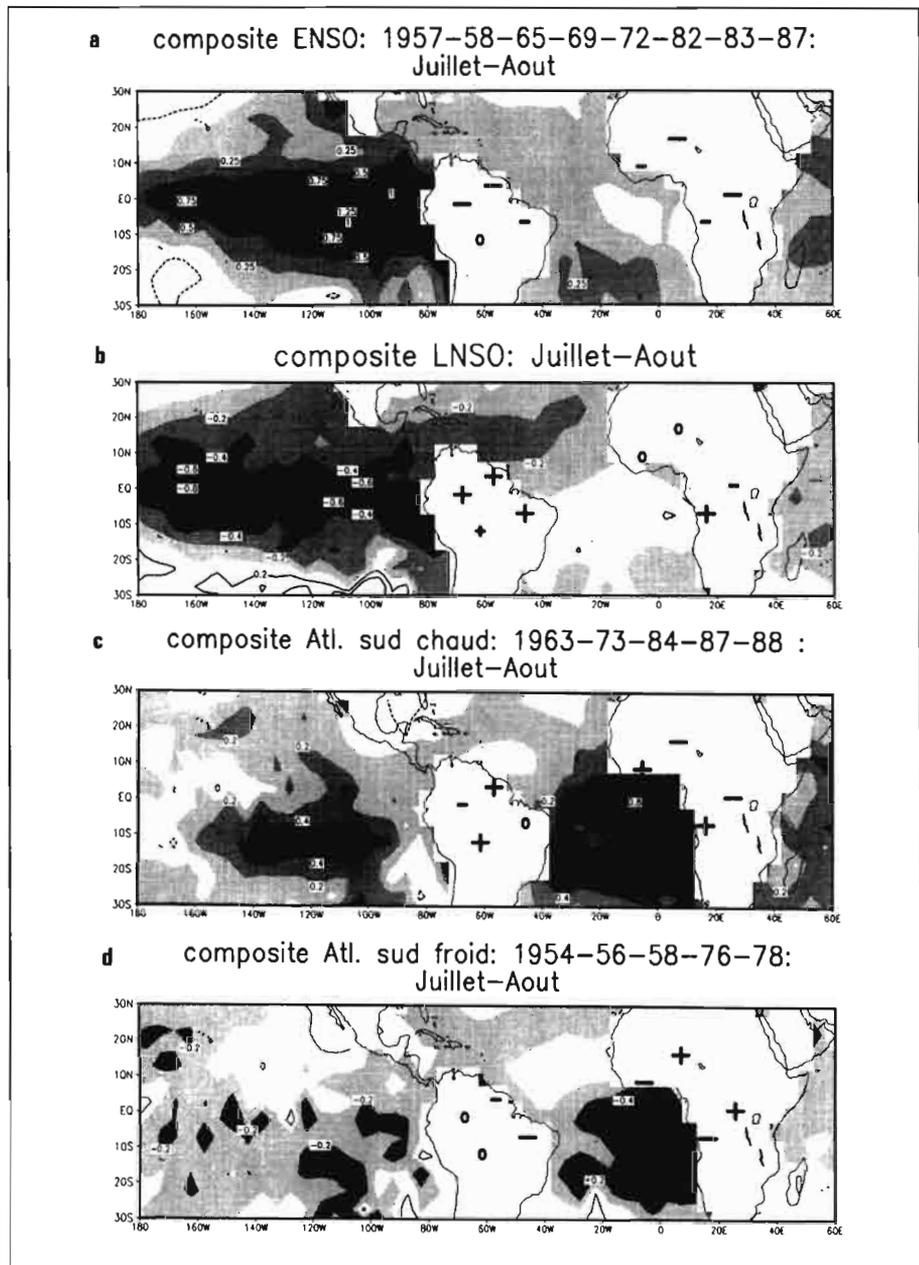
(cf. Maley, 1982) ; ce phénomène intervient par exemple lorsque la TSO est proche de celle de la mousson (voir le mois de Juin à Abidjan, Figure 4). Après 3 000 ans BP, la chute brutale des pollens de *Caesalpiniaceae* s'est produite durant une phase de péjoration climatique qui s'est achevée vers 2 000 ans BP (Figure 11b).

D'un manière voisine des *Caesalpiniaceae*, les pollens de *Podocarpus* ont présenté un maximum entre 3 800 et 3 400 ans BP dans les dépôts du lac Barombi Mbo (Figure 11a), avant leur régression brutale après 3 000 ans BP durant la phase de péjoration climatique qui s'est achevée vers 2 000 ans BP (Maley, 1997 ; Maley et Brenac, 1998). *Podocarpus* est un arbre typique de certaines forêts montagnardes qui sont étroitement associées à la persistance des conditions nuageuses de type stratiforme (forêts de nuage) (Kerfoot, 1968 ; Maley et Elenga, 1993). En d'autres points de l'Afrique tropicale, particulièrement en Afrique orientale, on a aussi mis en évidence un pic synchrone des pollens de *Podocarpus* daté sur plusieurs montagnes d'environ 3 700/3 800 ans BP (Perrott, 1982 ; Vincens et al., 1986). Ce pic est aussi synchrone d'un phénomène relativement général de régression lacustre qui a été observé notamment pour les lacs Tanganyika et Bogoria (Tiercelin et al., 1987 ;

Casanova et Hillaire-Marcel, 1992) et pour des lacs du Burundi (Jolly, 1993). Ces régressions lacustres se parallélisent bien avec celle survenue au lac Bosumtwi.

La date 3 700/3 800 ans BP apparaît donc comme une date clé pour des changements abrupts du climat qui, selon notre hypothèse, auraient été causés à l'origine par un abaissement saisonnier des TSO dans le Golfe de Guinée, dont une des conséquences a été un fort développement des nuages stratiformes sur les régions continentales voisines. Toutefois, selon les régions, l'impact climatique de ces nuages a été différent. En effet, en résumant les phénomènes, cette date a correspondu d'abord au début d'une phase de réduction des pluies et à de forts abaissements des niveaux lacustres, d'une part au lac Bosumtwi dans la zone forestière de l'Afrique occidentale et d'autre part en Afrique orientale. Par contre en Afrique centrale atlantique les changements ont été assez différents car il se sont traduits d'une part par une extension des *Caesalpiniaceae* et d'autre part, comme en Afrique orientale, par une extension synchrone des *Podocarpus*. Ce dernier phénomène montre bien que les conditions climatiques ont été en partie communes avec la recrudescence des nuages stratiformes en montagne.

**Figure 11** Champs composites des anomalies des précipitations pour quelques indices africains et sud-américains en juillet-août selon quatre situations d'anomalies des TSO globales : (a) anomalie de type ENSO (1957-58-65-69-72-82-83-88) ; (b) anomalie de type LNSO (1954-55-56-71-74-75-84-85) ; (c) anomalie chaude dans l'Atlantique sud (1963-73-84-87-88) ; (d) anomalie froide dans l'Atlantique sud (1954-56-58-76-78). (un petit signe -/+ signale une anomalie significative au seuil de 90 % ; un gros signe -/+ signale une anomalie significative au seuil de 99 % ; 0 signifie une situation proche de la moyenne ; les principales anomalies des TSO sont signalées en grisé).



On peut rappeler à ce propos que les mois de juillet et août qui correspondent actuellement à la « petite saison sèche estivale » dans les régions forestières occidentales, comme au lac Bosumtwi, correspondent au contraire dans l'ouest Cameroun et à l'est jusque vers Edéa, au maximum des pluies annuelles (Figure 6). Ce phénomène azonal n'a pas encore reçu d'explication complète. La transformation régionale d'une mousson non pluvieuse en une mousson pluvieuse pourrait être associée soit à un effet orographique généralisée causée par la Dorsale montagneuse de l'ouest Cameroun (cf. Suchel, 1972, 1988), soit aussi à la variation de la vitesse du Jetstream d'Est vers 200 hpa lorsqu'il débouche du continent sur la mer — les TSO jouant là encore un rôle clé.

La période entre environ  
3 000 et 2 000 ans BP

Une retraite brutale des formations forestières est intervenue en Afrique centrale Atlantique après 3 000 ans BP, mais pas autour du lac Bosumtwi, bien qu'on puisse pen-

ser que dans des secteurs climatiquement limites, comme dans le sud du Togo et du Bénin actuels (secteur de la « coupure du Dahomey », la forêt ait pu s'ouvrir à cette époque et permettre aux savanes d'atteindre la zone côtière (Maley, 1991). Les datations actuellement disponibles en Afrique centrale Atlantique montrent que le recul des forêts a débuté vers 2 800/2 500 ans BP et s'est poursuivi jusque vers 2 000 ans BP au Barombi Mbo et plus tardivement pour d'autres sites. Ce phénomène est synchrone de la retraite brutale des forêts montagnardes à *Podocarpus* qui a été observée dans les divers sites étudiés dans l'ouest et le sud Cameroun (Figure 1). Il faut ajouter en outre qu'une érosion intense est aussi intervenue durant la même période en de nombreux points de l'Afrique tropicale, aussi bien en zone sèche (Maley, 1981 ; Lézine, 1989) qu'en zone humide de l'Afrique centrale atlantique (Maley, 1992) ou de l'Afrique occidentale comme au Ghana (Hall *et al.*, 1985). Cette période a été largement marquée par le dépôt de sédiments grossiers qui constituent la base d'une « basse terrasse » (Maley, 1992).

Cette période semble plus difficile à interpréter car elle est intervenue lors d'une phase de remontée des TSO dans le Golfe de Guinée (Figure 9), ce qui *a priori* devrait conduire à des mécanismes climatiques opposés à ceux décrits plus haut, avec en particulier une mousson très active. Les fortes érosions relevées durant cette époque en de nombreux points de l'Afrique tropicale sont toutefois une caractéristique originale de cette période. Ce phénomène ainsi que la persistance annuelle de TSO « chaudes » témoignent alors d'une forte activité des systèmes nuageux convectifs dans une atmosphère chaude et évaporante. En effet les systèmes convectifs, souvent associés aux lignes de grains, donnent des pluies très variables dont les plus fortes entraînent des ruissellements intenses responsables de fortes érosions (Maley, 1981, 1982). Suite à des pluies convectives intenses, des exemples d'érosion de type cataclysmique ont été décrits en zone équatoriale sur les plateaux Batéké au Congo (Guillot et Peyrot, 1979). Ces écoulements violents ne sont pas favorables à une bonne pénétration de l'eau dans les sols et donc à la reconstitution de leurs réserves hydriques, ce qui, finalement, conduira à limiter fortement l'alimentation des racines durant la saison sèche. Tout ceci semble montrer qu'un fort développement des pluies convectives en milieu forestier lui serait plutôt défavorable, particulièrement pour des forêts situées vers la périphérie du bloc forestier ou dans des secteurs ayant une pluviométrie limite. De plus, le développement des nuages cumuliformes au détriment des stratiformes a entraîné la disparition des conditions plus humides et plus fraîches qui régnaient au sommet des montagnes et des collines, expliquant probablement l'élimination ou la raréfaction des *Podocarpus* et des *Caesalpinia*ceae.

#### La période entre 2000 ans BP et l'Actuel

Après le dépôt des sédiments grossiers qui s'est achevé vers 2000 ans BP, une « basse terrasse » composée de sédiments relativement fins (argiles, silts, limons, sables fins) s'est édifiée progressivement jusqu'au cours des derniers siècles (Maley, 1981). La mise en place de ces dépôts a résulté d'un retour à des conditions plus humides probablement relativement proches des conditions actuelles. Une érosion récente, particulièrement active depuis le début du siècle, a mis en relief cette « basse Terrasse » (Maley, 1981). Durant la phase humide postérieure à 2000 ans BP la forêt a été de nouveau en extension dans l'ouest et le sud Cameroun (Maley, 1992), ainsi qu'au Gabon (White *et al.*, ce volume). L'extension a été particulièrement forte dans le sud Cameroun depuis environ 700 ans BP (Reynaud-Farrera, 1995; Reynaud-Farrera *et al.*, 1996) et elle se poursuit encore durant le *xx*<sup>e</sup> siècle (Letouzey, 1968, 1985; Maley, à paraître; Guillet *et al.*; Schwartz *et al.*). Dans le sud et l'ouest Congo, le phénomène d'extension forestière a débuté plus tardivement : sur le littoral congolais au nord de Pointe-Noire, une poussée forestière est intervenue vers 1600 ans BP et une autre depuis 500 à 600 ans BP (Schwartz *et al.*, 1991; Elenga *et al.*, 1992).

### Essai de modélisation des changements climatiques survenus dans les zones tropicales péri-atlantique (Afrique et Amérique du sud)

Afin d'essayer d'apporter des interprétations paléoclimatiques plus objectives, deux approches méthodologiques complémentaires seront utilisées, d'une part l'analyse diagnostique et d'autre part la simulation numérique.

#### L'analyse diagnostique

Fondamentalement, l'analyse diagnostique se base sur la variabilité climatique actuelle qui est exprimée par des « anomalies » climatiques déterminées par rapport à l'état climatique moyen de la période actuelle de référence, c'est-à-dire ici les quarante dernières années (1951-1990). On parlera ainsi d'une « anomalie humide » pour un type climatique plus humide que la moyenne des années étudiées ou d'une « anomalie sèche » pour un type climatique plus sec. La détermination des anomalies climatiques est basée sur l'étude de fichiers de données issues des observations directes afin d'établir les relations statistiquement significatives existant entre certains paramètres climatiques, essentiellement les pluies sur les continents, et les TSO. De cette manière on peut donc étudier le forçage climatique exercé par les champs thermiques océaniques de surface sur la variabilité saisonnière des précipitations de l'Afrique tropicale car les TSO constituent le paramètre terrestre le plus susceptible d'expliquer les anomalies climatiques intervenant aux échelles continentales ou globales. L'analyse diagnostique permet en outre d'étudier aussi bien le rôle des TSO régionales (par exemple celles du golfe de Guinée) que celui des températures océaniques à l'échelle d'un bassin océanique. Ainsi, grâce au fichier des TSO disponibles en données mensuelles auprès du United Kingdom Meteorological Office (Bottomley *et al.*, 1990), les principaux modes de variabilité de l'océan mondial sont mis en évidence sur la période 1951-90. Les trois principaux modes décrivent successivement la variabilité de l'océan Pacifique est et central, de l'océan Atlantique nord et de l'océan Atlantique sud et équatorial (Moron *et al.*, 1995). Alors que le premier mode est en fait le marqueur de l'Oscillation Australe (avec des événements chauds de type El Niño Southern Oscillation (ENSO) et des événements froids de type La Niña Southern Oscillation (LNSO)) (Ropelewski et Halpert, 1989), les deux modes suivants représentent l'évolution dipolaire de l'Océan Atlantique nord et sud, généralement de signe opposé (Fontaine et Bigot, 1993). À chacun de ces modes spatiaux est associée une chronique décrivant l'occurrence des anomalies thermiques par rapport à l'état moyen de la période 1951-90.

La seconde étape consiste alors à étudier l'évolution des précipitations en fonction des anomalies des TSO des trois grands modes définis ci-dessus. Cela s'effectue grâce à des indices de la variabilité pluviométrique régionale qui décrivent les principales zones homogènes en

Amérique du sud et en Afrique entre 20° N et 20° S (Moron *et al.*, 1995). L'analyse composite permet alors d'observer la significativité statistique des anomalies pluviométriques correspondant aux années avec les plus fortes anomalies des TSO pour chacun des trois modes. Seul l'exemple du bimestre juillet-août est présenté dans ce travail. Ce choix s'explique par le fait que cette période équivaut à plus des deux tiers de la variabilité pluviométrique interannuelle pour les zones proches de la ceinture sahélienne (Nicholson et Palao, 1993). Les Figures 11a et 11b présentent les anomalies observées pendant un épisode extrême de l'Oscillation Australe

(événements chauds de type ENSO : 1957, 1958, 1965, 1969, 1972, 1982, 1983, 1987; événements froids de type LNSO : 1954, 1955, 1956; 1971, 1974, 1975). Alors que la composite ENSO s'accompagne plutôt d'anomalies pluviométriques négatives en Amérique du sud et en Afrique, seul le continent américain enregistre de fortes anomalies positives avec la composite LNSO.

Un travail identique est ensuite mené pour étudier la tendance des précipitations lorsque l'Atlantique sud est anormalement chaud (années 1963, 1973, 1984, 1987, 1988) ou anormalement froid (années 1954, 1956, 1958, 1976, 1978) (Figures 11c et 11d). Le résultat le plus inté-

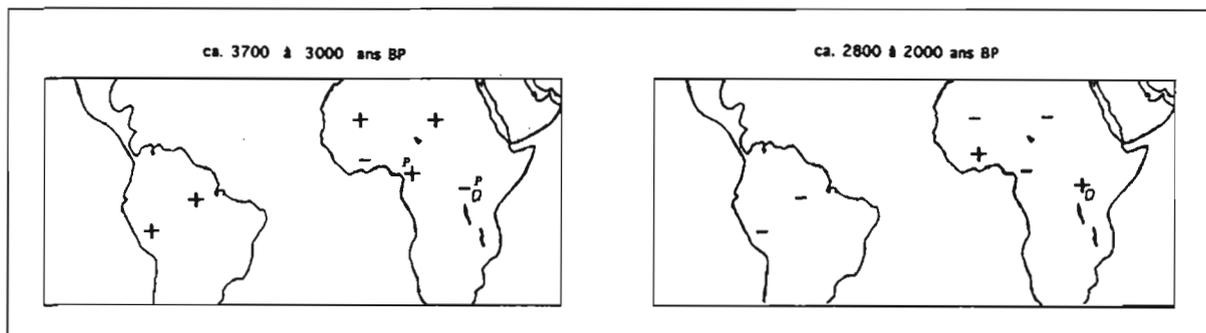


Figure 12 Anomalies des précipitations estimées pour l'Holocène récent : estimation de P/E, soit positif > 1, soit négatif < 1. (a) période 3 700 à 3 000 ans BP ; P indique les secteurs où un maximum des pollens de *Podocarpus* a été enregistré. (b) période 2 800 à 2 000 ans BP.

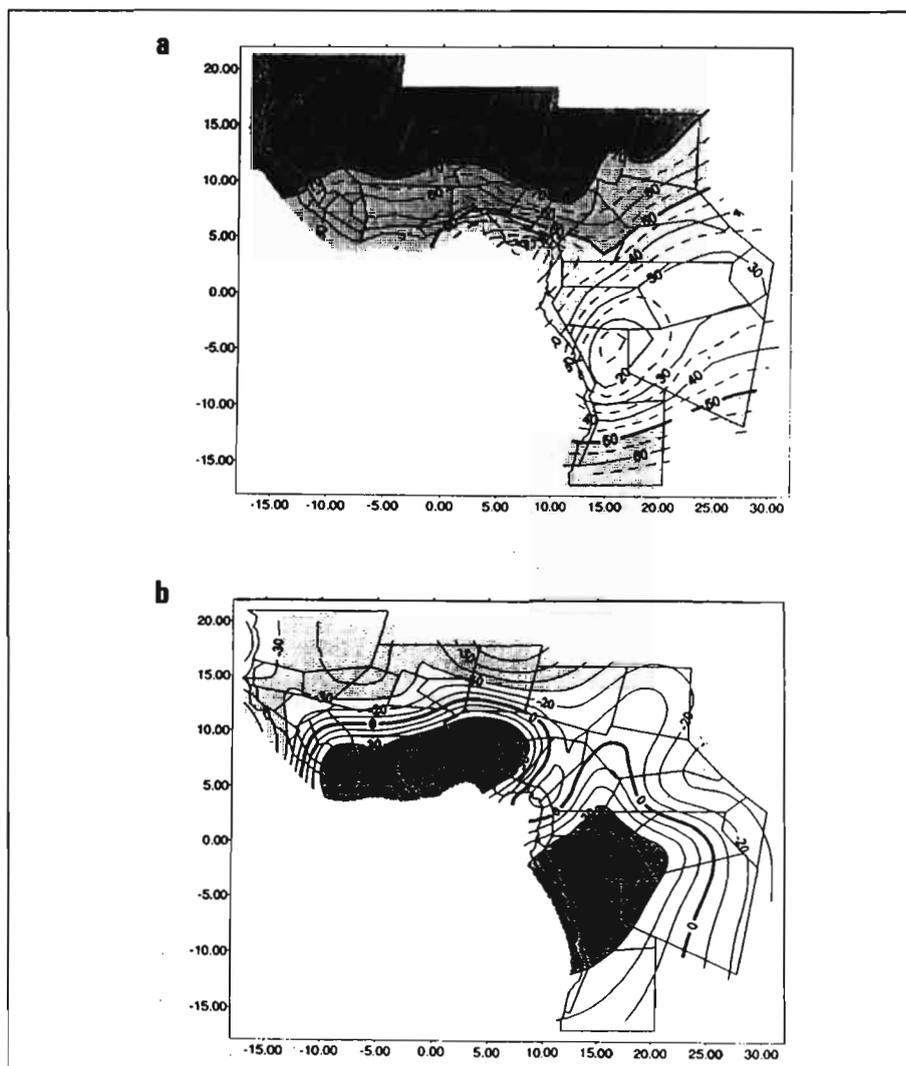


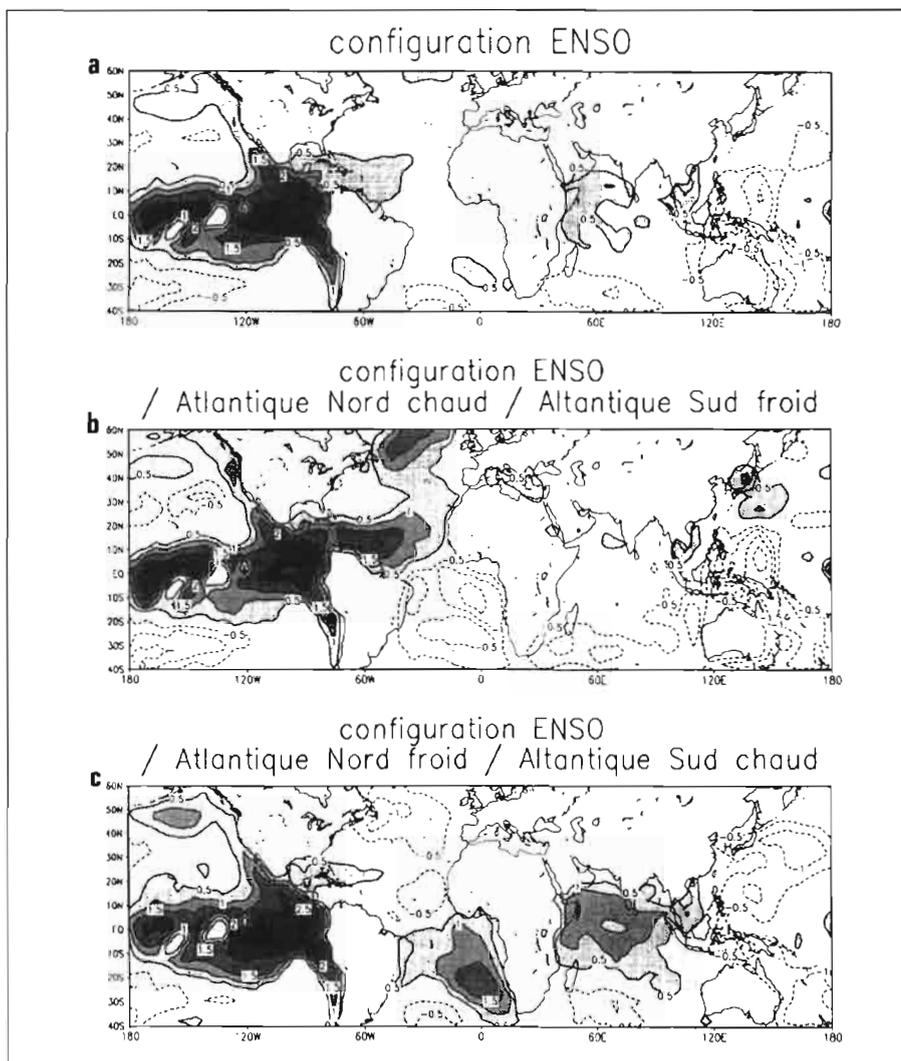
Figure 13 Les principales structures spatiales des précipitations obtenues à partir d'une analyse en composantes principales effectuée sur les « vecteurs » pluviométriques annuels calculés pour 897 stations couvrant la période 1951-89 (extrait de Wotling *et al.*, 1995, figures 6b et 7b). Les corrélations positives supérieures à 0,3 sont indiquées en gris foncé et celles négatives inférieures à 0,3 sont indiquées en gris clair. (a) La première composante, 35,8% de la variance totale ; (b) La deuxième composante, 12%.

ressant est observé avec les indices africains. En effet, il semble qu'à un océan Atlantique sud anormalement chaud (respectivement froid) correspondent des anomalies pluviométriques positives (respectivement négatives) sur les régions guinéennes et Congo-Gabon, et des anomalies négatives (respectivement positives) sur les régions soudano-sahéliennes et l'Afrique centrale. Ce résultat semble montrer que c'est surtout la variation des TSO sur le dipôle Atlantique qui a un impact majeur sur l'évolution climatique de l'Afrique tropicale, à l'exception de l'Afrique orientale qui est surtout influencée par les TSO sur l'Océan Indien.

La seconde phase de cette analyse diagnostique consiste à comparer ces anomalies actuelles avec les grandes tendances climatiques qui ont été décrites ci-dessus pour l'Holocène récent dans les différents secteurs de l'Afrique tropicale analysés dans ce travail. Une clé importante dans cette comparaison sera l'obtention de tendances positives ou négatives réparties spatialement d'une manière comparable entre certaines anomalies actuelles et les périodes de l'Holocène qui sont étudiées ici. L'opposition des tendances pluviométriques sur l'Afrique tropicale mise en évidence durant l'Actuel, a connu des parallèles pendant l'Holocène. Ainsi, durant la période de réduction des pluies en zone forestière occidentale (d'après les données du lac Bosumtwi, au

Ghana) entre 3 700 et 3 000 ans BP, une phase relativement humide s'est développée au Sahara et sur les savanes au nord de la forêt (Servant, 1973; Maley, 1981; Gasse et Van Campo, 1994; Maley, à paraître, b). Une situation inverse est intervenue vers 3 700 ans BP en Amérique du Sud avec le retour de conditions humides caractérisées par une forte remontée du lac Titicaca dans les Andes (vers 16° S - 69° 30' W) (Martin *et al.*, 1993) et un nouveau développement de la forêt en Amazonie (région de Carajas, 6° 20' S - 50° 25' W), après une longue phase d'ouverture (Absy *et al.*, 1991; Sifeddine *et al.*, 1994). Les différentes tendances climatiques ainsi déterminées entre 3 700 et 3 000 ans BP pour l'Afrique et l'Amérique du Sud tropicale sont présentées schématiquement sur la Figure 12a, de manière à pouvoir être comparées avec les anomalies actuelles caractérisées ci-dessus. Les tendances climatiques déterminées pour la période entre 2 800 et 2 000 ans BP sont présentées de la même manière sur la figure 12b.

D'autres analyses statistiques effectuées par Wotling *et al.*, (1995) sur les pluies de la période actuelle aboutissent à des résultats similaires. Toutefois grâce à un réseau dense de 897 stations pluviométriques réparties entre 20° N et 15° S et à l'ouest de 30° E, la grille des points utilisés dans cette seconde étude fournit une maille plus fine que celle des analyses de Moron *et al.*, (1995) présentées



**Figure 14** Champs d'anomalies des TSO reconstitués d'après les quatre premiers modes de variabilité des TSO globales : (a) cas d'une situation ENSO ; (b) cas d'une situation ENSO associée à un dipôle atlantique chaud au nord et froid au sud ; (c) cas d'une situation ENSO associée à un dipôle atlantique froid au nord et chaud au sud (les anomalies positives sont signalées par les zones ombrées ; les anomalies négatives sont en pointillé).

plus haut. Wotling *et al.*, (1995) mettent en évidence deux grands modes de structures pluviométriques spatiales interannuelles. Le premier mode (Figure 13a) correspond à un forçage climatique global qui intervient sur les précipitations africaines en été boréal qui sont fortement liées à la différence de température interhémisphérique, avec un coefficient de corrélation de 0,83 (soit 68 % de la variance). Le deuxième mode (Figure 13b) met par contre en évidence une opposition de phase entre, d'une part, la variabilité pluviométrique interannuelle des régions guinéennes et de l'Afrique centrale atlantique, et d'autre part, les régions au nord de 10° N. Cette configuration spatiale recoupe celle obtenue par Moron *et al.*, (1995), illustrée sur les Figures 11c et 11d. Cependant, du fait de la maille plus fine, cette configuration met aussi en évidence une opposition zonale entre une zone guinéenne occidentale, allant du Libéria au Nigéria, et une zone qui correspond grossièrement à l'Afrique centrale atlantique. Cette configuration correspond relativement bien à celles qui ont été mises en évidence pour l'Holocène récent (Figure 12a et 12b). Du fait d'un coefficient de corrélation de 0,60 (37 % de la variance) entre ce deuxième mode pluviométrique et les variations des TSO du Golfe de Guinée au niveau de l'upwelling équatorial, Wotling *et al.*, (1995) concluent que cette configuration est le résultat d'un forçage régional causé essentiellement par les TSO du secteur équatorial du Golfe de Guinée.

Ainsi le fait que les configurations spatiales du deuxième mode des précipitations définies par Wotling *et al.* (1995) dans l'Actuel (Figure 13b) montrent des similitudes avec des phases paléoclimatiques de l'Holocène récent, permet de conclure objectivement pour cette époque à un forçage climatique similaire par les TSO du Golfe de Guinée — ce qui correspond à la conclusion à laquelle on a abouti dans la première partie de ce travail.

Afin de rechercher les relations physiques qui lient les TSO aux précipitations et aussi de déterminer l'influence régionale respective des anomalies des TSO sur les précipitations africaines, il est nécessaire d'utiliser un Modèle de circulation générale (MCG). Ces modèles sont actuellement la meilleure solution pour étudier les forçages climatiques. L'analyse diagnostique présentée ici constitue un important préambule à l'utilisation des Modèles de circulation générale car c'est cette analyse qui permettra de valider leurs résultats.

#### La simulation numérique du climat : les Modèles de circulation générale

Un Modèle de circulation générale (MCG) permet de préciser l'impact de certaines configurations régionales ou globales des TSO sur les précipitations sudaméricaines et africaines. Ainsi, si l'agencement et l'amplitude des anomalies thermiques du dipôle Atlantique peuvent expliquer en partie les variations observées des totaux pluviométriques du continent africain, un MCG dégage un diagnostic global. Le modèle peut par exemple analyser l'influence d'un événement ENSO sur les précipitations de l'Afrique tropicale. En effet, alors que l'influence d'une telle anomalie climatique semble quasi

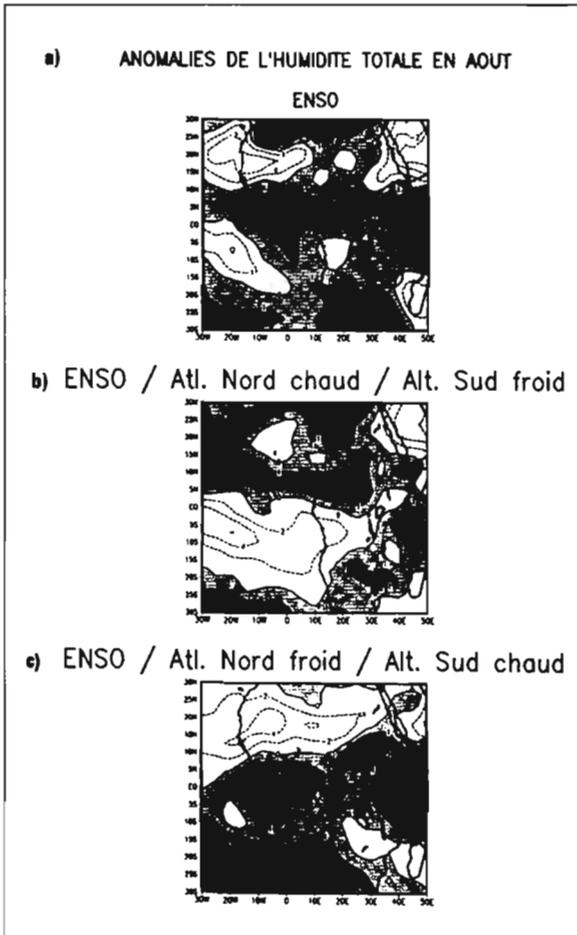
planétaire, certaines régions péri-atlantiques enregistrent lors d'un épisode ENSO des anomalies pluviométriques soit positives soit négatives, suggérant que le dipôle atlantique exerce un contrôle prépondérant.

Les simulations numériques effectuées avec le MCG de Météo-France ARPEGE Climat (Version 1.1 avec une résolution spectrale en T42) tiennent compte des anomalies des TSO de l'océan Pacifique et de l'océan Atlantique. Trois expériences ont été réalisées. La première force le modèle uniquement avec un champ d'anomalies positives des TSO sur le Pacifique (configuration de type ENSO) (Figure 13a). La seconde expérience combine une situation ENSO à un dipôle atlantique, chaud au nord et froid au sud (Figure 13b). La dernière expérience conserve les conditions ENSO mais inverse le dipôle atlantique (froid au nord et chaud au sud, Figure 13c) (Trzaska *et al.*, 1994). Les anomalies de l'humidité totale produite par le modèle en août mettent essentiellement en évidence une baisse des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest atlantique lors d'un événement ENSO. Les expériences 2 et 3 suggèrent que l'impact des anomalies des TSO du dipôle atlantique modulent significativement les anomalies de l'humidité atmosphérique sur l'Afrique. En effet, alors que la situation Atlantique nord froid/Atlantique sud chaud s'accompagne d'un déficit de l'humidité totale au nord de 10° N et d'un excès au sud de cette limite, la situation est plutôt inverse avec le dipôle Atlantique chaud au nord et froid au sud (Figure 14). Ces anomalies concernent également la dynamique de la circulation, tels les vents à 850 hPa.

Ces résultats, associés à ceux issus de l'observation, pourraient permettre de préciser l'impact des anomalies pacifiques et/ou atlantiques dans les changements climatiques intervenus entre 3 700 et 3 000 ans BP et entre 2 800 et 2 000 ans BP. Ainsi, par exemple, en reproduisant par le MCG la très forte anomalie positive des TSO qui s'est développée dans l'Atlantique sud en 1984 (Mahé et Citeau, 1993), il serait possible d'étudier les variations de la saisonnalité et de l'activité convective afin de tenter d'expliquer les pluies intenses et très érosives qui semblent avoir été responsables de la dégradation du milieu forestier entre 2 800 et 2 000 ans BP.

#### Une période de l'Holocène récent pourrait-elle servir d'analogie au réchauffement global prédit pour le futur ?

Si la modélisation numérique permet d'étudier l'influence de certaines configurations spatiales des anomalies des TSO, elle est aussi le seul outil pour appréhender l'impact d'un réchauffement global futur des températures de l'air et des TSO. Détectée grâce aux données issues de l'observation, la hausse des températures tropicales semblent s'être accélérée depuis 1976-1977, notamment dans le Pacifique. Parallèlement, il semble que les phénomènes ENSO se soient renforcés en amplitude et en durée (Kerr, 1994). Les observations effectuées ces dernières années semblent montrer qu'il existe pratiquement un El Niño permanent depuis 1990 (*cf.* Kerr, 1994). De plus l'Océan Pacifique tropical n'est pas le seul acteur des changements climatiques globaux



**Figure 15** Anomalies d'humidité totale (en  $\text{kg/m}^2$ ) en août d'après trois expériences menées avec le MCG ARPEGE-Climat: (a) situation ENSO ; (b) situation ENSO-Atlantique nord chaud-Atlantique sud froid ; (c) situation ENSO-Atlantique nord froid-Atlantique sud chaud. Les anomalies positives sont signalées par les zones ombrées ; les anomalies négatives sont en pointillés.

car l'ensemble du bassin Atlantique a aussi un rôle majeur (Fontaine et Bigot, 1993). La hausse des températures tropicales suppose comme corollaire immédiat une plus forte évaporation des océans et donc une augmentation des précipitations globales (Rind, 1995). Cet auteur montre cependant par modélisation numérique que la hausse de 12 % des précipitations sur la zone tropicale associée à un réchauffement global de 4 °C — qui serait dû à l'augmentation des gaz à effet de serre, surtout le  $\text{CO}_2$  ne compenserait pas les 30 % de perte de l'eau continentale par évaporation. Il conclut que les épisodes secs deviendraient beaucoup plus fréquents sur les zones tropicales et subtropicales, modifiant radicalement les écosystèmes régionaux (Rind, 1995). Bien que les causes premières du réchauffement soient apparemment différentes — c'est-à-dire non causé par l'augmentation du  $\text{CO}_2$  — on pourrait tenter de comparer le fort réchauffement des TSO dans le Golfe de Guinée et l'atmosphère chaude et évaporante qu'on a déduite sur le continent voisin entre environ 2 800/2 500 et 2 000 ans BP, avec le réchauffement en région tropicale qui est estimé pour le futur. Les modifications catastrophiques subies à cette époque de l'Holocène récent par les couverts forestiers africains seraient apparemment dans la ligne des prédictions de Rind (1995).

## Références

- Absy, M. L. ; Cleef, A. L. ; Fournier, M. ; Martin, L. ; Servant, M. ; Sifeddine, A. ; Da Silva, M. F. ; Soubies, S. F. ; Suguio, K. ; Turcq, B. ; Van Der Hammen, T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. *C.R. Acad. Sc., Paris, II*, **312**, 673-678.
- Achoundong, G. 1985. Étude écologique et floristique de la végétation des collines de Yaoundé au-dessus de 1 000 m. Thèse Écologie Végétale. Univ. Yaoundé, 301 p.
- . 1996. Les forêts sommitales au Cameroun. Végétation et flore des collines de Yaoundé. *Bois et Forêts Trop.*, **247**, 37-51.
- Bottomley, M. ; Folland, C. K. ; Hsiung, J. ; Newell, R. E. ; Parker D. E. 1990. *Global ocean surface temperature, ATLAS GOSTA*. United Kingdom, Meteorological Office, Bracknell.
- Bakun, A. 1978. Guinea current upwelling. *Nature*, **271**, 147-150.
- Beadle, L. C. 1974. *The inland waters of Africa. An introduction to tropical limnology*. London, Longman. 365 p.
- Brenac, P. 1988. Évolution de la végétation et du climat dans l'ouest Cameroun entre 25 000 et 11 000 ans BP. Actes du X<sup>e</sup> Symposium Ass. Palynologues Langue Française, *Trav. Sect. Sci. & Tech. Inst. Français Pondichéry*, **25**, 91-103.
- Casanova, J. ; Hillaire-Marcel, C. 1992. Late Holocene hydrological history of Lake Tanganyika, East Africa, from isotopic data on fossil stromatolites. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **91**, 35-48.
- Cohen, A. L. ; Perkington, J. E. ; Brundirt, G. B. ; Van Der Merwe, N. J. 1992. A Holocene marine climate record in Mollusc shells from the southwest African coast. *Quat. Res.*, **38**, 379-385.
- Drochon, A. 1976. Données climatologiques au sol et en altitude pour la station d'Abidjan. Note 55 de l'ASECNA (Agence Sécurité Navigation Aérienne).
- Elenga, H. ; Vincens, A. ; Schwartz, D. 1991. Présence d'éléments forestiers montagnards sur les plateaux Batéké (Congo) au Pléistocène supérieur, nouvelles données palynologiques. *Palaeoecology of Africa*, **22**, 239-252.
- Elenga, H. ; Schwartz, D. ; Vincens, A. 1992. Changements climatiques et action anthropique sur le littoral congolais au cours de l'Holocène. *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 83-90.
- Elenga, H. ; Schwartz, D. ; Vincens, A. 1994. Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **109**, 345-356.
- Flohn, H. 1971. Tropical circulation pattern. *Bonner Meteo Abh.*, **15**, 55 p.
- . 1983. A climate feedback mechanism involving oceanic upwelling, atmospheric  $\text{CO}_2$  and water vapour. Dans : A Street-Perrott *et al.*, (dir. publ.), *Variations in the global water budget*. D. Reidel Pub., p. 403-418.

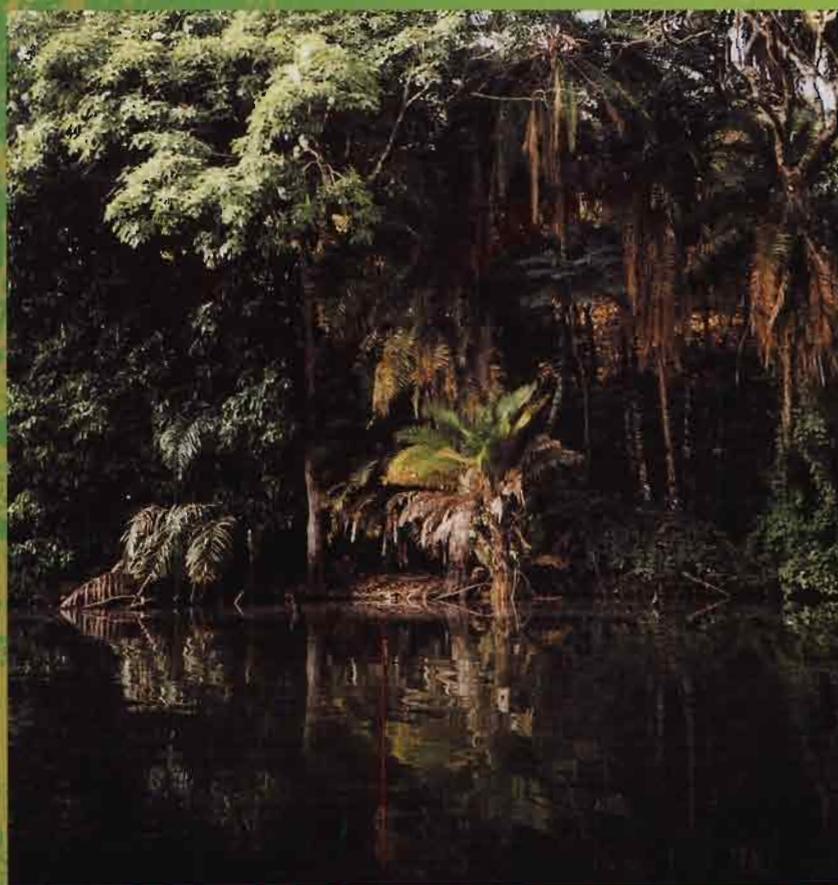
- Fontaine, B. ; Bigot, S. 1993, West-african rainfall deficits and sea surface temperatures. *Int. J. Climatol.*, **13**, 271-286.
- Gasse, F. 1988. Diatoms, palaeoenvironments and palaeohydrology in the western Sahara and the Sahel. *Wurzb. Geogr. Arb.*, **69**, 233-254.
- Gasse, F. ; Van Campo, E. 1994. Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth & Planet. Sc. Letters*, **126**, 435-456.
- Giresse, P. ; Maley, J. ; Kelts, K. 1991. Sedimentation and palaeoenvironment in crater lake Barombi-Mbo, Cameroon, during the last 25,000 years. *Sediment. Geol.*, **71**, 151-175.
- Giresse, P. ; Maley, J. ; Brenac, P. 1994. Late Quaternary palaeoenvironments in the lake Barombi Mbo (Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **107**, 65-78.
- Guillot, B. ; Peyrot, B. 1979. Étude du fonctionnement des vallées sèches du Plateau de Mbé (Congo), problèmes hydrologiques et morphologiques. *Cahiers ORSTOM, Sc. Hum.*, **16**, 205-231.
- Guillot, B. ; Lahucq, J. P. ; Citeau, J. ; Bellec, B. ; Noyalet, A. 1986. Analyse de l'évolution climatique en Afrique de l'Ouest en 1983-1985 à l'aide de l'imagerie satellitaire et de données conventionnelles. Dans : H. Faure, L. Faure, et E. S. Diop (dir. publ.), Changements globaux durant le Quaternaire. Passé présent-futur. *Travaux et Documents, ORSTOM*, **197**, p. 173-178.
- Hall, A. M. ; Thomas, M. F. ; Thorp, M. B. 1985. Late Quaternary alluvial placer development in the humid tropics, the case of the Birim diamond placer, Ghana. *J. Geol. Soc. London*, **142**, 777-787.
- Hisard, P. 1980. Observation de réponse de type « El Niño » dans l'Atlantique tropical oriental, Golfe de Guinée. *Oceanologica Acta*, **3**, 68-69.
- . 1987. Les précipitations d'août 1987 sur la côte nord du Golfe de Guinée. *Veille Climatique Sattel*, **20**, 37-42.
- Jolly, D. 1993. Évolution et dynamique des écosystèmes du Burundi. Pollen et statistique. Thèse. Sc. Univ. Aix-Marseille, 159 p.
- Kerfoot, O. 1968. Mist precipitation on vegetation. *Forestry Abstracts*, Oxford, **29**, 8-20.
- Kerr, R. A., 1994. Did the tropical Pacific drive the world's warming? *Science*, **266**, 544-545.
- Leroux, M. 1983. *Le climat de l'Afrique tropicale*. Champion, Paris. 633 p + atlas 250 cartes.
- Letouzey, R. 1968. Étude phytogéographique du Cameroun. *Encyclopédie Biologique*, Paris, **49**, 508 p.
- . 1985. *Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500 000*. Inst. Toulouse/Yaoundé, Carte Intern. Végétation/Inst. Rech. Agron.
- Lézine, A. M. 1989. Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quaternary Res.*, **32**, 317-334.
- Mahé, G. ; Citeau, J. 1993. Interactions between the ocean, atmosphere and continent in Africa, related to the Atlantic monsoon flow. General pattern and the 1984 case study. *Veille Climatique Satellitaire*, **44**, 34-54.
- Maley, J. 1981. Études palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. *Travaux et Documents ORSTOM*, **129**, 586 p.
- . 1982. Dust, clouds, rain types and climatic variations in tropical North Africa. *Quat. Res.*, **18**; 1-16.
- . 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**, 307-334.
- . 1989. Late Quaternary climatic changes in the African rain forest, the question of forest refuges and the major role of sea surface temperature variations. Dans : M. Leinen et M. Sarnthein (dir. publ.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*. NATO Adv. Sc. Inst., Ser. C, Math. & Phys. Sc., Kluwer Acad. Publ., Dordrecht., **282**, 585-616,
- . 1991. The African rain forest vegetation and palaeoenvironments during late Quaternary. *Climatic Change*, **19**, 79-98.
- . 1992. Mise en évidence d'une péjoration climatique entre ca. 2 500 et 2 000 ans BP en Afrique tropicale humide. *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 363 -365.
- . 1995. Holocene changes in the African rain forest : paleomonsoon and sea surface temperature variations. *Terra Nostra*, Berlin, *14th Intern. Quat. Congress Abstract*, p. 92.
- . 1996a. The African rain forest : main characteristics of changes in vegetation and climate from the upper Cretaceous to the Quaternary. Dans : M. Alexander, D. Swaine et R. Watling (dir. publ.), *Essays on the Ecology of the Guinea Congo rainforest. I.J.* The R.Soc. Edinburg, Biol. Sc., **104B**, 31 -73.
- . 1996b. Les fluctuations majeures de la forêt dense humide africaine au cours des vingt derniers millénaires. Dans : C. M. Hladik *et al.* (dir. publ.), *L'alimentation en forêt tropicale : Interactions bioculturelles et perspectives de développement*. Paris, Éditions UNESCO, p. 55-76.
- . 1997. Middle to late Holocene changes in tropical Africa and other continents. Paleomonsoon and sea surface temperature variations. Dans : H. N. Dalfes, G. Kukla et H. Weiss (dir. publ.), *Third millenium BC climate change and Old World collapse*. NATO ASI Series, Global Environmental Change. Berlin, Springer-Verlag, p. 611-640.

- Maley, J. ; Livingstone, D. A. 1983. Extension d'un élément montagnard dans le sud du Ghana (Afrique de l'Ouest) au Pléistocène supérieur et à l'Holocène inférieur : premières données polliniques. *C. R. Acad. Sc, sér, 2*, **296**, 1287-1292.
- Maley, J. ; Brenac, P. 1998. Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of West Cameroon during the last 28 000 years. *Review Palaeo Bot. and Palynology*, **99**, 30 p.
- Maley, J. ; Elenga, H. 1993. Le rôle des nuages dans l'évolution des paléoenvironnements montagnards de l'Afrique tropicale. *Veille Climatique Satellitaire*, **46**, 51-63.
- Martin, L. ; Fournier, M. ; Mourguiart, P. ; Sifeddine, A. ; Turcq, B. ; Absy, M. L. ; Flexor, J. M. 1993. Southern Oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7 000 years. *Quat. Res.*, **39**, 338-346.
- Merle, J. 1980. Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'Océan Atlantique équatorial est. L'hypothèse d'un « El Niño » atlantique. *Oceanologica Acta*, **3**, 209-220.
- Moore, D. W. ; Hisard, P. ; McCreary, J. P. ; Merle, J. ; O'Brien, J. J. ; Picaut, J. ; Verstraete, J. M. ; Wunsch, C. 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 637-640.
- Morley, J. J. ; Dworetzky, B. A. 1993. Holocene temperature patterns in the South Atlantic, Southern, and Pacific Oceans. Dans : H. E. Wright *et al.* (dir. publ.), *Global climates since the last Glacial Maximum*. Univ. Minnesota Press, p. 125-135.
- Moron V. ; Bigot S. ; Roucou P. ; 1995. Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990). *Int. J. Climatol.*, **15**, 1297-1322.
- Nguetsop, F. ; Servant-Vildary, S. 1996. Variations hydrologiques du lac Ossa (ouest Cameroun) au cours des 5 000 dernières années, à partir de l'étude des diatomées. *Symposium Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*, Bondy, mars 1996, p. 243-244.
- Nicholson, S. E. ; Palao, I. M. 1993. A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part I. Characteristics of rainfall fluctuations. *Int. J. Climatol.*, **13**, 371-390.
- Perrott, R. A. 1982. A high altitude pollen diagram from Mount Kenya : its implications for the history of glaciation. *Palaeoecology of Africa*, **14**, 77-83.
- Picaut, J. 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceano.*, **13**, 18-37.
- Richards, K. 1986. Preliminary results of pollen analysis of a 6,000 year core from Mboandong, a crater lake in Cameroun. *Hull Univ. Geography Dept. Mlsc. Ser.*, **32**, 14-28.
- Reynaud, I. ; Maley, J. 1994. Histoire récente d'une formation forestière du sud-ouest Cameroun à partir de l'analyse pollinique. *C. R. Acad. Sc., Sc. Vie*, **317**, 575-580.
- Reynaud-Farrera, I. 1995. Histoire des paléoenvironnements forestiers du sud-Cameroun à partir d'analyses palynologiques et statistiques de dépôts holocènes et actuels. Thèse Sc., Univ. Montpellier-2, 198 p.
- Reynaud-Farrera, I. ; Maley, J. ; Wirrmann, D. 1996. Végétation et climat dans les forêts du sud-ouest Cameroun depuis 4 770 ans BP, analyse pollinique des sédiments du lac Ossa. *C. R. Acad. Sc., Paris, série 2a*, **322**, 749-755.
- Rind, D. 1995. Drying out the Tropics. *New Scientist*, **5**, 36-40.
- Ropelewski, C. F. ; Halpert, M. S., 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, **2**, 268-284.
- Saint-Vil, J. 1977. Les climats du Gabon. *Ann. Univ. Nat. Gabon*, **1**, 101-125.
- . 1984. La grande saison sèche au Gabon. *Ann. Univ. Nat. Gabon*, **5**, 107- 119.
- Schwartz, D. ; Guillet, B. ; Dechamps, R. 1990. Étude de deux flores forestières mi-Holocène (6 000-3 000 BP) et subactuelle (500 BP) conservées *in situ* sur le littoral Pontenegrin (Congo). Dans : R. Lanfranchi et D. Schwartz (dir. publ.), *Paysages Quaternaires de l'Afrique centrale Atlantique*, Didactiques, ORSTOM, Paris, p. 283-297.
- Schwartz, D. ; Dechamps, R. ; Elenga, H. ; Lanfranchi, R. ; Mariotti, A. ; Vincens, A. 1995. Les savanes intraforestières du Congo : une végétation spécifique de l'Holocène supérieur. Dans : A. Le Thomas et E. Roche (dir. publ.), *Actes 2<sup>e</sup> Symp. Palynologie Africaine, Tervuren, Publ. Centre Intern. Form. Ech. (CIFEG)*, **31**, 99-108.
- Servain, J. ; Picaut, J. ; Merle, J. 1982. Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **12** : 457-463.
- Servain, J. ; Picaut, J. ; Busalacchi, A. J. 1985. Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic Ocean depicted by sixteen years of sea-surface temperature and wind stress. *Coupled Ocean-Atmosphere models*. Elsevier Publ., p. 211-237.
- Servant, M. 1973. Séquences continentales et variations climatiques : Évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Sc. Univ. Paris. *Travaux et Documents ORSTOM*, **159** (1983) : 573 p.
- Sifeddine, A. ; Fröhlich, F. ; Fournier, M. ; Martin, L. ; Servant, M. ; Soubières, F. ; Turcq, B. ; Suguio, K. ; Volkmer-Ribeiro, C. 1994. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30 000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). *C. R. Acad. Sc.*, **2**, 318 : 1645-1652.
- Suchel, J. B. 1972. La répartition des pluies et les régimes pluviométriques au Cameroun. *Trav. & Docu. Géogr. Trop.*, CEGET/CNRS, Bordeaux, **5**, 287 p.
- . 1988. Les climats du Cameroun. Thèse Sc. Univ. St. Étienne, 4 t.

- 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. ; 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 Planet. Sc. Lett.*, **100**, 23-37.
- Tiercelin, J. J. ; Vincens, A. *et al.* 1987. Le demi-graben de Baringo-Bogoria, Rift Gregory, Kenya. 30 000 ans d'histoire hydrologique et sédimentaire. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **11**, 249-540.
- Trzaska, S. ; Roucou, P. ; Bigot, S. ; Fontaine, B. 1994. Variabilité du cycle de l'eau en août en Afrique de l'Ouest en réponse aux modes propres de variabilité des SST dans le modèle ARPEGE-Climat. *Les ateliers de modélisation de l'atmosphère*. Toulouse, Météo-France, p. 337-344.
- Vincens, A. ; Casanova, J. ; Tiercelin, J. J. 1986. Palaeolimnology of lake Bogoria (Kenya) during the 4,500 BP high lacustrine phase. Dans : L. E. Frostick *et al.* (dir. publ.), *Sedimentation in the African Rifts*. Geolog. Soc., London, Sp. Publ., **25** : 323-330.
- Vincens, A. ; Buchet, G. ; Elenga, H. ; Fournier, M. ; Martin, L. ; De Namur, C. ; Schwartz, D. ; Servant, M. ; Wirrmann, D. 1994. Changement majeur de la végétation du lac Sinnda (vallée du Niari, Sud-Congo) consécutif à l'assèchement climatique holocène supérieur : apport de la palynologie. *C. R. Acad. Sc.*, sér, 2, **318**, 1521-1526.
- Vincens, A. ; Elenga, H. ; Schwartz, D. ; De Namur, C. ; Bertaux, J. ; Fournier, M. ; Dechamps, R. Histoire des écosystèmes forestiers du sud-Congo depuis 6 000 ans. Dans : M. Servant et S. Servant-Vildary (dir. publ.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. Paris, Ce volume.
- Wauthy, B. 1983. Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanographie Tropicale, ORSTOM*, **19**, 103-138.
- White, L. ; Oslisly, R. ; Abernethy, K. ; Maley, J. *Aucoumea klaineana* : A Holocene success story now in decline ? Dans : M. Servant et S. Servant-Vildary (dir. publ.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. Paris, ce volume.
- Wotling, G. ; Mahé, G. ; Lebarbe, L. ; L'Hôte, Y. 1995. Analyse par les vecteurs régionaux de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles liées à la mousson africaine. *Veille Climatique Satellitaire*, **52**, 58-73.
- Zogning, A. ; Giresse, P. ; Maley, J. ; Gadel, F. (à paraître). Late Holocene palaeoenvironments in the Lake Njupi (near Lake Nyos, West Cameroon) : geomorphological, sedimentological, palynological and biogeochemical evidences ; implications regarding the Nyos history. *J. Afr. Earth Sc.*, 17 p.

# Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux

MICHEL SERVANT, SIMONE SERVANT-VILDARY,  
ÉDITEURS SCIENTIFIQUES



IRD

UNESCO

MAB

CRS



Les responsables d'édition adressent leurs sincères remerciements à  
Christian Levêque, Samy Mankoto, Bernard Riéra et Léo Rona-Beaulieu.

Ouvrage publié avec le soutien de :

Centre national de la recherche scientifique, Programme Environnement,  
vie et sociétés, 3, rue Michel-Ange, F-75016 Paris

UNESCO, 7 place de Fontenoy, F-75007 Paris  
Programme sur l'Homme et la Biosphère (MAB)  
Projet PNUD ZAI/97/001-ERAIFT

Ministère des affaires étrangères  
Comité MAB France

IRD (Institut de recherche pour le développement),  
313, rue Lafayette, F-75010 Paris

ISBN 92-3-203753-X  
Mise en page : Valérie Herman  
Impression : Imprimerie Jouve  
Photo de couverture : Lac Tabéré, Adamaoua, Cameroun

© UNESCO 2000