

18

Source et puits du carbone dans le Sud-Cameroun, enregistrements lacustres et évolution à long terme

PIERRE GIRESE, JEAN MALEY, SIMON NGOS

Introduction

Si à l'échelle planétaire du cycle du carbone, le transport par les rivières du carbone dissous ou particulaire constitue un processus d'importance relativement faible, il est aussi un des moins bien connus. Pour établir des modèles d'équilibre du cycle global du carbone (Schlesinger et Melack, 1981) il est cependant nécessaire d'évaluer les masses non négligeables de carbone qui sont apportées par les rivières depuis les écosystèmes terrestres jusqu'aux bassins marins et lacustres. Le manque d'informations semble actuellement concerner plus particulièrement les bassins des latitudes intertropicales.

Au départ, le carbone est livré au ruissellement à la fois à l'état dissous et à l'état particulaire, puis, pendant le transport, les particules grossières de matière organique sont partiellement dégradées en particules plus fines et en carbone dissous (par convention on considère que le carbone est « dissous » lorsque la taille des particules est $< 0,6 \mu\text{m}$). Peu de mesures ont permis d'évaluer le rapport du carbone dissous (DOC) au carbone particulaire (POC). Pour l'Amazone, le rapport DOC/POC varie selon les auteurs de 0,3 à 3,3 (Williams, 1968; Richey *et al.*, 1980) et, pour les rivières de Malaisie, il est compris entre 2,8 et 4,9 (Bishop, 1973). Les eaux de la Sanaga, principal fleuve camerounais se jetant dans le Golfe de Guinée, présentent un rapport DOC/POC de l'ordre de $1 \pm 0,3$ qui va tendre à s'élever sous l'action des biodégradations bactériennes dans l'estuaire (Giresse et Cahet, en préparation).

La présente étude considère principalement la dynamique et les bilans d'accumulation du carbone particulaire dans les cas de plusieurs bassins versants de l'Ouest-

Cameroun. Des mesures directes des teneurs en carbone particulaire des suspensions des rivières ou des calculs du taux d'accumulation du carbone dans plusieurs lacs de la Dorsale camerounaise et région voisine permettent l'évaluation des érosions spécifiques et l'étude de l'influence des différentes couvertures végétales. L'application de ces mesures est proposée dans quelques cas précis de déséquilibres récents introduits par une action anthropique liée à des cultures intensives. Les enseignements ainsi recueillis seront ensuite analysés en regard des paléoenvironnements qui se sont succédé autour du lac Barombi-Mbo pendant les vingt derniers millénaires.

Méthodes

Les suspensions des rivières Sanaga et Mbam et des petites rivières affluentes du lac Barombi-Mbo ont été recueillies après décantation de volumes de 50 à 100 litres d'eau. Le carbone particulaire a été mesuré par le procédé de combustion sèche de l'analyseur de carbone LECO CS 125. Les suspensions de l'aval de la Sanaga ont été recueillies sur des filtres en fibres de verre Whatman GF/F, puis analysées par combustion à 950 °C pour mesurer C, H, N à l'aide d'un Perkin-Elmer 2450 qui utilise de l'hélium pur comme gaz conducteur. Les carottes des sédiments de certains lacs ont été prélevées par carottiers à piston par Kerry Kelts, (ETH, Zurich) et par Michel Pourchet (CNRS, Grenoble). Les analyses de radio-isotopes ont été conduites par spectrométrie alpha et gamma au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du CNRS à Grenoble par M. Pourchet et ses collaborateurs. Le ^{210}Pb , dont la période

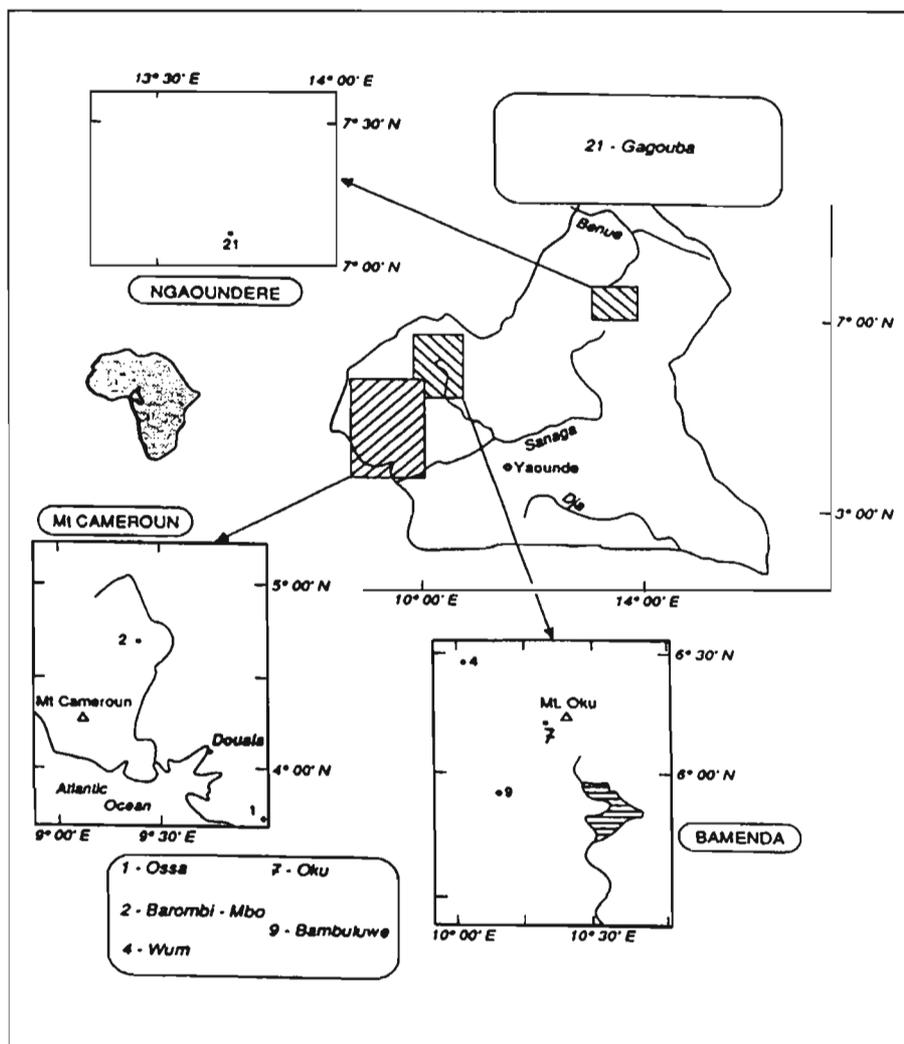


Figure 1
Carte générale du secteur étudié
et localisation des principaux
lacs analysés.

est de 20,4 ans, a été mesuré selon la méthode de Hasanen (1977) par spectrométrie alpha du ^{210}Po (Polonium), dont la période est de 138,4 jours, et qui est issu du ^{210}Pb . Les mesures de spectrométrie gamma ont été réalisées avec un détecteur de type germanium N et après réalisation de l'équilibre entre ^{226}Ra , ^{222}Ra et ^{210}Pb (plomb supporté). Dans chacune des carottes, ^{137}Cs et ^{210}Pb (non supporté) sont mesurés, le ^{210}Pb total est mesuré, la spectrométrie alpha indique la valeur moyenne du ^{210}Pb supporté sur les niveaux les plus profonds. En spectrométrie gamma, les teneurs individuelles en ^{210}Pb supporté sont calculées d'après les mesures de ^{226}Ra . Enfin, les mesures de taux d'accumulation du carbone ont été déduites de celles du sédiment total.

Érosion spécifique du carbone particulaire

Les évaluations de l'érosion spécifique ($\text{g C cm}^{-2} \text{an}^{-1}$) du carbone organique sur les bassins versants intertropicaux sont peu nombreuses et font l'objet, dans le cas du bassin de l'Amazone, de conclusions un peu divergentes selon les auteurs (Tableau 1). Une approximation de Schlesinger et Melack (1981), à partir d'un petit nombre de valeurs, envisage un rythme de départ du carbone qui serait cinq fois plus élevé sur les versants de la forêt tropicale que sur ceux de la savane, mais cette conclusion ne considère ni les effets locaux de l'altitude, ni ceux de la pente des versants.

La principale rivière camerounaise se jetant dans l'océan Atlantique est la Sanaga qui présente un débit

Bassins ou écosystèmes	Rythmes de l'érosion spécifique du carbone particulaire ($\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$)
Congo-Zaire (1)	1,71
Amazone (2)	1,16
Arnazone (3)	6,54
Malaisie (4)	2,44-8,35
Forêts tropicales (5)	5
Savanes tropicales (5)	1
Sanaga à l'estuaire	5,06
Sanaga amont	3,22
Mbam	9,77

Tableau 1 Exemples d'érosion spécifique de carbone particulaire dans différents bassins intertropicaux: (1) Eisma *et al.*, 1978; (2) Williams, 1968; (3) Richey *et al.*, 1980; (4) Bishop, 1973; (5) Schlesinger et Melack, 1981. Évaluation des érosions des bassins de la Sanaga à l'estuaire et des bassins du Mbam et amont de la Sanaga (cette étude).

annuel de $65,3 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{an}$. Sur la base d'un transport solide annuel de $6 \cdot 10^6$ tonnes (Nouvelot, 1972; Olivry, 1977) et de nos mesures, le flux solide de carbone particulaire est estimé entre $0,42$ et $0,54 \cdot 10^6$ tonnes/an. À la confluence entre la Sanaga et son principal affluent de rive droite, le Mbam qui est issu des hautes terres de l'Ouest-Cameroun, nos résultats montrent que l'érosion spécifique du bassin du Mbam est trois fois plus importante que celle du fleuve principal. Cette différence est interprétée en regard de plusieurs paramètres qui caractérisent le bassin du Mbam : pente des versants généralement plus élevée, couverture forestière relativement étendue, mais plus encore par les conséquences d'une très active mise en culture de certains versants (Giresse *et al.*, 1994a). En fait, le flux particulaire du Mbam est contrôlé surtout par celui de son affluent le Noun qui draine une région montagneuse volcanique, les pays Bamiléké et Bamoun où les cultures sur pente sont intensives (Fotsing, 1990; Fotsing et Gautier, 1992; pour le problème plus général de la part de l'influence anthropique sur l'érosion récente, voir en particulier De Ploey, 1975).

Vitesses d'accumulation et érosion spécifique récentes du carbone particulaire dans cinq lacs témoins du Cameroun

Parmi les lacs de la Dorsale camerounaise où des carotages courts ont été effectués, cinq d'entre eux montrent des profils verticaux du ^{210}Pb non supporté qui autorisent des calculs de vitesse d'accumulation du sédiment entier et, par extension, du carbone particulaire. Il s'agit de lacs dont les caractéristiques principales du couvert végétal ont été décrites par Kling (1987) (Figure 1) :

- ▷ le lac Barombi-Mbo, à 301 m d'altitude, avec des versants couverts à environ 90 % par la forêt et 10 % par des cultures en pleine extension depuis une dizaine d'années ;
- ▷ le lac d'altitude du Bambuluwé (2053 m), où la forêt couvre environ 90 % des versants et la prairie environ 10 % ;
- ▷ le lac Wum, à 960 m d'altitude, où les prairies (80 %) dominent la forêt (20 %) ;
- ▷ le lac Gagouba, à 1180 m d'altitude, sur le plateau de l'Adamaoua avec des versants essentiellement couverts par la savane ;
- ▷ le lac Ossa, sur la plaine littorale au sud-est de Douala, avec des versants occupés par la forêt et, à l'ouest, par une grande plantation de palmiers à huile et d'hévéas.

On constate (Tableau 2) que les dépôts lacustres où la

concentration moyenne en carbone organique est la plus élevée correspondent au lac d'altitude du Bambuluwé (11,9 %), entouré largement par la forêt, et au lac Gagouba, qui est entouré par la savane (11,01 %). Il n'y a donc pas, dans ces cas, de relation directe entre la densité du couvert forestier et la teneur en matière organique du sédiment. Les deux lacs dont les sédiments sont les plus pauvres en carbone sont les lacs de basse altitude, le lac Barombi-Mbo (6 %) et le lac Ossa (5 %). Les vitesses globales de sédimentation privilégient plutôt les lacs aux versants herbacés comme le lac Gagouba ($50,6 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$) et le lac Wum ($30,6 \text{ mg C cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$) que les lacs à versants forestiers.

La vitesse de sédimentation du carbone organique dans ces bassins exprime la résultante des différents facteurs que nous venons d'évoquer. Le rythme d'accumulation le plus élevé est celui du lac Gagouba ($5,56 \text{ mg C cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$) suivi par celui du lac Wum. Le lac Bambuluwé, malgré la richesse en carbone de ses sédiments, montre un des taux de sédimentation le plus bas.

Les érosions spécifiques sur les pentes assez élevées de ces versants expriment logiquement des ablations plus actives que celles mesurées à l'échelle des bassins fluviaux. Là encore, les deux bassins de Gagouba et du Wum se distinguent par leur perte importante en carbone par comparaison avec les lacs à bassins forestiers de basse altitude. Le lac Bambuluwé, malgré la richesse en carbone de ses dépôts ne présente qu'une faible érosion spécifique.

Au terme de ces bilans, on retiendra l'incidence de l'ouverture du paysage sur l'activation des flux de carbone, mais aussi avec l'élévation de l'altitude, le couplage du ralentissement du rythme du dépôt avec sa relative richesse en carbone.

Les flux actuels de carbone au lac Barombi-Mbo

L'essentiel du bassin versant du lac Barombi-Mbo se trouve à l'ouest du lac (Figure 2). Le bassin occidental du lac est drainé par plusieurs petites rivières plus ou moins temporaires (Toh-Mbok, Mahongue) qui, en se rejoignant, forment le Soffoh à l'approche de la berge du lac. Le flux solide, et en particulier celui du carbone particulaire, a été évalué pendant les années 1993 et 1994 sur la base de mesures des vitesses du courant, de lectures d'une échelle limnimétrique, et enfin de prélèvements des suspensions. Le flux est très inégalement réparti sur l'année : le seul mois de juillet fournit plus de 85 % du total des apports et ceci en deux ou trois crues (Figures 3 et 4). Pendant ces crues, les mesures de turbidité montrent des maxima de 500 mg/l et permettent d'estimer

	Vitesse sédimentaire globale $\text{mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$	Érosion spécifique globale $\text{t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$	% C	% N	C/N	Vitesse sédiment. $\text{mg C cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$	Érosion spécifique $\text{t C km}^{-2} \text{ an}^{-1}$
Bambuluwe	8,1-12,5	37,8	1,9	7,6	15,6	0,96-1,48	4,49
Wum	30,6	137	8,2	6,3	13,4	2,51	11,27
Gagouba	50,6	101,2	11,0	8,7	12,7	5,56	11,13
Barombi-Mbo	21,1	71,3	6,0	4,6	10,2	1,26	3,37
Ossa	17,4-24,4	11,9-19,5	5,0	3,8	13,1	0,87	2,4-3,9

Tableau 2 Vitesses d'accumulation et érosions spécifiques récentes du carbone particulaire dans les lacs Bambuluwé, Wum, Gagouba, Barombi-Mbo et Ossa.

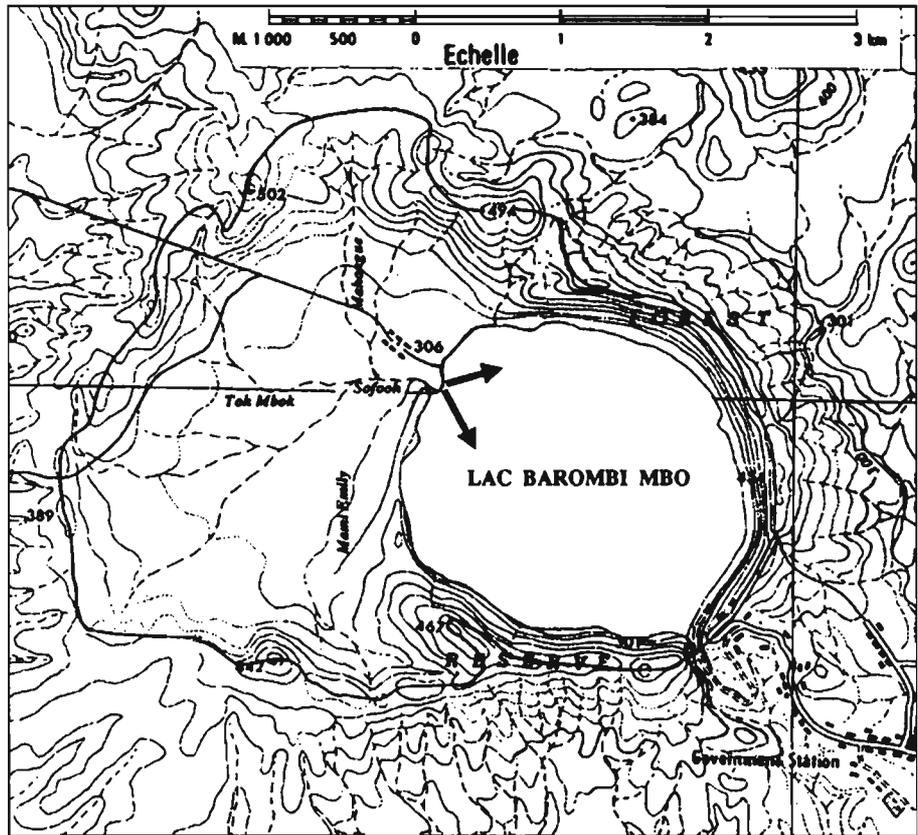


Figure 2
Carte topographique du bassin versant du lac Barombi-Mbo. Principaux axes de drainage du bassin occidental.

pour 1994 un flux annuel de l'ordre de 9400 tonnes. Les teneurs en carbone sont une fonction inverse de la teneur en sables de la suspension, elles varient de 2,5 à 7,3%. Des crues de ce type caractérisent bien la nature paroxysmique du dépôt des microlits grossiers formant la base des lamines qui ont été observées régulièrement sur toute la colonne sédimentaire qui a été carottée dans la partie profonde du lac (Giresse *et al.*, 1991). Les datations obtenues sur ces sédiments ont permis de calculer

la périodicité de ces dépôts grossiers qui n'est pas annuelle mais pluri-annuelle et de l'ordre de 14-15 ans (Giresse *et al.*, 1991).

Sur la courte durée de ces mesures, on aboutit à un taux annuel de sédimentation globale de l'ordre de $132,5 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$, soit plus de six fois celui ($21,1 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$) qui a été déduit des mesures de décroissance du ^{210}Pb dans les carottes prélevées au centre du lac (Giresse *et al.*, 1994a). Sur la base d'une teneur moyenne en car-

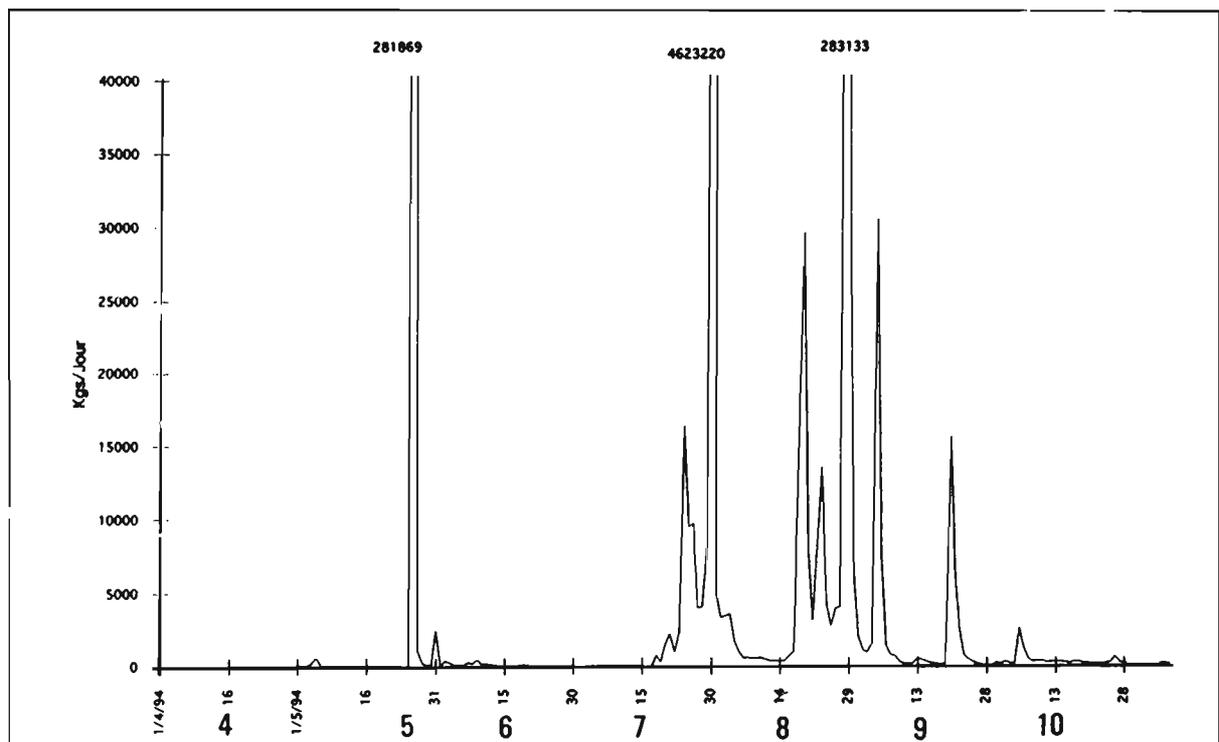


Figure 3 Distribution journalière des principaux débits solides de l'effluent du Soffoh dans le lac Barombi-Mbo de mars à octobre 1994.

bone des suspensions de 6 %, la vitesse actuelle de sédimentation du carbone serait de l'ordre de $8 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$, soit une des plus élevées enregistrées dans cette étude. Cette valeur exprime la conséquence de précipitations locales particulièrement importantes, mais plus encore la progression très rapide de l'emprise culturale sur les versants pendant ces dernières années. Cette vitesse élevée de la sédimentation globale est assez comparable à celle enregistrée ($280 \text{ mg C cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$) dans le lac Doubé de l'Ouest-Cameroun où elle résulte de l'extension des cultures vivrières disposées parallèlement aux axes des plus grandes pentes (Giresse *et al.*, 1994a).

Application à l'enregistrement sédimentaire des paléoenvironnements des vingt derniers millénaires du lac Barombi-Mbo

Le bassin versant occidental du lac Barombi-Mbo (Figure 2) est recouvert par des sols fersialitiques qui renferment 7 à 8 % de carbone organique. Cette couverture est d'inégale épaisseur : elle atteint 2 à 3 m sur les substrats basaltiques ou sur ceux du socle métamorphique précambrien alors qu'elle se réduit à quelques dizaines de centimètres dans les zones déprimées où se sont précédemment formés des sols hydromorphes.

Une carotte de 24 m prélevée dans la partie centrale du lac permet d'observer deux périodes distinctes de la sédimentation organique (Giresse *et al.*, 1994b) :

- ▷ les dépôts du dernier maximum glaciaire, de 20 400 à 11 000 ans BP environ, montrent des teneurs en carbone de l'ordre de 7 % avec des maxima proches de 10 % qui correspondent à des microlits bruns détritiques d'épaisseur centimétrique et particulièrement riches en débris grossiers ligneux ;
- ▷ les dépôts holocènes renferment en moyenne 5 % de TOC et les teneurs en carbone sont relativement homogènes.

Considérant la production planctonique très faible qui a été mise en évidence par Kling (1987) dans les eaux anoxiques de ce lac, ainsi que la relative modestie des phases d'émersion de bas-niveau et donc de dégradation (Giresse *et al.*, 1991), ce bassin constitue un site assez remarquable d'enregistrement sédimentaire de la matière organique détritique et, en même temps, des changements du couvert végétal de ses versants.

Globalement (Tableau 3), les rythmes de sédimentation qui étaient assez lents et irréguliers pendant le dernier maximum glaciaire, se sont accélérés à l'Holocène

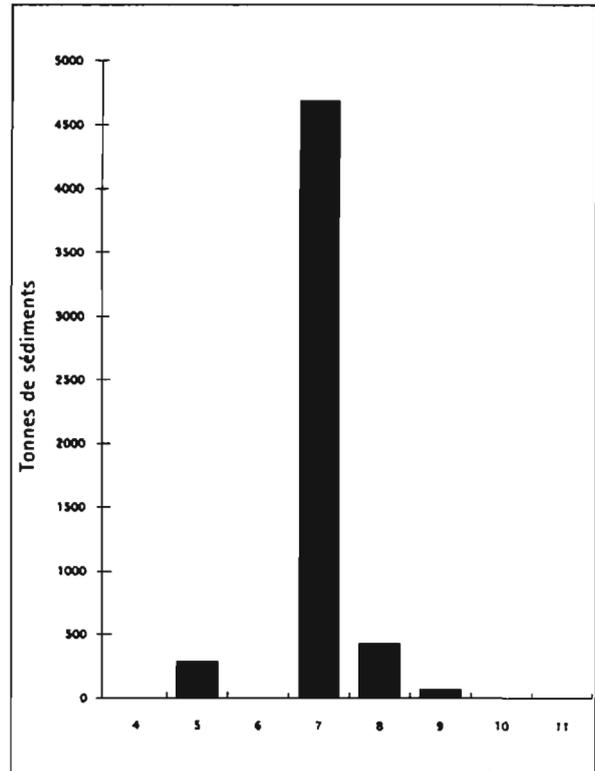


Figure 4 Distribution des bilans mensuels de flux particulaires de l'effluent du Soffoh dans le lac Barombi-Mbo de mars à octobre 1994.

durant lequel, par contre, les concentrations en carbone ont été plus faibles. Les deux variables tendent ainsi à se compenser pour aboutir à un bilan d'accumulation du carbone particulaire assez peu contrasté pendant cet enregistrement de plus de 20 000 ans. Vers la base de la carotte une perturbation mécanique des couches (Giresse *et al.*, 1991) ne permet de suivre d'une manière chiffrée l'évolution des bilans d'accumulation qu'à partir de 20 400 ans BP, bien que des niveaux datés dans la partie perturbée remontent à environ 28 000 ans BP. L'histoire de la végétation résulte de l'étude pollinique (Maley et Brenac, 1998) et aussi dans ses grandes lignes, de la variation du $\delta^{13}\text{C}$ (Giresse *et al.*, 1994b) ; la chronostratigraphie est définie en fonction des âges radiométriques (Giresse *et al.*, 1991, 1994b).

- ▷ D'environ 28 000 (date interpolée) à 17 100 ans BP, les pollens de Gramineae augmentent pour atteindre une moyenne de 25 à 30 %, ce qui correspond à un paysage de mosaïque forêt-savane. Pour la fin de cette période, à partir de 20 400 ans BP, le rythme de dépôt du sédiment total et celui du TOC sont respectivement de $18,7$ et de $1,5 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$.
- ▷ De 17 100 à 13 200 ans BP, les pollens de Gramineae atteignent leur maximum avec une moyenne d'envi-

Chronostratigraphie (ans BP)	Vitesse sédimentation ($\text{mg C cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$)	Érosion spécifique ($\text{t C km}^{-2} \text{ an}^{-1}$)	% carbone organique
0-3,7	1,9	6,27	4,5
3,7-6,5	2,53	8,35	7,62
6,5-8,85	2,31	7,62	4,9
8,85-13,2	2,1	6,93	8,4
13,2-17,1	1,8	5,94	8,6
17,1-20,4	1,5	4,95	8,2

Tableau 3 Phases successives de flux particulaire du carbone au lac Barombi-Mbo pendant les 20 derniers millénaires.

ron 40 % traduisant une diminution des précipitations qui vont de nouveau s'intensifier à partir de 14 000 ans BP lorsque les Gramineae régressent ce qui annonce le début d'une nouvelle extension de la forêt dense humide. Le rythme global de sédimentation s'élève faiblement jusqu'à $22,75 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ainsi que celui du carbone qui atteint $1,82 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

- ▷ De 13 200 à 8 850 ans BP, la reconstitution d'un paysage forestier très dense s'accélère en même temps que les pollens de Gramineae accentuent leur diminution. La sédimentation totale et celle du carbone s'accroissent respectivement à 28 et $2,1 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$.
- ▷ De 8 850 à 6 500 ans BP, puis de 6 500 à 3 700 ans BP, la forêt atteint le maximum de sa densité. Malgré cette couverture, les précipitations élevées provoquent une érosion globale importante de l'ordre de $42 \text{ à } 46 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Malgré la dilution minérale (argiles surtout), les taux de dépôt du carbone sont importants : 2,31 et $2,53 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$.
- ▷ Enfin, de 3 700 ans BP à nos jours, les deux rythmes s'abaissent légèrement ($38 \text{ et } 1,9 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$) et intègrent en partie une phase de fort recul de la forêt qui a débuté après 3 000 ans BP (Schwartz, 1992). Pendant cette période, environ 23 330 tonnes de carbone semblent s'être accumulées annuellement dans le lac. Toutefois la position des datations au radiocarbone ne permet pas de suivre avec précision la variation de la sédimentation du carbone durant la relativement brève phase de péjoration climatique, moins d'un millénaire, qui a culminé entre 2 500 et 2 000 ans BP (Maley, 1992), bien qu'elle soit très bien définie tant par l'accroissement brutal des Gramineae, qui passent de moins de 3 % à 40 %, que par sa signature isotopique (Giresse *et al.*, 1994b).

La sédimentation organique pendant le paysage ouvert fini-pléistocène (20 400 à 13 200 ans BP) est assez lente, mais irrégulière. Cette irrégularité, nous l'avons vu, est provoquée par l'accumulation de microlits bruns pluricentimétriques à la base des lamines pluri-annuelles. Ces microlits renferment d'assez abondants macrodébris ligneux de tiges ou de racines. Sur des versants à pédogenèse encore très immature, ce sont les litières et les horizons Al et A2 des sols jeunes qui ont été répétitivement érodés par le ruissellement actif (Giresse *et al.*, 1991). Ce processus présente quelques analogies avec celui actuel du lac Bambuluwé. Cependant, malgré cette richesse en carbone des dépôts, le flux global de cette période est demeuré 30 % inférieur à celui de la période holocène.

Une explication complémentaire de cette relative abondance en carbone dans les sédiments de la fin du Pléistocène réside dans l'environnement plus frais qui régnait alors sur le bassin versant de ce lac situé vers 300 m d'altitude avec des collines environnantes culminant entre 400 et 600 m. À cette époque un refroidissement moyen de 3 à 4 °C a été estimé pour la zone équatoriale africaine (Maley, 1991), basé sur l'extension de divers taxons montagnards qui sont surtout caractéristiques des forêts nuageuses de type montagnard. Pour le secteur du Barombi-Mbo il s'agit en particulier d'*Olea capensis* dont les pollens étaient compris entre 30 et 8 %.

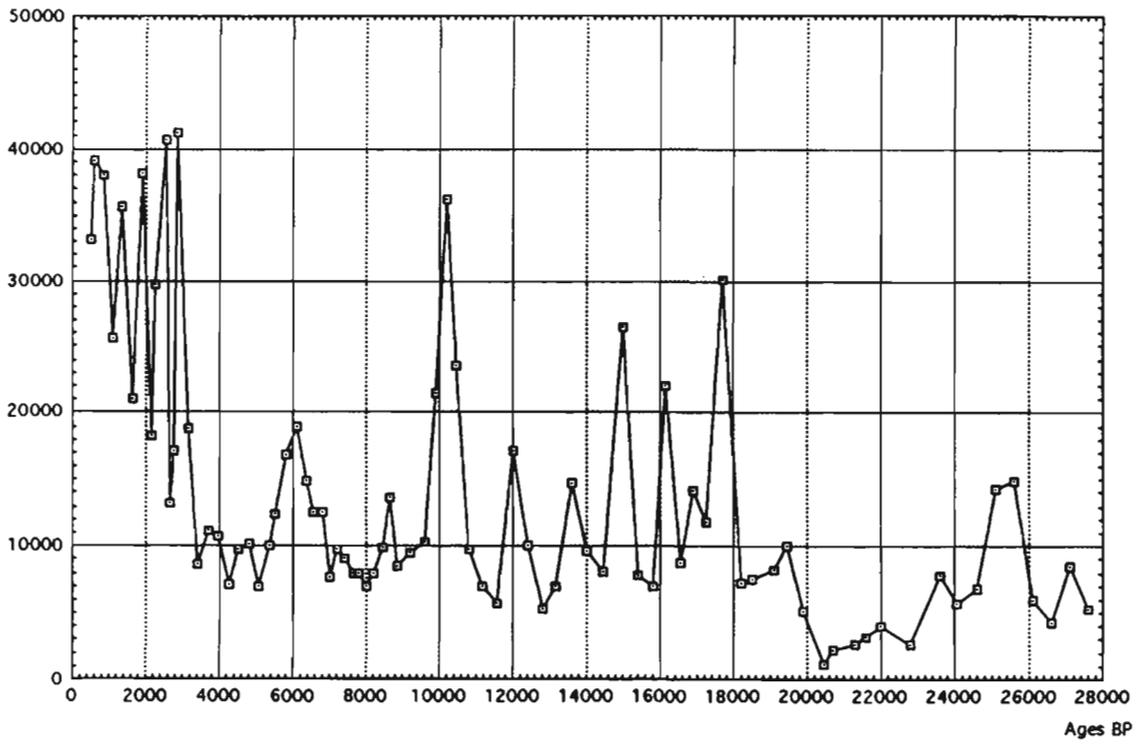
Dans ce site voisin des reliefs élevés de la Dorsale Camerounaise, les forêts de nuage ont pu se développer grâce à l'importance des couvertures nuageuses stratiformes qui ont le double effet d'être peu précipitant et d'abaisser la température (Maley et Elenga, 1993). Le fort accroissement des remontées d'eau froide profonde (*upwelling*) dans le Golfe de Guinée à cette époque (Mix *et al.*, 1986), ainsi que l'accroissement des conditions anticycloniques, sont responsables de la formation de ces nuages stratiformes et de leur extension sur le continent voisin (Maley, 1989). Les forêts de nuage induisent des baisses locales de température qui ont pu s'ajouter à la baisse plus globale de cette époque. Étant donné que l'abaissement de la température ralentit la dégradation bactérienne de la matière organique, la conséquence en a été un épaississement des horizons humifères (Grubb, 1971, 1977; Vitousek, 1984).

Les courbes de l'influx pollinique et de la concentration des sédiments en pollens (Figure 5) permettent de compléter la caractérisation des différents paysages et des processus qui leur ont été associés. Globalement, les concentrations polliniques augmentent de 28 000 ans BP à nos jours et expriment vraisemblablement le passage d'un paysage ouvert vers un paysage nettement plus forestier qui se caractérise par une plus grande densité des arbres et une plus grande biodiversité. Toutefois au sein de cette évolution générale, plusieurs accidents peuvent être mis en évidence, notamment sur la courbe de l'influx pollinique :

- ▷ durant la période forestière à tendance montagnarde les influx ont été les plus faibles jusque vers 20 000 ans BP ;
- ▷ ensuite le paysage de mosaïque forêt-savane qui s'est installé à partir de 20 000 ans BP, était caractérisé par une érosion irrégulière avec une succession de paroxysmes qui se sont traduits vraisemblablement par un transport accéléré des pollens ;
- ▷ lors de la transition vers l'apparition de la forêt dense humide au début de l'Holocène, on observe une forte élévation de l'influx pollinique qu'on peut interpréter comme le signal d'un ruissellement agressif alors que la forêt protectrice n'avait pas encore achevé sa reconquête complète ;
- ▷ de 9 000 à 3 000 ans BP, le flux des pollens se stabilise ;
- ▷ l'ouverture brutale du paysage entre 3 000 et 2 000 ans BP s'exprime par un dernier maximum de l'influx pollinique.

La courbe de variation des spores de Ptéridophytes (Figure 6) permet surtout d'observer les périodes d'intensification de l'érosion, le diamètre et le poids relativement élevés de ces particules expliquant probablement leurs fortes concentrations lors des phases les plus actives du transport (Poumot et Suc, 1994). Par contre, lors de la période de bas-niveau du lac entre 20 000 et 10 000 ans BP (Giresse *et al.*, 1994b), on observe les pourcentages de spores les plus bas, en antiphasse assez remarquable avec ceux des pollens de Gramineae. Toutefois l'augmentation des spores ne semble pas uniquement associée aux périodes les plus érosives, car l'expansion des Ptéridophytes accompagne aussi généralement le déve-

(A) Courbe de la concentration pollinique dans les sédiments du lac Barombi-Mbo
(nombre de pollens par gramme de sédiment)



(B) Courbe du flux pollinique dans les sédiments du lac Barombi-Mbo
(nombre de pollens accumulés par cm^2 par an, avec un pas de temps de 500 ans)

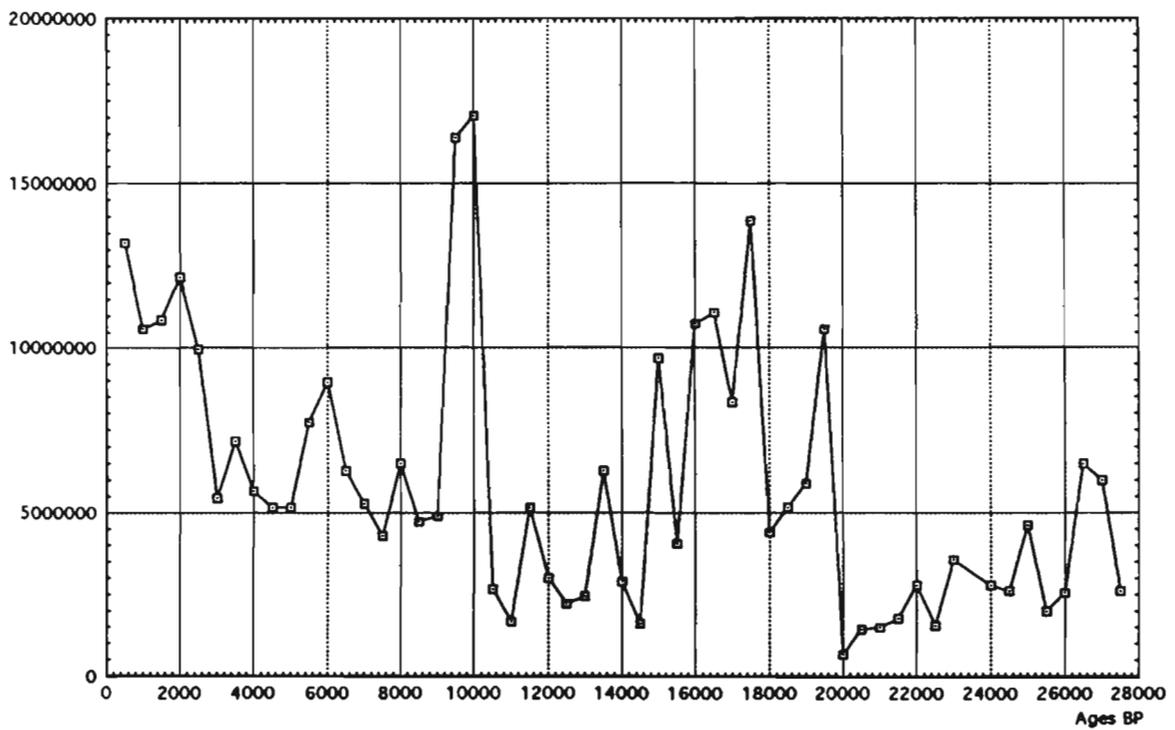


Figure 5 Courbes du flux pollinique et de la concentration en pollens des sédiments.

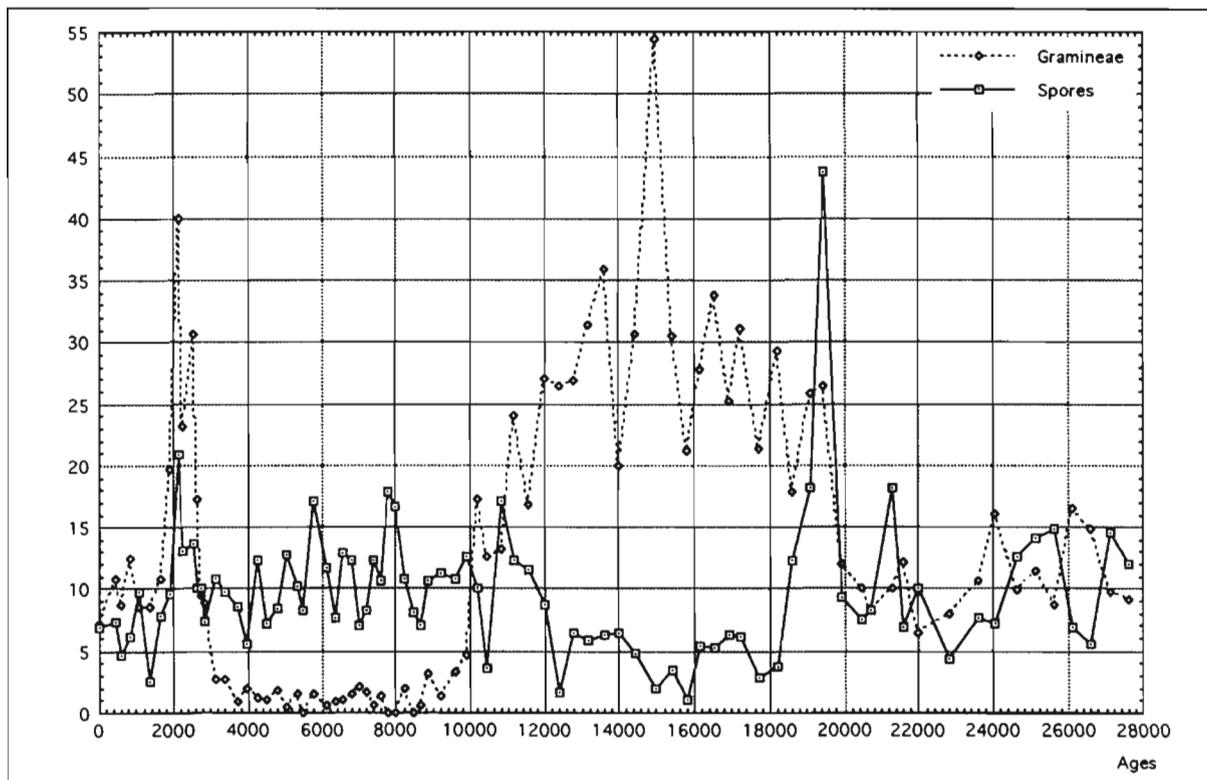


Figure 6 Courbe de variation des spores de Ptéridophytes.

loppement des taxons pionniers, comme par exemple entre 3000 et 2000 ans BP. Aujourd'hui, le principal biotope des Ptéridophytes est surtout localisé sur les lisières du lac et de la petite zone deltaïque. De ce fait, le transport jusqu'au lac est des plus réduit, ce qui, vraisemblablement, ne permet pas un triage particulière conséquent.

Essai de modèle dynamique du carbone au Barombi-Mbo : relation entre bassin versant et bassin de sédimentation.

À l'échelle de l'Holocène

En admettant un rapport DOC/POC voisin de 1 et sur la base de l'évaluation des taux d'accumulation grâce au ^{210}Pb non supporté, on estime le flux global du carbone dans le lac à $2,4 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ce qui permet de calculer une accumulation annuelle de 9,96 tonnes, c'est-à-dire qu'à l'échelle de l'Holocène, le départ du carbone organique serait de l'ordre de $96,6 \cdot 10^3$ tonnes. Sur la base d'une teneur moyenne en carbone organique de 7,0 % des horizons Al dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 0,5m, on estime à environ $117 \cdot 10^3$ tonnes le stock de carbone en réserve sur les versants. C'est-à-dire que dans un tel écosystème forestier protégé, la consommation complète de ce stock de carbone exigerait environ 10000 ans, c'est-à-dire la période holocène. Par contre, comme nous l'avons vu, dans le cadre des paysages pléistocènes plus ouverts, les sols plus immatures et moins épais ont pu être rapidement renouvelés.

À l'échelle actuelle

L'estimation du bilan du flux actuel de carbone particulaire est basée seulement sur l'évaluation des transports en suspension dans le cours du Soffoh et n'intègre

pas les ruissellements sur les fortes pentes orientales du bassin versant. Sur la base de cette évaluation minimale, on conclut à un rythme d'érosion actuelle du carbone de 62,5 tonnes par an, soit une intensification de l'ordre de 6 par rapport à l'Holocène. Cette estimation basée sur seulement un an et demi peut être considérée comme un paroxysme induit par de fortes précipitations. Mais en tout état de cause, elle caractérise probablement l'emprise des défrichements de la couverture forestière dont nous avons pu suivre la progression très rapide depuis une dizaine d'années.

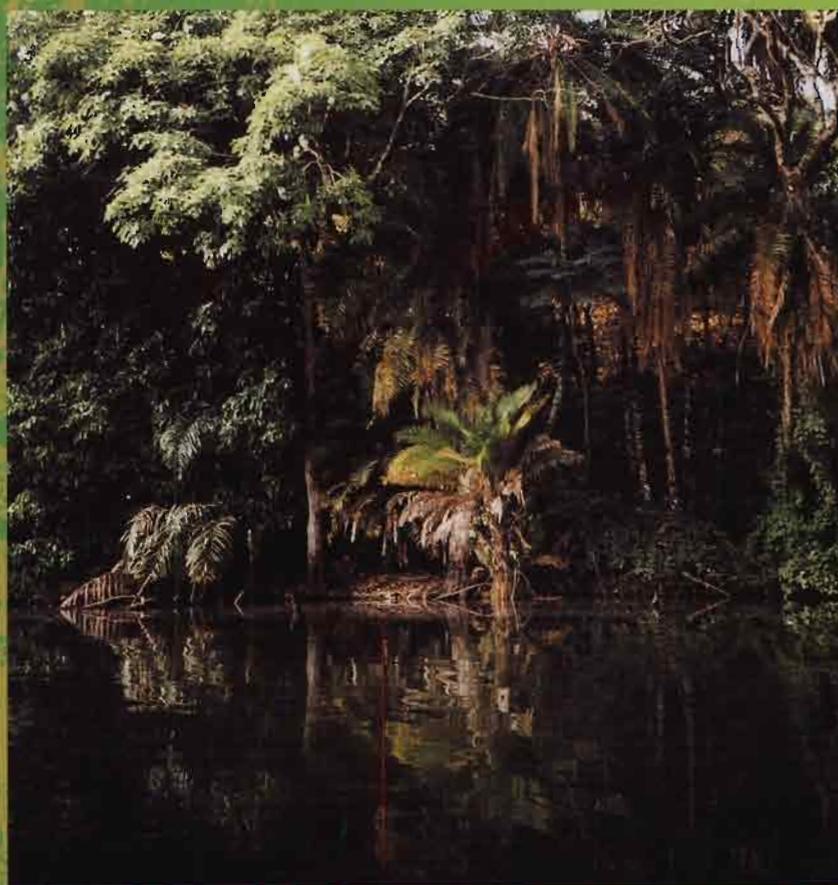
Références

- Bishop, J. E. 1973. *Limnology of a small Malayan river, Sungai Gombak*. La Haye, The Hague Publication.
- Bird, M. I. ; Giresse, P. ; Chivas, A. R. 1994. Effects of forest and savanna vegetation-isotope composition of sediments from the Sanaga River, Cameroon. *Limnol. Oceanogr.*, **39** (8), 1845-1854.
- De Ploey, J. 1975. The evaluation of soil erosion and man's impact in Africa. *Ann. Acad. Brasil. Cienc.*, **47**, 165-172.
- Eisma, D. ; Kalf, J. ; Van der Gaast, S. J. 1978. Suspended matter in the Zaire estuary and the adjacent Atlantic ocean. *Neth. J. Sea Res.*, **12**, 382-406.
- Fotsing, J. M. 1990. Transformation des pratiques pastorales en milieu d'altitude densément peuplé : les Monts Bamboutos en pays Bamiliké (Ouest-Cameroun). *Cahiers Rech. Dével., Agropolis*, Montpellier, **27**, 32-46.

- Fotsing, J. M. ; Gautier, D. 1992. Croissance démographique et mise en culture des réserves forestières sur les hautes terres de l'Ouest Cameroun. *Population and Deforestation in the Humid Tropics*. Seminar Intern. Union Sc. Study Population, Campinas, Brazil, 19 p.
- Giresse, P. ; Maley, J. ; Kelts, K. 1991. Sedimentation and paleoenvironment in crater lake Barombi-Mbo, Cameroon, during the last 25,000 years. *Sedimentary Geology*, **71**, 151-175.
- Giresse, P. ; Ngos, S. ; Pourchet, M. 1994a. Processus sédimentaires séculaires et géochronologie au ²¹⁰Pb des principaux lacs de la dorsale camerounaise. *Bull. Soc. géol. France*, **165** (4), 363-380.
- Giresse, P. ; Maley, J. ; Brenac, P. 1994b. Late Quaternary paleoenvironment in the Lake Barombi-Mbo (West-Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **107**, 65-78.
- Grubb, P. J. 1971. Interpretation of the « Massenerhebung » effect on tropical mountains. *Nature*, **229**, 44-45.
- . 1977. Control of forest growth and distribution on wet tropical mountains, with special reference to mineral nutrition. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, **8**, 83-107.
- Häsänen, E. 1977. Dating of sediments, based on ²¹⁰Pb measurements. *Radioanal. Letters*, **31** (4-5), 207-214.
- Kling, G. W. 1987. Comparative limnology of lakes in Cameroon, West Africa. Ph D Thesis, Duke University, 482 p.
- 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*. Trav. & Doc., ORSTOM, **129**, 586 p.
- . 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 and M. Sarnthein (dir. publ.), *Modern and past patterns of global atmospheric transport*. NATO Adv. Sc; Inst. Ser. C, Maths and Phys., Kluwer Acad. Publ., **282**, 585-616.
- . 1992. Mise en évidence d'une péjoration climatique entre ca. 2500 et 2000 BP en Afrique tropicale. *Bull. Soc. géol. France*, **163**, 363-365.
- Maley, J. ; Brenac, P. 1998. Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of West Cameroon during the last 28,000 years. *Rev. Palaeobot. et Palyno.*, **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.
- Mix, A. C. ; Ruddiman, W. F. ; Mc Intyre, A. 1986. Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic. 2: The seasonal cycle of sea surface temperatures, 0-20,000 years BP. *Paleoceanography*, **1**, 339-353.
- Nouvelot, J. F. 1972. Le régime des transports solides en suspension dans divers cours d'eau du Cameroun de 1969 à 1971. *Cah. ORSTOM, série Hydrologie*, **9**, 47-73.
- Olivry, J. C. 1977. Transports solides en suspension dans divers cours d'eau du Cameroun. *Int. Ass. Hydro. Sc. Publ.*, **122**, 134-141.
- Poumot, C. ; Suc, J. P. 1994. Palynofaciès et dépôts séquentiels marins du Néogène. *Bull. Centre Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, **18**, Publ. Spéc., 107-109.
- Richey, J. E. ; Brock, J. T. ; Naiman, R. J. ; Wissmar, R. C. ; Stallard, R. F. 1980. Organic carbon oxidation and transport in the Amazon River. *Science*, **207**, 1348-1351.
- Schlesinger, W. H. ; Melack, J. M. 1981. Transport of organic carbon in the world's rivers. *Tellus*, **33**, 172-187.
- Schwartz, D. 1992. Assèchement climatique vers 3000 BP et expansion Bantu en Afrique centrale atlantique: quelques réflexions. *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 353-361.
- Vitousek, P. M. 1984. Litterfall nutrients cycling and nutrient limitation in tropical forest. *Ecology*, **65**, 285-298.
- . 1968. Organic and inorganic constituents of the Amazon River. *Nature*, **218**, 937-938.

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