

Université L. Pasteur
UFR de Géographie

**COMPARAISON DES ENREGISTREMENTS
PALYNOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES DU ¹³C
DE QUELQUES LACS ET TOURBIERES
D'AFRIQUE CENTRALE.**

Aline FABING

Mémoire de DEA "Systèmes spatiaux et Environnement".
Septembre 1996

Membres du jury :

Monsieur J. M. Avenard
Monsieur C. Velasquez
Monsieur D. Schwartz



Recherches financées par le programme CNRS/ORSTOM ECOFIT.

064
GEOQUA
FAB

02 DEC. 1996



F

Avant-propos.	p. 3.
Introduction générale.	p. 5.
Chapitre 1. Présentation de la zone d'étude.	p. 9.
1. Les unités du milieu.	p. 11.
1.1 Sud-Congo : du littoral au Pays Bateke.	p. 17.
1.1.1 Le littoral.	
1.1.2 La bordure du Mayombe.	
1.1.3 La vallée du Niari.	
1.1.4 Les plateaux Bateke.	
1.2 Cameroun : lac Barombi-Mbo.	p. 27.
2. Les paléoenvironnements.	p. 29.
2.1 Les changements climatiques.	p. 29.
2.1.1 Description des paléoclimats de l'Afrique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène.	
2.1.2 Les mouvements eustatiques.	
2.2 Les paléoenvironnements dans le domaine d'étude.	p. 34.
2.2.1 Le contexte climatique.	
2.2.2 Le contexte eustatique.	
2.2.3 Le contexte floristique et édaphique.	
2.2.4 Le contexte archéologique.	
2.3 Conclusion.	p. 39.
Chapitre 2. Acquisition des données.	p. 41.
1. Matériel.	p. 43.
1.1 Les carottes du Sud-Congo.	p. 43.
1.1.1 Localisation.	
1.1.2 Traitements.	
1.1.3 Les carottes.	
1.2 La carotte de l'ouest Cameroun.	p. 53.
2. Méthodes.	p. 56.
2.1 La mesure du $\delta^{13}\text{C}$.	p. 56.
2.1.1 Généralités.	
2.1.2 Principes de la méthode.	
2.1.3 Applications.	

2.2 La palynologie.	p. 66.
2.2.1 La morphologie des pollens.	
2.2.2 La stratigraphie des pollens.	
2.2.3 L'interprétation.	
2.3 La spectrométrie infrarouge.	p. 67.
2.3.1 Généralités.	
2.3.2 Principes de la méthode.	
2.3.3 Applications.	
2.4 La matière organique.	p. 70.
2.5 La morphologie des bassins-versants.	p. 71.
Chapitre 3. Résultats.	p. 73.
1. Données brutes.	p. 75.
2. Comparaison des résultats.	p. 98.
2.1 Le Sud-Congo.	p. 98.
2.2 L'ouest Cameroun.	p. 104.
2.3 Conclusion.	p. 106.
Chapitre 4. Discussion.	p. 107.
1. Comparaison des méthodes.	p. 109.
1.1 Cas des bonnes corrélations.	p. 110.
1.2 Cas des mauvaises corrélations.	p. 115.
1.3 Validité des méthodes.	p. 120.
1.4 Conclusion.	p. 121.
2. Interprétation.	p. 122.
2.1 L'Afrique Centrale Atlantique.	p. 122.
2.2 Comparaison avec d'autres régions : extension à l'Afrique Centrale.	p. 125.
3. Conclusion.	p. 125.
Conclusion générale.	p. 127.
Bibliographie.	p. 131.

AVANT-PROPOS.

Ce mémoire intitulé «Comparaison des enregistrements palynologiques et isotopiques du ^{13}C de quelques lacs et tourbières d'Afrique Centrale» n'aurait pu être conçu sans la participation de plusieurs personnes.

C'est pourquoi, je tiens à remercier Monsieur Dominique Schwartz, mon directeur de recherche, qui m'a conseillé et suivi tout au long de l'élaboration de ce travail et, sans qui, ce mémoire n'aurait pu exister. C'est grâce à lui que j'ai pu obtenir une allocation de recherche et que je vais poursuivre mes recherches dans le cadre du doctorat et sous sa direction.

Je remercie Monsieur le professeur André Mariotti qui, lors de mes déplacements à Paris Jussieu, m'a accueilli dans son laboratoire et m'a donné de précieux conseils, ainsi que Cyril Girardin et Micheline pour leur aide et explications lors des manipulations.

Je remercie Jacques Bertaux et Abdel Sifeddine (ORSTOM, Paris-Bondy) qui m'ont aidé et apporté de nombreuses informations qui ont, en partie, éclairé ma lanterne.

Enfin, je remercie Madame Annie Vincens (Laboratoire de Géologie du Quaternaire d'Aix-Marseille) pour ses indications concernant la palynologie ainsi que Monsieur Hilaire Elenga qui m'a été d'un grand secours pour l'acquisition des données. Ses conseils et sa patience m'ont été très bénéfiques.

Je remercie aussi toutes mes amies qui m'ont aidé et soutenu.

INTRODUCTION GENERALE.

Ce mémoire a été effectué dans le cadre du programme CNRS/ ORSTOM ECOFIT (Ecologie et paléoécologie des Forêts Intertropicales) dont l'objectif est l'étude de la dynamique des forêts intertropicales à différents pas de temps et échelles spatiales.

Ce travail porte sur la "Comparaison des enregistrements palynologiques et isotopiques du ^{13}C de quelques lacs et tourbières d'Afrique Centrale" et a pour objectif la reconstitution des conditions du milieu, du Quaternaire jusqu'à l'Actuel. Il fait suite aux travaux de recherche de maîtrise : "Contribution à la connaissance des paléoenvironnements holocènes du Sud-Congo : étude par spectrométrie infrarouge de la carotte S2 (marais de la Songolo, Pointe-Noire)."

Cette comparaison consiste à relever les ressemblances et oppositions depuis l'holocène jusqu'à l'actuel, de ces 2 types d'enregistrements sédimentaires dans le but de cerner leur représentativité spatiale (locale, extra-locale, régionale).

L'analyse palynologique permet d'enregistrer la succession des réponses de la végétation à un forçage climatique, même si les épisodes sont brefs. L'aire de provenance des pollens est cependant très variable, et peut être locale, extra-locale et/ou régionale, sans que l'on puisse, le plus souvent la définir précisément (SCHWARTZ, 1996).

Le signal isotopique du ^{13}C est fonction du type de photosynthèse et permet de distinguer, dans les matières organiques et les sédiments, les végétations forestières des savanes. Dans le cas des sédiments lacustres celui-ci est local ou extra-local (bassin-versant), dans le cas des tourbes, purement local (SCHWARTZ *et al.*, 1996).

Dans les carottes analysées, la signature isotopique du ^{13}C varie grossièrement dans le même sens que les pollens, mais avec des nuances qui reflètent ces différences d'échelles spatiales. Ces nuances peuvent être dégagées par les informations fournies par l'étude quantitative des minéraux en spectrométrie infrarouge, mais surtout par l'étude de la sédimentation de la matière organique dans les lacs.

Dans cette étude, nous présenterons, dans le premier chapitre, la zone d'étude, les contextes actuel et passé. L'acquisition des données qui inclue le matériel et les méthodes utilisées feront l'objet du second chapitre de ce mémoire, tandis que les résultats c'est-à-dire les données brutes, la comparaison des résultats seront développés dans le troisième chapitre. La synthèse des résultats, contenu du dernier chapitre, sera constituée, d'une part, par la comparaison des méthodes et, d'autre part, par une tentative de reconstitution du cadre paléoécologique dans lequel a évolué la zone d'étude ainsi qu'un élargissement à l'Afrique centrale.

Chapitre 1.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

1. Les unités du milieu.

Située de part et d'autre de l'Equateur, l'Afrique Centrale Atlantique (figure 1) est comprise entre 6°N et 6°S de latitude et, 8°E et 25°E de longitude. Elle est délimitée à l'ouest par l'océan Atlantique. Cette zone inclut le Cameroun à l'exception des provinces du nord, le sud de la république Centrafricaine, le Zaïre occidental, le nord de l'Angola, et dans leur globalité l'enclave angolaise du Cabinda, le Congo, le Gabon ainsi que la Guinée équatoriale (LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1990).

L'Afrique Centrale Atlantique se localise au sein du craton congolais et est drainée par le fleuve Congo qui en constitue le principal facteur d'organisation (figure 2). Elle se caractérise par une hétérogénéité pétrographique et tectonique qui lui confèrent des conditions favorables à l'érosion différentielle et, par conséquent une diversité dans ses paysages (PETIT, 1990). Cette zone d'étude comprend plusieurs unités structurales : le massif du Chaïllu, le synclinorium du Niari-Nyanga, la chaîne du Mayombe qui s'étend de Cuanza en Angola à la frontière gabono-camerounaise, la retombée occidentale du socle cristallin, au nord et présente une frange littorale basse, sableuse, plane interrompue par le secteur rocheux de part et d'autre de Kribi au Cameroun.

Le climat de l'Afrique Centrale Atlantique, de type équatorial à subéquatorial, offre un contraste pluviométrique allant de l'hyperhumide (10000 mm/an au pied du Mont Cameroun en moyenne) au subsec (1200 mm/an en moyenne à Pointe-Noire (Congo) ; 486 mm/an à Luanda (Angola)). En revanche, le régime thermique est peu contrasté (26-27°C) et présente une faible amplitude saisonnière.

Cette zone est sous la dépendance des basses pressions intertropicales, des dépressions thermiques continentales du Sahara, de l'Angola et des hautes pressions subtropicales des anticyclones des Açores, Egypto-libyen, de Sainte-Hélène, Sud-africain et Indien (figure 3). Les saisons, essentiellement pluviométriques, sont déterminées par la position de ces centres d'action et de l'Equateur météorologique. Les précipitations les plus abondantes sont associées à la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et, de son équivalent sur le continent le front intertropical (FIT).

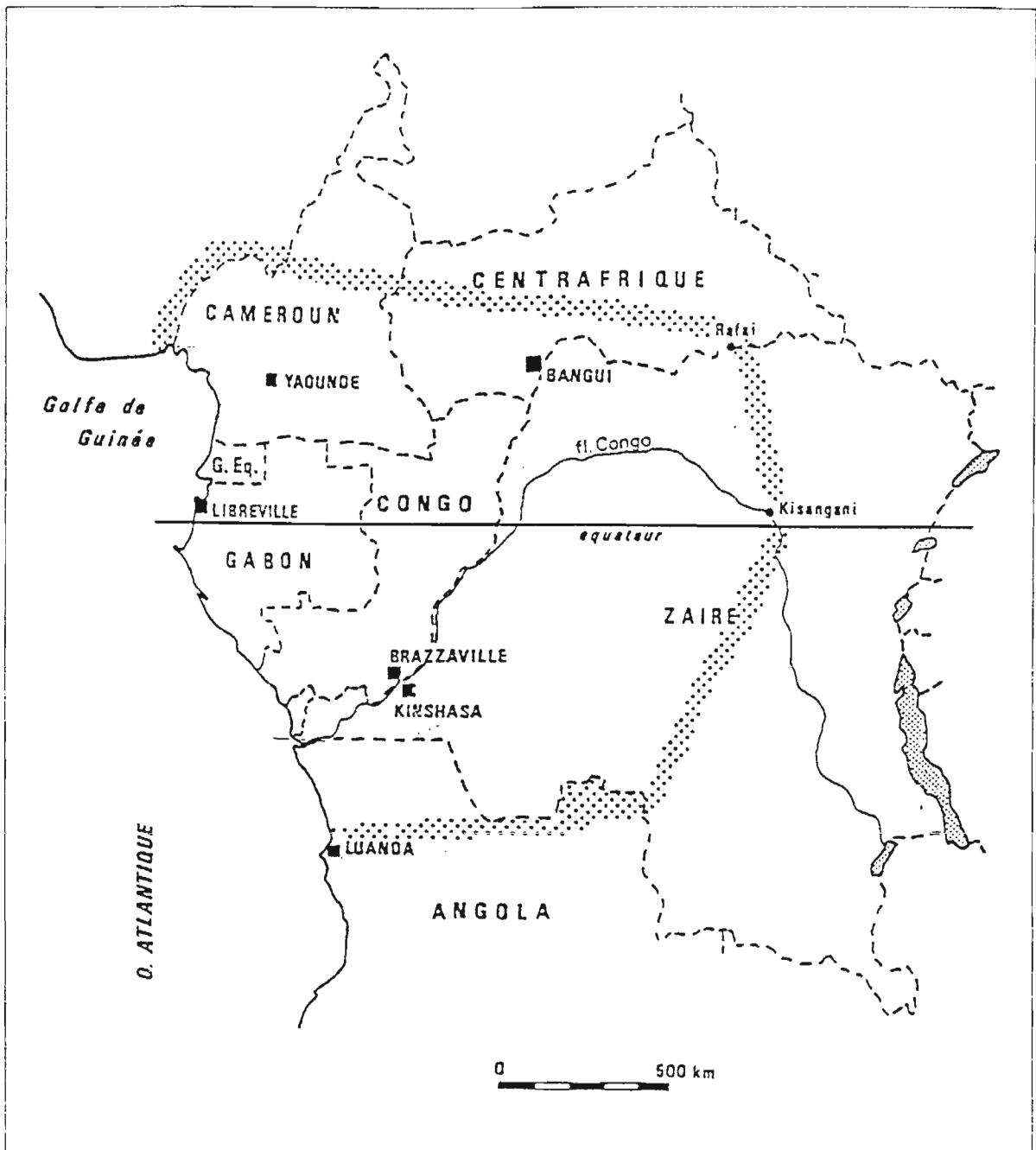
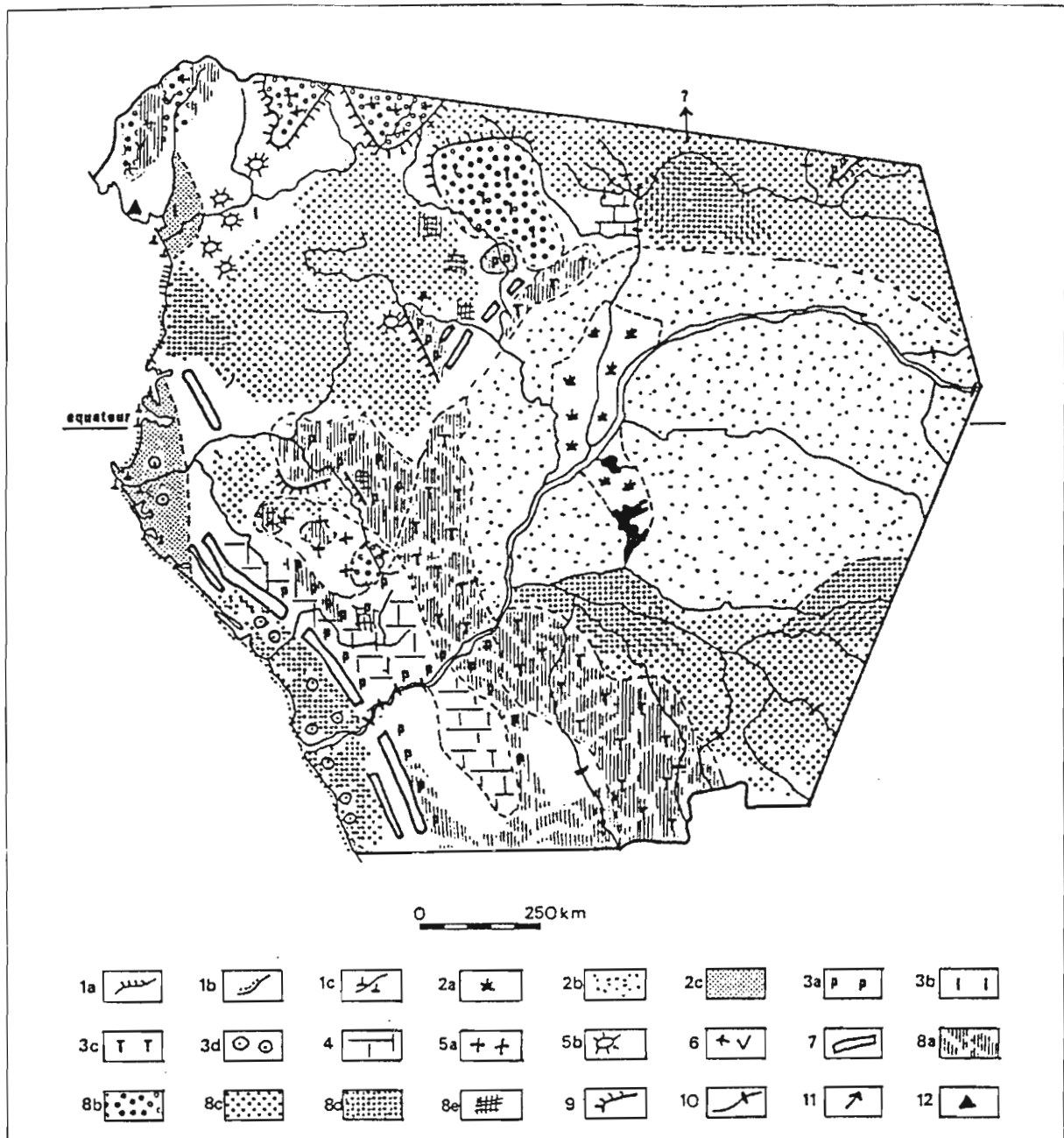


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude d'après R. Lanfranchi et D. Schwartz (1990).



Carte morphologique de l'Afrique Centrale atlantique. 1 : littoral ; 1a : secteur rocheux ; 1b : secteur sableux ; 1c : secteur marécageux à mangrove. 2 : plaines ; 2a : d'inondation continentale ; 2b : fluviale quaternaire et Plio-Pleistocène de la cuvette ; 2c : demi-bassin sédimentaire mésocénozoïque. 3 : plateaux sableux ou gréseux ; 3a : précambien moyen-supérieur ; 3b : continental intercalaire ; 3c : continental terminal (Ba1 — Ba2) ; 3b : néogène ou série des cirques. 4 : plaines et plateaux karstiques. 5 : grands ensembles granitiques ; 5a : en massifs individualisés ; 5b : en pointements localisés (inselberg). 6 : ensembles compartimentés de l'ouest camerounais, associant volcanique — métamorphique — éruptif. 7 : chaînons appalachiens. 8 : principales surfaces d'aplanissement et d'induration. 8a : surface africaine ou antérieure, couverte ou dénudée ; 8b : surface mi-tertiaire ; 8c : surface fini-tertiaire ; 8d : cycle quaternaire ; 8e : surface indurée. 9 : principaux talus et escarpements. 10 : chutes, cascades et rapides. 11 : ancien chenal du Congo pré-Pleistocène ? 12 : Mont Cameroun (4070 m).

Figure 2 : Cadre morphologique de la zone d'étude d'après M. Petit (1990).

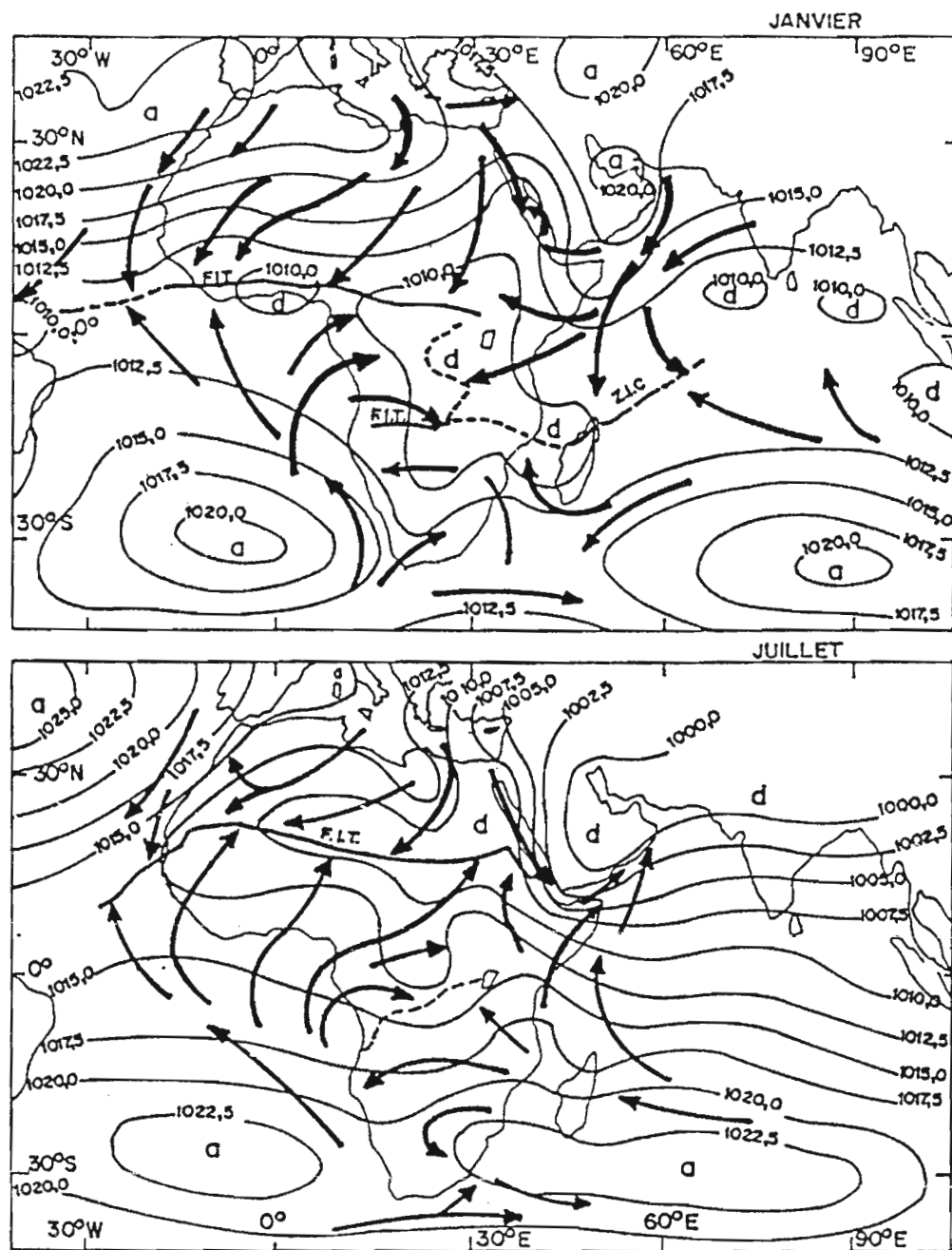


Figure 3 : Dynamisme climatique : circulation générale des basses couches d'après ASECA (1973).

De décembre à février, en hiver boréal ou été austral, la partie septentrionale de l'Afrique Centrale Atlantique (Cameroun, République Centrafricaine, nord du Congo et du Zaïre) connaît la période de sécheresse ou de l'indigence pluviométrique liée à des facteurs inhibants comme l'influence subsidente des anticyclones des Açores et Egypto-libyen. A l'opposé, la partie méridionale (Gabon, Angola, Sud-Congo et Zaïre), fait front à la saison des pluies pendant laquelle les précipitations sont favorisées par la ZCIT, les basses pressions, la mousson et l'alizé atlantique estival.

De juin à août, en hiver austral ou en été boréal, les situations s'inversent. Elles correspondent à la saison des pluies dans la partie septentrionale et à la saison sèche dans la partie méridionale où cette dernière régit avec une vigueur et une durée plus prononcée sur la frange côtière qu'à l'intérieur du continent (MPOUNZA et SAMBA-KIMBATA, 1990).

Les facteurs responsables sont :

- au nord, la ZCIT et le FIT, les basses pressions, la mousson et, localement, les eaux chaudes de la baie de Biafra ;
- au sud, l'influence subsidente des anticyclones subtropicaux, de l'alizé maritime stable et des eaux froides du courant de Benguela.

Cette zone est sujette à une faible insolation (ne dépassant pas 2000 heures par an). On observe, cependant, des variations locales liées au manteau forestier, à la continentalité, à l'altitude et à la latitude. Cette insolation est plus faible en milieu forestier et sur le littoral (1260 heures par an pour Tchibanga (Gabon)). L'humidité relative est partout très élevée mais présente quelques nuances régionales : elle est maximale sur la côte camerounaise et dans la cuvette centrale congolaise (supérieure à 85 %) et s'amenuise légèrement vers le nord et le sud (MPOUNZA et SAMBA-KIMBATA, 1990).

On observe une variation spatiale inverse des précipitations en Afrique Centrale Atlantique. Dans la partie septentrionale jusqu'à la latitude 3° sud de Mayumba, les précipitations décroissent du littoral vers l'intérieur ; dans la partie méridionale, par contre, elles s'accroissent de la côte vers l'intérieur. Dans le premier cas ceci peut s'expliquer par la présence à l'ouest des facteurs favorables à la pluie (mousson, permanence des eaux chaudes et le relief). Le second cas est justifié par la présence à l'ouest de facteurs défavorables aux pluies (alizé maritime stable, plus grande emprise des anticyclones subtropicaux et le courant froid de Benguela).

Dans la zone de climat équatorial, la couverture pédologique est essentiellement constituée de sols ferrallitiques mais à ce type de sol "zonal" s'ajoutent de nombreux sols liés à des facteurs stationnels : lithologie, topographie, hydromorphie pour les principaux (SCHWARTZ, 1990).

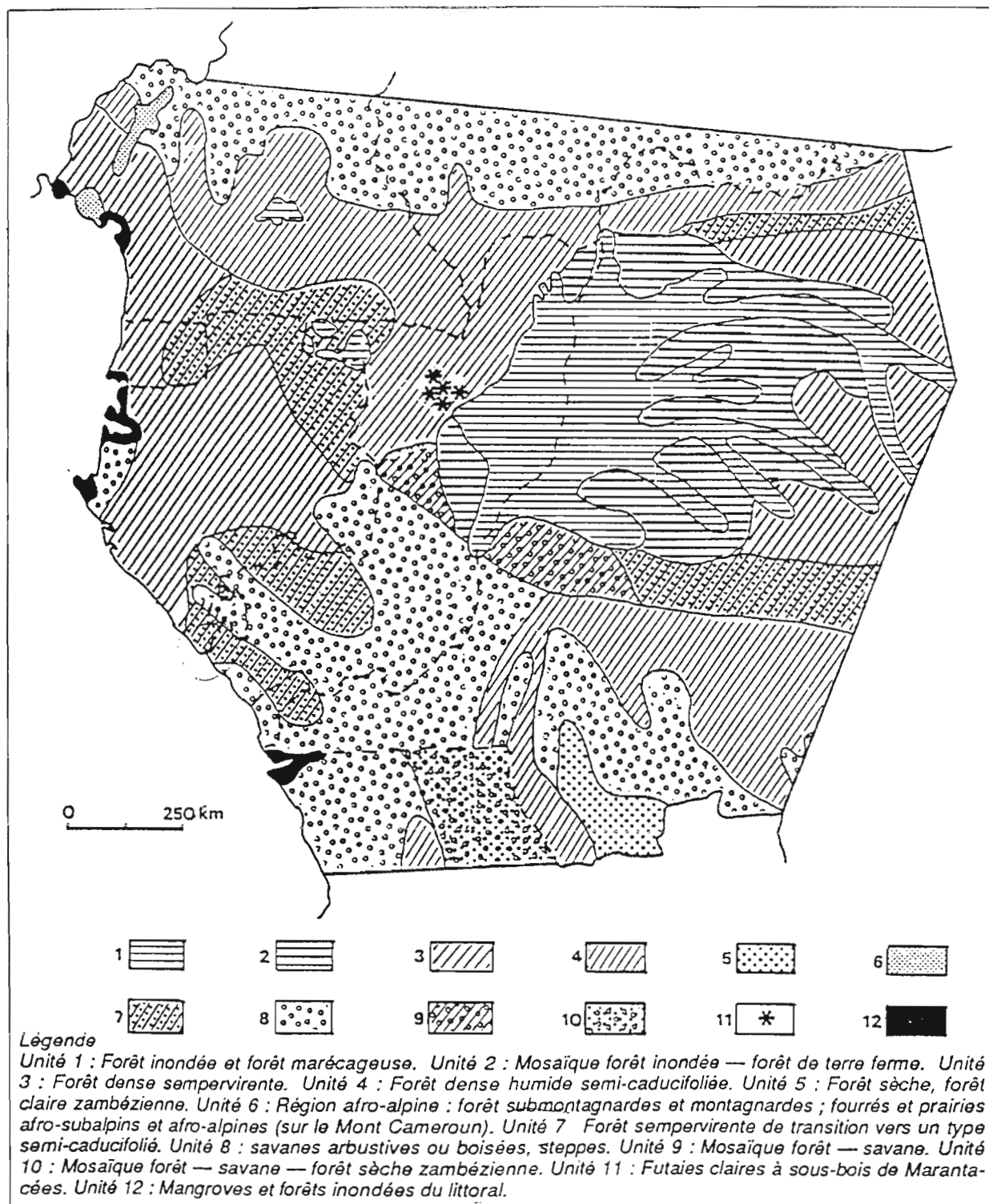


Figure 4 : Cadre phytogéographique de la zone d'étude d'après C. de Namur (1990).

L'Afrique Centrale Occidentale est un écosystème forestier dont les franges nord et sud sont constituées de formations herbeuses plus ou moins arborées que l'on peut associer à la faible pluviosité. Outre, ces grands ensembles de végétation, on observe des formations végétales adaptées à des conditions édaphiques particulières (sols hydromorphes, lagunes). Cette zone appartient au domaine guinéo-congolais (figure 4) défini par TROUPIN (1966). Elle se subdivise en deux unités : une unité équatoriale qui s'étend du Nigéria au centre du bassin zaïrois et une unité occidentale qui s'étend de la Guinée au sud-ouest du Ghana. La formation végétale principale est la forêt ombrophile sempervirente (DE NAMUR, 1990).

Le Congo méridional ou Sud-Congo constitue la principale région de cette étude. Elle est définie comme la zone géographique comprise entre la grande cuvette congolaise à l'est, et l'océan Atlantique à l'ouest. Cette zone est située dans l'hémisphère sud, aux basses latitudes. Elle se localise entre 11°08' et 16°11' de longitude est et 1 à 5° de latitude sud. La première zone d'étude s'étend du littoral (Pointe-Noire) à la région des Plateaux Bateke, en passant par la bordure du Mayombe et la vallée du Niari.

La seconde zone d'étude intègre l'ouest Cameroun, en particulier, le lac Barombi Mbo (GIRESE *et al.*, 1994) qui se localise à 4°39'45" de latitude nord et 9°24'15" de longitude est. Il s'agit d'un lac d'origine volcanique situé au sud de la Dorsale Camerounaise, dans la zone des forêts denses humides (MALEY *et al.*, 1990).

1.1 Le Sud-Congo : du littoral au Pays Bateke.

Le Congo est limité à l'ouest par le Gabon, au nord par le Cameroun et la République Centrafricaine, à l'est et au sud par le Zaïre, au sud-ouest par l'enclave angolaise du Cabinda et s'ouvre sur l'océan Atlantique (figure 5). C'est un pays dont la structure et le relief sont variés car il est situé, à la fois, dans le bassin sédimentaire du fleuve Congo et sur les roches anciennes qui constituent le vieux socle africain. Ces ensembles ont subi des déformations importantes et une très longue érosion. L'altitude est peu élevée et, pourtant, les paysages offrent des contrastes marqués.

Le Sud-Congo est soumis aux influences boréales et australes avec cependant une très nette prépondérance de ces dernières sur les premières. Son climat de type subéquatorial de transition se caractérise par une répartition mensuelle de précipitations modérées qui fait apparaître une saison sèche très marquée (4-5 mois) suivie par une saison des pluies, elle-même ponctuée par une « petite saison sèche ». Il se distingue également par une forte humidité relative et un faible ensoleillement. L'influence des grands centres d'action et le jeu des masses d'air dans cette partie de la zone intertropicale permettent de comprendre les principales variations qui affectent les précipitations et les températures.

La variabilité interannuelle des précipitations au Sud-Congo est un phénomène lié à la distance à l'océan : elle est maximale à Pointe-Noire et diminue au fur et à mesure qu'on pénètre dans le continent (CLAIRAC *et al.*, 1989). La pluviosité est l'élément caractéristique qui distingue les saisons (VENNETIER, 1968).

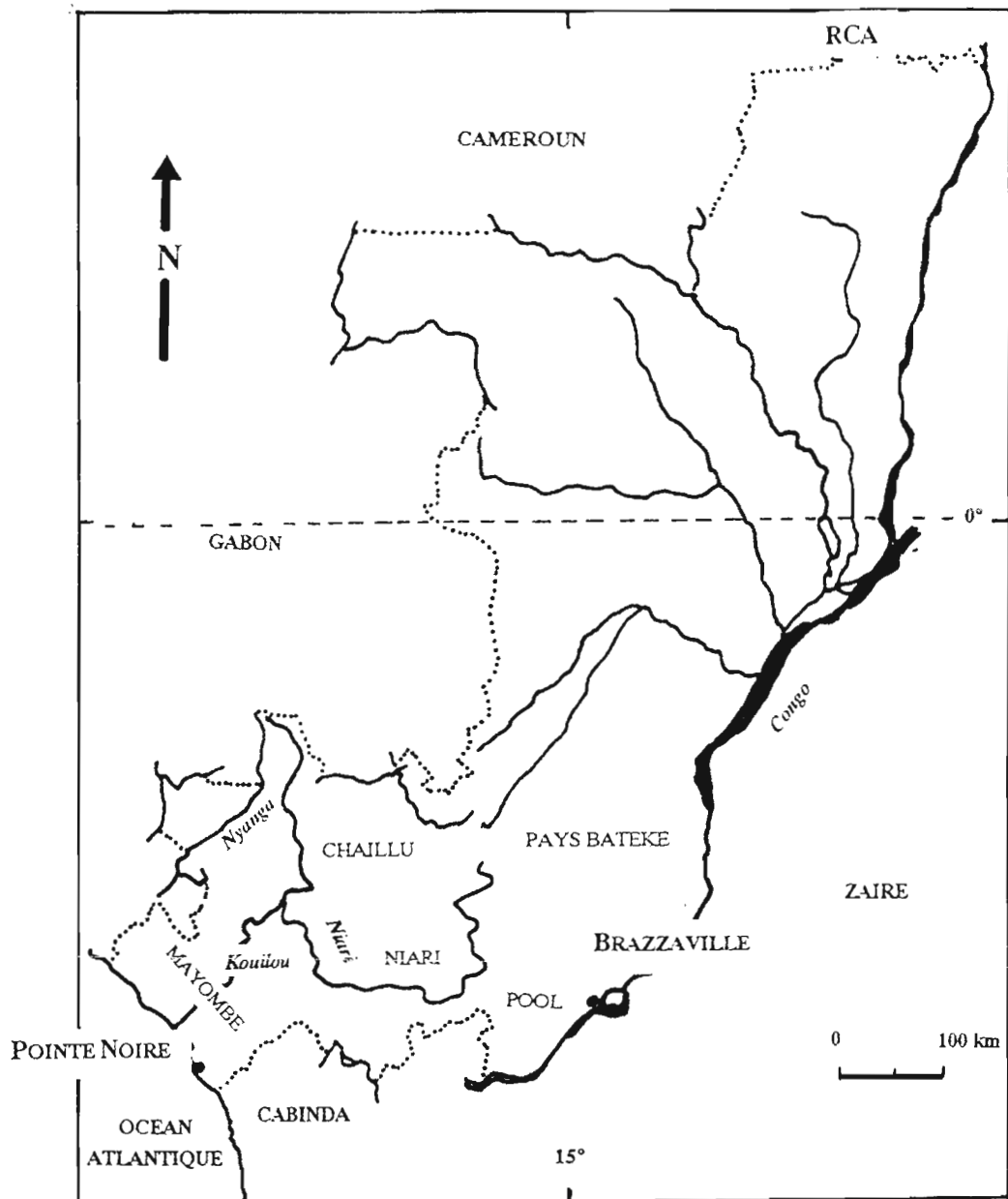


Figure 5 : Localisation du Sud-Congo.

Les types de temps observés dépendent étroitement de la structure thermodynamique de l'atmosphère, comme partout dans la zone équatoriale. On constate, cependant, d'importantes variabilités locales liées aux phénomènes orographiques et au type de végétation. La proximité de la mer confirme les caractères du climat sud-congolais.

Au Congo, la forêt ombrophile sempervirente représente 65 % du territoire (ELENGA, 1992). Elle est discontinue et se caractérise par deux grands types physiologiques (DESCOINGS, 1969) : la forêt ombrophile de terre ferme qu'on trouve en Haute Sangha, dans le massif du Mayombe et du Chaillu et, la forêt ombrophile inondée de la Basse Sangha. Cette forêt s'accompagne de savanes qui sont de plusieurs types : savanes littorales (plaine cotière), enclaves de savanes à l'intérieur même du domaine forestier (savanes incluses du Mayombe), savanes arbustives (plateaux Bateke).

On trouve également des savanes d'origine paléoclimatique qui se sont maintenues grâce aux brûlis, malgré un climat à nouveau favorable à la forêt dans les régions où les conditions édaphiques ou climatiques sont les plus restrictives pour la reprise forestière : sols sableux du littoral et du pays Bateke, sols argileux de la région relativement sèche du Niari (SCHWARTZ, 1992 ; SCHWARTZ *et al.*, 1996).

Au Congo méridional, les régions étudiées sont la façade maritime, la bordure du Mayombe et les plateaux Bateke.

1.1.1 La région côtière.

La côte congolaise orientée SE-NW, dont la grande majorité des rivages est de type côte basse (altitude rarement supérieure à 5 m), s'étend sur une longueur de 200 km entre 4° et 5° de latitude sud. On observe trois unités morphologiques (VENNETIER, 1968) : la zone des plateaux de la Série des Cirques, la zone des collines et la plaine littorale.

La plaine littorale dont les altitudes ne dépassent pas 20 à 30 m, s'étend sur une largeur de quelques dizaines de m à quelques km. Elle est constituée de cordons littoraux sableux qui sont des formes d'accumulation résultant de l'action des vagues, des courants marins et des dépôts éoliens (VENNETIER, 1968). A Pointe-Noire, elle est large de 3 à 6 km et culmine à 20-25 m d'altitude (VENNETIER, 1968). C'est une côte sableuse (figure 6) formée par remaniement des dépôts sédimentaires attribués au Plio-Pléistocène (sables de la série des Cirques) qui proviendraient de l'érosion du Mayombe et qui masquent les formations du Crétacé supérieur (grès, grès phosphatés ou argileux, calcaires dolomitiques) sur lesquels ils reposent en discordance. Les couches du Crétacé supérieur affleurent localement. Elles sont localisées en bordure du Mayombe et sur la côte où elles ne forment pas de véritables falaises mais des platiers rocheux où se brise la houle (GIRESSÉ, 1980). Les formations superficielles sont composées d'alluvions récentes et de sables littoraux (SITOU, 1994).

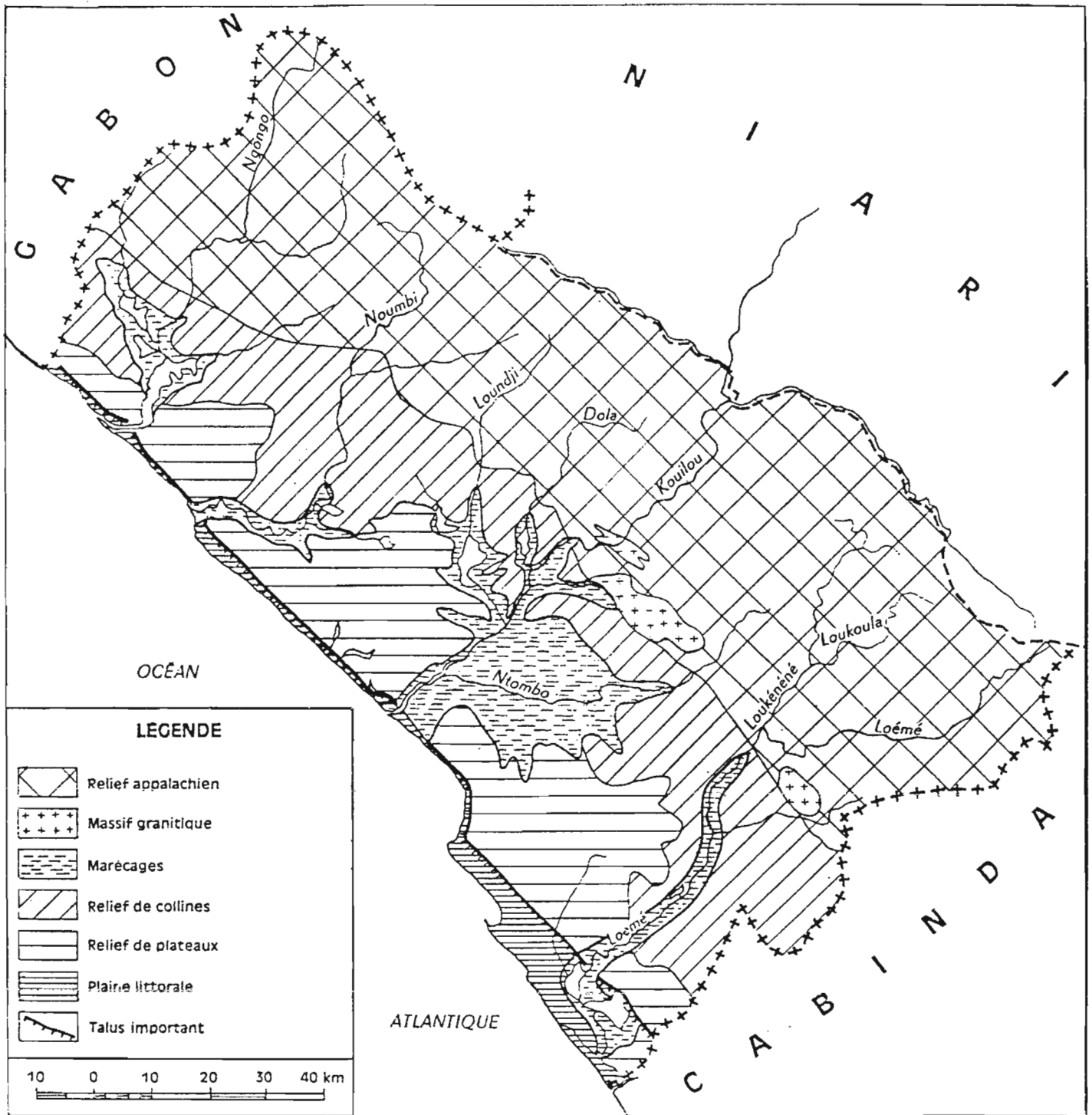


Figure 6 : Les grandes unités morphologiques de la façade maritime du Congo (VENNETIER, 1968).

La zone des collines, d'une altitude de 175 m environ, est disséquée par un réseau hydrographique dense et bien alimenté qui prend naissance dans le Mayombe. Les grands cours d'eau dégagent d'amples vallées, souvent marécageuses, dont le lit majeur est occupé par des lacs (lac Lango, lac Kitina). La vallée du Kouilou est orientée NE-SW, perpendiculairement à la côte (VENNETIER, 1968).

Le régime climatique du littoral s'inscrit dans le cadre général de l'Afrique Centrale Occidentale. L'originalité de son climat réside dans la répartition et la distribution des précipitations.

Les variations saisonnières des précipitations et des températures dépendent surtout de l'importance relative des masses d'air humides au sein desquelles prennent naissance les perturbations météorologiques ainsi que des influences océaniques telles que les courants marins (VENNETIER, 1968). Les précipitations moyennes annuelles dépassent rarement 1300 mm, un des chiffres les plus bas au Congo : c'est une région peu arrosée. Les températures moyennes annuelles varient entre 25 et 28°C, avec une amplitude de 6 à 7°C (Atlas du Congo, 1969).

La façade maritime est caractérisée par un climat subéquatorial de transition (climat bas-congolais) empreint d'une extraordinaire irrégularité des pluies. Celui-ci se caractérise par une alternance entre deux saisons nettement tranchées.

En saison sèche (de juin à septembre), les précipitations sont inférieures à 20 mm au total. En saison des pluies (octobre à mai), celles-ci sont de très forte intensité, d'origine orageuse, et déversent une épaisse lame d'eau en un temps limité (SAMBA-KIMBATA, 1978).

L'originalité du climat de la région côtière ne réside ni dans le volume des précipitations annuelles, ni dans les températures mais dans l'irrégularité et l'intensité des pluies (VENNETIER, 1968).

Sa morphologie et son climat déterminent la répartition des sols et de la végétation. On distingue 2 types principaux de végétation (figure 7) qui sont en étroite relation avec les propriétés édaphiques : les forêts et les savanes.

Les forêts mésophiles de la Série des Cirques sont le prolongement spatial et non écologique du manteau forestier du Mayombe, de manière d'abord continue puis discontinue sous la forme d'une mosaïque formée de forêts, de savanes et d'îlots forestiers.

Les forêts marécageuses de la Série des Cirques occupent les bas-fonds, les vallées inondées ou hydromorphes de certains cours d'eau et la bordure de certains lacs ; alors que les forêts marécageuses côtières occupent les zones basses le long de la côte et certaines basses vallées inondées. Ces 2 formations s'épanouissent sur des sols hydromorphes.

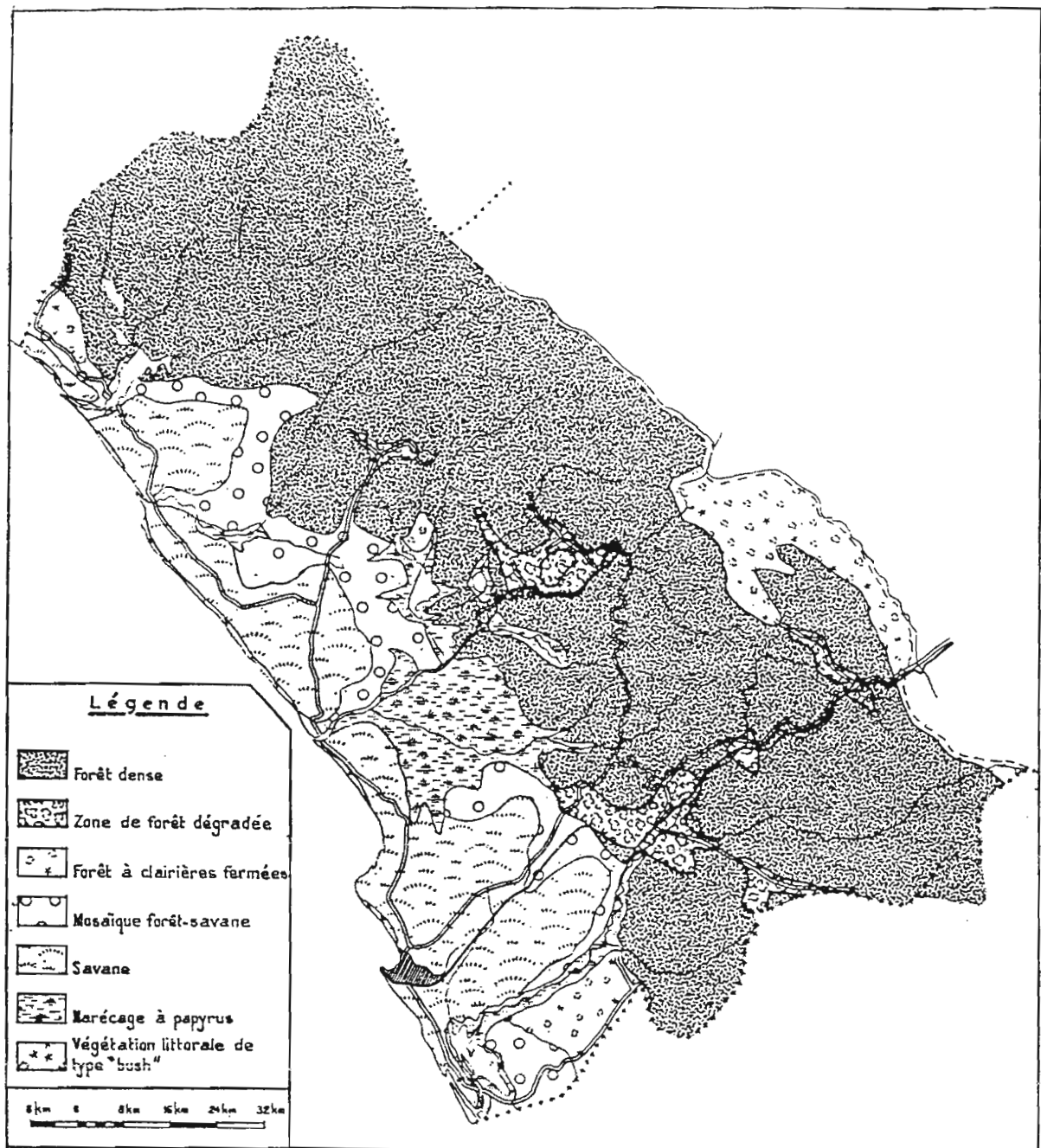


Figure 7 : La couverture végétale sur la façade maritime (VENNETIER, 1968)

Les savanes quant à elles, se limitent à l'étroite bande comprise entre la forêt du Mayombe et l'océan atlantique. Sur la façade littorale, des zones de savanes, liées à l'extension des sables de la Série des Cirques ou de leur équivalent, forment avec la forêt une mosaïque (SCHWARTZ, 1992). Celles-ci sont constituées de formations graminéennes (*Hyparrhenia ruprechtii* et *Hyparrhenia diplandra*) et couvrant mal le sol et très ouvertes. Elles sont qualifiées par DESCOINGS (1969) de « steppes » ou « pseudo-steppes », terme qui n'est plus employé actuellement. Leur association végétale à Pointe-Noire est essentiellement constituée par deux unités distinctes : les savanes basses à *Loudetia arundinacea* et les fourrés à *Manilkara lacera* (MAKANY, 1963).

On observe également des zones marécageuses aux abords des cours d'eau (Kouilou, Loémé, Songolo) et un étroit liseré en bordure de la côte où domine une végétation buissonnante (sols hydromorphes organiques (tourbes) ou minéraux). Les premières sont presque totalement occupées par les *Cyperus papyrus*, la mangrove occupant de faibles superficies sur la côte congolaise. La seconde est une végétation caractéristique des cordons sableux et ne constitue pas une formation continue dans la zone côtière. Elle se compose « d'arbres rabougris, tortueux, de petite taille » comme *Manilkara lacera* (JAMET et RIEFFEL, 1976).

Les sols (figure 8) sont de deux types :

- ferrallitiques psammitiques se sont développés sur un matériau sableux. Ils proviennent pour partie des sables de la Série des Cirques parfois remaniés, et pour partie d'apports marins. Ils sont localisés dans la frange côtière entre la Pointe Indienne et la frontière du Cabinda et, sur les sommets des croupes sableuses non hydromorphes. On les rencontre sous savanes. En inclusion, on trouve des podzols, localement très abondants, développés dans les zones basses (vallées alluviales) ;
- association de sols ferrallitiques rajeunis et remaniés du Mayombe. L'altération ferrallitique est incomplète en raison du jeune âge des sols.

1.1.2 La bordure du Mayombe.

La chaîne montagneuse (figure 6 : relief appalachien) du Mayombe s'étend parallèlement à la côte atlantique sur plus de 1000 km de long depuis le Gabon jusqu'en Angola et sépare, au Sud-Congo, la côte de la vallée du Niari. Le Mayombe constitue au Congo une région très montagneuse d'altitude peu élevée (500-600 m) et culmine au mont Fougouti vers 900 m d'altitude. Son relief est très accidenté. C'est une montagne dissymétrique qui retombe brusquement à l'est sur les basses plaines du Niari et de la Nyanga par un long talus de 500 m de dénivelé.

La chaîne du Mayombe, dont l'âge approximatif est attribué au Précambrien inférieur, a subi plusieurs phases de plissements (séries schisteuses à l'ouest et quartzitiques à l'est) dont l'ensemble a été soulevé à la mi-tertière en un bourrelet marginal qui correspond à un véritable relief appalachien (PETIT, 1990). Son relief actuel résulte à la fois d'une adaptation des petits cours d'eau et d'une surimposition des plus grands.

Le lac Kitina se situe à la limite entre la façade maritime du Congo et la bordure ouest du Mayombe, dans la zone des collines.

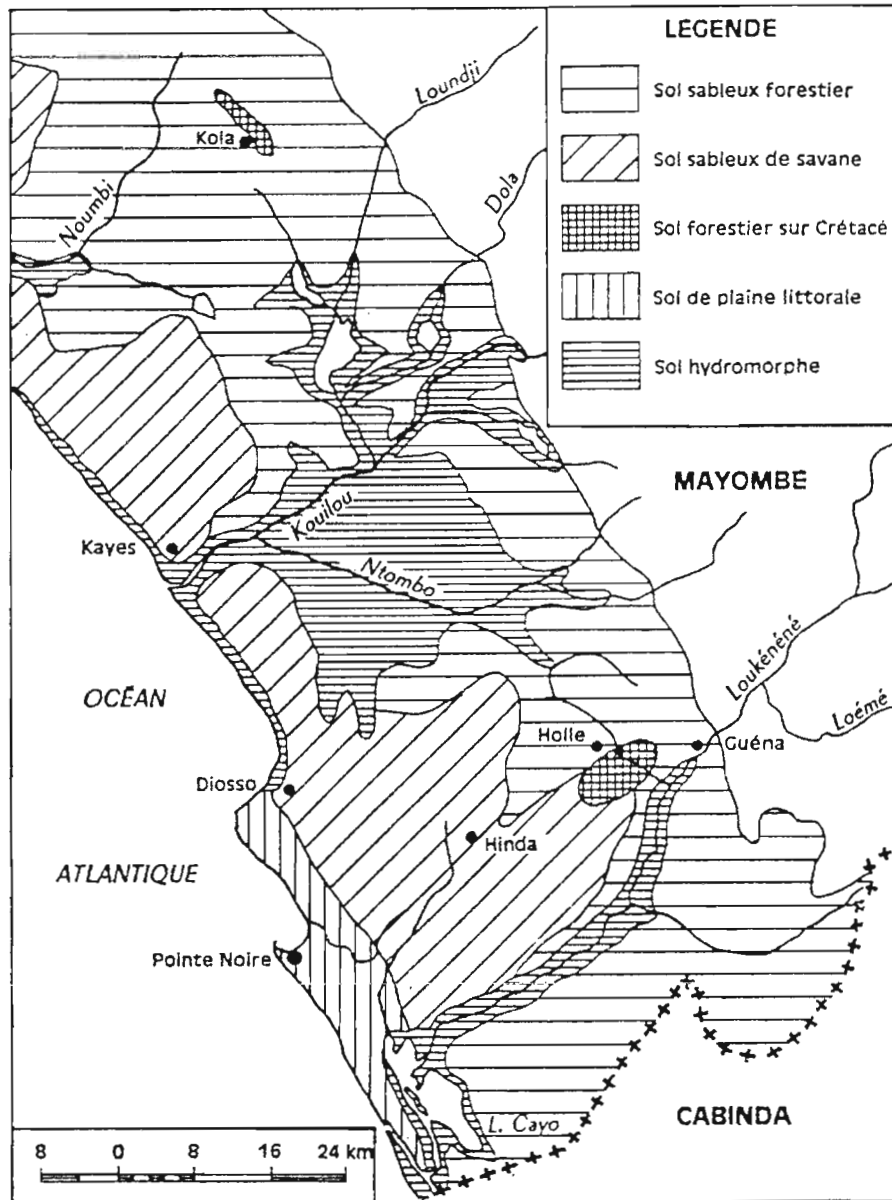


Figure 8 : Les sols du bassin de Pointe-Noire (VENNETIER, 1968).

Le Mayombe constitue « un îlot allongé de précipitations abondantes » (VENNETIER, 1968), avec des précipitations moyennes annuelles comprises entre 1500-1600 mm. Elles sont plus élevées que sur le littoral. En effet, le Mayombe est bien arrosé et sa position à faible distance et parallèle à la côte lui donne un rôle d'écran. Son climat se caractérise par une variabilité interannuelle des précipitations légèrement moins irrégulière que celle du bassin de Pointe-Noire car elle est atténuée par le couvert végétal.

La durée de la saison sèche est de 4-5 mois (juin à octobre) mais son caractère est atténué par les effets orographiques qui induisent de faibles précipitations et maintiennent une humidité constante par la formation de nuages et de brouillards précipitants (pluies occultes). L'humidité relative est plus élevée en saison sèche qu'en saison des pluies toujours en raison du relief et de la végétation.

Il existe une très nette différence entre les saisons : il y a une diminution brutale des précipitations en début de saison sèche, puis un retour progressif à la saison des pluies (octobre à mai). On constate une légère diminution des précipitations en janvier-février suivie d'une reprise qui s'étend jusqu'au mois de mai (CLAIRAC *et al.*, 1989).

Les températures moyennes annuelles sont supérieures à 22°C d'octobre à mai et inférieures à 22°C de juin à septembre. Ce climat se traduit par un faible ensoleillement lié à une forte nébulosité et aux brouillards.

On retrouve ici les caractères généraux du climat sud-congolais, auxquels s'ajoutent des caractères spécifiques tels que la position géographique, la proximité de la mer, le relief et la végétation (CLAIRAC *et al.*, 1989).

Les sols (figure 8) sont généralement des sols ferrallitiques rajeunis et remaniés récents, où l'altération ferrallitique est incomplète. En inclusion, on trouve des sols ferrallitiques pénévulés (SCHWARTZ, 1990).

Du versant oriental du Mayombe au littoral atlantique, la région de Kouilou est inégalement partagée entre deux formations (figure 7) : au nord-est la forêt dense, avec des savanes incluses, couvre presque la totalité du Mayombe et s'avance parfois assez loin sur la couverture Plio-Pléistocène du bassin côtier, au sud-ouest la savane.

1.1.3 La vallée du Niari.

Entre le Mayombe et le massif du Chaillu, prend place le synclinorium du Niari-Nyanga qui est constitué d'épaisses séries schisto-gréseuses à l'est et schisto-calcaires à l'ouest.

La vallée du Niari est une plaine d'érosion entaillée dans les roches schisto-calcaires, trouées de dolines et de dépressions fermées. Cette plaine qui s'allonge et s'élargit d'est en ouest, débouche à l'ouest dans une longue et ample dépression orientée SE-NW drainée par le Niari et la Nyanga. Le Niari, nettement encaissé, y serpente entre les rives escarpées. Cette plaine comporte de vastes étendues planes où les phénomènes karstiques ont une grande extension : les plus extraordinaires sont des groupes serrés de pitons coniques comme les Monts de la Lune dans la bouche du Niari (ATLAS DU CONGO, 1969).

Le climat de la vallée du Niari se caractérise par une faiblesse des précipitations liée à sa situation géographique de cuvette moyennement protégée. Les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 1100 mm, avec une saison sèche accentuée qui s'étend de mi-mai à mi-octobre (VINCENS *et al.*, 1994). Comme les régions du bassin de Pointe-Noire et du Mayombe, son climat est marqué par une forte irrégularité interannuelle des précipitations.

Les températures moyennes annuelles sont modérées : elles sont, en général, inférieures à 25°C. Les variations saisonnières sont faibles et ne dépassent pas 6°C d'amplitude, la saison des pluies est la plus chaude. Le passage de la forêt à la savane se fait brutalement tout le long d'une ligne festonnée bien nette (VENNETIER, 1968). Les zones forestières sont très réduites, elles se rencontrent localement sous forme d'îlots forestiers qui « pourraient correspondre à des reliques d'une ancienne végétation forestière » (VINCENS *et al.*, 1994).

La formation savanicole du Niari se développe entre les massifs forestiers du Mayombe et du Chaillu où elle domine (VENNETIER, 1968). C'est une savane dense, appauvrie sur les bordures. Il s'agit de savane à *Hyparrhenia* composée d'un étage herbacé haut parfois de 2-5 m (*Hyparrhenia diplandra*) et d'un étage arbustif (*Annona arenaria*, *Bridelia ferruginea*, *Nauclea latifolia*) (KOECHLIN, 1961 ; ATLAS DU CONGO, 1969)

La quasi-totalité de ces sols appartient à la classe des sols ferrallitiques rajeunis, typiques, indurés, remaniés avec inclusions de sols hydromorphe. Leur pédogénèse dépend du climat chaud et humide qui favorise actuellement l'altération très poussée des roches.

1.1.4 Les Plateaux Bateke.

Ils occupent le centre du Congo (14° est, 4° sud), leur altitude varie entre 600 et 800 m et ils sont entourés d'une zone de collines.

Ils sont soumis à l'influence de deux types de climat :

- au nord, un climat de type subéquatorial caractérisé par des précipitations supérieures à 1600 mm/an en moyenne, une saison sèche de 1 à 3 mois, une température moyenne annuelle de 22°C avec des amplitudes saisonnières de 3 à 5°C.
- au sud, un climat de type bas-congolais, caractérisé par des précipitations inférieures à 1600 mm/an en moyenne, une saison sèche de 4 à 5 mois, une température moyenne de 25°C avec des amplitudes saisonnières de 4 à 6°C (ASECNA, 1964).

L'étang de Ngamakala et le bois de Bilanko, de part leur situation (4°4'30" S, 15°23' E) sont soumis au second type de climat (ELENGA et VINCENS, 1990).

Ces plateaux sont recouverts de dépôts sableux tertiaires continentaux sur lesquels se sont développés des sols ferrallitiques psammitiques.

Leur végétation fait exception au domaine Guinéo-congolais, elle appartient au domaine des savanes arbustives. Les principales espèces caractéristiques parmi les herbacées sont : *Loudetia simplex*, parmi les espèces arborescentes : *Bridelia ferrugina*. On trouve également une formation semi-ouverte de forêt clairsemée à *Marantaceae* et *Zingiberaceae* (MALEY, 1990a). Le fond des vallées marécageuses et les bordures de cours d'eau sont colonisés par *Milletia laurentii*, *Parinari excelsa* (MAKANY, 1976).

1.2 L'ouest Cameroun.

La région étudiée correspond à la Dorsale camerounaise qui s'étend du Mont Cameroun à l'Adamaoua, où subsistent de nombreux lacs d'origine volcanique. L'activité de cette dorsale a débuté au Crétacé et perdure actuellement.

Le lac Barombi-Mbo, objet de cette recherche, se localise au sud de cette Dorsale, dans la zone des forêts denses humides de l'ouest Cameroun ; près de la ville de Kumba, à environ 60 km au NNE du Mont Cameroun (figure 9). Ce cratère appartient à une série de trois cratères d'explosion ou maars emboîtés.

Cette région connaît un climat de type équatorial. La pluviométrie moyenne annuelle est de 3000 à 4000 mm, avec des écarts locaux parfois importants. La zone du lac Barombi Mbo a une pluviométrie moyenne annuelle plus faible (2365 mm/an) due à un effet d'abri lié au relief.

Dans la région forestière de l'ouest Cameroun une saison sèche de 2 mois prévaut de décembre à janvier. Les précipitations sont inférieures à 50 mm pendant cette période. A la différence des autres régions forestières d'Afrique, elle ne subit pas de petite saison intermédiaire, mais au contraire, un maximum de pluies au coeur de l'été (MALEY *et al*, 1990).

La région de Kumba appartient au domaine des forêts denses humides de plaines. Deux formations principales ont été observées :

- la forêt biafréenne sempervirente (variante régionale de la forêt guinéo-congolaise) qui domine la forêt semi-caducifoliée uniquement présente sous forme d'îlots. C'est une forêt littorale qui domine sur les interfluves tout en étant absente des talwegs aux sols plus humides où se développe en abondance le *Sacoglottis guineensis*.
- des savanes reliques qui résultent des facteurs orographiques (position sous le vent) (MALEY *et al*, 1990).

Ces formations se développent sur la juxtaposition de sols bruns eutrophes et de sols ferrallitiques typiques, rouges, sur roches basiques. Les sols bruns eutrophes sont les sols plus jeunes, encore peu altérés, sur roches récentes, tandis que les sols ferrallitiques se développent sur les vieux basaltes. Un certain nombre des ces sols ferallitiques sont en fait des sols remaniés à gravolites (SCHWARTZ, 1990).

Toutes ces caractéristiques sont étroitement dépendantes des conditions climatiques générales qui règnent sur l'Afrique, mais également locales, autant dans le passé qu'actuellement.

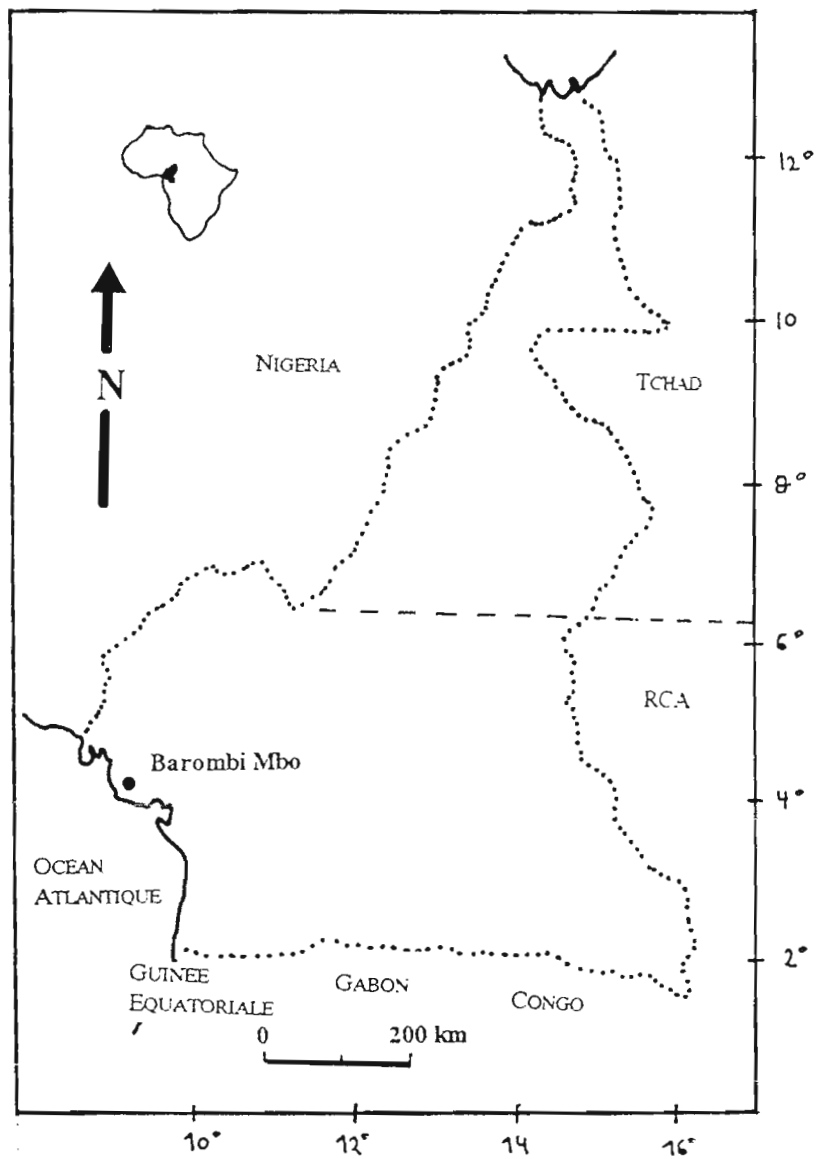


Figure 9 : Localisation de l'ouest Cameroun et situation du lac Barombi Mbo.

2. Les paléoenvironnements.

Cette partie est le résultat de la synthèse d'un article de LEROUX (1992), exception faite de l'étude des mouvements eustatiques.

2.1 Les changements climatiques.

L'histoire de la Terre se caractérise par un retour plus ou moins alternatif des périodes glaciaires, avec la formation sur les continents de calottes glaciaires, situées aux latitudes polaires, qui entraînent un refroidissement généralisé (circulation méridienne rapide des anticyclones mobiles polaires ou AMP).

L'âge «glaciaire» quaternaire est divisé en plusieurs phases dites glaciaires (plus froides que le climat actuel) ou pluviaux et interglaciaires (températures égales ou supérieures à l'actuel) ou interpluviaux selon le domaine d'étude : boréal ou tropical.

Dans le domaine tropical les environnements ont été plus sensibles aux alternances de phases pluviales et arides qu'aux variations thermiques, quoiqu'on ait noté des variations de température de l'ordre de 5° C, et l'extension à basse altitude de forêts de montagne pendant les phases « glaciaires » (LEROUX, 1992).

2.1.1 Description des paléoclimats de l'Afrique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène.

Il s'agit d'une description de deux situations extrêmes : le dernier maximum glaciaire (DMG) et l'optimum climatique holocène (OCH), survenues au cours des 18000 dernières années B.P..

Ces deux situations extrêmes s'expriment en termes contraires en ce qui concerne les températures, la pluviosité, la force du vent, l'hydrographie, l'extension des types de végétation et des zones climatiques.

Le dernier maximum glaciaire : 18000 à 15000 ans B.P..

Le dernier maximum glaciaire (figure 10) se traduit par une aridification de l'espace africain et, par conséquent, par une chute des températures variable selon les différentes régions.

Lors de ce maximum glaciaire, l'environnement africain était caractérisé par :

- un refroidissement général avec, toutefois, des intensités différentes : la baisse de la température est plus prononcée sur les marges nord et sud, et sur les littoraux occidentaux. Il y a une baisse de 5 à 6° C sur les plateaux Bateke accompagnée d'une descente de la végétation montagnarde à des altitudes plus basses d'environ 800 à 1000 m (LEROUX, 1992 ; ELENGA, 1992).
- une diminution générale de la pluviométrie et une baisse consécutive du niveau des lacs mais avec des différences marquées : des secteurs bénéficiant d'une nette amélioration pluviométrique tandis que sur les hauts reliefs des précipitations neigeuses entretiennent des névés et des glaciers.

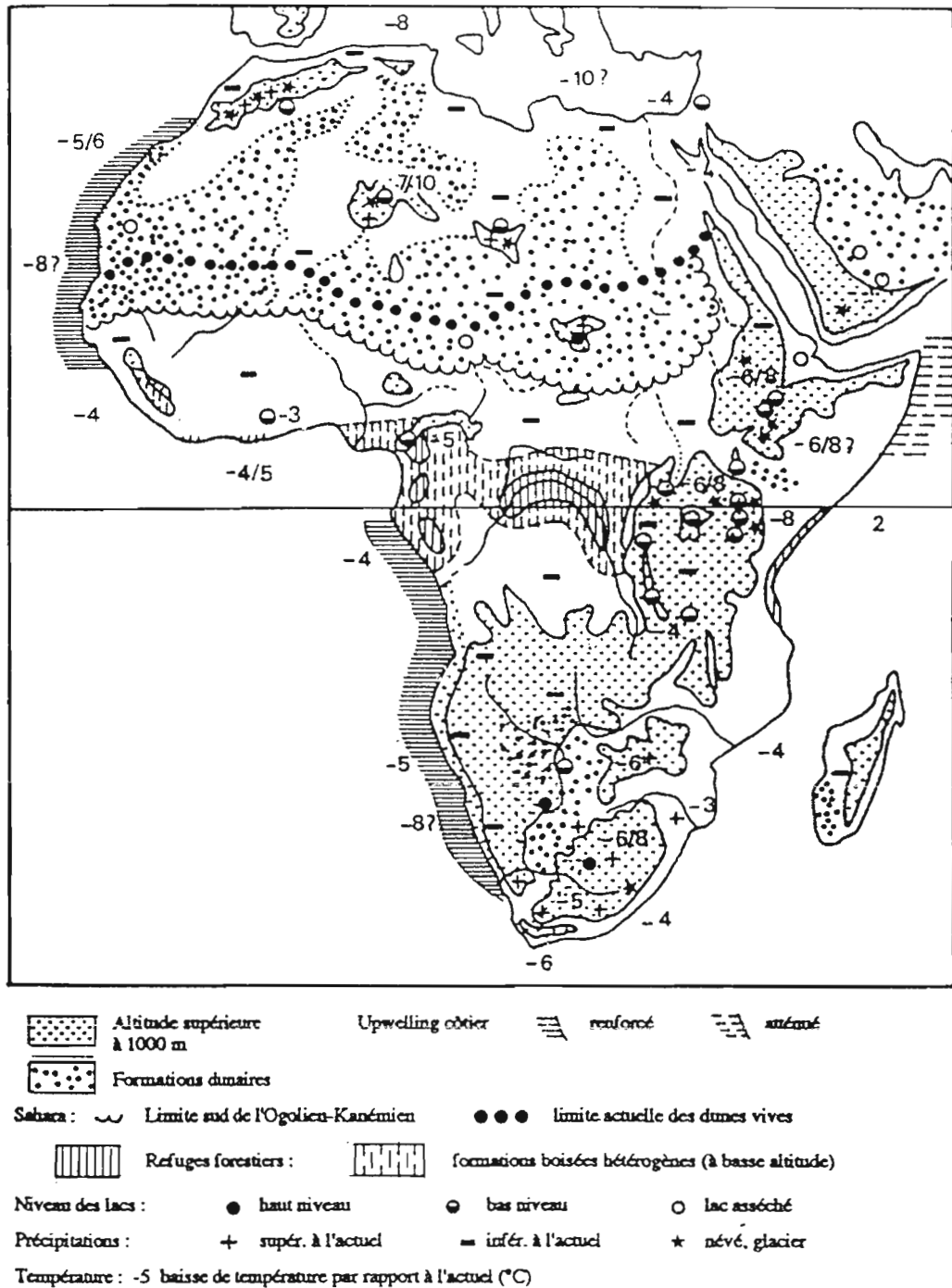


Figure 10 : Paléoenvironnement de l'Afrique lors du dernier maximum glaciaire (LEROUX, 1992)

- une circulation nettement plus rapide, aérienne et marine, avec des upwellings puissants (remontée d'eaux profondes), que caractérise le renforcement du courant de Benguela sur les côtes du Gabon et du Congo, les eaux guinéennes ne réapparaissent que vers 13000 B.P. (GIRESSE et LANFRANCHI, 1984).
- une végétation fortement dégradée avec une quasi-disparition de la forêt dense (retirée dans quelques refuges) au profit de forêts claires comme semble l'indiquer les recherches actuelles du projet ECOFIT : la forêt de plaine est morcelée et remplacée par des formations de savanes même dans la cuvette congolaise, elle ne survit que dans les zones refuges (massif du Chaillu par exemple). Il se forme une mosaïque forestière hétérogène, avec extension des biotopes forestiers montagnards à basse altitude remplaçant la forêt ombrophile ou s'y imbriquant, sous forme de refuges forestiers de type orographique, ou de type fluvial (COLYN, 1987) dans les zones marécageuses du centre de la cuvette où le fleuve Congo est affaibli.

L'optimum climatique holocène : 9000 à 6000 B.P.

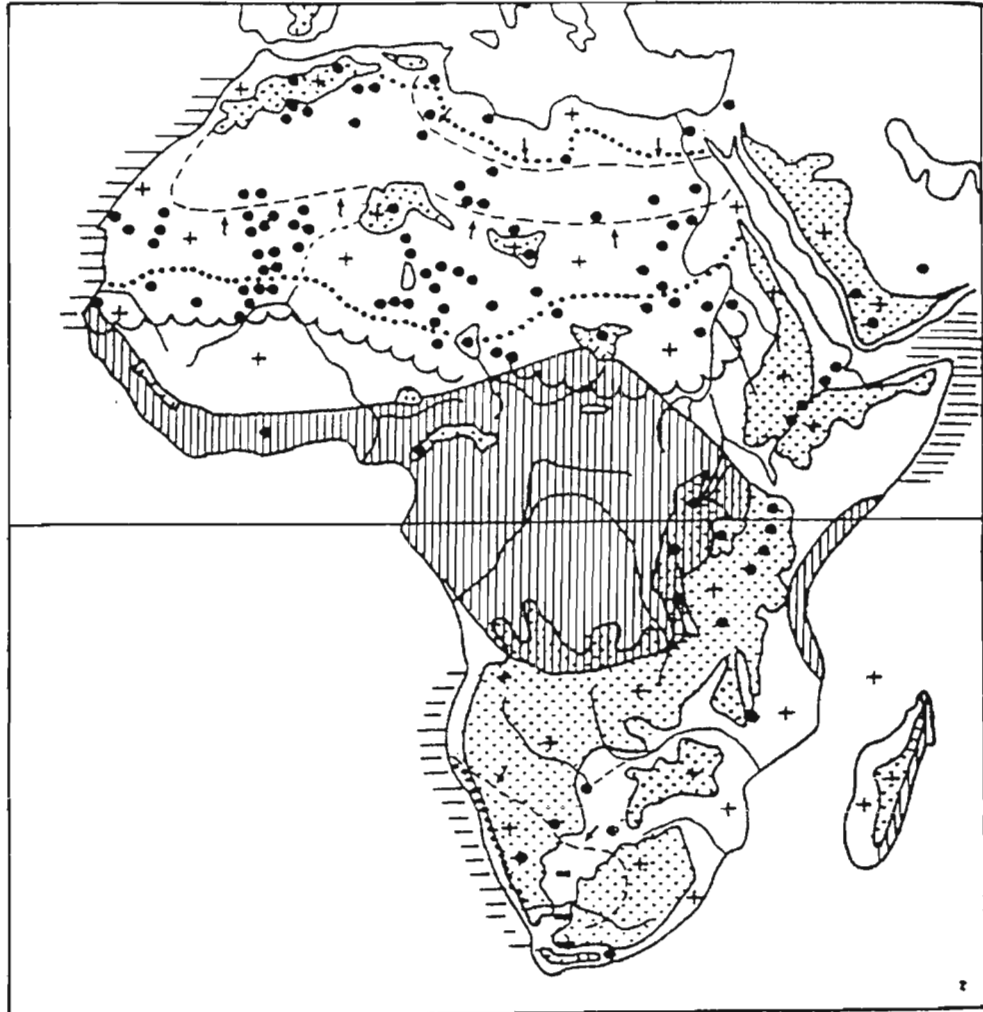
L'OCH (figure 11) est une période climatique généralement chaude avec des écarts saisonniers plus accentués vers 9000 B.P. et une chaleur moyenne plus constante vers 6000 B.P., il prend fin par une rupture relativement brutale vers 5000 B.P..

Lors de l'OCH, l'environnement de l'Afrique est caractérisé par :

- un réchauffement général : plus précoce au sud où il se manifeste vers 9000 B.P. alors qu'au nord il est enregistré vers 6000 B.P. après une récession fraîche relativement brève mais souvent intense. L'augmentation de la température est estimée pour l'Afrique équatoriale à 1,4°C de plus que la moyenne actuelle (BONNEFILLE *et al.*, 1992).
- une augmentation générale de la pluviométrie avec une hausse consécutive des niveaux lacustres. L'Afrique australe bénéficie d'une meilleure pluviosité. L'évolution vers une phase humide s'y est manifestée à partir de 9000 et vers 8000 B.P., ces conditions générales persistent jusque vers 4000 B.P..
- une circulation aérienne et marine nettement ralentie avec des upwellings atténués sur la façade atlantique de l'Afrique : le long du littoral le courant de Benguela est plus faible.
- une végétation luxuriante, avec une reconquête rapide de la forêt dense à partir de ses refuges et une extension considérable des formations de savanes vers les zones désertiques ; une fixation des édifices dunaires et une très forte réduction des régions encore marquées par l'aridité. Sur la façade atlantique, la mangrove et la forêt côtière se développent entre 9000 et 6000 B.P. (GIRESSE et LANFRANCHI, 1984).

2.1.2 Les mouvements eustatiques.

L'eustatisme correspond à un changement d'ensemble du niveau des mers, par opposition à l'épirogénèse qui peut être locale. Il se rapporte à des transgressions et des régressions contemporaines dans le monde entier. Son origine peut être liée à la formation ou fonte des glaciers (glacio-eustatisme) ou à des modifications de la capacité des bassins océaniques (hydro-eustatisme) (GIRESSE *et al.*, 1977 ; FAURE et KERAUDREN, 1987).








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

Figure 11 : Paléoenvironnement de l'Afrique lors de l'optimum climatique Holocène (LEROUX, 1992).

Tout au long de l'histoire géologique, la ligne qui sépare la partie émergée du continent du domaine océanique n'a cessé de subir des déplacements sur les marges et les plateaux continentaux. Les variations relatives du niveau de la mer sont la résultante d'une multitude de facteurs : astronomiques, géodynamiques et climatiques.

Les variations eustatiques pendant les derniers 25000 ans B.P. (figure 12) :

Cette période correspond au dernier maximum glaciaire et à la période de fonte des calottes glaciaires, c'est-à-dire à l'optimum climatique holocène.

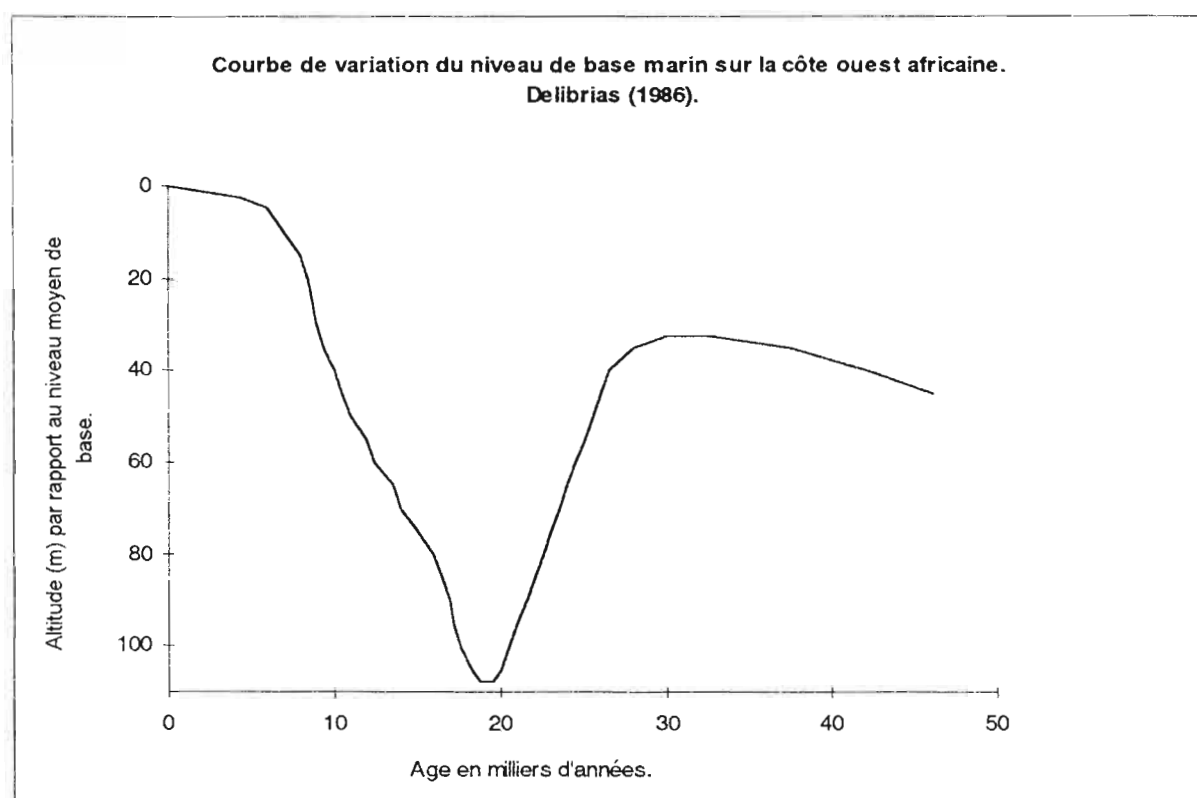


Figure 12.

Le minimum, à - 120 m, atteint par le niveau de base marin semble se situer vers 18000 ans B.P. ; il correspond au maximum glaciaire du Würm : la régression Ogolienne dans les zones d'études. La remontée est très rapide jusqu'à 6500 ans B.P. où elle ralentit.

Les pays d'Afrique de l'ouest connaissent un ou deux maximums atteints par la mer entre 6000 et 2500 ans B.P.. La période de transgression joue un rôle important dans la sédimentation littorale mondiale (GIRESE *et al.*, 1977) ; la régression se caractérise par l'influence des eaux froides australes amenées par le courant de Benguela qui se manifeste par une intensification des upwellings qui permettent une importante sédimentation organique. Pendant la transgression, le courant de Benguela est atténué et les eaux chaudes guinéennes descendent vers une position plus équatoriale (CARATINI et GIRESE, 1979).

En réalité, l'ampleur des réchauffements, des transgressions ou régressions présente une échelle assez variable pendant la succession chronologique du Quaternaire.

2.2 Les paléoenvironnements dans le domaine d'étude.

La synthèse de nombreuses méthodes comme la palynologie, la géomorphologie et la sédimentologie (GIRESSÉ *et al.*, 1977 ; ELENKA *et al.*, 1992 ; MALEY, 1990 a et b) et l'étude des profils isotopiques ^{13}C et ^{14}C (SCHWARTZ *et al.*, 1992) a permis d'aboutir à un schéma paléoclimatique de l'Afrique centrale atlantique au Quaternaire qui, en Afrique centrale occidentale (Congo et Cameroun ici), se traduit par l'alternance de phases à tendance sèche (Arides) et des phases à tendance humide (Pluviaux) au sein d'un climat tropical toujours intensément hydrolysant sur le continent.

Ces phases s'accompagnent, naturellement, de changements de contextes climatique, eustatique, floristique et archéologique. Il est utile pour une bonne compréhension des paléoenvironnements, de faire une description de ces contextes et des variations subies au cours du Pleistocène supérieur et au quaternaire (figure 13).

2.2.1 Le contexte climatique.

Cette zone est caractérisée par une alternance de phases humides et sèches. On distingue depuis 70000 B.P. les phases suivantes dont les termes créés par De Ploey (1963) ont une valeur stratigraphique locale (Sud-Congo et Zaïre).

De 70000 à 40000 B.P., le Maluékien est considéré comme une phase aride marquée par une déforestation.

De 40000 à 30000 B.P., le Njilien correspond à un optimum climatique (GIRESSÉ, 1979) donc une phase relativement humide accompagnée d'une nette reprise forestière.

De 30000 à 12000 B.P., les régions d'étude ont connu une phase à tendance aride : le Léopoldvillien. Celle-ci est caractérisée par une fluctuation interne entre 24000 et 22000 ans B.P. à tendance moins aride ; fluctuation reconnue sur les plateaux Bateke (ELENKA, 1992), dans l'ouest Cameroun (GIRESSÉ *et al.*, 1994) et au Zaïre (PREUSS, 1990). La sécheresse s'amplifie à nouveau et atteint son optimum à 18000 B.P. lors du dernier maximum glaciaire. Entre 18000 à 12000 B.P. cette région connaît un assèchement et une chute des températures de 5 à 4° C par rapport à l'Actuel.

De 12000 à l'Actuel, se divise en deux périodes le Kibangien A correspondant au post-glaciaire et à l'Holocène inférieur (jusqu'à 3000 ans B.P.) et le Kibangien B (Holocène supérieur).

Figure 13 : Tableau récapitulatif de la chronologie du Quaternaire supérieur en Afrique Centrale Atlantique d'après LANFRANCHI et SCHWARTZ (1990), modifié par SCHWARTZ (non-publié).

Ages B.P.	S	H	Contexte Climatique	Contexte Eustatique	Contexte Floristique	Contexte Archeologique		
0			KIBANGIEN B		mosaïque forêt-savanes	AGE DE FER		
3000				NOUAKCHOTTIEN (transgression)		NEOLITHIQUE		
			KIBANGIEN A		forêt dense	TSHITOLIEN		
10000								
12000								
			LEOPOLDVILLIEN	OGOLIEN (régression)	savanes	LUPEMBIEN		L A T E
18000								S T O N E
20000								A G E
22000					forêt			
24000					savanes			
30000								
			NJILIEN	INCHIRIEN (transgression)	forêt dense	?		
40000								
			MALUEKIEN	PRE-INCHIRIEN (régression)	savanes	SANGOEN Stanley Pool I Stanley Pool II		M I D D L E
								S T O N E
70000			PRE-MALUEKIEN ?	AIOUJIEEN ?	?	ACHEULIEN ?		A G E
								O L D
								S T O N E
								A G E

Le Kibangien A s'étend de 12000 à 3000 B.P. environ, il correspond à une phase humide à laquelle est associé l'optimum climatique holocène (vers 9000 B.P.) qui se traduit par une augmentation des températures et une accentuation de la pluviosité. La pluviosité aurait été deux fois plus élevée qu'actuellement entre 6500 et 3000 B.P. sur le littoral ponténégrin (SCHWARTZ *et al.*, 1990).

On observe une petite crise climatique qui pourrait être une conséquence de la stabilisation du zéro marin à la fin de la transgression holocène vers 5000 B.P..

Vers 4000-3000 B.P., on passe à une phase à tendance sèche au Kibangien B qui se traduit par une baisse de la pluviosité.

De petites fluctuations climatiques ont été observées depuis 2000 ans B.P. mais leur validité est à relativiser. Cette région a connu une phase plus humide depuis 1300-1200 ans B.P. (communication personnelle de D. SCHWARTZ), une phase plus sèche vers 700-600 ans B.P. et une phase plus humide depuis 600-500 ans B.P..

2.2.2 Le contexte eustatique.

On distingue 3 épisodes principaux (GIRESE *et al.*, 1977) :

- la transgression intra-würmienne qui correspond à la transgression Inchirienne vers 40000-30000 B.P. ;
- la régression pré-holocène ou régression Ogolienne de 30000 à 15000 B.P. ;
- la transgression Nouakchottienne de l'Holocène à l'Actuel (15000 et 3000 B.P.).

La transgression Inchirienne : elle atteint son plus haut niveau vers 40000-30000 B.P. mais elle est loin d'atteindre le zéro actuel au Congo (estuaire du Kouilou), les eaux sont relativement chaudes, le climat est tropical à tendance humide (GIRESE, 1975).

Lors de cette transgression, les eaux chaudes guinéennes ont dû descendre à des latitudes plus équatoriales car le courant de Benguela était atténué.

La régression Ogolienne : les eaux sont relativement tempérées, le climat est tropical à tendance aride. Durant cette période aride, les cordons parallèles de dunes ogoliennes se sont formés sur la côte. Le courant de Benguela était actif et se manifestait par des saisons plus contrastées qu'actuellement, il était accompagné d'upwellings qui ont fourni une importante matière organique qui a permis une vie benthique intense. Le passage du fini-glaciaire würmien à l'holocène marque le début de la dernière transgression.

La transgression Nouakchottienne : les eaux sont relativement chaudes et le climat tropical à tendance humide. Le courant de Benguela qui, lors de la régression de 18000 ans B.P., avait une activité intense, perd de son énergie pendant cette transgression.

Ainsi, l'humidification du continent se développe et une faune calcaire plus riche que l'Actuel s'installe aux latitudes du Congo (GIRESE, 1975). Les eaux chaudes guinéennes s'étendent lors des étés austraux.

L'Holocène terminal voit un renforcement du courant de Benguela.

2.2.3 Le contexte floristique et édaphique.

D'après les différentes études (CARATINI et GIRESE, 1979 ; ELENGA, 1992 ; MALEY, 1990b ; SCHWARTZ *et al.*, 1992, SCHWARTZ, 1992), on peut retracer les peuplements végétaux du Pleistocène supérieur à l'Actuel.

Au Pléistocène supérieur.

- **au Njilien entre 40000 et 30000 B.P.**, la transgression Inchirienne témoigne d'un climat chaud et humide où les mangroves et la forêt tropicale se sont étendues au détriment des savanes. D'un point de vue édaphique une podzolisation prend place dans la région des plateaux Bateke et, ceci, sous couvert forestier (SCHWARTZ, 1988).

- **au Léopoldvillien de 30000 à 12000 B.P.**, la régression Ogolienne montre l'extension des « savanes » (CARATINI et GIRESE, 1979).

Cependant, lors de la fluctuation climatique entre 24000 et 22000 B.P., une forêt hydromorphe est mise en évidence. Elle occupait la plupart des dépressions marécageuses du plateau Bateke (ELENGA, 1992). Cette forêt traduit l'existence d'un épisode hydrologique positif caractérisé par un affleurement de la nappe phréatique. Ces données confirment une fluctuation humide et sans doute plus froide que l'Actuel.

De 22000 à 12000 B.P., l'aridification s'est manifestée par une disparition de la forêt. L'ouest Cameroun a bénéficié d'un climat moins aride traduit par la persistance d'îlots forestiers constituant un des principaux refuges du bloc forestier africain (MALEY, 1987 ; MALEY *et al.*, 1990). Au Sud-Congo, la végétation devait correspondre à une mosaïque forêt dense/forêt claire ou savanes boisée (SCHWARTZ *et al.*, à paraître).

A l'Holocène.

- **au Kibangien A de 12000 à 3000 B.P.** : la recolonisation forestière s'est manifestée dès 12000 B.P., dans l'ouest Cameroun (MALEY, 1990b ; SCHWARTZ, 1988).

Une forêt dense ombrophile s'est développée entre 6500 ans B.P. et 3000 ans B.P., sur l'ensemble de la zone côtière, sous un climat chaud et humide.

Sur le littoral congolais, cette forêt, périodiquement inondable, était particulièrement bien développée vers 6000 ans B.P. (SCHWARTZ *et al.*, 1990). Elle occupait non seulement la plaine littorale où affleurerait la nappe phréatique, mais probablement l'ensemble des plateaux et collines compris entre le littoral et la chaîne montagneuse du Mayombe.

- **le Kibangien B de 3000 B.P. à l'Actuel**, est une période sèche durant laquelle la forêt a été remplacée par une végétation ouverte de type mosaïque forêt-savane (SCHWARTZ *et al.*, 1992), qui a été marquée par l'extension des savanes littorales (très faiblement arbustive). Il y a apparition des savanes incluses dans le fractionnement partiel de la forêt. Cette dernière est sujette à une dégradation au début de cette phase. La végétation spécifiquement littorale, c'est-à-dire la mangrove à *Rhizophora*, n'existe plus que de façon discontinue (CARATINI et GIRESE, 1979). La tendance graminéenne perdure jusqu'à nos jours, malgré un bref épisode forestier vers 1600-1500 B.P. et une timide tendance plus humide pour les périodes les plus récentes.

- vers 1600 B.P., on constate une brève reprise du milieu forestier sans doute lié à un retour des conditions humides. Dans le Niari, une reprise de l'humidité vers 1230 B.P. semble être attestée par la remise en eau du lac Sinnda (VINCENS *et al.*, 1994). Il faut tout de même relativiser car en ce qui concerne le littoral ponténégrin, la proximité du niveau marin en relation avec le niveau des nappes des forêts marécageuses littorales, donnerait à cette phase humide une amplitude vraisemblablement supérieure à sa valeur réelle. Vers 3000 B.P., on observe la présence abondante de pollens du palmier à huile (*Elaeis guinéensis*) témoins d'une probable présence de populations proto-agricoles (ELENGA, 1992).

Par conséquent, la végétation dans la zone d'étude a subi d'importantes modifications au cours des derniers 70000 ans B.P.. Les phases d'extension de la couverture forestière sont entrecoupées par des phases d'extension de végétation ouverte.

Après la phase de reconquête forestière de l'Holocène inférieur (période humide) la forêt occupait dans la zone d'étude ainsi que dans l'ensemble de l'Afrique Centrale Atlantique (SCHWARTZ *et al.*, à paraître) un espace plus important qu'à l'époque actuelle. Il semble, en particulier, que les savanes littorales sur les sables de la Série des Cirques étaient quasi inexistantes ante 3000 B.P. (SCHWARTZ, 1992). A cette époque, un assèchement climatique a provoqué une dégradation partielle du couvert forestier. Le recul forestier a, sans doute, été plus important sur le littoral même, région aux soubassements sableux et drainants, et aux précipitations moins importantes.

2.2.4 Le contexte archéologique.

Il s'agit, ici, de faire une brève description des industries congolaises qui s'inscrivent dans le cadre du Pléistocène supérieur. Celles-ci peuvent se diviser en deux grands groupes :

- les industries anté-njiliennes ;
- les industries post-njiliennes.

(le Njilien présente un vide archéologique (LANFRANCHI, 1986 et 1990)).

Les industries anté-njiliennes.

Les industries sangoennes (dénomination centrafricaine), auxquelles on peut associer celles du Stanley Pool I et celles du Stanley Pool II (Congo), se rattachent au Maluekien, période aride. Ces industries appartiennent au Paléolithique moyen et se caractérisent par un aspect macrolithique où les pics (qui émergent d'un assemblage d'outils lourds et massifs) sont toujours présents (LANFRANCHI, 1990). Elles sont de facture et de typologie frustes.

Le Stanley Pool I est une industrie de la terrasse de la Corniche et le Stanley Pool II de la terrasse de Lutendel Malaku (DE PLOEY et VAN MOORSEL, 1963). On peut envisager que ces industries se développaient préférentiellement dans un environnement plus ouvert, sans doute, parce que ces milieux étaient plus propices à une occupation permanente.

Le Njilien, proprement dit, période humide correspondant à un optimum climatique, n'a fourni aucun objet lithique : ce qui ne veut pas dire que les industries étaient inexistantes.

Les industries post-njilienne.

L'industrie Lupembienne du Léopoldvillien est comparable aux industries européennes les plus évoluées du point de vue de sa technologie élevée, mais elle est morphologiquement différente. Les hommes du Lupembien ont vécu sous un climat plus sec et plus froid que l'actuel, dans un paysage plus ouvert où la forêt n'avait pas tout à fait disparu. Leurs outils sont constitués de lourdes armatures de lance ou de sagaie, armement qui explique l'adaptation des hommes au milieu savanicole voire steppique (LANFRANCHI, 1990).

Les industries du Kibangien.

- le Tshitolien débute un peu avant le Kibangien A (DE PLOEY, 1963), période chaude et humide. L'outillage de cette époque est de taille plus réduite que celui du Lupembien, le Tshitolien tardif se caractérise par l'usage de l'arc et de la flèche.

- au Cameroun, on découvre à Shum Laka et à Abeke les traces de la transition entre un stade de chasseurs-collecteurs et un stade de producteurs sédentaires (CLIST, 1990).

- au Kibangien B, période plus sèche, correspondent les industries du Néolithique, de l'Age de Fer ancien et récent. A l'Age de Fer ancien, les Bantus constituent «l'ensemble des peuples dont les langues sont issues d'une même langue mère, le proto-bantu» (SCHWARTZ, 1992). Le berceau de ces populations est le Grassfield camerounais. L'assèchement climatique de 3000 ans B.P. a permis la migration et l'extension de ces peuplades vers le sud (Congo) et vers l'est à travers les végétations ouvertes qui y étaient plus favorables. Vers 2300 ans B.P. apparaît la métallurgie au nord de Pointe-Noire mais sans trace de structure de fonte. La plus ancienne céramique est datée de 2880 +/- 90 B.P.. Aux mêmes périodes, on note une nette augmentation des pollens du palmier à huile (*Elaeis guineensis*) dans les spectres palynologiques. Ceci correspond sans doute à un mode de vie basé sur l'agriculture.

2.3 Conclusion.

Au vu des contextes climatique, eustatique, floristique et archéologique, le domaine d'étude a subi une alternance de périodes humides et sèches depuis le Pléistocène supérieur.

Ces périodes sont elles-mêmes marquées par des fluctuations internes : une petite période humide a été mise en évidence entre 24000 et 22000 B.P. dans le Pays Bateke (ELENGA, 1992) et à l'Ouest Cameroun (GIRESE *et al.*, 1994) pendant le Léopoldvillien, ainsi qu'un assèchement vers 3000 B.P. qui détermine le passage progressif du Kibangien A au Kibangien B (SCHWARTZ, 1992 ; CARATINI et GIRESE, 1979).

Toutes ces fluctuations ont une nette incidence sur la couverture végétale où la permanence d'une mosaïque forêt-savane (plus arborée que l'actuel), attestée pendant les derniers 40 millénaires, bascule vers le pôle forestier ou savanique selon que le climat varie vers l'humide ou le sec (SCHWARTZ, 1992 ; SCHWARTZ *et al.*, 1996).

Ces alternances sont accentuées par les variations du niveau marin qui renforcent ou non la stabilité ou l'instabilité climatique c'est-à-dire l'aridité ou l'hydromorphie du milieu.

C'est dans ce contexte paléoenvironnemental que se situent les industries préhistoriques prédominantes, adaptées à des milieux secs et plus froids que l'Actuel ainsi qu'à un couvert végétal plus ouvert. Ceci est probablement lié à des conditions plus propices à une occupation permanentes des sols (SCHWARTZ, 1992 ; DE PLOEY, 1963 ; LANFRANCHI, 1990).

1. Matériel.

1.1 Les carottes provenant du Sud-Congo.

1.1.1 Localisation.

Les carottes analysées dans ce mémoire ont été extraites dans le cadre du programme ECOFIT/CNRS-ORSTOM. Elles ont été prélevées lors de la campagne de sondage effectuée en juin 1992 par D. SCHWARTZ *et al.* L'étude de ces sédiments sera un des principaux moyens de reconstitution et de modélisation de l'évolution des paléoenvironnements du Sud-Congo à l'Holocène (au cours des derniers 10000 ans).

L'objectif de cette campagne était le prélèvement de sédiments par carottage dans les lacs et tourbières du Sud-Congo. Ils se localisent d'ouest en est (figure 14) :

- la carotte S2 (Songolo) a été prélevée sur le littoral à proximité de la Songolo au nord de Pointe-Noire, à 4°45'51'' de latitude sud et 11°51'5'' de longitude est, à environ 5 m d'altitude ;
- le site Coraf 2 se localise au nord de Pointe-Noire près de la Congolaise de raffinage ;
- la carotte KT3 a été extraite sur la marge nord-ouest du lac Kitina à l'est du Mayombe en zone forestière, à 4°15'39" de latitude sud et 11°59'34" de longitude est, à une altitude inférieure à 15 m. Ce lac est situé à la limite entre la façade maritime du Congo et la bordure ouest du Mayombe. Il est long de 5 km et large de 1-1.5 km (ELENGA *et al.*, sous presse, 1996) ;
- les carottes Gama 1 et Gama 2 ont été extraites de l'étang de Ngamakala, dépression marécageuse de forme subrectangulaire de 750 m de long et 200 m de large des plateaux Bateke. Il est situé à 4°4'30" de latitude sud et 15°23' de longitude est, à une altitude de 400 m environ (ELENGA *et al.*, 1994) ;
- le site de la carotte LH3 se localise dans la dépression du Bois de Bilanko à 3°31' de latitude sud et 15°21' de longitude est, à une altitude de 600 m.

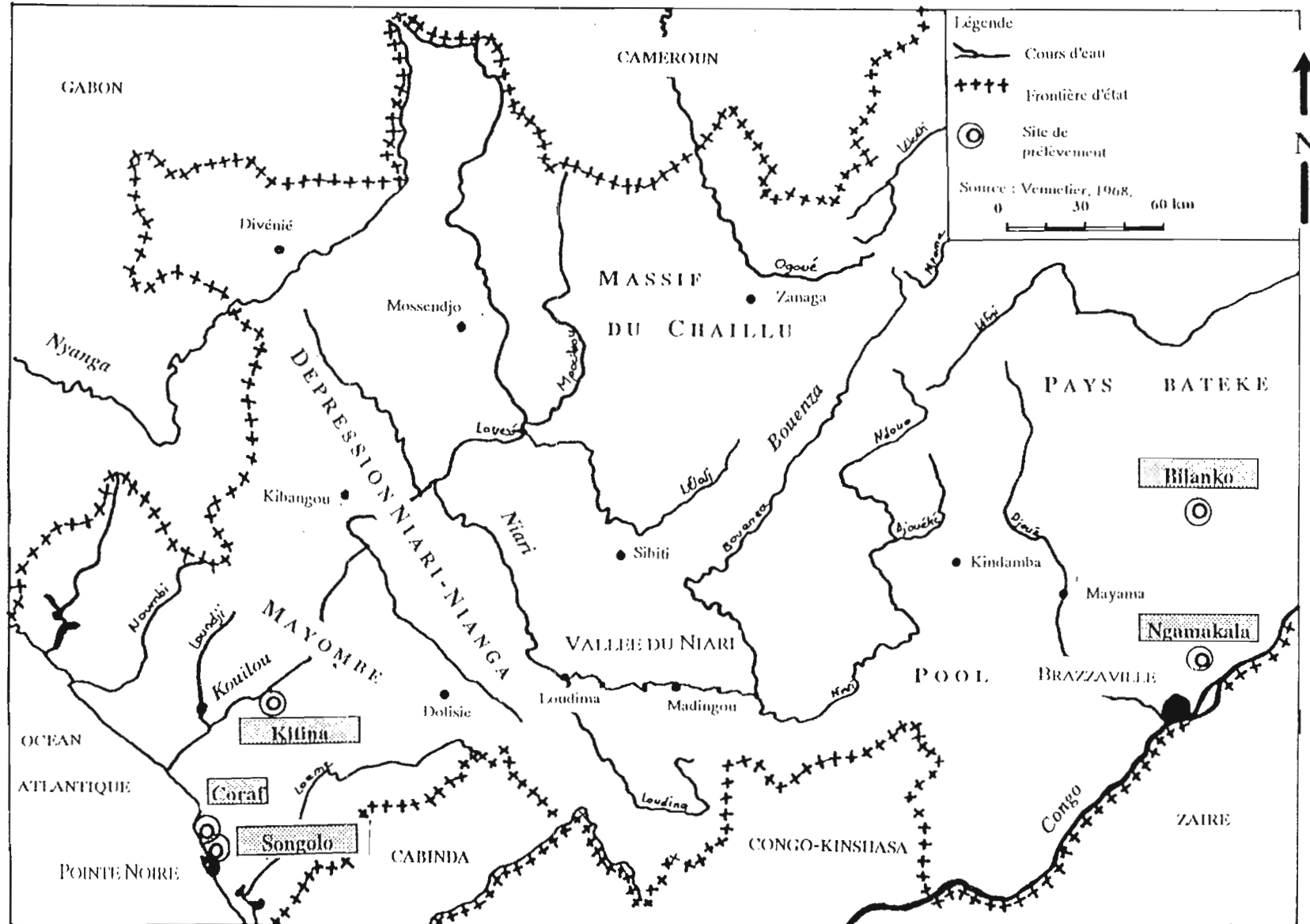


Figure 14. Localisation des carottes du Sud-Congo.

Chapitre 2.
ACQUISITION DES DONNEES

1.1.2 Traitements.

Les carottes ont été extraites à l'aide d'un carottier à vibration (MARTIN et FLEXOR, 1987) dont le principe consiste à fixer à l'extrémité d'un tube métallique un petit vibreur à béton. Sous l'effet des vibrations, le tube pénètre rapidement dans le sédiment ; cette opération peut également se faire sur la terre ferme jusqu'à des profondeurs de 10 m.

Une fois le tube enfoncé, il est retiré grâce à un palan accroché au sommet d'un trépied construit à l'aide de 3 tubes d'environ 3 m de longueur qui peuvent être montés sur une plate forme flottante (cas des carottes SN2 et KT3). Les tubes utilisés pour le carottage sont en aluminium, ils ont 6 m de longueur, 7,5 m de diamètre et 1,1 mm d'épaisseur.

Il est possible de rallonger la profondeur d'investigation en y raccordant d'autres éléments (MANSOUR, 1993a).

L'ouverture, au laboratoire, de ces carottes se fait de la même manière que pour les carottes marines c'est-à-dire mises en long puis séparées en deux parties égales avec un "fil à couper le beurre" en nylon. Celles-ci sont sciées latéralement pour permettre de visualiser les différentes séquences sédimentaires et elles offrent la possibilité d'un échantillonnage très précis pour les différents types d'analyses envisagées (MANSOUR, 1993a et b). C'est à ce moment là, que les carottes ont été décrites selon le relevé de coupe. Pour chaque horizon ont été relevées l'épaisseur, la couleur (code de Munsell), la granulométrie, la composition organo-minérale et la nature du passage entre les différentes formations, ainsi que toutes les observations susceptibles d'apporter des informations supplémentaires sur l'histoire de ces carottes.

Celles-ci ont fait l'objet de diverses analyses : analyse isotopique du ^{13}C et analyse palynologique pour l'ensemble des prélèvements ; spectrométrie infrarouge et analyse de la sédimentation de la matière organique pour Songolo et Kitina.

L'analyse isotopique du ^{13}C a été effectuée au laboratoire de biogéochimie de Jussieu (Paris 7) sous la direction d'André Mariotti.

L'analyse palynologique fut réalisée selon la méthode classique de Faegri et Iversen (1975) améliorée par Buchet au Laboratoire de Géologie du Quaternaire (Aix-en-Provence). L'expression graphique des résultats a été réalisée sur le programme GPAL3 (GOEURY, 1988).

La détermination quantitative par spectrométrie infrarouge à transformée de Fourier (IRTF) des principaux constituants minéraux ou amorphes a été faite selon la méthode de Bertaux *et al.* (1996a et b).

L'analyse de la sédimentation de la matière organique a été faite par Abdel Sifeddine à l'ORSTOM (Paris-Bondy).

1.1.3 Les carottes.

La carotte S2.

Elle a été prélevée dans une zone marécageuse qui s'est établie sur des sédiments remaniés (sables plio-pleistocène de la série des Cirques) lors de l'ennoyage de la vallée de la Songolo à l'Holocène inférieur. Cette zone est constituée de sols hydromorphes à forte accumulation de matière organique. La carotte S2 a été extraite dans une tourbe.

Le sédiment :

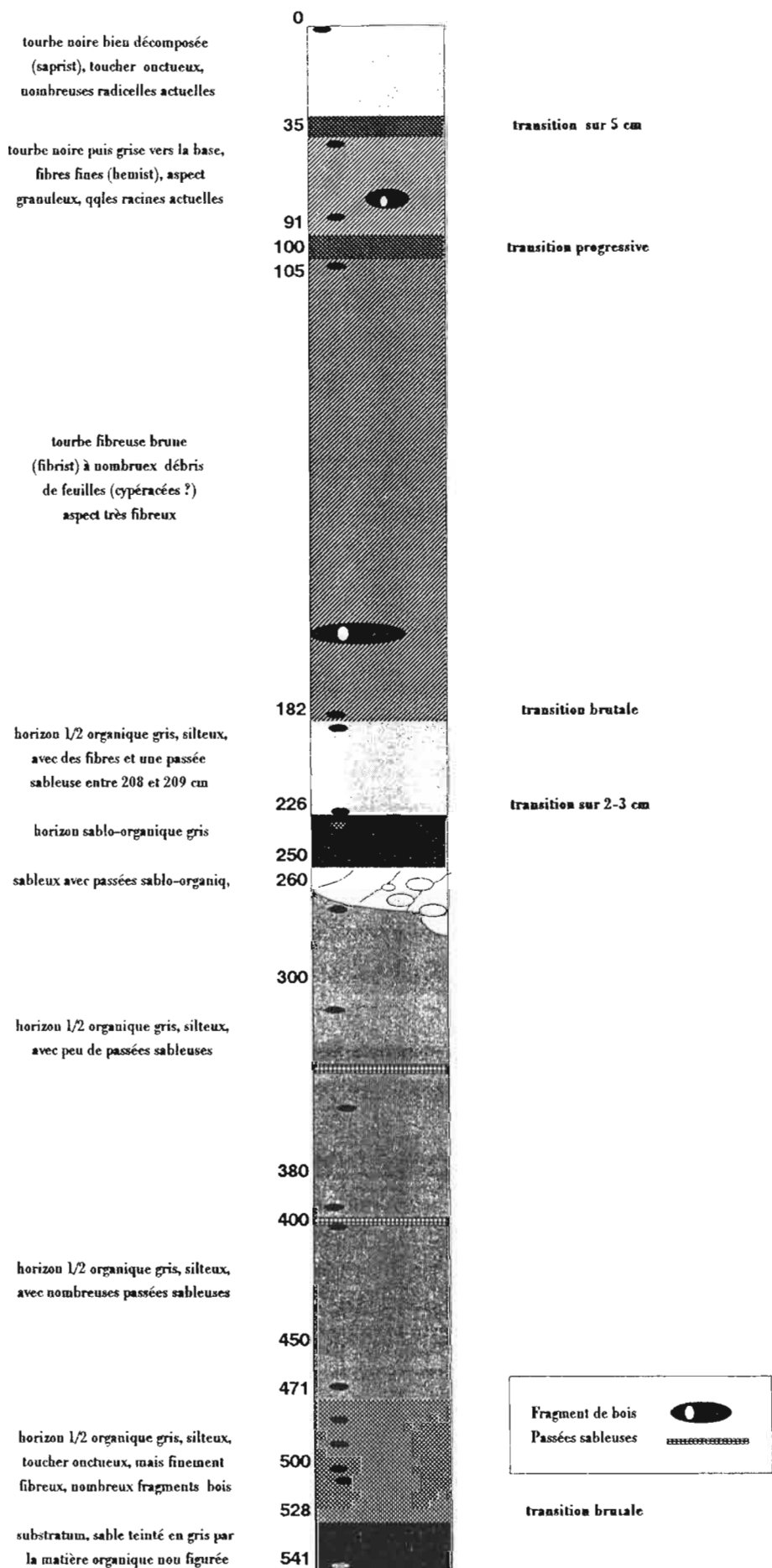
La carotte, longue de 541 cm, se présente de la manière suivante (figure 15) :

0 à 35 cm	tourbe noire, bien décomposée (saprist), au toucher onctueux avec de nombreuses radicelles actuelles.
35 à 40 cm	petite transition.
40 à 91 cm	tourbe noire, puis grise vers la base (hemist), d'aspect granuleux avec quelques racines actuelles.
91 à 105 cm	transition progressive.
105 à 182 cm	tourbe fibreuse brune (fibrhist) à nombreux débris de feuilles, d'aspect fibreux.
182 à 226 cm	après une transition brutale, on observe un horizon à demi organique, gris, silteux, avec des fibres et une passée sableuse entre 208 et 209 cm.
226 à 229 cm	horizon de transition.
229 à 250 cm	horizon sablo-organique gris.
250 à 260 cm	horizon sableux avec des passées sablo-organiques.
260 à 471 cm	horizon à demi organique, gris, silteux avec peu de passées sableuses jusqu'à 380 cm, puis de 380 à 471 les passées sableuses deviennent de plus en plus nombreuses.
471 à 528 cm	horizon à moitié organique, toucher onctueux mais finement fibreux, bois rouge et noir décomposé.
528 à 541 cm	substratum, sable teinté en gris par de la matière organique non figurée.

Des fragments végétaux ont été découverts lors de l'échantillonnage sous la surface de coupe, qui ne sont pas figurés sur le profil.

Deux fragments de bois blanc verticaux ont, notamment, été relevés à 217-207 cm et 409-395 cm. Une graine de *Sacoglottis gabonensis* a été découverte à 477-475 cm de profondeur. Cette espèce est typique des forêts denses littorales sur sols sableux. D'autres morceaux ont été trouvés : du bois blanc à 172-162 cm à 308-303 cm, du bois rouge à 208-206,5 cm, à 528 cm.

Figure 15. Profil du sédiment de la carotte S2



Source : D. SCHWARTZ non publié (1992)

L'épaisseur de la tourbe prélevée est d'environ 541 cm. La base de la carotte est datée à 6620 +/- 70 B.P.. Neuf âges au ¹⁴C ont été mesurés sur la matière organique, on a aussi calculé les âges calibrés par l'intermédiaire du logiciel Calib (STUIVER & REIMER, 1993).

Profondeurs (cm)	Âges ¹⁴ C (années B.P.)	Âges calibrés (années B.P.)
35	3065 ± 40	3344-3212
111-110	3890 ± 50	4410-4234
102-101	3960 ± 60	4508-4480 ; 4447-4350 ; 4323-4312
172-162	4400 ± 50	5042-5004 ; 4997-4869
183-182	4630 ± 80	5456-5357 ; 5335-5289
221-220	4930 ± 50	5723-5605
229-228	5000 ± 50	5880-5825 ; 5759-5655
261-260	5220 ± 50	6025-6014 ; 5994-5923
402-401	6100 ± 50	7014-6887
469.5-471.9	6630 ± 110	7636-7275
541-540	6620 ± 70	

La séquence étudiée représente l'histoire de la plaine littorale depuis 7600 ans B.P..

La carotte Coraf 2.

Il s'agit d'une tourbe longue de 60 cm localement recouverte par les sables de plage. Ce site est occasionnellement dénudé par l'érosion marine qui forme un front d'ablation de 2 ou 3 m. La base de la carotte repose sur un horizon aliotique à la surface duquel de nombreux morceaux de bois disposés horizontalement, laisseraient supposer que ces niveaux tourbeux se seraient mis en place sur d'anciens méandres (ELENGA *et al.*, 1992). C'est une tourbe à forte proportion sableuse (figure 16).

Elle est datée, à sa base, de 2830 +/- 120 ans B.P.. Trois datations, par la méthode conventionnelle ont été effectuées et complétées par le calcul des âges calibrés :

Profondeurs (cm)	Âges ¹⁴ C (années B.P.)	Âges calibrés (années B.P.)	Nature des échantillons
10-20	940 ± 110	946-724	matière organique
30-40	2670 ± 140	2878-2718	matière organique
45-55	2830 ± 120	3102-3098	matière organique
base	3060 ± 170	3461-2984	bois

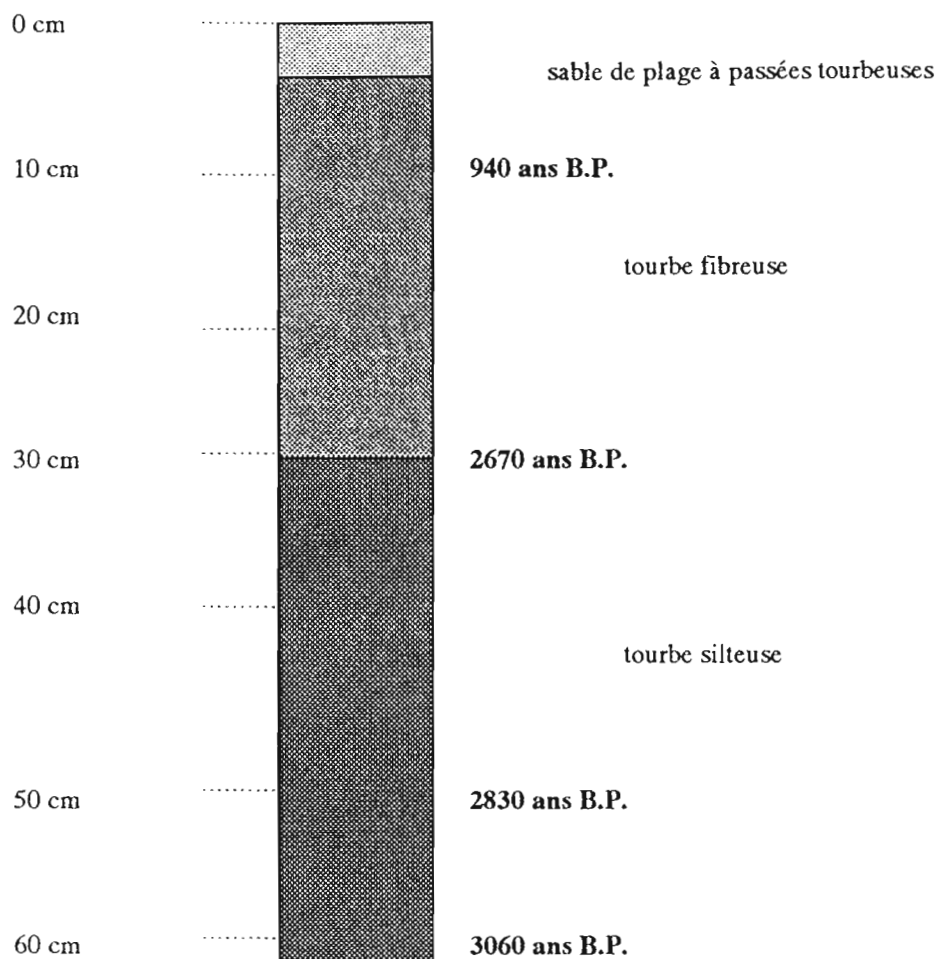


Figure 16 : Profil du sédiment Coraf 2 (ELENGA, 1992)

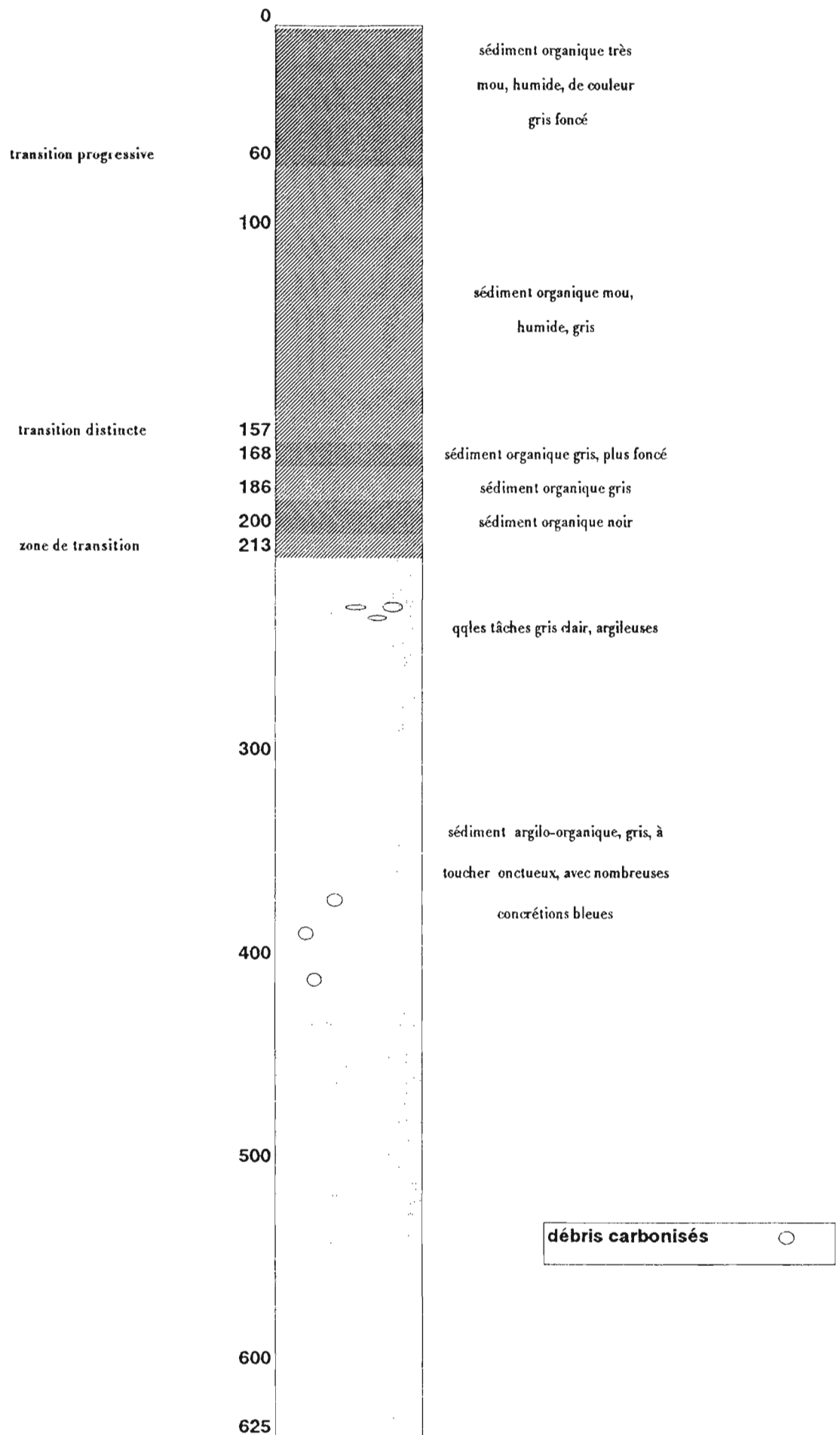
La carotte KT3.

La carotte KT3, sédiment lacustre long de 625 cm, est datée à sa base de 5460 +/- 70 ans B.P.

Le sédiment (figure 17):

0 à 60 cm	sédiment organique très mou, humide, de couleur gris foncé.
60 à 157 cm	sédiment organique mou, humide, gris.
157 à 168 cm	sédiment organique gris, plus foncé.
168 à 186 cm	sédiment organique gris.
186 à 200 cm	sédiment organique noir.
200 à 213 cm	sédiment organique gris.
213 à 300 cm	quelques tâches gris clair, argileuses.
300 à 625 cm	sédiment argilo-organique, gris, à toucher onctueux, avec de nombreuses concrétions bleues.

Figure 17. Profil du sédiment de la carotte KT3



Source : D. SCHWARTZ non publié (1992).

Les datations AMS ^{14}C ont été effectuées à l'Université d'Utrecht (Pays-Bas), sur des tranches de 2 cm d'épaisseur du sédiment total.

Profondeurs (cm)	Ages ^{14}C (années B.P.)	Ages calibrés (années B.P.)
50	490 ± 40	536-506
158	1340 ± 50	1294-1239 ; 1204-1194
168	1900 ± 40	1875-1808
171	1740 ± 60	1703-1566
208	2490 ± 60	2404-2370 ; 2729-2428
235	2770 ± 40	2877-2791
380	4020 ± 40	4527-4417
520	4900 ± 40	5655-5595
625	5460 ± 70	6310-6191

Les carottes Gama 1, 2.

Gama 1 et Gama 2.

La carotte Gama 1, longue de 150 cm, a été extraite en bordure de la dépression de Ngamakala. Elle est datée à sa base de 3300 +/- 130 ans B.P. Elle est peu épaisse en raison de la présence d'un tapis de sphaignes.

La carotte Gama 2, longue de 250 cm, a été extraite dans la partie centrale de la dépression. Elle est datée à sa base de 22170 +/- 600 ans B.P.

La présence de nombreux débris végétaux en surface n'a pas permis le prélèvement des horizons supérieurs.

Les sédiments (figure 18) :

Dans ces carottes, la sédimentation est tourbeuse avec quelques passées argileuses ou sableuses.

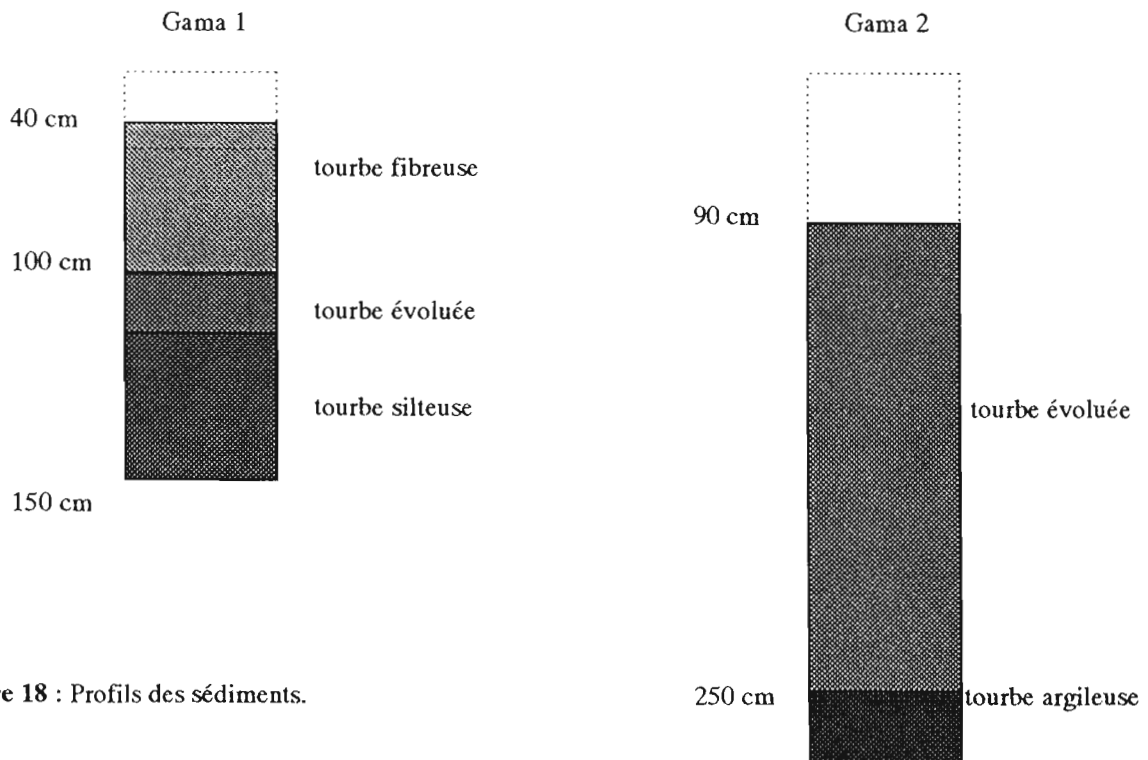


Figure 18 : Profils des sédiments.

Huit datations au radiocarbone ont été faites selon la méthode de ^{14}C conventionnelle au Laboratoire de Géologie du Quaternaire à Marseille. Les âges obtenus recouvrent la période de 23000 B.P. à 540 ans B.P.. En ce qui concerne les âges calibrés :

- de 540 à 6500 ans B.P. les âges reposent sur des études dendrochronologiques ;
- pour 16300 ans B.P. la calibration est faite à partir de l'étude des coraux (BARDE *et al.*, 1993).

Gama 1.

Profondeurs (cm)	Âges ^{14}C (années B.P.)	Âges calibrés (années B.P.)
10-20	930 \pm 140	961-686
100-110	3300 \pm 130	3652-3374 ; 3687-3664

Gama 2.

Profondeurs (cm)	Âges ^{14}C (années B.P.)	Âges calibrés (années B.P.)
90-100	540 \pm 160	657-467
140-150	1050 \pm 130	1067-886 ; 875-823 ; 817-791
160-170	1610 \pm 200	1716-1299
170-180	6500 \pm 140	7519-7497 ; 7475-7229
210-220	16300 \pm 140	19395-19005
240-250	22170 \pm 600	-

Le Bois de Bilanko : la carotte LH3.

Cette dépression se présente sous la forme d'un anneau circulaire de 8 km de diamètre environ (figure 46), au centre de laquelle se développe une forêt hydromorphe à *Syzygium*, interrompue par des prairies de Gramineae et autres herbacées (ELENGA, 1992).

La carotte LH3 est longue de 60 cm (figure 19).

Cinq datations au radiocarbone ont été faites selon le même principe que pour Gama 1 et 2. Les âges obtenus recouvrent la période de 6810 ans B.P. à 1490 ans B.P..

Profondeurs (cm)	Âges ^{14}C (années B.P.)	Âges calibrés (années B.P.)
0-10	2580 \pm 120	2777-2475
15-25	2720 \pm 120	2744-2747
25-32	1490 \pm 130	1523-1285
38-45	6000 \pm 130	7600-6720
50-60	6810 \pm 200	7797-7471 ; 7463-7454

Les opérations de carottage effectuées dans le cadre de la coopération ORSTOM (France), Duke University (USA) et des instituts camerounais du MESIRES ont nécessité la mise en place d'une plate-forme flottante de type catamaran, de 6 m sur 6 m, sur le lac Barombi Mbo. Cette installation a permis l'utilisation d'un carottier à piston spécialement construit par D. A. Livingstone. Sept carottes ont été prélevées dans la zone centrale du lac, la carotte BM6 a été extraite par 110 m de profondeur, c'est la carotte la plus longue.

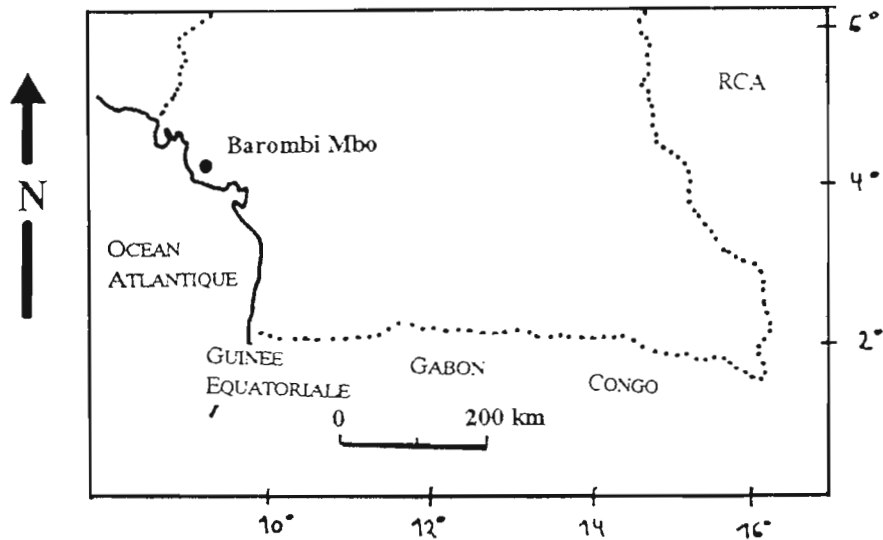


Figure 20 : Localisation de la carotte BM6.

Le sédiment (figure 21) :

La carotte BM6, longue de 23.50 m, est un sédiment lacustre daté à sa base de 22030 +/- 630 ans B.P.. Il est essentiellement constitué d'argilites bruns foncés, riches en matière organique (5 à 10 % de carbone organique) et très sensiblement laminés. Des niveaux très noirs, jusqu'à 10 cm, alternent avec des niveaux clairs brun-jaune qui n'excèdent pas 10 millimètres. Les lamines sont d'épaisseurs inégales, elles varient de 1 mm à 4 cm, de même que les microlits qui les composent. On observe des zones gazeuses entre 2 m et 3.60 m de profondeur.

Au total, 15 datations au ¹⁴C ont été effectuées par M. Fournier au laboratoire de l'ORSTOM à Bondy sur des échantillons de matière organique. On obtient :

Profondeurs (m)	Ages ¹⁴ C (années B.P.)	Ages calibrés (années B.P.)
0-3.50	3690 ± 80	4095-4140 ; 4140-4110
3.50-10	13120 ± 125	9774-9652 ; 9975-9796
10-13.50	13120 ± 250	16000-15204
13.50-18.50	20420 ± 410	-
18.50-21	24080 ± 1150	-
21-23.50	22030 ± 630	-

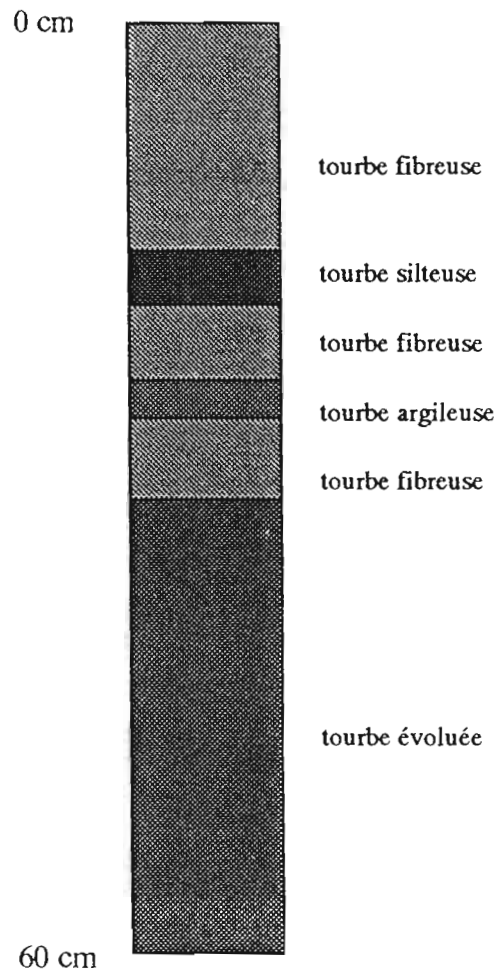


Figure 19 : Profil du sédiment de la carotte LH3.

1.2 La carotte de l'ouest Cameroun.

La description dont fait l'objet la carotte BM6 résulte de la synthèse des articles de Maley *et al.* (1990) et Giresse *et al.* (1994).

La carotte BM6 a été prélevée au centre du lac Barombi-Mbo (figure 20), à 4°39'45" de latitude nord et 9°24'15" de longitude est. Ce lac, d'origine volcanique, est localisé au sud de la dorsale Camerounaise, dans la zone des forêts denses humides de l'ouest Cameroun, près de la ville de Kumba, à 60 km au NNE du Mont Cameroun. Le lac de Barombi Mbo est situé à 301 m d'altitude et a un diamètre d'environ 2 km pour une profondeur maximale de 110 m.

Les analyses isotopiques du carbone 13 ont été effectuées au laboratoire de l'Université du Québec à Montréal (dir. C. Hillaire-Marcel). Des échantillons ont été prélevés tous les 10 cm exception faite de la zone perturbée entre 21 m et 23.50 m.

L'analyse pollinique a été faite aux mêmes intervalles que ceux de la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ pour permettre la correspondance entre les deux méthodes.

Dans la partie inférieure, de 11000 ans B.P. à la base, 28 échantillons espacés de 30-60 cm ont été étudiés alors que dans la partie supérieure les échantillons ont été prélevés tous les 2 à 3 m.

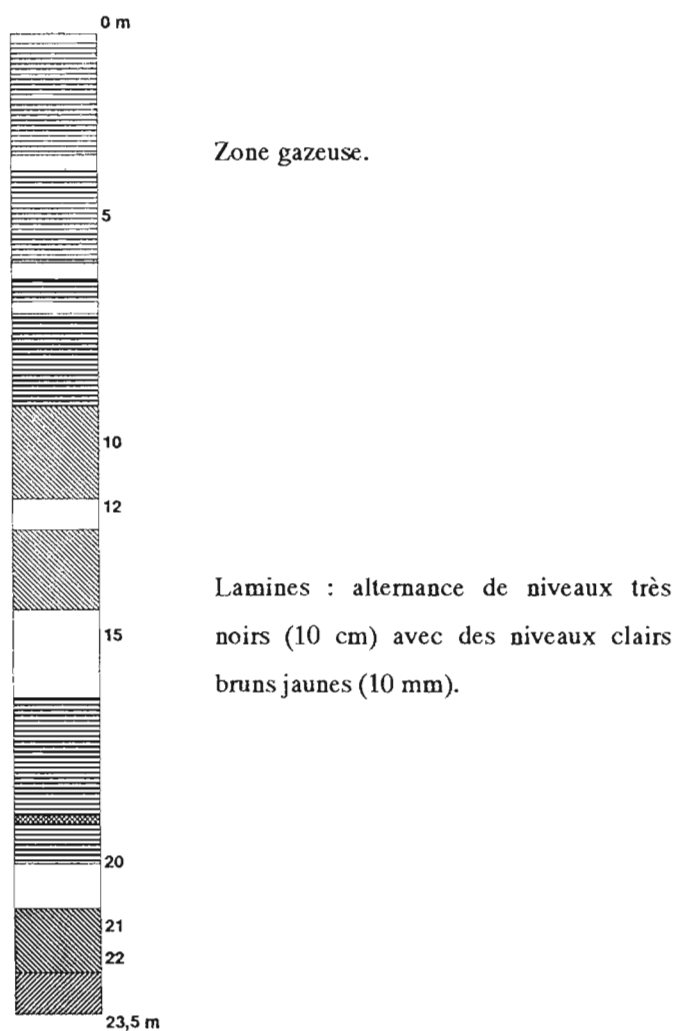


Figure 21 : Profil du sédiment de la carotte BM6 (source : GIRESSÉ *et al.*, 1994).

2. Méthodes.

2.1 L'analyse isotopique du $\delta^{13}\text{C}$.

Le dioxyde de carbone atmosphérique contient approximativement 1.1 % de l'isotope lourd ^{13}C et 98.9 % de l'isotope léger ^{12}C . Les végétaux discriminent le ^{13}C pendant le processus de photosynthèse et transforment l'énergie lumineuse en énergie chimique par l'intermédiaire de leur métabolisme et de leur environnement (ALBERT *et al.*, 1991). Les principaux composants qui affectent la discrimination isotopique pendant la photosynthèse sont : la diffusion de CO_2 , la conversion du CO_2 et du HCO_3^- , l'incorporation du CO_2 par la phospho-enol-pyruvate carboxylase ou la ribulose biphosphate carboxylase et la respiration (O'LEARLY, 1981). La composition isotopique des plantes et des matières organiques des sols est mesurée par l'intermédiaire d'un spectromètre de masse.

2.1.1 Généralités.

C'est ici une synthèse des articles de O'LEARLY (1981) et Mariotti (1991), qui servent de fil conducteur à nos propos.

2.1.1.1. Composition isotopique et fractionnement isotopique.

Mesure de l'abondance isotopique du carbone 13 :

$$R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$$

R est le rapport isotopique.

L'abondance isotopique est exprimée en unité delta, $\delta^{13}\text{C}$, en part pour mille (‰) :

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{[R_{\text{échantillon}} - 1]}{R_{\text{référence}}} \times 1000$$

Pour permettre une comparaison des rapports isotopiques, on utilise l'unité relative delta du carbone 13 par rapport à une référence. La référence internationale adoptée pour le carbone-13 est le PDB (LERMAN, 1975), carbonate marin : il s'agit des restes fossiles d'une bélemnite de la Pee Dee Formation (Crétacé de Caroline du sud, USA). Le rapport isotopique du PDB est ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} = 0.01124$ (CRAIG, 1957). La matière organique est invariablement appauvrie en ^{13}C par rapport au PDB, c'est pourquoi les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des matières organiques des sols (MOS) sont négatives.

Cette notation définit une relation explicite entre l'abondance d'un isotope donné d'un élément dans l'échantillon et son abondance dans la référence : si $\delta > 0$, il y a plus d'isotope lourd dans l'échantillon que dans la référence ; si $\delta < 0$, il y a moins d'isotope lourd dans l'échantillon que dans la référence (GIRARDIN & MARIOTTI, 1991).

Avant l'ère industrielle, le CO₂ atmosphérique avait un δ¹³C de -7.8 ‰ (CRAIG, 1957 ; MARIOTTI, 1991). Quoi qu'il en soit, actuellement, cette valeur est plus négative à cause de la combustion du charbon avec des valeurs voisines de -24 à -30 ‰. Bien qu'on suppose que la valeur isotopique du CO₂ atmosphérique est restée stable au cours des temps géologiques, on assiste, depuis 150 ans à un appauvrissement en ¹³C du CO₂ (MARIOTTI, 1991).

Le CO₂, sous les forêts denses, est considérablement inférieur à -7.8 ‰. En effet, il résulte du mélange entre le CO₂ atmosphérique et le CO₂ du sol. Cette faiblesse est liée à la respiration des organismes du sol, à la dégradation de la matière organique du sol.

La discrimination isotopique est généralement exprimée comme étant la différence relative des rapports isotopiques de l'échantillon et de la référence (part pour mille).

Lors des réactions chimiques, on appelle fractionnement isotopique le cas où les molécules isotopiquement légères réagissent plus rapidement que les molécules isotopiquement lourdes. Ces fractionnements isotopiques sont fonction, entre autres, de la différence de masse relative entre l'isotope rare et l'isotope abondant : pour le carbone, elle est de 8.3 ‰ (MARIOTTI, 1991).

2.1.1.2 Les composants isotopiques des plantes.

a) La photosynthèse.

La photosynthèse est un mécanisme qui s'engage avec la fixation de la lumière. Elle permet simultanément la conversion d'énergie solaire en énergie chimique et l'élaboration de molécules organiques à partir de précurseurs abiotiques (BARBAULT, 1990 ; WEIL, 1994). Celle-ci s'effectue en deux phases.

La première phase dite lumineuse se fait en 4 étapes :

- les chloroplastes assurent la photosynthèse pendant les heures d'éclairement : leurs pigments absorbent une partie de la lumière incidente ;
- l'énergie fixée passe, sous forme d'électrons excités, des molécules du pigment à d'autres molécules ;
- une partie de cette énergie est utilisée pour produire de l'adénine triphosphate (ATP) à partir d'adénine diphosphate (ADP) et de phosphore inorganique (Pi) ;
- la production d'oxygène.

La seconde phase dite obscure correspond principalement à la fixation du CO₂ puis à sa réduction en glucides par l'intermédiaire de l'ATP et du NADPH formés lors de la première phase. Ces éléments sont respectivement source d'énergie et réducteurs. Il existe 2 principales voies de fixation du CO₂ en composé organique.

La principale, décrite par Calvin, est celle de la plupart des végétaux : on l'appelle cycle de Calvin ou voie en C₃. L'accepteur de CO₂ est le ribulose diphosphate (RuDP) et le premier composé synthétisé est un acide organique à 3 atomes de carbone, l'acide phosphoglycérique (PGA). Les plantes qui suivent ce cycle sont appelées plantes en C₃.

Chez certaines plantes tropicales ou subtropicales, telles que le maïs, le sorgho et la canne à sucre, l'accepteur de CO₂ est le phosphoénolpyruvate (PEP) dont la carboxylation aboutit à la formation d'acides oxaloacétiques, à 4 atomes de carbone. Cette voie en C₄ a été découverte par Hatch et Slack.

b) Historique.

Les premières spéculations concernant la composition isotopique des plantes ont été faites par Wickman en 1952, Craig en 1953. Ce dernier observa que la majorité des plantes a un δ¹³C relativement constant, voisin de -27 ‰. Cependant certaines plantes présentaient une valeur de δ¹³C de -12 ‰. Il émit plusieurs hypothèses parmi lesquelles l'intervention de l'environnement, la diffusion du CO₂, la respiration etc. (O'LEARLY, 1981). Ces faits ont été confirmés et développés par Park et Epstein en 1960. Ils découvrirent que l'enzyme RuBP de la carboxylation était la source de discrimination isotopique du ¹³C.

Dans les années 70, le cycle photosynthétique C₄ fut découvert : c'est ce qu'on appelle le cycle de Hatch et Slack (HATCH & SLACK, 1970).

c) Les plantes de type C₃ et C₄.

Le contenu en ¹³C des végétaux chlorophylliens diffère selon le type de cycle utilisé (C₃ ou C₄). Ces plantes présentent une différence de composition isotopique de 12 à 14 ‰ ; les plantes C₄ étant plus riches en ¹³C. Les plantes C₃ présentent des δ¹³C dans la gamme de -22 à -30 ‰, avec une valeur moyenne de -26 ‰. La valeur moyenne des plantes en C₄ est -12 ‰. Ce sont essentiellement des plantes tropicales ou désertiques, chenopodiacées et graminées ainsi que certaines cypéracées (SCHWARTZ *et al*, 1992) que l'on trouve notamment dans les savanes.

Cette différence dans la composition isotopique des plantes est devenue la méthode standard de distinction entre les plantes de type C₄ et les plantes de type C₃, et a permis l'étude d'une grande variété de végétaux ainsi que celle des MOS (TIEZSEN, 1991 ; TROUVE *et al*, 1991 ; SCHWARTZ, 1991). On observe aussi des variations interspécifiques et intraspécifiques des valeurs isotopiques du δ¹³C entre les différentes espèces.

Ce qui précède concerne la composition isotopique de la plante entière, mais il existe des différences de composition isotopique du carbone entre les composés chimiques au sein même de la plante, par exemple la cellulose présente un δ proche de la plante. Par exemple la lignine et les lipides sont très appauvris en ¹³C par rapport à la plante entière (MARIOTTI, 1991).

d) Les plantes aquatiques.

Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ des plantes aquatiques sont de type C_3 . Elles sont plus enrichies en ^{13}C que les plantes terrestres du même type ; elles ont parfois été interprétées comme étant des plantes de type C_4 . Le fractionnement isotopique est probablement lié à la diffusion lente du CO_2 dans l'eau ; dans ces conditions, la réserve en CO_2 est limitée et le fractionnement isotopique de type C_3 ne peut être apprécié (MARIOTTI *et al.*, 1991).

Les plantes d'eau douce sont enrichies en isotope léger par rapport aux plantes marines. Le plancton marin a des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -17 et -22 ‰ alors que celles du plancton d'eau douce sont comprises entre -20 et -30 ‰. Ces valeurs faibles dépendent de la quantité de ^{12}C d'origine organique qui affectent les êtres d'eau douce par l'intermédiaire de l'eau de ruissellement (GALIMOV, 1968 et 1985). Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du bicarbonate dans l'eau des rivières et des lacs sont voisines de -9 et -14 ‰, par opposition à celle du milieu marin proche de -0.2 ‰.

e) Les effets environnementaux.

On distingue des facteurs environnementaux de discrimination qui influencent sur le rapport isotopique à travers des effets sur les enzymes ou sur les stomates (TIEZSEN, 1991). Les principaux facteurs sont : la température, l'humidité, la luminosité et la salinité.

f) Le carbone respiré.

La composition isotopique d'une plante est contrôlée par la composition isotopique du CO_2 de la source, le fractionnement isotopique qui accompagne l'incorporation du CO_2 et sa quantité, et la composition isotopique du CO_2 perdues lors du processus de respiration (FARQUHAR *et al.*, 1982 ; O'LEARY, 1981 ; WINTER *et al.*, 1981). Par exemple, les plantes de sous-bois sont appauvries en $\delta^{13}\text{C}$.

On peut différencier les plantes de type C_3 et C_4 par leurs valeurs du $\delta^{13}\text{C}$: la biomasse C_4 est formée par l'ensemble des plantes de type C_4 (Cyperaceae et Gramineae, plantes herbacées) par opposition aux arbres qui constituent l'essentiel de la biomasse C_3 . Cette opération est réalisée par l'intermédiaire des spectromètres de masse dont les performances actuelles permettent une succession de mesures avec une erreur très faible de répétabilité.

2.1.2 Principes de la méthode (cette partie est une synthèse de l'article de GIRARDIN et MARIOTTI (1991)).

Les abondances isotopiques des éléments légers sont mesurées par des spectromètres de masse à source gazeuse : tous les échantillons organiques (sols, fractions de sols, végétaux) doivent être traités de manière à ce que le carbone organique puisse parfaitement être quantifié. Cette opération s'effectue sous forme gazeuse pour éviter tout fractionnement isotopique : malgré quelques inconvénients, la forme habituellement utilisée est le CO_2 . Celui-ci est produit par combustion dans une atmosphère oxydante, puis est purifié avant l'analyse dans le spectromètre de masse.

Un spectromètre de masse est un instrument précis qui peut mesurer des rapports isotopiques absolus avec une bonne reproductivité sur un court intervalle de temps. Toutefois, la justesse de sa mesure est toujours insuffisante, en raison de fluctuations des valeurs du rapport isotopique, en partie due à l'électronique de mesure. Pour lutter contre ce défaut inhérent à l'instrument, on procède à une mesure relative de l'échantillon par rapport à une référence (PDB), en comparant de façon quasi instantanée le rapport isotopique, R, de l'un par rapport à l'autre : dans ces conditions, les fluctuations instrumentales, même de fréquence élevée, affectent le rapport isotopique de l'échantillon de la même façon que celui de la référence. L'emploi de la même référence pour tous les laboratoires est garant de la justesse de la mesure.

2.1.2.1 Un robot préparateur pour l'analyse du ^{13}C dans les composés organiques.

Il résulte du couplage d'un analyseur élémentaire commercial, de type CHN (NA 1500, Fisons) à un spectromètre de masse isotopique (Sira 10, Fisons), via une interface (figure 22). L'analyseur élémentaire réalise automatiquement la combustion des échantillons et les produits gazeux de cette combustion (CO_2 , N_2 , H_2O), séparés par chromatographie en phase gazeuse, sont ensuite traités dans l'interface avec le spectromètre de masse. Celle-ci est composée de vannes à vide en inox et de pièges froids à différentes températures, où les gaz seront piégés, séparés et purifiés cryogéniquement.

2.1.2.2 Traitement des échantillons.

Les échantillons sont introduits dans le CHN, enfermés dans des nacelles en étain ($h=5\text{ mm}$, $\varnothing=4\text{ mm}$), préalablement nettoyées par 2 lavages au tétrachlorure de carbone et 2 lavages à l'acétone ; ces opérations ont pour objet de réduire les traces de carbone qu'elles peuvent porter et ainsi, de diminuer les valeurs des "blancs" (tableau 1) : composés purs utilisés pour la calibration CHN (albumine d'oeuf, tyrosine).

Nature échantillon	Rapport C/N	Nombre d'analyses	$\delta^{13}\text{C}$ moyen	Ecart-type	Période d'analyse
Tyrosine	7.7	24	-23.27	0.037	3 mois
Albumine	3.6	22	-17.21	0.057	1 jour

Tableau 1 : $\delta^{13}\text{C}$ d'échantillons soigneusement homogénéisés, de nature chimique différente, analysés sur une longue période ou ponctuellement, d'après GIRARDIN & MARIOTTI, 1991.

Les nacelles sont disposées dans un passeur automatique du carrousel, depuis lequel elles tombent les unes après les autres dans un four de combustion maintenu à 1020°C et rempli d'oxyde de cobalt et d'oxyde de chrome ($\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{CO}_3\text{O}_4$). Cette introduction s'effectue sous un courant gazeux (80 ml.mn^{-1}) d'hélium de grande pureté (99.999% , $\text{CO} + \text{CO}_2 < 1\text{ ppm}$) est injecté dans le gaz vecteur.

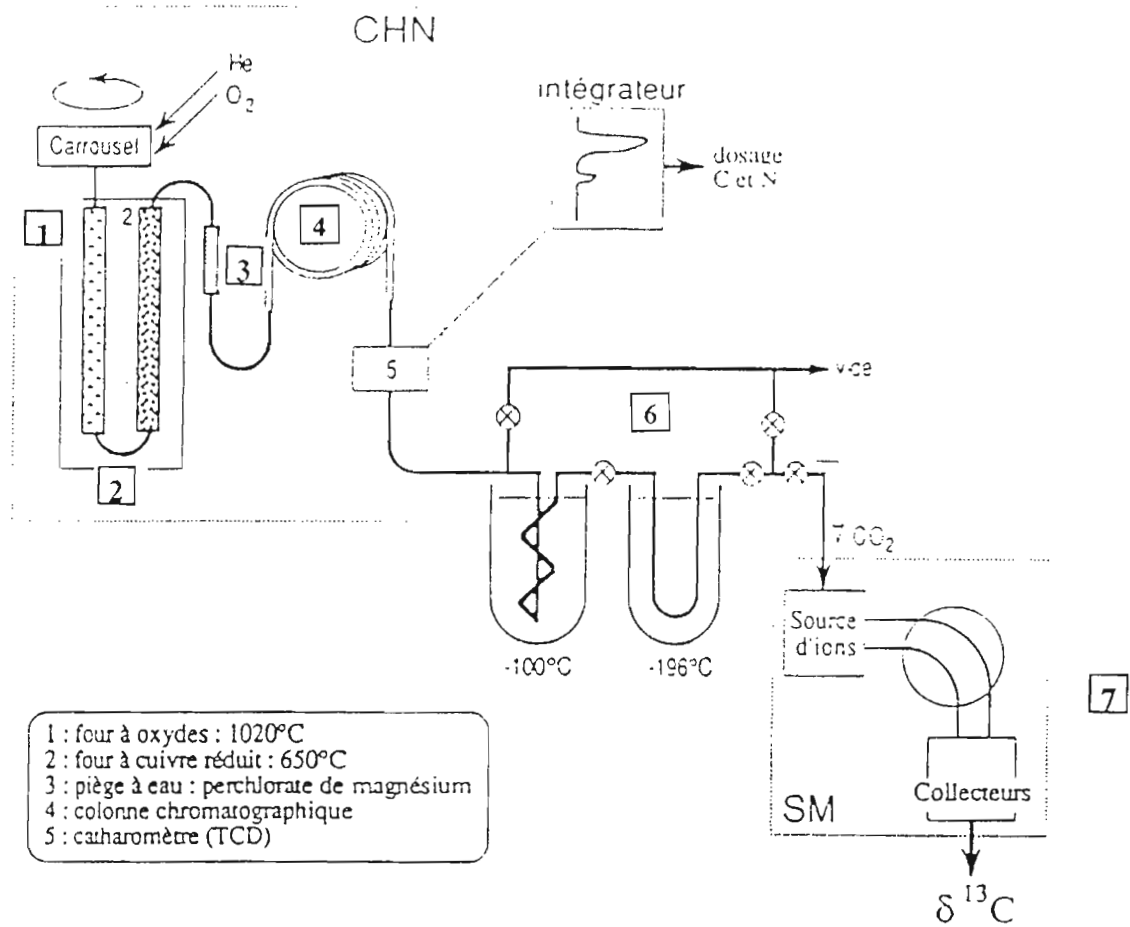


Figure 22 : Schéma d'un robot préparateur (GIRARDIN & MARIOTTI, 1991).

L'oxydation exothermique de la nacelle d'étain permet à la température de s'élever localement jusqu'à 1800°C (combustion "flash"). La taille de la prise d'essai est limitée par la taille des nacelles et par la nécessité de ne pas colmater trop rapidement le haut du four à combustion avec les cendres des échantillons (importantes avec les sols). Une prise d'essai de 50 mg représente, suivant la densité de l'échantillon, une valeur proche du maximum.

Les performances de l'analyse "en ligne" autorisent le passage d'échantillons contenant peu de carbone (cas des échantillons de la carotte S2) : il est possible d'analyser 200 µg de carbone en routine, c'est-à-dire dans des conditions où l'on peut négliger les corrections de blanc (carbone apporté par la nacelle, fuites, etc.). dans ces conditions, avec d'aussi petites prises d'essai, la qualité et la représentativité de l'échantillonnage sont fondamentales.

A la sortie du four à combustion (1), les gaz poussés par le flux d'hélium pénètrent dans un second four (2), dont la température est de 650°C, contenant du cuivre réduit où se fait la réduction des oxydes et, est retenu l'excédant d'oxygène.

L'eau formée lors de la combustion est, ensuite, piégée par du perchlorate de Mg anhydre (3). Puis, une colonne chromatographique (4) réalise la séparation de CO₂ et N₂ qui sont successivement admis sur un catharomètre (5) couplé à un intégrateur numérique qui permet, après calibration, le calcul des erreurs en C_{organique} et N_{organique} des échantillons. Cette colonne et le détecteur permettent, en outre, la mise en évidence d'autres gaz (comme le SO₂), ce qui peut être précieux pour des échantillons dont la nature n'est pas parfaitement connue.

Au-delà, les gaz pénètrent dans l'interface de retenue (6) et passent successivement dans 2 pièges cryogéniques. Le premier, -90°C (sonde cryogénique plongeant dans l'éthanol), permet d'éliminer les éventuelles traces résiduelles de l'eau. Le second, plongé dans de l'azote liquide à -196°C, piège le CO₂ sans retenir ni l'N₂, ni le gaz vecteur hélium, qui ne sont pas condensables à cette température et pression. Le flux d'hélium est détourné, le second piège est pompé pour éliminer toute trace de gaz incondensable puis, ce piège est réchauffé pour éviter des effets isotopiques de thermodiffusion.

Le CO₂, à forte proportion de carbone, est pour lors directement introduit dans le spectromètre de masse pour les échantillons. Alors que le CO₂, à faible quantité, est concentré sur un "doigt froid" dans le système d'introduction du spectromètre de masse, petit volume dont la température peut varier de -196°C à la température ambiante, puis, est admis dans la source d'ions (7).

L'analyse spectrométrique elle-même s'effectue dans des conditions rigoureuses. La totalité du processus d'analyse est contrôlée par un micro-ordinateur qui permet l'ajustement optimal, laissé au soin de l'expérimentation, de tous les paramètres.

2.1.2.3 Avantages et inconvénients de la méthode.

La durée complète d'une analyse est de 20 mn environ, elle permet donc de traiter quotidiennement un nombre important d'échantillons. Ce travail peut s'effectuer sans contrainte de nuit. Il est possible de faire 500 mesures environ sans intervention sur le four de combustion.

L'importante répétabilité des mesures montre, non seulement, un niveau de précision élevé, mais aussi les faibles effets de mémoire du dispositif, puisque les échantillons sont passés, dans les séries d'analyse, derrière des échantillons dont les compositions isotopiques sont très variables.

La précision des mesures de $\delta^{13}\text{C}$ obtenue en routine est tout à fait exceptionnelle, comme en témoigne le relevé d'un "mouchard" introduit quotidiennement dans les séries d'analyses. Les composés purs chimiques donnent des écart-types compris entre 0.018 et 0.006 ‰, par conséquent, une très forte précision est obtenue. La qualité des résultats est irréfutable.

Les échantillons et les composés purs employés doivent être très soigneusement homogénéisés et très finement broyés (< 100 μm). La prise d'essai pour le CHN est toujours très petite, relativement aux critères de représentativité exigés en science du sol. L'influence de la taille de la prise d'essai et de la granulométrie des échantillons sur les résultats du $\delta^{13}\text{C}$ et sur leur précision est indiscutable (BALESDENT, 1991). Afin de réduire l'erreur sur les résultats, on pratique un broyage à 100 μm sur tous les échantillons destinés à ce type d'analyse automatique et on recommande même 50 μm pour les végétaux ou les sols contenant des débris végétaux. Il existe tout de même des problèmes pour le broyage et le dosage des échantillons dont les particules sont des débris végétaux de plantes (racines) car, très souvent ils peuvent percer les nacelles. Pour éviter la contamination des autres échantillons, il faut être très rigoureux dans la manipulation de ces nacelles.

Cette analyse permet l'obtention simultanée du $\delta^{13}\text{C}$, des teneurs en $\text{C}_{\text{organique}}$ et $\text{N}_{\text{organique}}$ et, par conséquent le rapport C/N.

2.1.3 Applications.

L'intérêt de la mesure du ^{13}C des sols en milieu naturel équatorial est la connaissance pédologique et écologique de la relation forêt-savane au cours des temps géologiques et actuellement.

2.1.3.1 Le $\delta^{13}\text{C}$ comme marqueur botanique.

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$, d'après les études de D. Schwartz (1991), permettent d'associer, au Congo, les Gramineae, Cyperaceae et la forêt aux différents cycles photosynthétiques.

Les Gramineae de savanes ont des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -12‰ et -16‰ . Les principaux taxons dominants au Gabon et au Congo sont : *Hyparrhenia Loudetia*, *Andropogon*, *Pennisetum*, *Pobeguinea*. Toutes les Gramineae et Cyperaceae de milieu ouvert, de savane et de prairie sont de type C_4 ainsi que le *Cyperus papyrus* espèce dominante de certaines prairies marécageuses du littoral ponténégrin.

Les Gramineae de sous-bois et de forêt ont des valeurs comprises entre -26.5‰ et -28‰ , elles sont de type C_3 . Les principaux taxons sont *Oplismenus*, *Commelinidium*, *Streptogyne*, *Centotheca*, *Olypa*, *Leptaspis*. Seules fait exception *Setaria megaphylla* qui a un cachet C_4 .

La forêt est un écosystème purement C_3 .

En définitive, on peut opérer une discrimination au sein des Gramineae selon qu'elles appartiennent au milieu forestier ou à des écosystèmes ouverts. Ce constat a également été établi au Brésil, avec plus de nuances (KLINK & JOLY, 1989).

2.1.3.2 Le $\delta^{13}\text{C}$ comme marqueur pédologique.

Les sols ferrallitiques subissent, au cours du temps, un apport plus ou moins continu de matière organique hétérochrone. La figure 23 donne un aperçu de la variation du $\delta^{13}\text{C}$ des sols ferrallitiques avec la profondeur sous savanes et sous forêt.

Sous savane : on observe une tendance à un enrichissement en ^{13}C entre 0 et 50 cm et un appauvrissement généralisé en profondeur. Ceci ne peut s'expliquer que par la présence dominante dans les horizons profonds du sol de matières organiques anciennes héritées de végétation de type C_3 .

Sous forêt : on note une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ avec la profondeur puis une stabilisation vers -25‰ ; c'est une courbe typiquement forestière caractéristique de la forêt ombrophile.

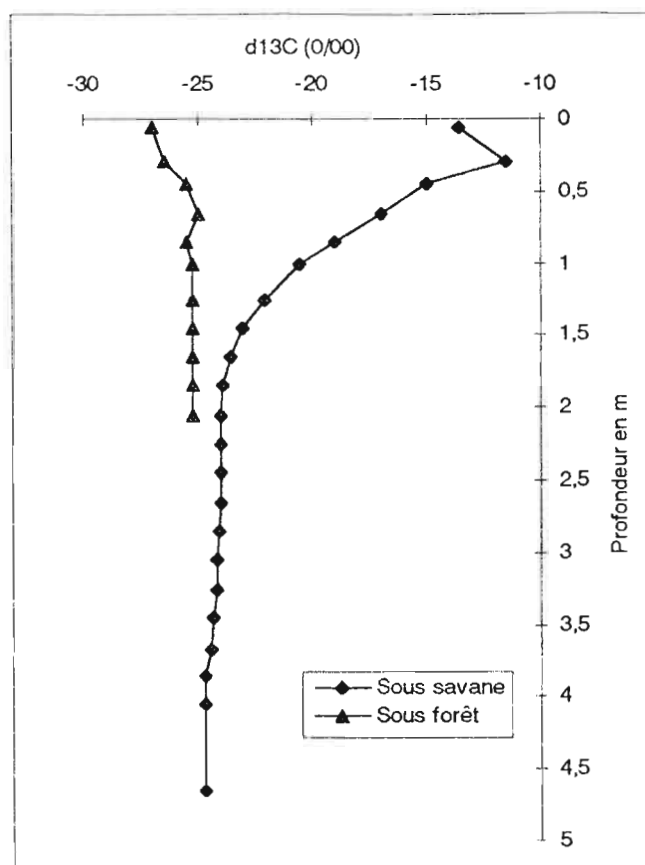


Figure 23. Profils du $\delta^{13}C$ des sols ferrallitiques (SCHWARTZ, 1991).

2.1.3.3 Le $\delta^{13}C$ comme marqueur paléoécologique.

L'étude cumulée de la botanique et de la pédologie permet avec des datations au carbone-14 la mise en évidence des végétations passées et par conséquent des paléoenvironnements.

Dans le cadre de ce mémoire, l'objectif principal est la comparaison des données palynologiques avec les données isotopiques du carbone-13. C'est pourquoi, les mesures du $\delta^{13}C$ ont été faites pour toutes les carottes. Dans le cas des carottes S2, KT3 et SN2, des échantillons ont été broyés et homogénéisés à une taille inférieure à 80 μm . On a mesuré le taux de carbone de tous les échantillons pour pouvoir quantifier le produit à introduire dans les nacelles.

Cette analyse, qui autorise l'analyse isotopique de molécules identifiées, devrait permettre d'élargir le champ des recherches en science du sol mais également dans d'autres sciences comme la géographie. Il permet de suivre dans le sol des filiations de molécules et donne accès à la dynamique des matières organiques du sol au niveau moléculaire.

2.2 La palynologie.

L'étude palynologique d'une région implique trois étapes. Dans un premier temps, il faut que les grains de pollen fossiles soient identifiables. La seconde étape consiste à établir une stratification logique des pollens au niveau de la région. Dans un dernier temps, il faut être capable d'interpréter les changements stratigraphiques en concernant la végétation mais aussi, au niveau du climat et des autres facteurs mésologiques qui conditionnaient la végétation.

2.2.1 La morphologie des pollens.

L'étude de la morphologie des pollens tropicaux a fait l'objet de nombreuses études (MALEY, 1970 ; BONNEFILLE, 1971 ; VINCENS, 1982 ; ELENGA, 1992 etc.).

Les pollens les plus abondants de nombreux sites fossilifères des tropiques peuvent être identifiés au niveau du genre ou de la famille taxinomique. Cette étude se fait par l'observation au microscope à balayage des grains de pollens et spores, mais aussi par l'intermédiaire de l'étude statistique des tailles observées.

Pour aboutir à l'observation au microscope, il faut individualiser les pollens. Dans le cadre de ce mémoire, cette étape a été réalisée selon la méthode classique de FAEGRI & IVERSEN (1975) améliorée par BUCHET au Laboratoire de Géologie du Quaternaire à Marseille. Le détail des opérations effectuées est expliqué dans la thèse d'ELENGA (1992).

Les grandes étapes de l'analyse palynologique consistent, dans un premier temps au traitement chimique des échantillons (élimination de la fraction minérale, élimination de la fraction organique, tamisage à 150 μ afin de débarrasser l'échantillon de particules minérales et organiques non détruites), dans un second temps aux comptages des pollens sur lame et lamelle.

Les comptages sont effectués sur microscope Heitz muni des objectifs x25 pour le repérage et le comptage des grains de pollens et des spores, et x100 à immersion pour l'observation de détails et l'identification des pollens. Les comptages sont poursuivis jusqu'à l'identification de 30 à 40 taxons polliniques différents et de 300 à 500 grains.

2.2.2 La stratigraphie des pollens.

L'établissement d'une stratigraphie régionale des taxons polliniques est la seconde condition nécessaire à la réussite de cette analyse. Elle correspond à la détermination de la flore actuelle et fossile. C'est une forme de contrôle de la chronologie des datations au ^{14}C (VINCENS., communication orale 1995).

2.2.3 L'interprétation.

L'analyse palynologique a pour objet l'interprétation de la stratification observée, en ce qui concerne la végétation correspondante, les facteurs mésologiques comme le climat qui interviennent sur la distribution de la végétation.

L'étude palynologique repose sur l'interprétation des diagrammes polliniques. Elle se base sur des hypothèses concernant les processus de production, de dissémination et de conservation des pollens après la vérification de la correspondance entre les strates polliniques et les zones de végétation actuelle. L'hypothèse principale est que la pluie pollinique reflète parfaitement la végétation : ce qui implique une stratification des pollens et une calibration des âges.

L'interprétation permet de dégager les principaux événements concernant l'histoire de la végétation et du climat mais également leurs aspects quantitatifs.

En définitive, la recherche palynologique nécessite d'abord l'identification des pollens fossiles d'après l'étude morphologique de pollens récents, puis l'établissement d'une stratigraphie régionale à partir des diagrammes polliniques de sédiments lacustres et tourbeux, pour aboutir, enfin, à une interprétation des données en termes de végétation et de climats plus ou moins quantifiables.

2.3 La spectrométrie infrarouge (IR).

2.3.1 Généralités.

La spectroscopie IR appliquée à l'analyse minéralogique quantitative des roches sédimentaires est fondée sur l'application des phénomènes physiques de vibration moléculaire (vibration entre les atomes des molécules) et sur la loi d'absorption qui est appliquée aux «corps solides réduits en poudre».

Elle permet d'obtenir une mesure fiable et une détermination des principaux constituants des sédiments, cristallisés ou amorphes.

La quantification des différents composants des sédiments lacustres et lagunaires, dans le cadre de recherche en paléoclimatologie, fournit une bonne illustration des problèmes analytiques qui peuvent se poser en relation avec la nature de l'échantillon.

Ces sédiments sont composés d'une fraction organique parfois très importante (plus de 90 % de l'échantillon) et d'une fraction minérale cristallisée ou amorphe. Les dosages chimiques élémentaires ne donnent pas de renseignements sur les proportions des différentes phases minérales. Il faut avoir recours à une méthode de caractérisation minérale telle que la Diffraction X ou la Spectrométrie infrarouge à transformée de Fourier. La Diffraction X, la plus couramment utilisée, n'est pas adaptée à des mélanges riches en matière organique et en composés amorphes (silice amorphe d'origine biologique). Il faudrait procéder à une destruction de la matière organique, méthode fastidieuse, aléatoire et susceptible d'induire des artefacts.

En revanche, la spectrométrie IR utilisée depuis longtemps comme moyen de caractérisation aussi bien en chimie organique que minérale s'est révélée très adaptée à l'étude des sédiments lacustres et lagunaires.

2.3.2 Principes de la méthode.

Il s'agit du principe et des modalités d'application de l'analyse minérale quantitative des roches et sédiments par spectrométrie infrarouge sur pastilles KBr en utilisant le spectromètre infrarouge à transformée de Fourier (FRÖHLICH, 1981, 1993).

A chaque composé (minéral ou amorphe) correspond un spectre infrarouge caractéristique constitué de plusieurs bandes d'absorption. Chaque bande d'absorption est définie par sa longueur d'onde et son coefficient d'absorption spécifique.

La grandeur mesurée par le spectromètre est la transmission (T). Elle est égale au pourcentage d'énergie radiante transmise après avoir traversé l'échantillon. Cette transmission est convertie en absorbance par l'utilisation de la ligne de base, laquelle est obtenue par l'étude de mélanges artificiels de composition connue (BERTAUX, 1993).

Cette ligne de base ne correspond pas à 0 %, car le bruit de fond du KBr (lié aux longueurs d'ondes qu'absorbe le KBr) qui a servi au pastillage introduit un décalage. Pour supprimer ce bruit de fond, on utilise le spectre de KBr pur qu'on soustrait au spectre de l'échantillon. Cette opération est informatisée. On obtient un spectre dont la ligne de base est très proche du 0 %. Les spectres obtenus pour chaque échantillon vont être exploités mathématiquement.

L'analyse quantitative se pratique sur l'échantillon très finement broyé. Les principes sont :

- pour un composé donné, le spectre des absorptions dues aux différentes liaisons chimiques montre des intensités proportionnelles à la concentration du composé dans la préparation ;
- le spectre d'absorption infrarouge d'un mélange est égal à la somme des spectres de ses composants selon la loi de Beer.

Dans ce type d'analyse 3 paramètres sont très importants (BERTAUX, 1993) :

- les composés-étalons doivent être semblables aux composés présents dans l'échantillon ;
- la préparation des étalons et des échantillons doit être rigoureuse (contrôler le broyage, la pesée et l'homogénéisation lors de la préparation des pastilles) ;
- les caractéristiques du mélange : il faut évaluer un éventuel effet de matrice et l'influence d'autres composés dont les bandes d'absorption sont proches de celles qui sont utilisées pour le calcul.

On calcule la proportion des composants d'un mélange en pratiquant la décomposition linéaire du spectre infrarouge du mélange, en spectres infrarouges individuels des composants. Cette méthode permet de connaître la part de chaque spectre dans le sédiment. Dans le cas d'un sédiment naturel, il faut disposer de spectres étalons des différents constituants mesurés à partir de phases pures.

Ces spectres de référence sont faciles à obtenir pour des minéraux comme le quartz, mais posent problème pour les phases mal cristallisées ou les argiles.

Diverses méthodes sont utilisées :

- séparation des phases à partir du sédiment lui-même. Si des phases apparaissent en particules suffisamment grosses pour être prélevées, cette méthode est la plus simple pour obtenir les spectres de référence ;
- utilisation de la microscopie infrarouge. Il a été montré que la microscopie infrarouge en transmission sur coupe mince (environ 20 μm) permet d'obtenir des spectres similaires à ceux mesurés à partir de pastille de Kbr ;
- utilisation de «banques de données» de phases minérales.

La méthode de calcul par décomposition linéaire, mise au point par J. BERTAUX, repose sur un calcul de matrice où chaque composant correspond à un vecteur. Par l'intermédiaire de la méthode des moindres carrés, on peut comparer la matrice de référence à la matrice mesurée et, calculer le pourcentage de chaque composé grâce au coefficient de corrélation. Celui-ci, multiplié au pourcentage du spectre de référence permet de donner le pourcentage des différents composés présents dans l'échantillon. Cette comparaison nous permet de constater qu'il y a une excellente corrélation (certitude de 5 à 10 %) entre le spectre calculé et le spectre mesuré. Cette bonne corrélation est illustrée dans la figure 24.

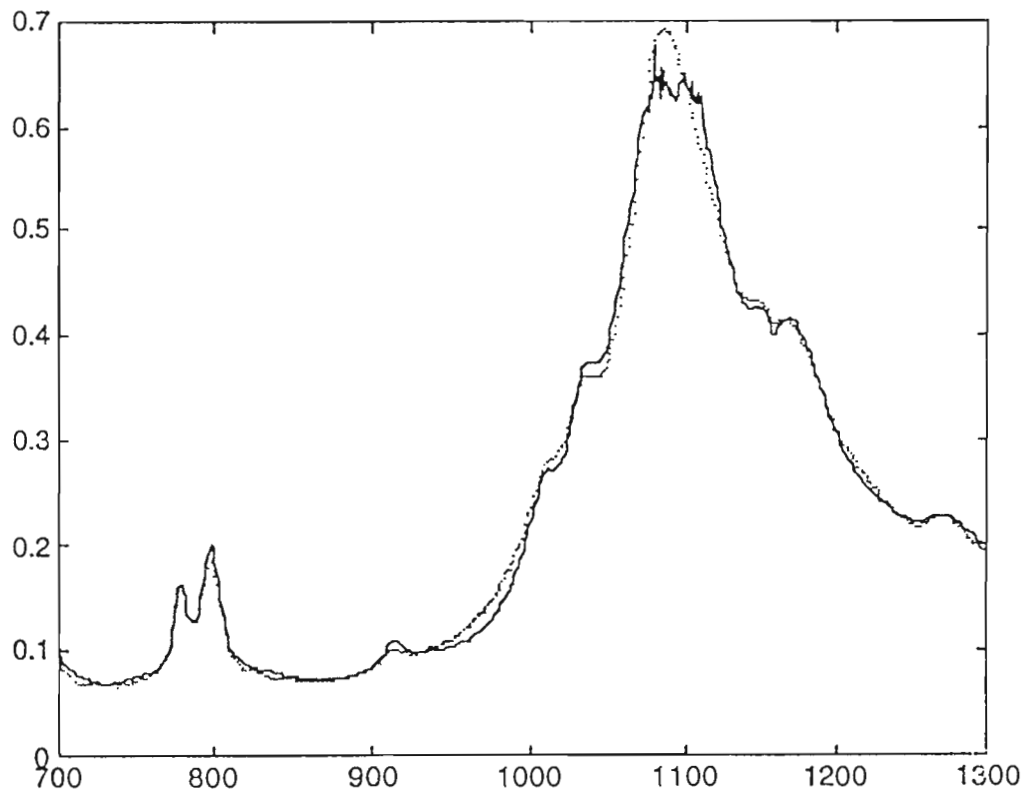


Figure 24 : Spectres calculé et mesuré de l'échantillon à 138 cm de profondeur (carotte de Songolo).

La ligne continue correspond au spectre calculé par décomposition linéaire.

La ligne pointillée correspond au spectre réel de l'échantillon.

2.3.3 Application.

Cette méthode a été appliquée aux carottes S2, KT3, par conséquent sur un sédiment tourbeux et 1 sédiments lacustres.

La carotte S2 est composée de quartz, kaolinite, silice amorphe (spicules de spongiaires et phytolites) et de matière organique ; la forte quantité de matière organique a légèrement biaisé les résultats à cause d'une erreur sur le choix de l'échantillon étalon.

La carotte KT3 est composée de quartz, kaolinite, gibbsite, sidérite et silice amorphe (essentiellement constituée de diatomées).

En définitive, cette méthode permet de mettre en évidence la composition minérale des sédiments, mais également l'évolution de la sédimentation au cours du temps. Son intérêt est de voir en quoi l'évolution des phases minérales répercute les phases environnementales.

2.4 Étude de la matière organique.

L'intérêt de l'étude de la sédimentation de la matière organique est la connaissance de l'existence, ou non, d'une production primaire car cette dernière influence les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des dépôts biodétritiques.

La qualité du carbone organique peut être expliquée par deux facteurs :

- une différence de matière organique in situ, c'est-à-dire dans le bassin de sédimentation ;
- la provenance de la matière organique de l'ensemble du bassin versant.

L'objectif de l'étude de la matière organique en milieu lentique est de trouver des critères indépendants comme la proportion de matière biodétritique et de la production primaire. Ces critères dépendent, essentiellement, de la taille du bassin versant et du type de couverture végétale.

Des études récentes (SIFEDDINE *et al.*, 1994a et b ; SIFEDDINE *et al.*, 1995a et b) ont montré que les marqueurs organiques peuvent rendre compte des développements successifs des différents écosystèmes par la contribution respective de la sédimentation majoritairement planctonique ou dérivée de plantes supérieures, d'événements brutaux parfois liés à l'action anthropique (feux de forêt par exemple) ainsi que des conditions de diagénèse précoce régnant sur le bassin de sédimentation (PATIENCE *et al.*, 1995 ; MEYER, 1994).

L'étude pétrographique de la matière organique consiste en un examen au microscope optique de la matière organique totale (MOT). Cette approche permet d'identifier les différents constituants organiques du sédiment. Elle peut se faire de deux manières.

- En lumière transmise, elle permet de définir les éléments figurés en fonction de leur état de préservation et de leur origine génétique.

Dans le cas d'un sédiment lacustre, on peut distinguer trois échelles :

- le bassin versant à l'échelle local est représenté par les débris des plantes supérieures qui attestent de la présence de la végétation sur le bassin versant : débris ligno-cellulosique translucides (préservés), opaques (oxydés), gélifiés (dégradés par l'eau cas des tourbes), matière organique amorphe ;
 - le bassin de sédimentation caractérisé par la matière organique amorphe essentiellement constituée par la production primaire (phytoplancton) ;
 - le bassin versant à l'échelle locale et régionale est caractérisé par des débris de plantes supérieures carbonisés et par les pollens et spores.
- En lumière réfléchie, elle permet d'identifier le type de matière organique (matière organique ligno-cellulosique oxydée, humifiée, débris carbonisés etc.).

On appelle "matière organique autochtone" la matière organique spécifique au bassin de sédimentation (phytoplancton, algues, végétation de bas-fond et de tourbière) et "matière organique allochtone" la matière organique spécifique du bassin versant (essentiellement constitué par les plantes supérieures et par la matière organique détritique des sols).

Dans le cas des tourbières ces termes sont ambigus dans la mesure où le bassin de sédimentation peut être envahi par les plantes supérieures elles-mêmes spécifiques du bassin versant.

Cette méthode a été appliquée pour la carotte S2 ainsi que pour la carotte KT3, quelques échantillons ont été analysés en fonction des grandes variations observées pour le $\delta^{13}\text{C}$. Il faudrait approfondir ce travail et l'élargir à tous les sédiments.

2.5 La morphologie des bassins versants.

Les analyses précédentes concernant les sédiments proprement dits ont été complétées par une description des bassins versants. En effet, les différentes analyses amènent à penser que la matière organique présente dans les sédiments pourrait appartenir à différentes échelles spatiales. Pour cela, il est indispensable de tracer les limites des bassins versants respectifs de chaque sites.

2.5.1 Définition d'un bassin versant.

Un bassin versant est l'aire drainée par un cours d'eau (TRICART., 1986).

Il est délimité par la ligne de partage des eaux qui, en s'écoulant le long des pentes, convergent vers l'exutoire (TARDY, 1986). L'exutoire est le point où, vers l'aval, se rejoignent les deux tranches de la ligne de partage des eaux.

On distingue deux types de bassins versants : quand la taille du bassin versant est faible, la ligne de partage des eaux superficielles (ruissellement) ne correspond pas forcément à celle qui délimite le partage des eaux souterraines ; quand la taille du bassin versant est grande, cette distinction n'a plus aucune importance.

Dans le cas des sédiments lacustres et tourbeux, on peut distinguer des apports pouvant provenir de trois échelles spatiales :

- l'échelle locale ou bassin de sédimentation où l'on trouve la matière organique autochtone ;
- l'échelle locale du bassin versant constituée de plantes supérieures appelée matière organique allochtone ;
- l'échelle du bassin versant extra-locale et régionale constituée de plantes supérieures et des pollens et spores.

2.5.2 Applications.

On a tenté de tracer les contours des bassins versants, en suivant la ligne de partage des eaux de quelques sites étudiés (la rivière Songolo, le lac Kitina, la dépression de Ngamakala, le bois de Bilanko et le lac Barombi Mbo).

On a considéré que l'exutoire était le point de prélèvement du sédiment dans le cas de la rivière Songolo car ce qui nous intéresse est de connaître la nature des apports et leur origine en ce point précis.

Des problèmes ont été rencontrés comme le manque de données cartographiques précises (cas de Kitina), l'existence de cartes mais à des échelles différentes etc.

Chapitre 3.
RESULTATS

Ce chapitre a pour objet, premièrement, l'analyse des données brutes obtenues pour chacune des méthodes, leurs variations et, deuxièmement, leur comparaison ; particulièrement les résultats de l'analyse isotopique du carbone-13 et l'analyse palynologique.

L'objectif principal est de connaître les signatures obtenues, la manière dont elles évoluent, si elles varient dans le même sens, et dans le cas contraire à quoi sont dues les nuances enregistrées.

1. Les données brutes.

1.1 La tourbe de la Songolo (S2).

1.1.1 L'analyse isotopique du ^{13}C .

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ ont fluctué dans le passé de -29‰ à 6620 ans B.P. à -23‰ actuellement (tableau 2, figure 25). On peut différencier 3 zones.

Zone 1 : de 6620 ans B.P. à 3500 ans B.P. (environs) :

Le $\delta^{13}\text{C}$ est stable, compris entre -29‰ et -28‰ . Ces valeurs sont caractéristiques d'une végétation de type C_3 .

Zone 2 : à partir de 3500 ans B.P. jusqu'à 3050 ans B.P. :

On observe une augmentation des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$: elles passent de -29‰ à -26.9‰ , elles indiquent une dominance des plantes de type C_3 .

Zone 3 : de 3050 ans B.P. jusqu'au sommet du sédiment :

Zone 3a : de 3050 ans B.P. à 30 cm, on constate une baisse des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$, elles passent de -26.9‰ à -29‰ .

Zone 3b : de 30 cm à 1 cm, un enrichissement en carbone-13 est perceptible, les valeurs augmentent de 6‰ , elles passent de -29‰ à -23‰ .

Tableau 2 : Données brutes - Songolo.

Profondeur (cm)	C ₃ (%)	C ₄ (%) (cypéraceae)	C ₄ (%) (Gramineae)	Total C ₄ (%)	C/N	δ ¹³ C (‰)
1	73	7	20	27	13.7	-22,93
10	84	4	12	16	15.2	-24,54
19	86	4,5	9,5	14	28	-27,67
28	91	2	7	9	40.7	-28,67
33	92	0	8	8	28.6	-28,59
37	72	0	28	28	31.6	-27,54
41	74	0	26	26	34.5	-26,85
55	84	0	16	16	30.4	-27,27
69	91	0	9	9	37.9	-29,12
82	97	0	3	3	50.6	-28,59
91	99	0	1	1	51.3	-29,02
100	100	0	0	0	45.4	-28,11
109	100	0	0	0	81.6	-28,4
132	99	0	0,5	0,5	48	-27,75
155	100	0	0	0	55	-28,53
178	100	0	0	0	62.3	-28,88
182	100	0	0	0	67.9	-28,8
186	100	0	0	0	45.9	-28,02
205	99,5	0	0	0	39.6	-28,13
223	99	0	0	0	40.9	-28,45
228	99	0	1	1	37.7	-28,31
242	98	0	2	2	23.7	-28,71
254	98	0	2	2	10.8	-27,6
261	97,5	0	2,5	2,5	29.9	-28,64
284	97	0	3	3	36.8	-28,52
307	97	0	3	3	31.2	-28,35
330	98	0	2	2	27.6	-28,04
353	98,5	0	0	0	25.8	-28,06
376	99	0	0	0	24.2	-28,02
394	98	0	2	2	27.2	-27,99
399	97	0	3	3	25.2	-28,04
422	98	0	2	2	27.6	-28,33
445	99	0	1	1	24	-28,42
468	99	0	0	0	35.8	-28,66
473	100	0	0	0	55.6	-28,76
496	100	0	0	0	52.2	-28,67
518	99	0	0	0	37.4	-28,74
537	100	0	0	0	29.1	-29,26

1.1.2 L'analyse palynologique.

On peut associer les taxons herbacés composés par les Gramineae et les Cyperaceae aux plantes de type C₄ et, les taxons forestiers aux plantes de type C₃. On analyse le rapport C₄/C₄+C₃, c'est-à-dire la part des plantes de type photosynthétique C₄ sur le total des plantes.

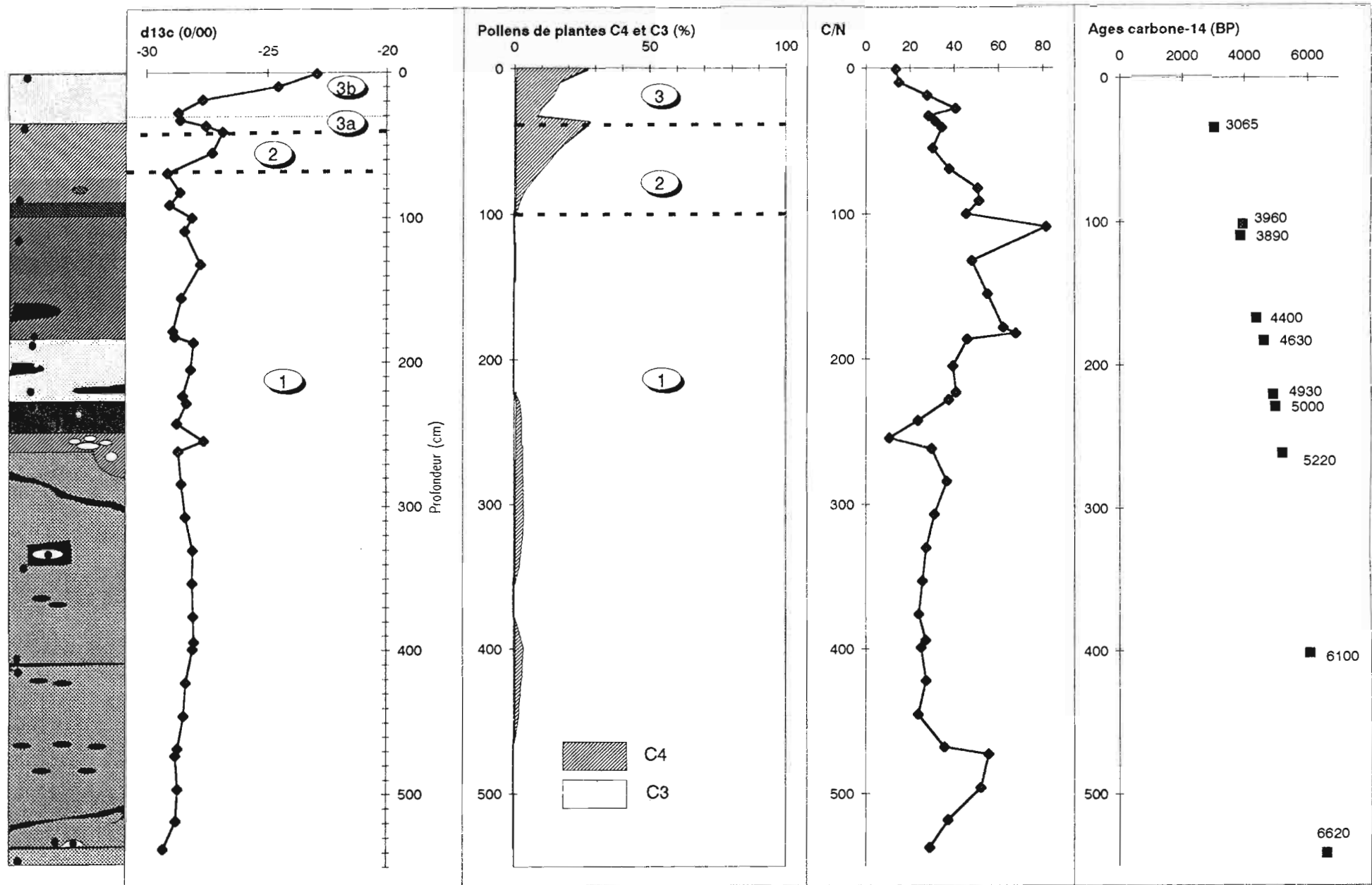


Figure 25. Songolo : courbes de carbone-13, C₄, C₃, C/N et âges carbone-14.

Zone 1 : de 6620 ans B.P. à 4000 ans B.P. :

On observe des valeurs stables pour les deux types de plantes. Les taxons herbacés où seules les Gramineae sont représentées, ont des pourcentages très faibles (0 à 3 %). Les taxons forestiers ont des pourcentages élevés qui avoisinent les 100 %.

Zone 2 : de 4000 ans B.P. à 3050 ans B.P. :

Les taxons herbacés qui sont uniquement représentées par les Gramineae enregistrent une croissance régulière jusqu'à 3050 ans B.P., ils atteignent 28 %. Les taxons arborés régressent symétriquement par rapport aux précédents (72 %).

Zone 3 : de 3050 ans B.P. à l'Actuel :

Le pourcentage des herbacées chute brusquement pour atteindre 7 % à 20 cm, pour remonter ensuite jusqu'à 27 % au sommet de la carotte. A partir de 20 cm, les Cyperaceae apparaissent mais en pourcentage moindre par rapport aux Gramineae. Le pourcentage des taxons arborés est en moyenne de 85 %.

1.1.3 La spectrométrie infrarouge.

La figure 26 représente les spectres individuels de chaque composé des échantillons en fonction de la profondeur du sédiment ; ces résultats sont extraits du mémoire de maîtrise (FABING, 1995).

Le sédiment de la carotte S2 est composé de quartz, kaolinite, silice amorphe et de matière organique :

- le pourcentage de quartz varie entre 0 et 90 % tout au long du profil ;
- la kaolinite varie entre 0 et 32 % ;
- la silice amorphe se caractérise par de faibles variations (0 et 10 %). Elle se présente sous la forme de spicules de spongiaires et de phytolithes ;
- la matière organique est présente dans tout le profil avec des valeurs comprises entre 7 et 100 %.

Quatre zones ont pu être déterminées.

Zone 1 : de 541 cm à 470 cm (de 6620 ans B.P. à approximativement 6500 ans B.P.) :

- à la base du sédiment, le pourcentage de quartz est 90 %, puis il baisse brutalement pour approcher une moyenne de 22 % dans cette zone ;
- le spectre de la kaolinite a une évolution contraire à celui du quartz, il présente des pourcentages faibles à la base (11 %) pour augmenter jusqu'à 24 % ;
- le pourcentage de silice amorphe est nul ;
- à la base la matière organique présente son plus petit pourcentage (7 %), puis s'accroît brutalement jusqu'à 45 %, elle décroît vers 470 cm.

Zone 2 : de 470 cm à 260 cm (de 6500 ans B.P. à 5220 ans B.P.) :

- le pourcentage de quartz est constant, il avoisine 50 % ;
- la kaolinite a un pourcentage stable proche de 27 % avec une valeur de 20 % à 280 cm, son évolution est opposée à celle du quartz ;

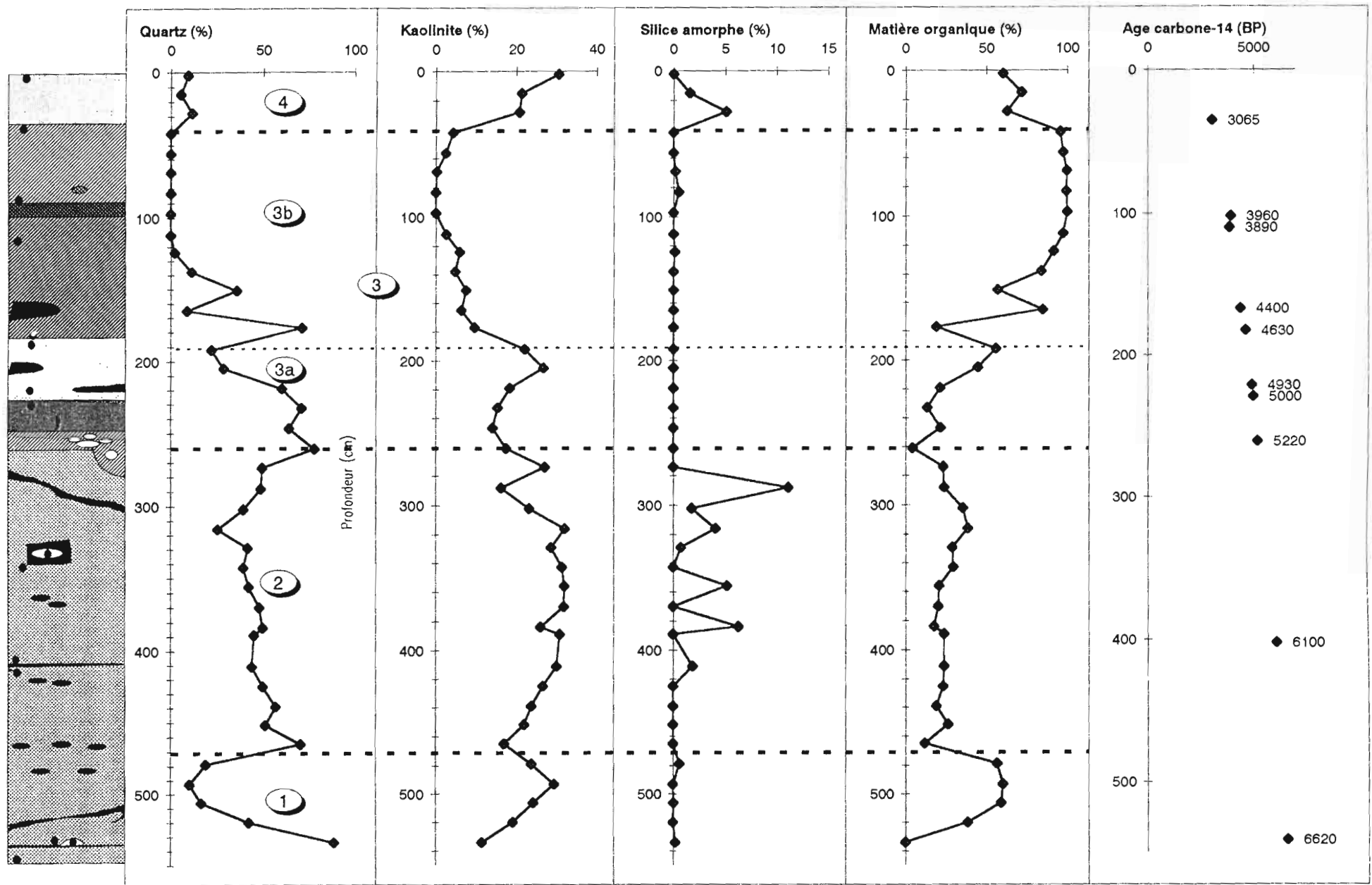


Figure 26. Songolo - Spectrométrie infrarouge : spectres des composés en fonction de la profondeur.
Source : Aline FABING (1995).

- la silice amorphe est nulle jusqu'à 411 cm. De 411 cm à 288 cm, elle atteint ses pourcentages maximum (10 %);

- le pourcentage de la matière organique est faible, aux alentours de 33 %.

Zone 3 : de 260 cm à 35 cm (de 5220 ans B.P. à 3050 ans B.P.), elle peut être subdivisée en 2 sous-zones.

Zone 3a : de 260 cm à 190-180 cm :

- la sédimentation du quartz est importante (60 %) dans l'ensemble de la zone mais avec un accident notable entre 209 et 190 cm où elle chute à 22 % ;

- le pourcentage de la kaolinite est en moyenne de 23 %, il égale 27 % entre 205 et 190 cm ;

- la silice amorphe est nulle ;

- le pourcentage de la matière organique augmente progressivement jusqu'à 200 cm (50 %), puis baisse entre 205 et 190 cm (28 %).

Zone 3b : de 180-170 cm à 35 cm :

- on assiste à une baisse brutale de la sédimentation du quartz : le pourcentage tombe à 0 ;

- la quantité de kaolinite est faible (0-10 %) mais augmente à 35 cm (20 %) ;

- la silice amorphe est quasi inexistante, elle présente une valeur de 5 % à 35 cm ;

- la matière organique atteint ses valeurs maximales.

Zone 4 : de 3050 à l'Actuel :

- on constate une faible reprise de la sédimentation du quartz ;

- la kaolinite connaît ses valeurs maximales dans cette zone ;

- les pourcentages de la silice amorphe s'amenuisent (0 % à 1 cm) ;

- on observe une légère diminution de la matière organique.

1.1.4 La matière organique.

Malgré les dégradations subies, le sédiment est constitué d'une matière organique ligno-cellulosique représentée dans toutes les zones : ses caractéristiques changent

Zone 1 : de 6620 ans B.P. à 4000 ans B.P. :

Zone 1a : de 6620 ans B.P. à 6100 ans B.P., la matière organique est opaque et présente des signes d'oxydation.

Zone 1b : de 6100 ans B.P. à 4000 ans B.P., la matière organique montre des traces de phytoplancton et de dégradation : ce niveau est moins détritique.

Cette zone est caractérisée par un complexe argilo-humique. La matière organique est riche en tissus ligno-cellulosiques sous forme d'agrégats.

Zone 2 : de 4000 ans B.P. à 3050 ans B.P..

La matière organique est sujette à une amorphisation qui pourrait correspondre au début d'un processus pédologique. Elle se manifeste sous la forme d'un gel translucide lié à l'hydromorphie du milieu. De plus, on observe une forte carbonisation.

Zone 3 : à partir de 3050 ans B.P..

Une légère production de matière organique est visible mais elle subit, tout de même, des dégradations.

1.2 La tourbe Coraf 2 (littoral).

On ne dispose des données qu'à partir de 52 cm.

1.2.1 L'analyse isotopique du ^{13}C .

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ ont fluctué, de 2800 ans B.P. à l'Actuel, entre -28‰ et -21‰ . On distingue 2 zones (tableau 3, figure 27).

Tableau 3 : Données brutes - Coraf 2.

Profondeur (cm)	C ₃ (%)	C ₄ (%) (Cyperaceae)	C ₄ (%) (Gramineae)	Total C ₄ (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
3	59	1	40	41	-21
8	84	1	15	16	-24,5
15	81,8	1,2	17	18,2	-26,8
17	70,8	2,2	27	29,2	-26,7
19	85,8	0	14,2	14,2	-26
22	84	1,5	14,5	16	-26,8
26	79,7	2,8	17,5	20,3	-27,5
29	83	3	14	17	-26,8
31	91,2	2,8	6	8,8	-26,9
37	88	1	11	12	-27
40	74,2	6,8	19	25,8	-26,4
43	79,4	8	12,6	20,6	-26,3
51	73,6	17,4	9	26,4	-26,4

Zone 1 : de 2800 ans B.P. à 940 ans B.P..

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -28‰ et -26‰ : ce sont des valeurs propres aux plantes de type C₃.

La valeur la plus faible est mesurée à 27 cm (-28‰) et la plus forte à 19 cm (-26‰).

Zone 2 : depuis 940 ans B.P..

On peut observer une variation régulière et positive des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de $-26,7\text{‰}$ à -21‰ au sommet du sédiment. Ces valeurs révèlent une dominance des plantes de type C₃ mais aussi l'intervention de plantes de type C₄. Ce sont des valeurs intermédiaires entre la forêt et la savane avec, toutefois, une dominance de la forêt.

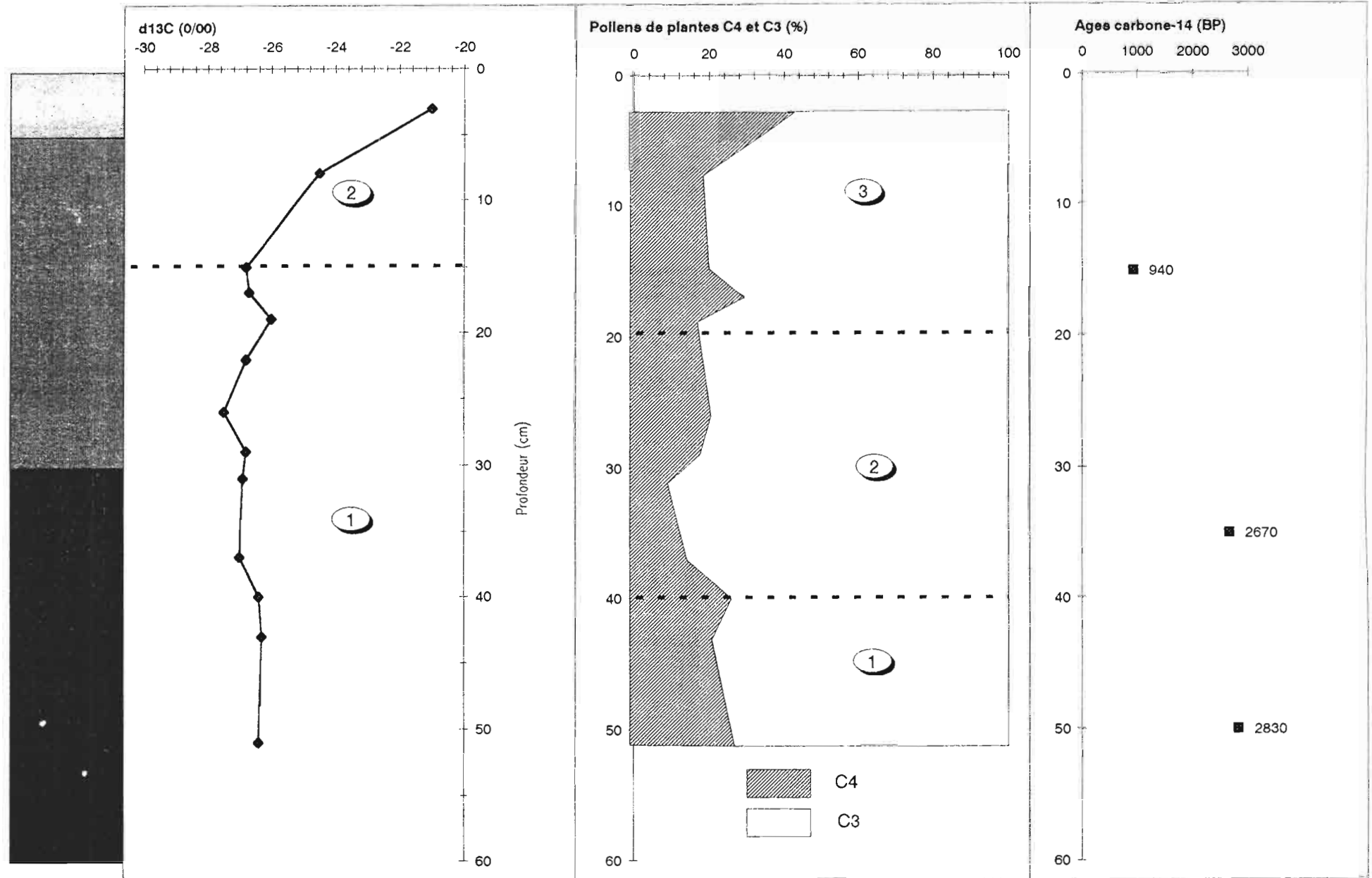


Figure 27. Coraf 2 : courbe de carbone-13, C₄, C₃ et âges carbone-14.

Source : Hilaire ELENGA

1.2.2 L'analyse palynologique.

D'après ELENGA (1992), on peut définir 3 zones palynologiques.

Zone 1 : de 52 cm à 40 cm.

Cette zone est caractérisée par une bonne représentation pollinique des plantes herbacées, en particulier les Gramineae de type *Laubergia tetrandra* (15 %) et Cyperaceae (10 %). Ces pollens constituent 25 % du total pollinique.

Le pourcentage des plantes de type C₃ est de 75 %.

Zone 2 : de 40 cm à 20 cm.

On remarque une recrudescence des taxons arborés (85 %), les principaux taxons présents sont *Syzygium* (30 %), *Combretaceae* (15 %). On enregistre simultanément une baisse des Gramineae et des Cyperaceae (15 %).

Dans cette zone apparaît le pollen d'*Elaeis guineensis*.

Il y a une augmentation brutale des spores de Ptéridophytes.

On peut noter, à partir de 31 cm, une moindre représentation des plantes de type C₃ et une légère croissance des Gramineae et Cyperaceae.

Zone 3 : de 20 cm à 0 cm.

Les plantes de type C₄ enregistrent une augmentation significative, celle-ci est précédée par la croissance des spores de Ptéridophytes.

On observe une baisse des pollens d'arbres, notamment une disparition totale des *Syzygium*. Les principaux taxons sont *Tetracera* (15 %), *Alchornea* (10-20 %). *Elaeis guineensis* atteint un pourcentage maximal de 7 %.

Le sommet du sédiment est marqué par une baisse générale des éléments arborés.

On constate tout de même un accident à 17 cm, les plantes de type C₄ atteignent 30 % et celles de type C₃ régressent (70 %).

1.3 Le lac Kitina (KT3).

1.3.1 L'analyse isotopique du ¹³C.

Les valeurs du δ¹³C ont fluctué depuis 5460 ans B.P. de -32 ‰ à -27 ‰. Ce sont des valeurs spécifiques à une végétation de type C₃. On peut différencier 2 zones (tableau 4, figure 28).

Zone 1 : de 5460 ans B.P. à 2490 ans B.P..

Dans cette zone les valeurs oscillent entre -30 ‰ et -28 ‰. On peut diviser cette zone en 3 sous-zones.

Zone 1a : de 5460 ans B.P. à 4900 ans B.P., la valeur du δ¹³C a une tendance négative. Elle perd 2 ‰, pour atteindre -30 ‰.

Zone 1b : de 4900 ans B.P. à 4020 ans B.P., on note une croissance des valeurs à -28 ‰.

Zone 1c : de 4020 ans B.P. à 2490 ans B.P., on observe une baisse progressive des valeurs du δ¹³C, avec une chute brutale entre 2770 ans B.P. et 2490 ans B.P..

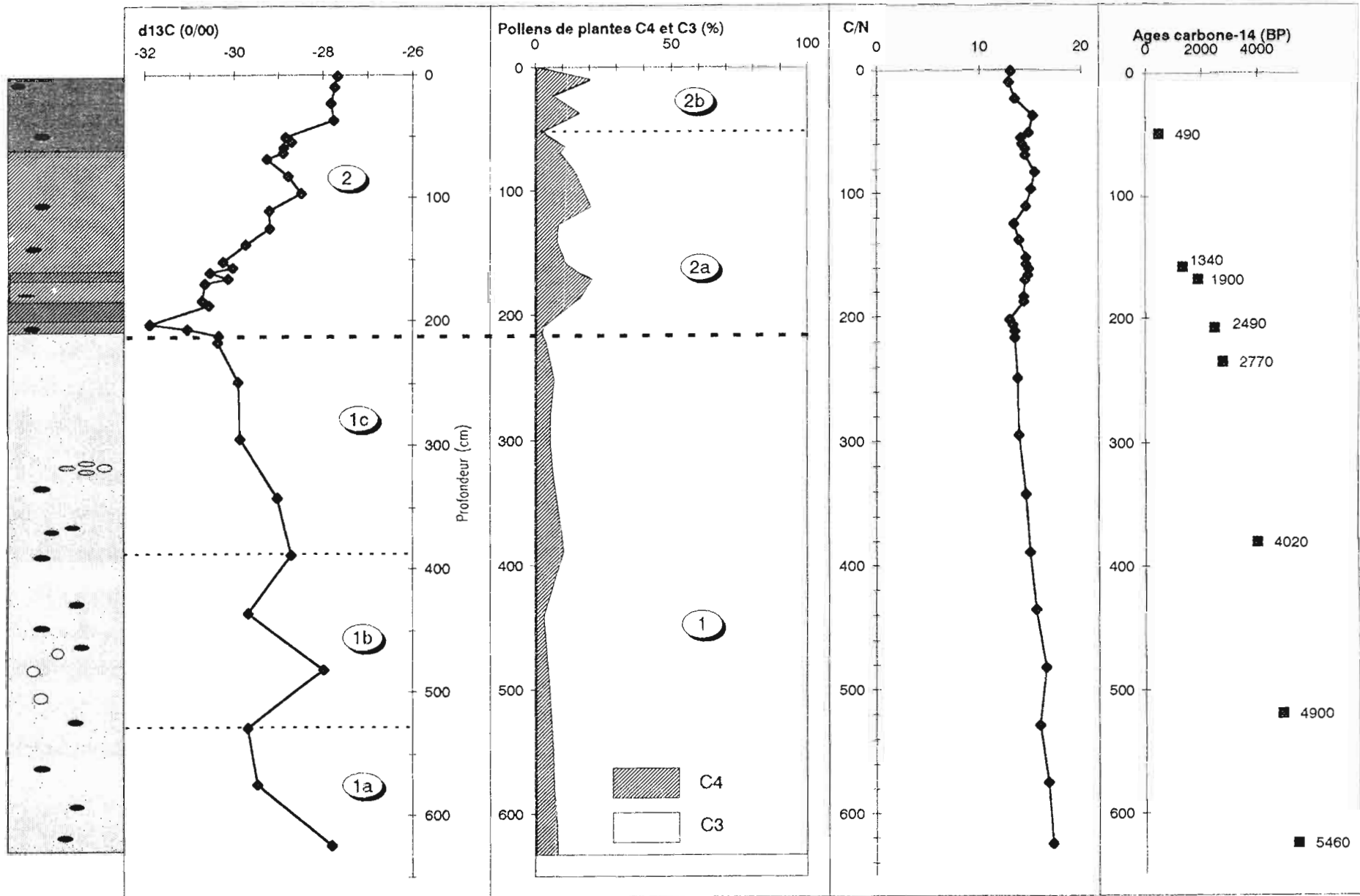


Figure 28. Kitina : courbe de carbone-13, C₄, C₃, C/N et âges carbone-14.

Zone 2 : depuis 2490 ans B.P..

On constate qu'il y a une augmentation progressive de la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ qui passe de -32‰ à -27‰ .

Tableau 4 : Données brutes - Kitina.

Profondeur (cm)	C ₃ (%)	C ₄ (%) (Cyperaceae)	C ₄ (%) (Gramineae)	Total C ₄ (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	C/N
1	98	0	2	2	-27,67	13.1
10	80	12	8	20	-27,73	12.9
23	94	6	0	6	-27,81	13.5
37	84	13	3	16	-27,75	15.3
51	97	2	1	3	-28,83	14.9
55	96	3,5	0,5	4	-28,69	14.1
60	92	4	4	8	-28,87	14.2
64	90	4,5	5,5	10	-28,88	14.5
69	91	5	4	9	-29,25	14.5
83	86	5	9	14	-28,76	15.5
97	83	5	12	17	-28,47	15.1
111	80	14	6	20	-29,19	14.6
125	92	4	4	8	-29,18	13.4
138	93	2	5	7	-29,73	13.9
152	90,5	2	7,5	9,5	-30,24	14.6
157	90	2	8	10	-30,02	14.6
161	87	3	10	13	-30,53	14.9
166	84	4	12	16	-30,13	14.8
170	80	7	13	20	-30,65	14.5
184	84	5	11	16	-30,71	14.4
188	87	3,5	9,5	13	-30,55	14.4
203	95	3	2	5	-31,87	13
207	97	2,5	0,5	3	-31,04	13.3
212	98	2	0	2	-30,33	13.5
217	97	2,5	0,5	3	-30,36	13.5
249	94	5	1	6	-29,9	13.8
295	95	4	1	5	-29,85	13.9
342	93	5	2	7	-29,01	14.6
389	90	6	4	10	-28,69	15
436	97	3	0	3	-29,66	15.6
482	97	2	2	4	-27,97	16.6
529	94	4	2	6	-29,66	16
575	93,5	5	1,5	6,5	-29,45	16.8
625	92	8	0	8	-27,78	17.3

1.3.2 L'analyse palynologique.

Cette partie est extraite d'ELENGA *et al.*, 1996. Deux zones palynologiques peuvent être distinguées (figure 28).

Zone 1 : de 625 cm à 210 cm.

Il y a une abondance des plantes de type C₃ (90-98 %). Les plantes de type C₄ quant à elles avoisinent 2 à 10 % ; on constate une dominance des Cyperaceae sur les Gramineae (0-5 %). On trouve 5-10 % de spores de Ptéridophytes.

A 430 cm, le pourcentage des arbres chute à 90 % pour remonter progressivement à 98 % à 210 cm, de même les herbacées croissent brusquement pour atteindre 10 % à 400 cm (avant 4020 ans B.P.).

Zone 2 : de 210 à 0 cm. Elle peut être divisée en 2 sous-zones.

Zone 2a : de 210 cm à 50 cm, les pourcentages des herbacées atteignent 20 %. Le pourcentage d'arbres baisse par rapport à la zone précédente. Les spores de Ptéridophytes ont un pourcentage supérieur à 20 %. Dans cette zone, les pollens d'*Elaeis guineensis* sont les plus importants (1-5 %).

Quatre phases peuvent être mises en évidence pour les Gramineae et les Cyperaceae (l'évolution des plantes en C₃ étant symétrique) :

- une brutale augmentation de 210 cm à 170 cm (2 à 20 %) ;
- une baisse brutale de 170 à 125 cm (20 à 7 %) ;
- une augmentation brutale de 125 cm à 110 cm (7 à 20 %) ;
- une baisse progressive de 110 cm à 50 cm (20 à 3 %).

Zone 2b : de 50 cm à 0 cm, on observe une remontée des Cyperaceae, des taxons arborés, une baisse des Gramineae et des spores de Ptéridophytes. Le pourcentage d'*Elaeis guineensis* est stable.

On constate que cette séquence a des variations irrégulières (courbe en dent de scie). En moyenne le pourcentage (10.5 %) des plantes C₄ est le même que dans la zone précédente. A 23 cm survient un accident, on passe de 16 % à 6%, pour revenir à 20 %, puis baisser à 2 % au sommet.

1.3.3 La spectrométrie infrarouge.

Le sédiment est composé de quartz, kaolinite, gibbsite, sidérite et de silice amorphe sous la forme de diatomées (figure 29).

Cette analyse permet de mettre en évidence 4 zones.

Zone 1 : de 625 cm à 280-270 cm (de 5460 ans B.P. à environ 3000 ans B.P.) :

- la sédimentation du quartz, bien que faible (5-15 %) est régulière dans toute la zone ;
- la sédimentation de la kaolinite a le même profil, ses pourcentages varient entre 35 et 50 % ;
- les observations sont identiques pour la gibbsite, ses pourcentages varient entre 4 et 5 % ;
- les pourcentages de sidérite fluctuent entre 0 et 5 % mais irrégulièrement, à 260 cm les valeurs sont nulles ;
- les pourcentages de la silice amorphe progressent continuellement jusqu'à 300 cm, ils sont compris entre 0 et 5 %, de 300 à 280 cm ils atteignent 10 %.

Zone 2 : de 280-270 cm à 190-170 cm (de 3000 ans B.P. à 1900 ans B.P.) :

- la sédimentation du quartz croît rapidement de 260 cm à 220 (> 10 % à 250 cm), pour baisser à moins de 5 % à 170 cm ;
- le spectre de la kaolinite suit la même évolution que celui du quartz mais augmente à nouveau à partir de 190 cm ;
- le spectre de la gibbsite est identique à celui de la kaolinite avec des pourcentages n'excédant pas 5 % ;
- la sidérite est nulle ;

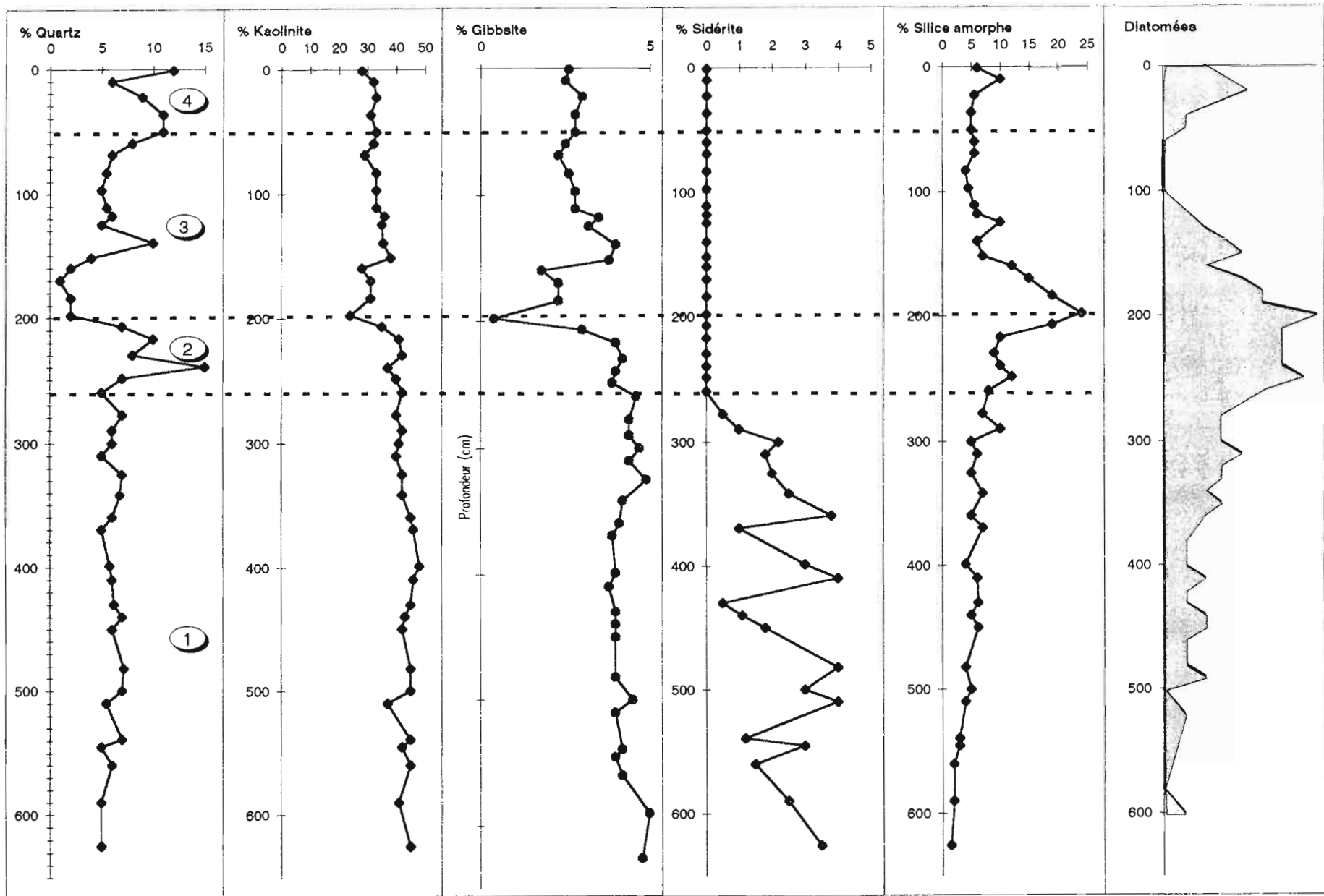


Figure 29. Kitina : spectrométrie infrarouge : spectres des composés en fonction de la profondeur.
Source : Bertaux (1996b).

- la silice amorphe augmente, elle atteint sa valeur maximale à 190 cm (25 %).

Zone 3 : de 190-170 cm à 50 cm (de 1900 ans B.P. à 490 ans B.P.) :

- la sédimentation du quartz augmente irrégulièrement (de 140 à 130 cm baisse de 5 %) jusqu'à 50 cm (10 %) ;

- la sédimentation de la kaolinite et de la gibbsite augmente jusqu'à 150 cm (respectivement 40 % et 4 %), pour décroître progressivement jusqu'à 50 cm ;

- la sidérite est nulle ;

- la silice amorphe baisse à partir de 190 cm (avec un pic à 120 cm (10 %)) pour atteindre des valeurs inférieures à 5 % à 80 cm ;

Zone 4 : de 50 cm à 0 cm (à partir de 490 ans B.P.) :

- la sédimentation du quartz baisse, remonte à partir de 10 cm jusqu'au sommet du sédiment ;

- la sédimentation de la kaolinite est stable et diminue à partir de 10 cm à 0 cm ;

- la sédimentation de la gibbsite augmente jusqu'à 0 cm, avec un accident négatif entre 20 et 10 cm ;

- le pourcentage de la silice remonte faiblement pour chuter à partir de 10 cm.

1.3.4 La matière organique.

Les milieux lacustres peuvent être comparés à un "fourre-tout" ; en effet, leur contenu n'est pas proportionnel aux différents apports, dont l'évaluation dépend de la composition chimique des éléments biodétritiques.

L'analyse de la sédimentation organique du lac Kitina reproduit la composition des échantillons examinés (au nombre de 6). Ces échantillons sont composés d'un mélange de 2 fractions organiques sédimentaires mais d'origine génétique différente (SIFEDDINE, communication orale). Ils sont, majoritairement, composés de la production primaire (matière organique amorphe, *in situ*, planctonique dont les Diatomées) et de matériau biodétritique ligno-cellulosique qui résulte des apports du bassin-versant.

Les échantillons qui ont fait l'objet de cette étude ont été prélevés en fonction des zones déterminées lors de l'analyse isotopique du carbone-13 et de l'analyse palynologique.

Les résultats obtenus au moment de l'observation des frottis et leur mise en commun avec le rapport C/N, permettent de confirmer une distribution de la matière organique essentiellement amorphe (planctonique, production primaire). La matière organique amorphe est présente tout au long du profil avec des débris ligno-cellulosiques ; elle marque certains niveaux plus que d'autres. C'est pourquoi, on peut définir 2 zones.

Zone 1 : de 5460 ans B.P. à 2490 ans B.P..

Ce niveau est formé de matière organique amorphe (floculation) et de débris ligno-cellulosiques (plantes supérieures) avec une augmentation de ces derniers à partir de 4000 ans B.P..

Zone 2 : depuis 2490 ans B.P..

Peu après 2490 ans B.P., on observe une importante production primaire donc de forte proportion de matière organique amorphe et une diminution des débris ligno-cellulosiques.

A partir de 2000 ans B.P., on note à nouveau une présence plus importante de débris ligno-cellulosiques.

Cette matière organique que l'on peut qualifier d'autochtone est caractéristique de la référence lacustre *alguae*. C'est elle qui sert de matrice à la sédimentation d'éléments allochtones, provenant de l'ensemble du bassin-versant.

Afin de déterminer la nature du mélange, il faut travailler sur les fractions micro-prélevées.

1.4 L'étang de Ngamakala (Gama 1 et Gama 2).

L'analyse isotopique pour ces deux carottes a été effectuée à partir de 110 cm. Les résultats mesurés ont été transmis par C. Girardin et H. Elenga.

1.4.1 L'analyse isotopique du ^{13}C .

Dans ces sédiments, le $\delta^{13}\text{C}$ (tableaux 5 et 6, figure 30 et 31) a fluctué dans le passé de -31‰ à -27‰ pour Gama 1 (3 zones) et de -30‰ à -28‰ pour Gama 2 (2 zones) : ce site est occupé par une végétation de type C_3 .

1.4.1.1 Gama 1.

Zone 1 : de 110 cm à 80 cm.

On observe une augmentation des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ qui passent de -31‰ à -27‰ .

Zone 2 : de 80 cm à 40 cm.

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont relativement stables : elles varient entre -27‰ et -27.5‰ .

Zone 3 : de 40 cm au sommet du sédiment.

On note une baisse progressive des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ qui passent de -27‰ à -28‰ .

Tableau 5 : Données brutes - Gama 1.

Profondeur (cm)	C_3 (%)	C_4 (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
1	72,7	27,3	-27,9
7	70,6	29,4	-27,8
10	67,7	32,3	-27,8
17	65,6	34,4	-27,4
26	63	37	-27,2
41	65,8	34,2	-27,1
46	61,4	38,6	-27,5
56	67,7	32,3	-27,5
70	62,4	37,6	-27,2
76	63,7	36,3	-27,44
81	63,8	36,2	-27,1
87	63,7	36,3	-27,8
102	81,1	18,9	-30,4
109	98,2	1,8	-30,7

Tableau 6 : Données brutes - Gama 2.

Profondeur (cm)	C ₃ (%)	C ₄ (%)	δ ¹³ C (‰)
15	72,9	27,1	-28,2
18	78,4	21,6	-28
34	74,9	25,1	-28,2
38	74,9	25,1	-28,2
49	75,9	24,1	-28,2
58	74,8	25,2	-28,3
63	75,4	24,6	-28,3
65	75,5	24,5	-28,5
69	76,7	23,3	-28,4
75	96,5	3,5	-30,1
85	97,4	2,6	-30,2
90	95,1	4,9	-29,8
98	98,8	1,2	-30
109	95,3	4,7	-29,9

1.4.1.2 Gama 2.

Zone 1 : de 110 cm à 75 cm.

Les valeurs du δ¹³C sont en moyenne de -30 ‰, elles sont très négatives mais stables.

Zone 2 : de 75 cm à 15 cm.

Les valeurs du δ¹³C augmentent brutalement de -30 ‰ à -28 ‰, puis se stabilisent aux environs de -28.3 ‰.

1.4.2 L'analyse palynologique.

Les données de l'analyse palynologique sont extraites de la thèse d'Elena (1992). Elles ont été établies à partir de la base.

1.4.2.1 Gama 1.

On tiendra compte des données à partir de la base du sédiment (150 cm) c'est pourquoi, on peut différencier 3 zones palynologiques.

Zone 1 : de 150 à 140 cm.

On constate une dominance des taxons arborescents (80 %). Les taxons les plus abondants sont *Sapotaceae* (35 %) et *Syzygium* (20 %). Les taxons herbacés sont rares à la base, mais augmentent progressivement vers le sommet de cette zone : on trouve essentiellement des *Gramineae* (10 %) associées à des *Cyperaceae* (5 %).

Zone 2 : de 140 cm à 48 cm.

Les pourcentages des plantes de type C₄ croissent très rapidement à partir de 110 cm et atteignent 40 % à 48 cm : les *Gramineae* constituent le taxon le plus abondant (35 %) mais les *Cyperaceae* sont également bien représentées (10 %).

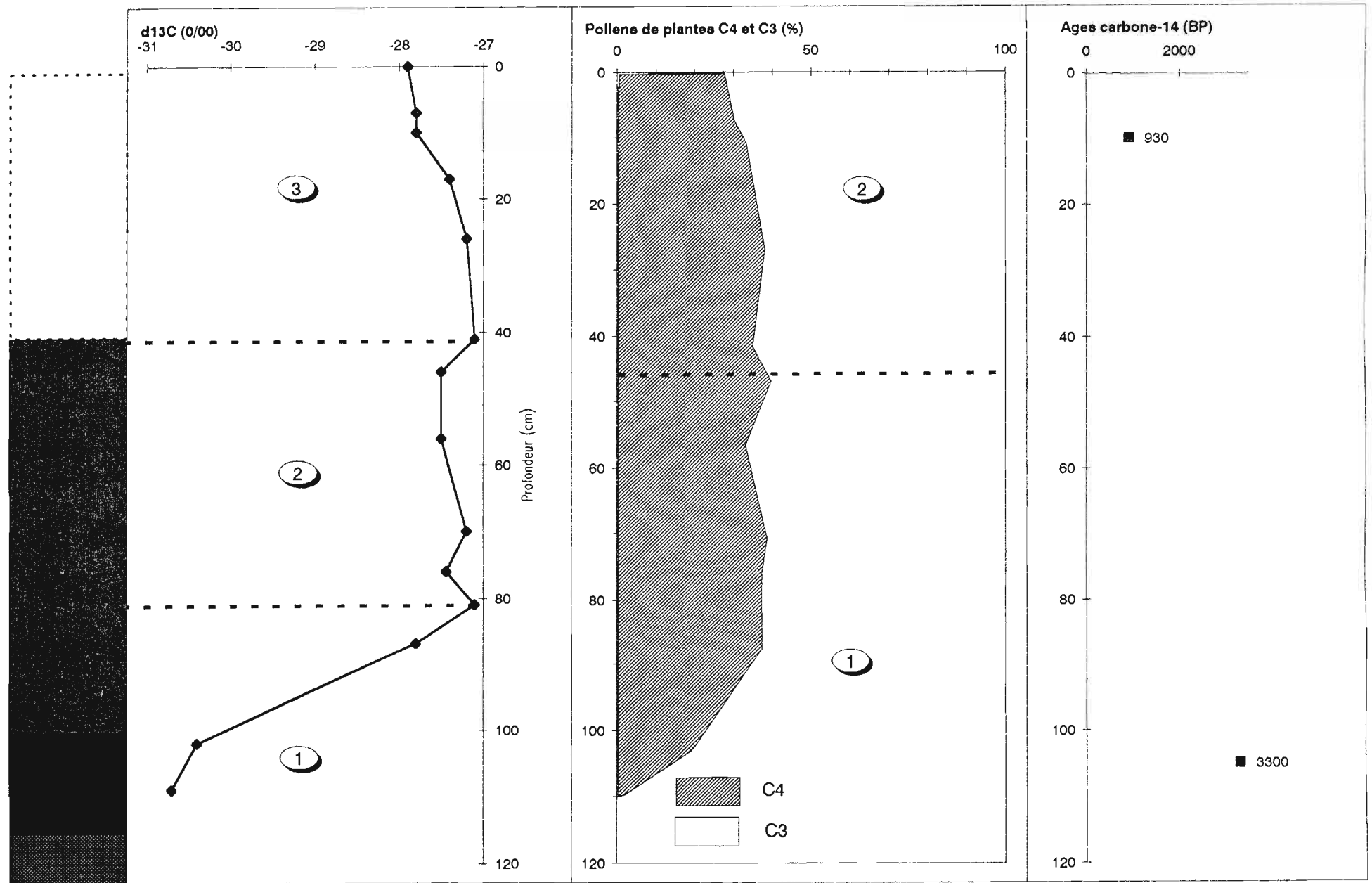


Figure 30. Gama 1 : courbes de carbone-13, C₄, C₃ et âges carbone-14.

Source : Hilaire ELENGA

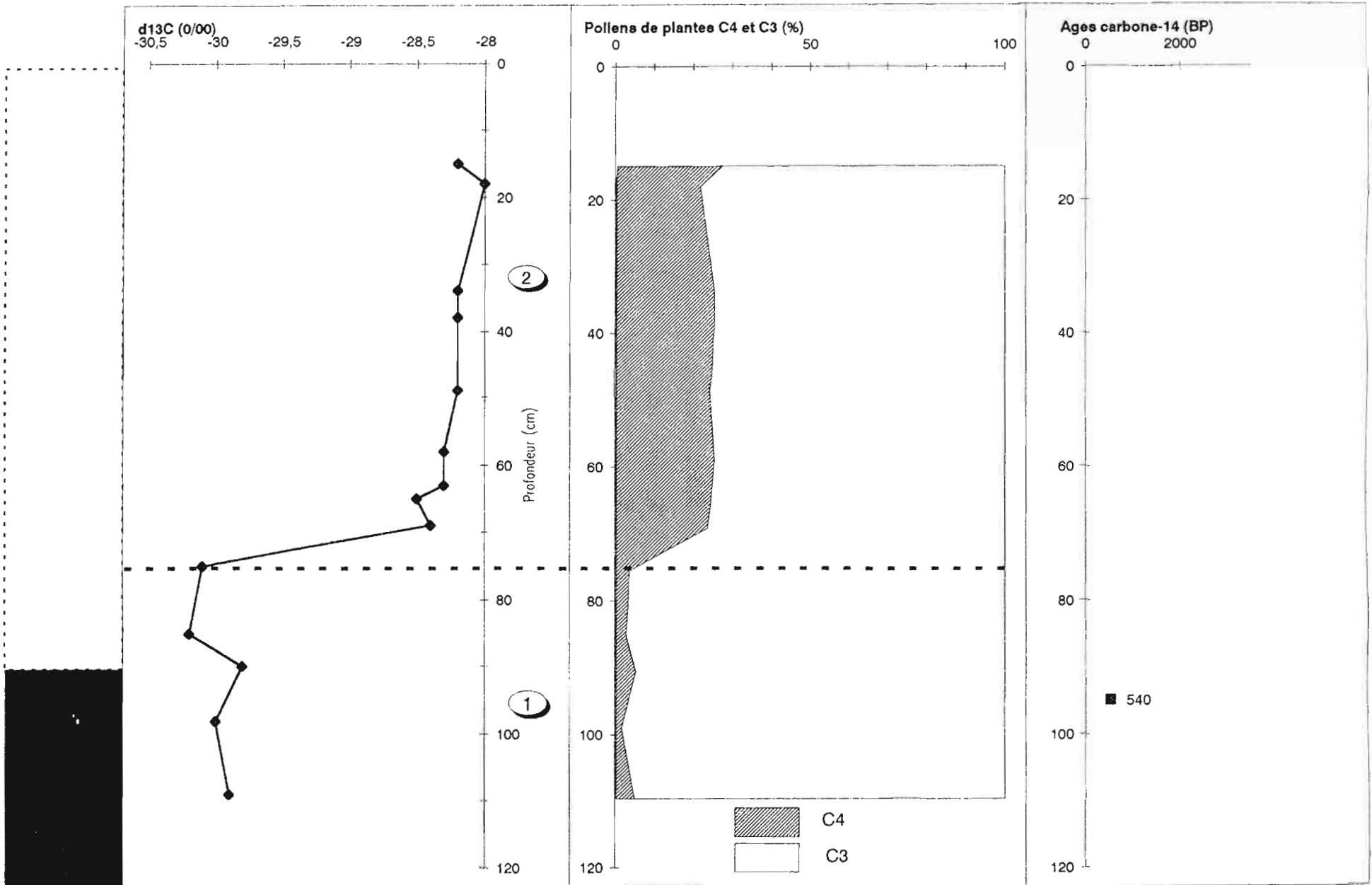


Figure 31. Gama 2 : courbes de carbone-13, C₄, C₃ et âges carbone-14.

Source : Hilaire ELENGA

On observe la présence de spores de Ptéridophytes. Les pourcentages des taxons arborés décroissent : 10 % pour les *Sapotaceae* et les *Syzygium*. *Elaeis guineensis* apparaît (0.5 %).

Zone 3 : de 48 cm au sommet du sédiment.

Cette zone est marquée par une augmentation des plantes de type C₃ (*Syzygium* a 40 %). Les plantes de type C₄ enregistrent une baisse régulière jusqu'au sommet.

1.4.2.2 *Gama 2.*

ELENGA différencie 2 zones dans ce sédiment de 250 cm de profondeur.

Zone 1 : de 250 cm à 160-75 cm.

Les taxons arborés représentent 70 à 80 % du total pollinique. Les taxons herbacés enregistrent moins de 10 %.

Zone 2 : de 75 cm à 15 cm.

On observe une augmentation des plantes de type C₄ qui passent d'un pourcentage inférieur à 10 % à 30 %, avec un pic à 18 cm. les Gramineae représentent 20 % et les Cyperaceae 10 %. Les spores de Ptéridophytes atteignent 10 %. Les plantes de type C₃ baissent (70 %).

1.5 Le bois de Bilanko (LH3).

1.5.1 L'analyse isotopique du ¹³C.

Les valeurs du δ¹³C (Tableau 7, figure 32) sont stables au cours du temps, elles fluctuent de 6810 ans B.P. à 1490 ans B.P., entre -29 ‰ à -28 ‰. Ces valeurs sont caractéristiques d'une végétation de type C₃. On peut différencier 3 zones.

Zone 1 : de 60 à 30 cm.

Les valeurs du δ¹³C baissent de -28.6 ‰ à -29 ‰.

Zone 2 : de 30 cm à 25 cm.

Une augmentation des valeurs du δ¹³C de 1 ‰ est visible.

Zone 3 : de 25 cm au sommet du sédiment.

Les valeurs du δ¹³C faiblissent de nouveau, elles sont en moyenne de -28.6 ‰.

1.5.2 L'analyse palynologique.

ELENGA (1992) a défini 4 zones (figure 32).

Zone 1 : de 60 cm à 44 cm.

Les taxons arborés représentent 90 % de la somme pollinique totale : les taxons les plus abondants sont les *Syzygium* (50-60 %), les *Campylosporum* (20 %). Les taxons herbacés sont rares, uniquement représentés par les Gramineae (pas de Cyperaceae).

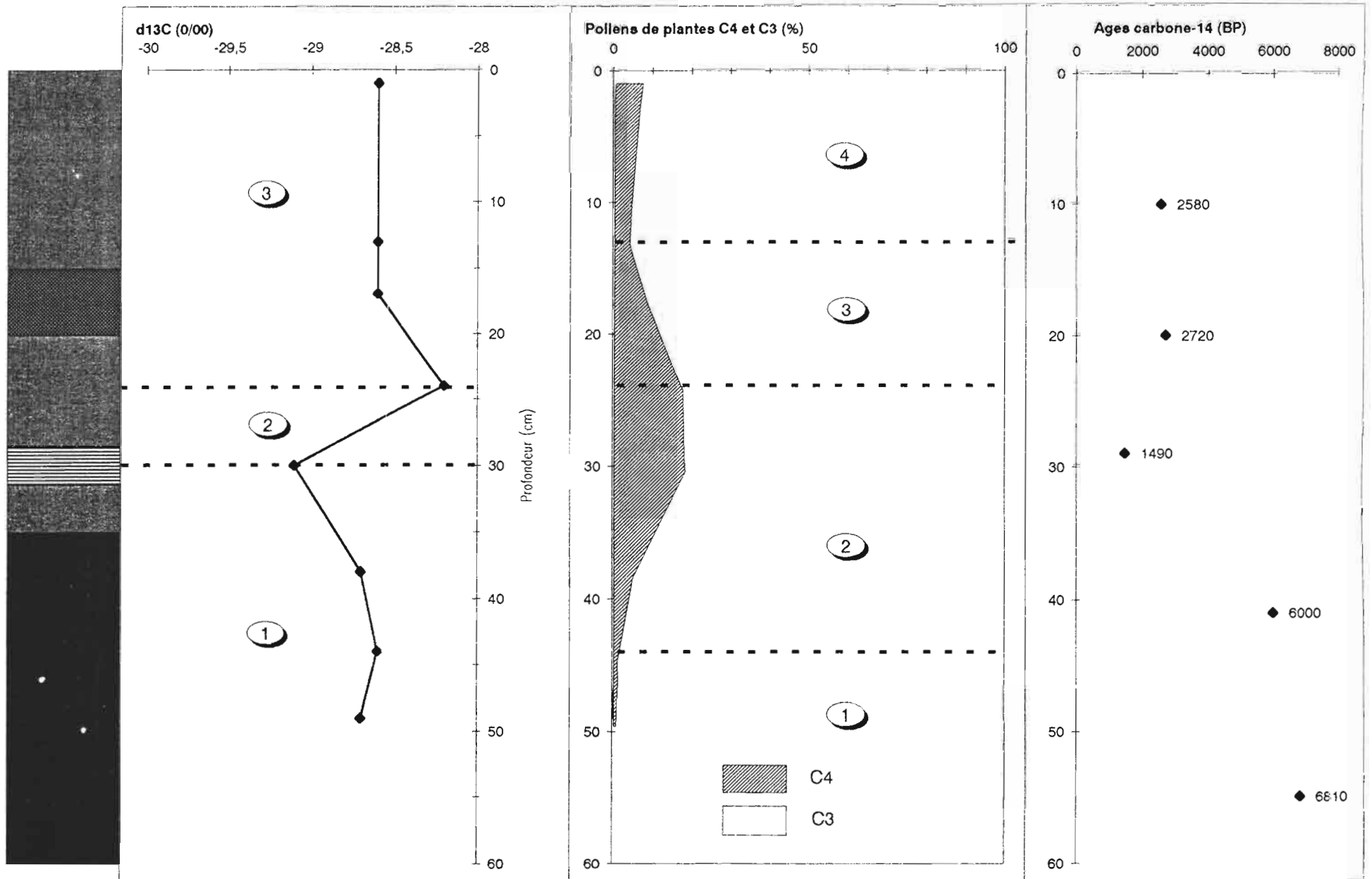


Figure 32. Bois de Bilanko : courbes de carbone-13, C₄, C₃ et âges carbone-14.

Source : Hilaire ELENGA

Zone 2 : de 44 cm à 22 cm :

On observe une brusque remontée des taxons herbacés : les Gramineae enregistrent 15 %. Les spores de Ptéridophytes représentent aussi 15 %. Les taxons arborés sont sujets à une légère baisse : les *Syzygium* baissent brutalement (10 %).

Zone 3 : de 22 cm à 12 cm :

Les Gramineae chutent rapidement (5 %). Les taxons arborés sont de nouveau bien représentés, notamment les *Syzygium* (40 %). Dans cette zone apparaît l'*Elaeis guineensis*.

Zone 4 : de 12 cm au sommet du sédiment.

On observe une légère augmentation des Gramineae, mais le pourcentage des taxons arborés reste tout de même important.

Tableau 7 : Données brutes - LH3.

Profondeur (cm)	C ₃ (%)	C ₄ (%)	δ ¹³ C (‰)
1	93,5	6,5	-28,6
13	96,5	3,5	-28,6
17	92,3	7,7	-28,6
24	83,2	16,8	-28,2
30	82,7	17,3	-29,1
38	95,3	4,7	-28,7
44	99	1	-28,6
49	99,7	0,3	-28,7

1.6 L'Ouest Cameroun : le lac Barombi Mbo (BM6).

Cette partie résulte de la synthèse de l'article de P. GIRESSE *et al.* (1994). On observe un hiatus analytique entre 3000 ans et 2000 ans B.P..

1.6.1 L'analyse isotopique du ¹³C.

Les valeurs du δ¹³C (figure 33) fluctuent au cours du temps de -32 ‰ à -23 ‰. Les auteurs ont différencié 4 zones.

Zone 1 : de 24000 ans B.P. à 20000 ans B.P..

Le spectre du δ¹³C connaît des variations irrégulières, les valeurs varient entre -25 ‰ et -30 ‰. On devine la dominance des plantes de type C₃.

Zone 2 : de 20000 ans B.P. à 13000 ans B.P..

On note une croissance des valeurs du δ¹³C qui fluctuent de -28 ‰ à -23 ‰.

Zone 3 : de 13000 ans B.P. à 10000 ans B.P..

Les valeurs du δ¹³C varient entre -31 ‰ et -26 ‰; il y a toujours une dominance des plantes de type C₃.

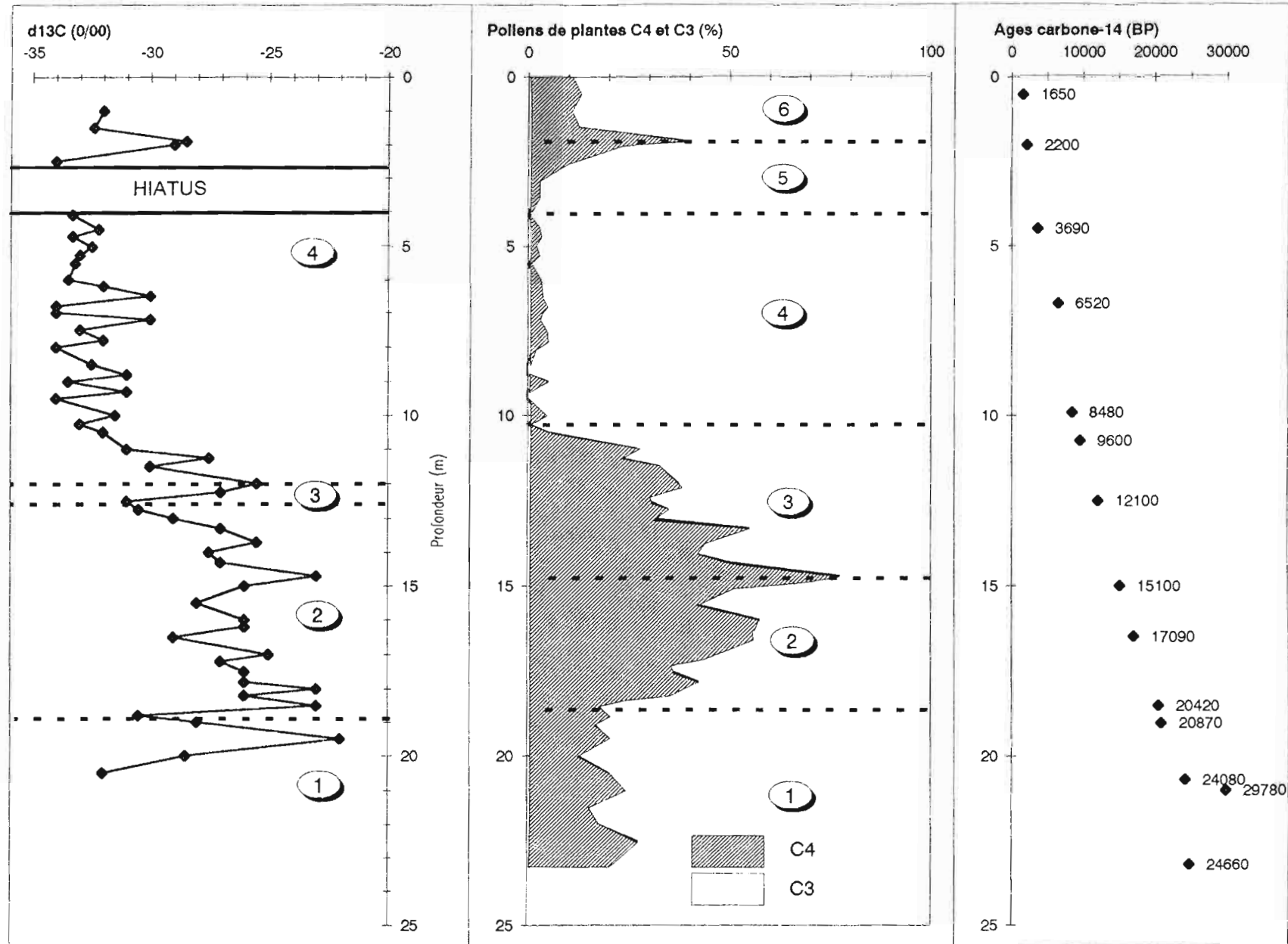


Figure 33. Le lac Barombi Mbo : courbes de carbone-13, C₄, C₃ et âges carbone-14.
Source : Pierre Giresse et al. (1994)

Zone 4 : de 10000 ans B.P. à 1800 ans B.P..

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ ont une tendance très négative, elles atteignent en moyenne -32‰ , exception faite entre 2500 et 2000 ans B.P. où elles sont supérieures à -30‰ . Les auteurs signalent deux hiatus : le premier entre 3000 et 4000 ans B.P., le second de 1800 ans B.P. à l'Actuel.

1.6.2 L'analyse palynologique.

Dans cette région, la majorité des Gramineae appartiennent aux savanes. Un taux important de Gramineae reflète une végétation de type ouverte (VINCENS, 1982 ; BRENAC, 1988). Les auteurs distinguent 6 zones.

Zone 1 : avant 20000 ans B.P..

Les Gramineae représentent 10 à 15 %. Les pourcentages des pollens de Cyperaceae varient entre 3 et 16 %. La forêt à un pourcentage équivalent à l'Actuel (80 %).

Zone 2 : de 20000 ans B.P. à 14000 ans B.P..

Les Gramineae atteignent 30 % et les Cyperaceae un maximum de 20 %, alors que les taxons forestiers baissent.

Zone 3 : de 14000 ans B.P. à 9500 ans B.P..

On observe une décroissance des taxons herbacés à partir de 12500 ans B.P. : les Cyperaceae ont des pourcentages faibles de 4 à 6 % et disparaissent totalement au début de l'Holocène. Les taxons arborés s'étendent de nouveau.

Zone 4 : de 9500 ans B.P. à 3000 ans B.P..

Les pourcentages des Gramineae sont réellement faibles (1 à 2 %). Les taxons arborescents atteignent leur densité maximale.

Zone 5 : de 3000 ans B.P. à 2000 ans B.P..

On observe une nouvelle remontée des taxons herbacés qui culminent à 2500 ans B.P. : les Gramineae ont des pourcentages compris entre 20 et 40 %. Le pourcentage de pollen d'arbre, quant à lui, baisse.

Zone 6 : de 2000 ans B.P. à l'Actuel.

Le pourcentage des plantes de type C_4 chute brutalement (entre 7 et 11 %) ; au sommet du sédiment, il atteint 7 %. Les taxons forestiers augmentent et sont proches des pourcentages actuels.

1.8 Conclusion.

Précédemment, ont été présentés les résultats des différentes analyses qui permettent une première représentation des comportements des milieux tourbeux, lacustres et forestiers. Par contre, il serait intéressant de comparer les résultats obtenus des diverses méthodes, notamment l'analyse palynologique et l'analyse isotopique du carbone-13, de connaître leur degré de corrélation, leurs discordances et enfin, de voir quel est le degré explicatif de la spectrométrie infrarouge et de l'analyse de la sédimentation de la matière organique.

2. Comparaison des résultats.

L'essentiel de cette partie consiste en la comparaison des résultats de l'analyse isotopique du ^{13}C et de l'analyse palynologique.

Ainsi que cela a été présenté dans l'introduction générale, la signature isotopique du ^{13}C varie grossièrement dans le même sens que le spectre pollinique, mais il existe parfois des nuances. Ces dernières peuvent être confirmées par les spectres de la détermination quantitative infrarouge des principaux constituants minéraux ou amorphes, et expliquées par l'étude de la sédimentation de la matière organique.

2.1 Le Sud-Congo.

2.1.1 Le marécage de la Songolo.

L'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ est identique à celle des courbes palynologiques, on obtient un coefficient de corrélation de 0.7 (figure 34). Leur signal est analogue : les valeurs maximales enregistrées par les pollens sont simultanément répercutées sur la courbe isotopique du ^{13}C . Ce qui laisse supposer que le signal est local.

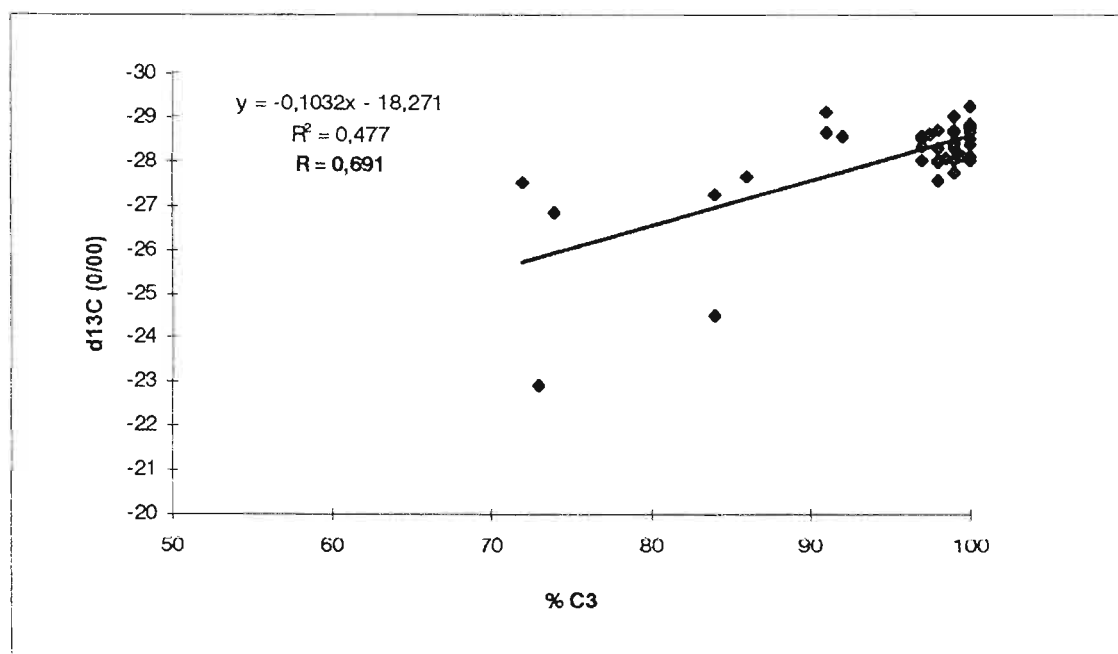


Figure 34 : Nuage de points et corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et les pollens des plantes C_3 pour Songolo.

On distingue, lorsque l'on compare les résultats des différentes analyses, 3 principales zones (figure 25 et 26).

- Zone 1 : de 7000 ans B.P. à 4000 ans B.P..

Les faibles valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ permettent d'identifier un environnement forestier (les valeurs sont comprises entre -29‰ et -28‰). Ces constatations sont en accord avec les résultats palynologiques où les pourcentages des taxons arborés avoisinent les 98 %.

Les spectres des composés minéraux et amorphes confirment les résultats précédents. Entre 6100 ans B.P. et 5220 ans B.P., le niveau de la matière organique est moins détritique, d'ailleurs la réponse du $\delta^{13}\text{C}$ est plus tardive par rapport à l'augmentation des plantes C_4 .

- Zone 2 : de 4000 ans B.P. à 3000 ans B.P..

Une légère augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ coïncide avec l'extension des taxons herbacés qui sont uniquement représentés par les Gramineae. Ces valeurs corroborent la dominance de la forêt associée à une végétation ouverte.

- Zone 3 : à partir de 3000 ans B.P..

Au début de la zone, on observe une baisse simultanée des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et des plantes de type C_4 , signe d'un épisode plus forestier. Après, l'augmentation des pourcentages des Gramineae et des Cyperaceae concorde avec l'enrichissement du $\delta^{13}\text{C}$. La croissance du $\delta^{13}\text{C}$ suggère la présence d'une végétation de type ouverte : les valeurs enregistrées sont intermédiaires entre les plantes C_4 et C_3 .

Les spectres obtenus avec la spectrométrie infrarouge confirment les résultats des deux précédentes méthodes. La matière organique est détritique et locale car une tourbe est, essentiellement, composée de matériau *in situ*. Les quatre méthodes sont complémentaires et pourraient permettre une reconstitution des paléoenvironnements.

2.1.2 Coraf 2.

Dans le cas de la séquence Coraf 2, le coefficient de corrélation (figure 35) est bon (0.7).

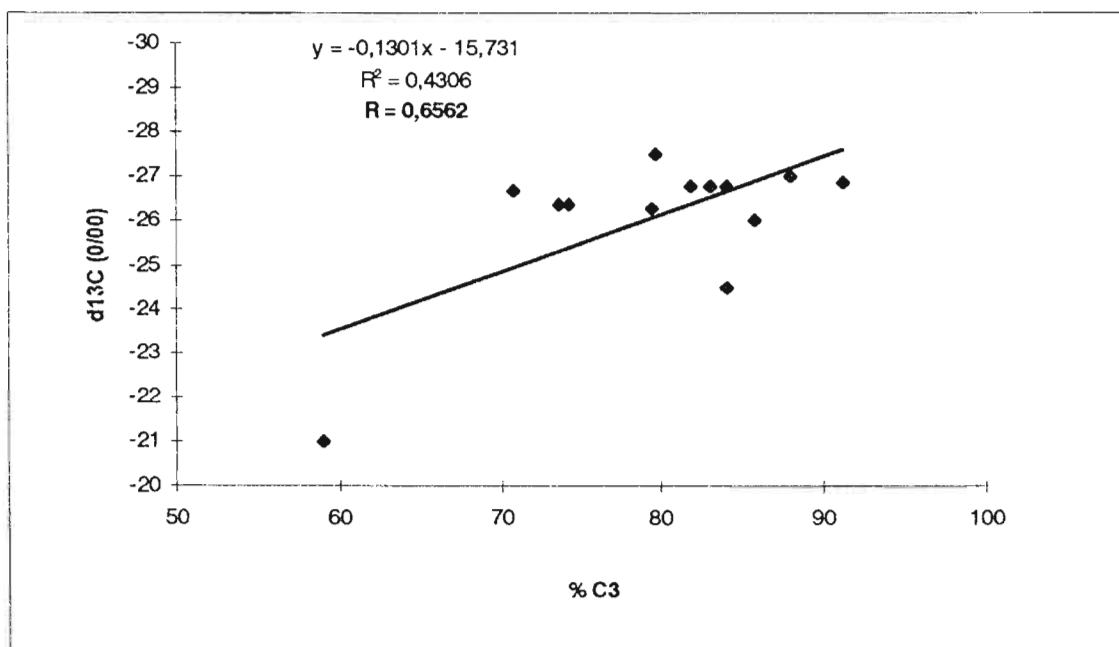


Figure 35 : Nuage de points et corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et les pollens des plantes C_3 pour Coraf 2.

Pour cette séquence, la comparaison de l'analyse isotopique du ^{13}C et de l'analyse palynologique (figure 27) permet de mettre en évidence 2 zones.

- Zone 1 : de 2800 ans B.P. à 940 ans.

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -28‰ et -26‰ . Les plantes de type C_3 dominent. Ces résultats sont concordants avec l'analyse palynologique où les pollens d'arbres représentent 75 %. Ces résultats traduisent la dominance des formations forestières dans le paysage.

- Zone 2 : à partir de 940 B.P..

L'enrichissement en ^{13}C concorde avec l'augmentation des plantes herbacées comme le confirme l'analyse des données polliniques. Sous une domination forestière, apparaît une végétation de type ouverte ce que prouvent les valeurs intermédiaires (de -26‰ à -21‰).

La végétation actuelle sur ce site est de type savanicole (C_4), ces résultats montrent que la matière organique s'est formée sous une végétation de type C_3 .

2.1.3 Le lac Kitina.

La signature isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ varie grossièrement dans le même sens que celle de l'analyse palynologique mais elle est fortement marquée par la production primaire *in situ*, qui lui donne sa signature. Ces faits sont mis en évidence dans figure 36 par le faible coefficient de corrélation (0.05).

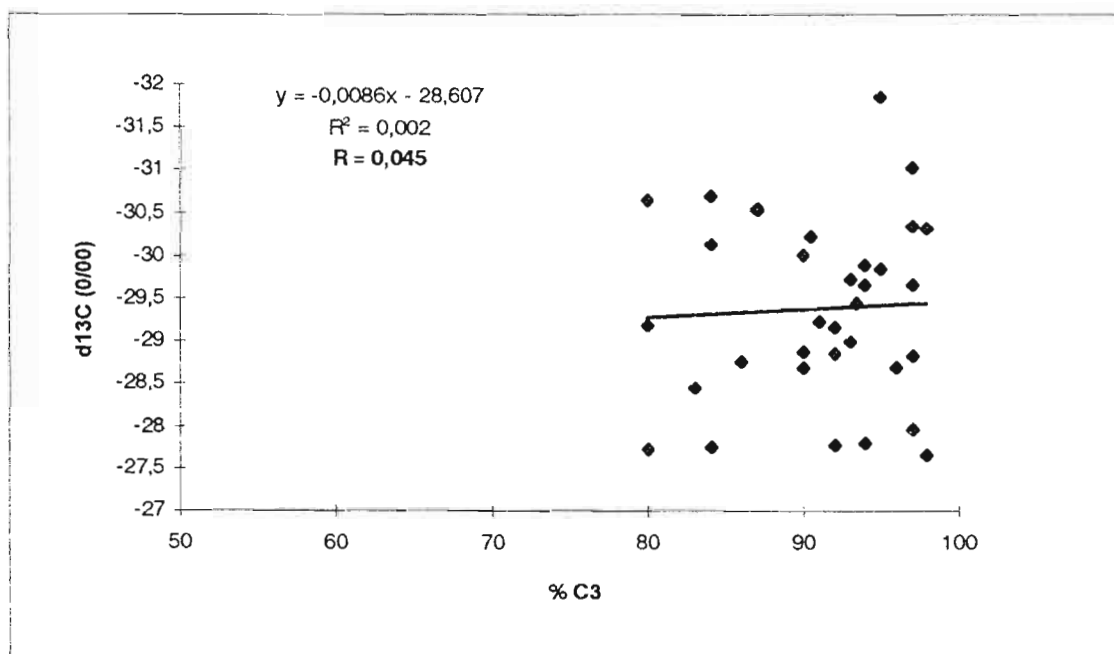


Figure 36 : Nuage de points et corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et les pollens des plantes C_3 pour le lac Kitina.

La comparaison des résultats (figure 28 et 29) dans le cas de ce lac permet de différencier 3 zones.

- Zone 1 : de 5500 ans B.P. à 2490 ans B.P..

Les faibles valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -31 ‰ et -28 ‰ indiquent un environnement forestier, résultat confirmé par les données palynologiques où les taxons forestiers ont des valeurs comprises entre 90 et 98 %.

L'analyse de la sédimentation de la matière organique, essentiellement composée par la production primaire (matière organique amorphe) autochtone, montre que les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont proches des valeurs de la référence lacustre trinalgae (MEYER, 1994). Cette référence forme une matrice sur laquelle se greffent les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des différents types de plantes (C_4 et C_3) résultants, pour l'essentiel, des apports allochtones (débris végétaux). Cette analyse est expliquée sur la figure 45 page 106.

De 5500 ans B.P. à 2490 ans B.P., on note un déplacement des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ vers des apports biodétritiques riches en plantes C_3 .

- Zone 2 : à partir de 2490 ans B.P..

Peu après 2490 ans B.P., les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ baissent brusquement (-32 ‰) alors que les plantes en C_4 augmentent.

Il y a opposition entre les deux signaux. On peut corréler cette opposition au spectre de la silice amorphe (notamment les Diatomées) qui, à ce moment-là, enregistre son pourcentage le plus élevé (25 %). L'observation de la matière organique, majoritairement amorphe, de certains échantillons confirme ces constatations. En effet, on peut associer cette faible valeur du $\delta^{13}\text{C}$ à une importante production primaire qui est attestée par l'augmentation de la silice amorphe, et qui marquent les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$. Les apports allochtones sont les apports résultant de l'ensemble du bassin-versant.

A partir de 2000 ans B.P. jusqu'à l'Actuel, l'augmentation des Gramineae, mais surtout des Cyperaceae coïncide avec la croissance du $\delta^{13}\text{C}$ (-27.7 ‰) plus régulière que celle des herbacées. L'analyse de la matière organique montre une influence croissante sur les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de la matrice des apports détritiques biogènes des plantes C_4 avec quelques variations vers le pôle forestier. Ces résultats confirment la dominance dans le paysage des formations forestières.

2.1.4 L'étang de Ngamakala.

Les signaux isotopiques et palynologiques varient dans le même sens pour les deux sédiments. Leur coefficient de corrélation est très fort (0.9), néanmoins, bien que la forêt domine ($\delta^{13}\text{C}$ de -28 ‰), le pourcentage des herbacées reste élevé (figures 37 et 38).

2.1.4.1 Gama 1.

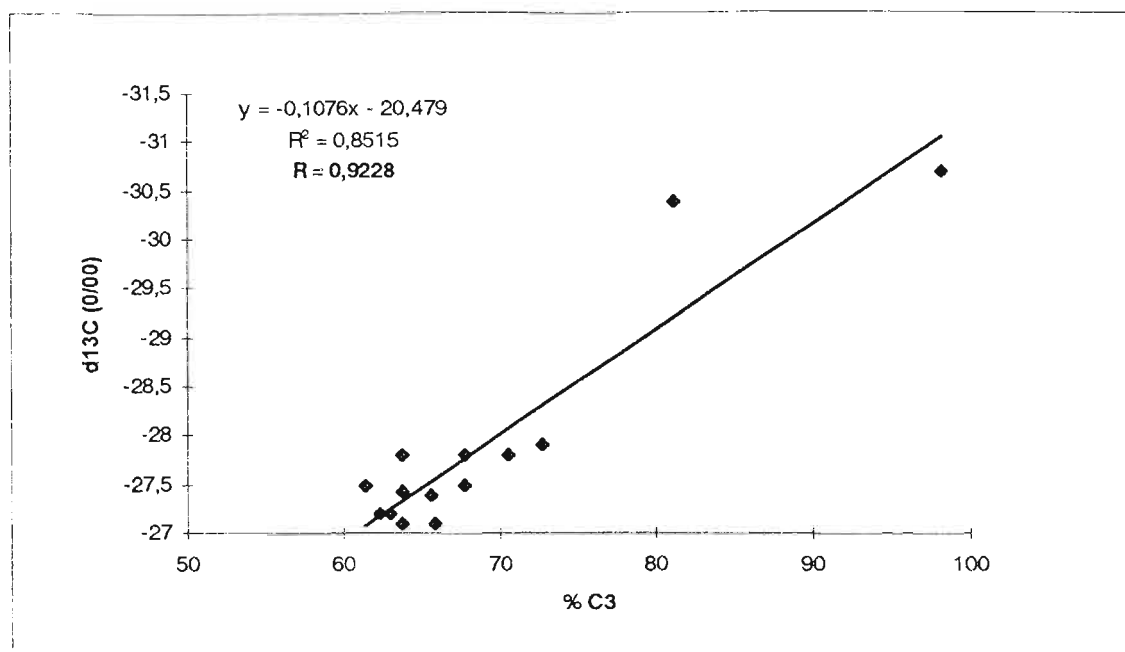


Figure 37 : Nuage de points et corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et les pollens des plantes C_3 pour Gama 1.

La comparaison des résultats (figure 30) permet de mettre en évidence 2 zones.

Zone 1 : de 3300 ans B.P. à 1000 ans B.P..

Zone 1a : jusqu'à 80 cm, ce niveau marque le passage d'une végétation forestière à une végétation un peu plus ouverte.

De fait, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ passent de -31‰ à -27‰ , de même le pourcentage des plantes C_4 croît de 0 à 35 %. Ces résultats confirment l'influence des plantes de type C_4 sur les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ à -27‰ sont caractéristiques d'une végétation de type C_3 mais le gain de 4‰ permet d'envisager la présence d'une végétation ouverte à proximité de la dépression comme le confirment les résultats palynologiques.

Zone 1b : à partir de 80 cm, la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ est stable : comprise entre $-27,5\text{‰}$ et -27‰ , le pourcentage des plantes de type C_4 est élevé mais régulier (30 à 35 %). Ces données indiquent la dominance des plantes de type C_3 associées aux plantes C_4 .

Zone 2 : à partir de 1000 ans B.P..

La valeur du $\delta^{13}\text{C}$ est en moyenne de -28‰ , valeur caractéristique des plantes de type C_3 . Les résultats palynologiques indiquent sous une dominance forestière une légère baisse des plantes C_4 . Le paysage est dominé par la forêt mais associée à une formation ouverte.

Même si le signal isotopique est typiquement forestier, il enregistre tout de même les variations occurrentes : quand la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ est de -27‰ le signal est purement C_3 mais il n'y a que 60 % de pollens C_3 .

2.1.4.2 Gama 2.

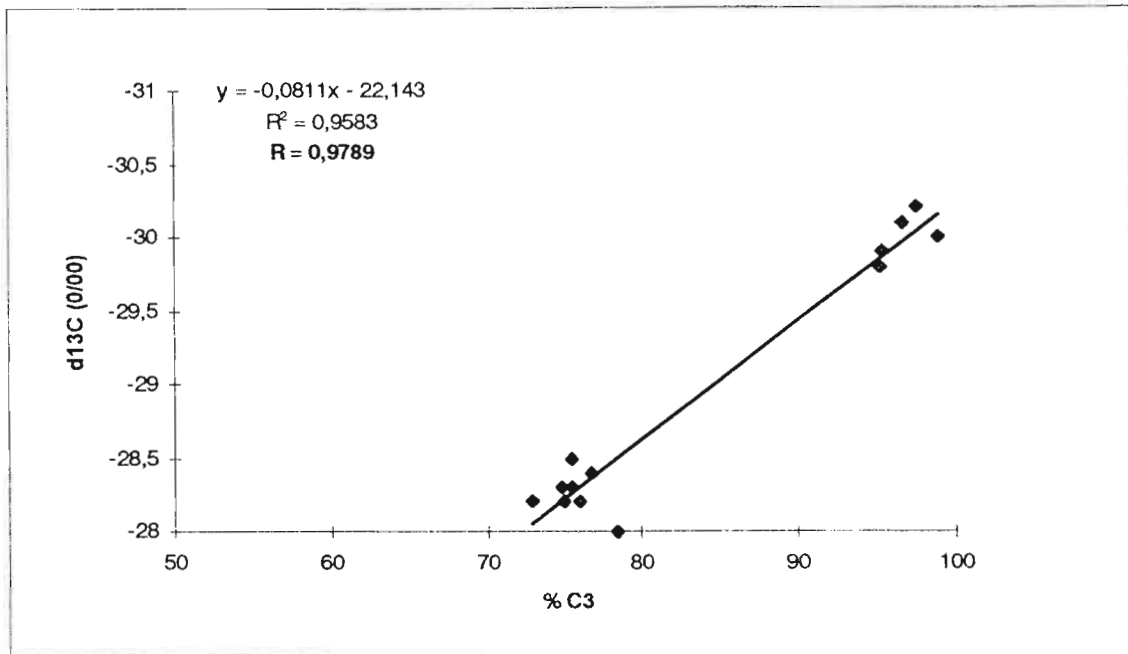


Figure 38 : Nuage de points et corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et les pollens des plantes C_3 pour Gama 2.

La comparaison des résultats des analyses isotopique et palynologique (figure 31) permet de distinguer 2 zones.

Zone 1 : de 1000 ans B.P. à 500 ans B.P..

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont en moyenne de -30 ‰ , ce qui suggère la présence d'une végétation exclusivement forestière. Ces résultats concordent avec ceux de l'analyse palynologique où les taxons arborés enregistrent des pourcentages proches de 90 % du total pollinique. Les taxons herbacés représentent moins de 10 %.

Zone 2 : à partir de 500 ans B.P..

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ croissent jusqu'à -28 ‰ , valeur typique des plantes de type C_3 mais, simultanément, les plantes de type C_4 ont des pourcentages qui passent de 5 % à 25 %. Ces résultats supposent l'apparition d'une formation végétale ouverte à Gramineae et Cyperaceae.

2.1.5 Le bois de Bilanko.

Sur l'ensemble du profil, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -29 ‰ et -28 ‰ , ce sont des valeurs propres à une végétation de type C_3 . En effet, les données obtenues lors de l'analyse palynologique sont proches de ces résultats : les pourcentages des taxons forestiers sont proches de 100 %.

La corrélation entre les deux méthodes est très faible de l'ordre de 0.02 (figure 39), mais si l'on supprime un point comme celui à 30 cm par exemple, on obtient une corrélation très forte de 0.89.

Deux explications sont possibles : la première consiste à dire que l'on n'a pas suffisamment de points pour obtenir une corrélation fiable, la seconde donnerait un élément de réponse en permettant de dire qu'il y a un problème avec le contenu de l'échantillon.

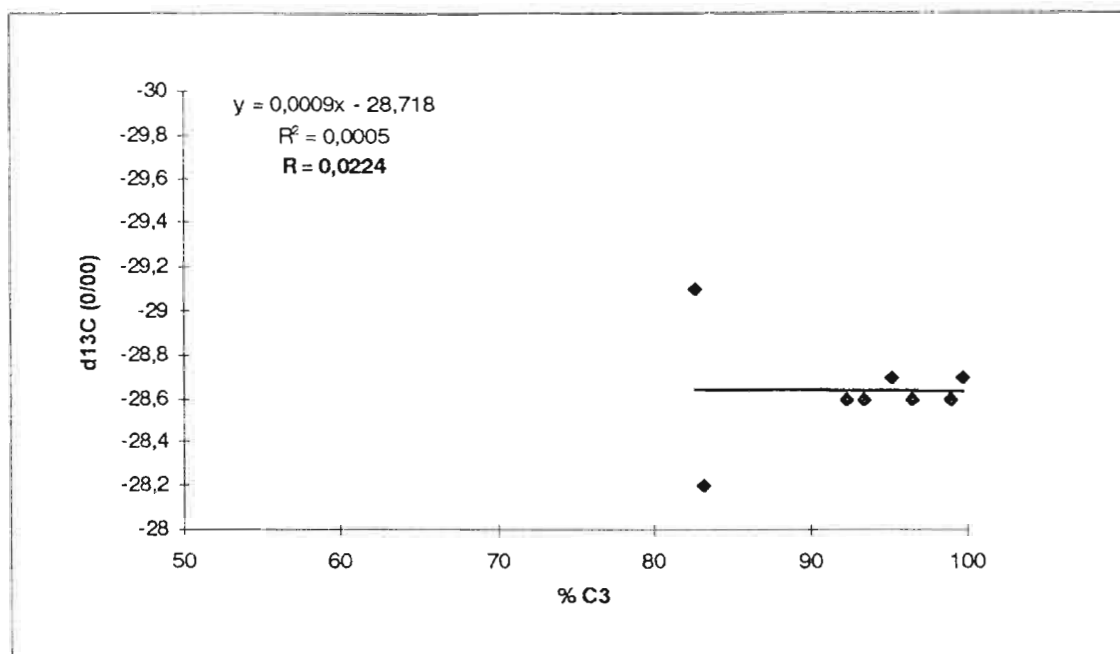


Figure 39 : Nuage de points et corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et les pollens des plantes C_3 - le bois de Bilanko.

La comparaison de ces 2 méthodes (figure 32) permet de mettre en évidence une opposition entre la signature isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ et le spectre pollinique. Ceci est le cas à partir de 6000 ans B.P., où, alors que le pourcentage de plantes C_4 croît de 0.5 % à 15 % à 1500 ans B.P., le $\delta^{13}\text{C}$ subit une variation négative, et atteint -29‰ à 1500 B.P.. De 1500 ans B.P. à l'Actuel, les deux spectres ont la même signature : le paysage est forestier.

2.2 Le lac Barombi Mbo.

L'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ est identique à celle des courbes palynologiques. On obtient un coefficient de corrélation de 0.8 (figure 40). Leur signal est analogue, les valeurs maximales enregistrées par les pollens sont simultanément répercutées sur la courbe isotopique du ^{13}C .

La comparaison de l'analyse isotopique et de l'analyse palynologique (figure 33) permet de différencier 4 zones (GIRESSE *et al.*, 1994).

Zone 1 : de 24000 ans B.P. à 20000 ans B.P.,

Le spectre des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ est irrégulier : elles passent de -25‰ à -30‰ . Ces valeurs sont en accord avec les résultats palynologiques qui mettent en évidence une extension de la forêt.

Zone 2 : de 20000 ans B.P. à 13000 ans B.P..

La concentration en ^{13}C de cette phase augmente : les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -28‰ et -23‰ . Parallèlement, on note une croissance des taxons herbacées qui coïncident avec l'augmentation des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$. Ces résultats laissent supposer la présence dans le paysage d'une formation végétale ouverte.

D'après GIRESE *et al.* (1994) ces résultats correspondent à la présence d'une mosaïque forêt-savane.

Zone 3 : de 13000 ans B.P. à 10000 ans B.P..

Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ varient entre -31‰ et -26‰ . On note deux variations positives des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ dans ce niveau, qui correspondent à des augmentations des plantes de type C_4 .

Zone 4 : à partir de 10000 ans B.P..

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont très négatives, proches de -32‰ , sauf entre 2500 ans B.P. et 2000 ans B.P. où elles atteignent -30‰ . Les faibles valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont confirmées par une extension des taxons arborés qui indiquent le développement de la forêt à partir du début Holocène (GIRESE *et al.*, 1994).

Selon GIRESE *et al.* (1994), les signatures du $\delta^{13}\text{C}$ varient dans le même sens que les spectres polliniques. Ce fait est observé sur la figure 39, mais les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont parfois très faibles. Ces auteurs expliquent ce phénomène par les faibles valeurs que peut atteindre le $\delta^{13}\text{C}$ des arbres à canopé du milieu tropical. Il faut tout de même noter, qu'à aucun moment ils font référence à l'éventualité d'une production primaire dans le milieu lentique.

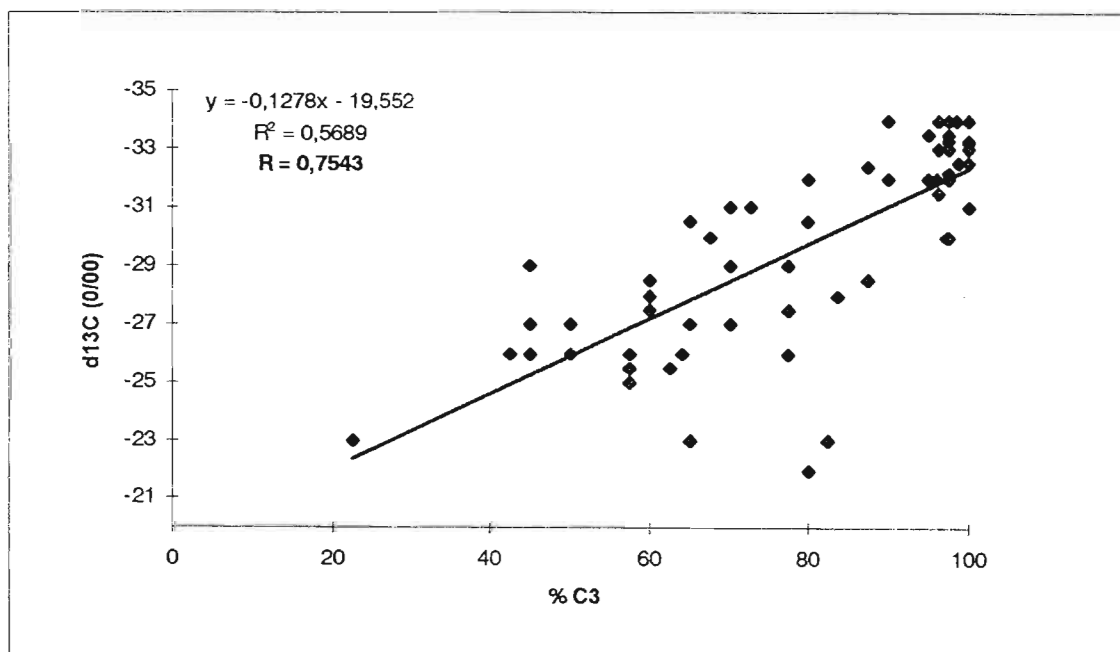


Figure 40 : Nuage de points et corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et les pollens des plantes C_3 pour le lac Barombi Mbo.

2.3. Conclusion.

L'étude des résultats et leur comparaison ont permis d'aboutir aux conclusions suivantes :

1. Le signal des sédiments tourbeux est typiquement local ce que reflète la très bonne corrélation obtenue entre les résultats des analyses palynologiques et isotopique du ^{13}C , alors que le signal des sédiments lacustres est non seulement local (production primaire) mais aussi extra local, et dépend de la superficie du bassin-versant drainé, ce que reflète la faible corrélation obtenue.
2. Les problèmes observés dans le cas de la carotte Kitina, mais aussi les autres résultats indiquent clairement que le signal du ^{13}C est purement local alors que le signal palynologique est local, extra-local voire régional.

Chapitre 4.
DISCUSSION.

De nombreux travaux accomplis ont permis de tirer des conclusions importantes sur l'histoire de la végétation et du climat. Dans le chapitre 3, on a étudié plusieurs sédiments (lacustres et tourbeux) localisés, d'une part, au Sud-Congo et, d'autre part, dans l'ouest Cameroun, par l'intermédiaire de différentes méthodes (analyse isotopique du carbone-13, analyse palynologique, spectrométrie infrarouge et analyse de la sédimentation de la matière organique). La comparaison des résultats obtenus a permis, dans l'ensemble, de mettre en évidence une bonne corrélation entre l'analyse isotopique du carbone-13 et l'analyse palynologique.

La contribution de l'analyse isotopique du carbone-13 et de l'analyse palynologique à la reconstitution paléogéographique des derniers épisodes du Quaternaire en Afrique Centrale Atlantique permet d'observer des variations dans les conditions du milieu, comme les changements paléobotaniques et la provenance au sein des bassins versants élémentaires de la flore.

La comparaison des méthodes et leur validité fera l'objet d'une première partie. La seconde partie sera consacrée à l'interprétation des résultats en Afrique Centrale Atlantique. Ces connaissances seront ensuite élargies à l'ensemble de l'Afrique Centrale.

1. Comparaison des méthodes.

L'analyse des résultats a permis une confrontation tacite des méthodes utilisées. Celle-ci a mis en évidence une bonne corrélation entre l'analyse isotopique du ^{13}C et palynologique sur l'ensemble des sédiments, exception faite du lac Kitina et du bois de Bilanko. Deux situations se présentent :

- dans le premier cas : lors d'une bonne corrélation, il serait intéressant de voir s'il y a des discordances entre les signaux des méthodes, à quel phénomène on peut les attribuer comme par exemple la provenance de la matière organique ou encore au temps de réaction nécessaire de la végétation lors d'un changement climatique ou paléoclimatique ;
- dans le second cas : lors d'une corrélation médiocre, il serait bon de connaître les causes de ce dysfonctionnement.

Ces situations permettront d'aboutir à l'analyse des apports de chaque méthode et de leur validité dans la tentative de reconstitution des paléovégétations et par conséquent des paléoenvironnements.

1.1 Cas des bonnes corrélations.

On remarque d'emblée que l'analyse palynologique et l'analyse isotopique du ^{13}C sont complémentaires : les spectres sont quasi-identiques.

1.1.1 La rivière Songolo.

Dans le cas de Songolo, la corrélation est de 0.7 (figure 34). On observe le même signal sur l'ensemble du profil.

On note cependant deux irrégularités :

- la première entre 5220 ans B.P. et 5000 ans B.P. (figure 25, zone 1). Le signal palynologique est stable, marqué par une forte proportion de plantes de type C_3 donc par un écosystème purement forestier. Le $\delta^{13}\text{C}$, quant à lui, augmente. Le C/N est faible, inférieur à 10 (on sait que lorsque le rapport du C/N augmente celui-ci atteste d'une amélioration de la qualité et de la quantité de la sédimentation de la matière organique ; SIFEDDINE, 1994). Ceci pourrait provenir d'un épisode moins humide que corroboreraient la sédimentation du quartz et la baisse de la matière organique mise en évidence par la spectrométrie infrarouge. Cet épisode, séculaire voire décadaire, n'aurait pas permis le développement d'une végétation ouverte.
- la seconde se localise entre 4000 ans B.P. et 3000 ans B.P. (figure 25, zone 1 et 2), peut-être vers 3500 ans B.P.. On note une croissance progressive des plantes de type C_4 et une réaction plus tardive du $\delta^{13}\text{C}$. Ce retard pourrait être lié à une lente dégradation de la matière organique et/ou à des apports d'une zone plus éloignée (à l'échelle du bassin versant extra-local, régional) des pollens de plantes C_4 (figure 41). Ces deux hypothèses permettraient de conclure à l'accumulation dans les marécages de plantes de type C_3 ce qui pourrait être assimilée à une période de transition lente entre deux situations climatiques et hydrologiques.

Cette zone marécageuse établie sur les sédiments remaniés (sables Plio-Pléistocène de la série des Cirques), lors de l'envoyage de la vallée, s'ouvre sur un bassin versant orienté SE-NW essentiellement sableux.

1.1.2 Le site de Coraf.

La carotte Coraf 2 a une corrélation (figure 35) identique à celle de Songolo (0.7). On note, tout de même, quelques discordances, notamment vers 25 cm, qui pourraient correspondre à une production primaire mais peut-être aussi à l'intervention de facteurs externes tels que la proximité de l'océan.

Vers 940 ans B.P. (figure 27, zone 1), deux interprétations du signal isotopique par rapport au signal palynologique peuvent être émises.

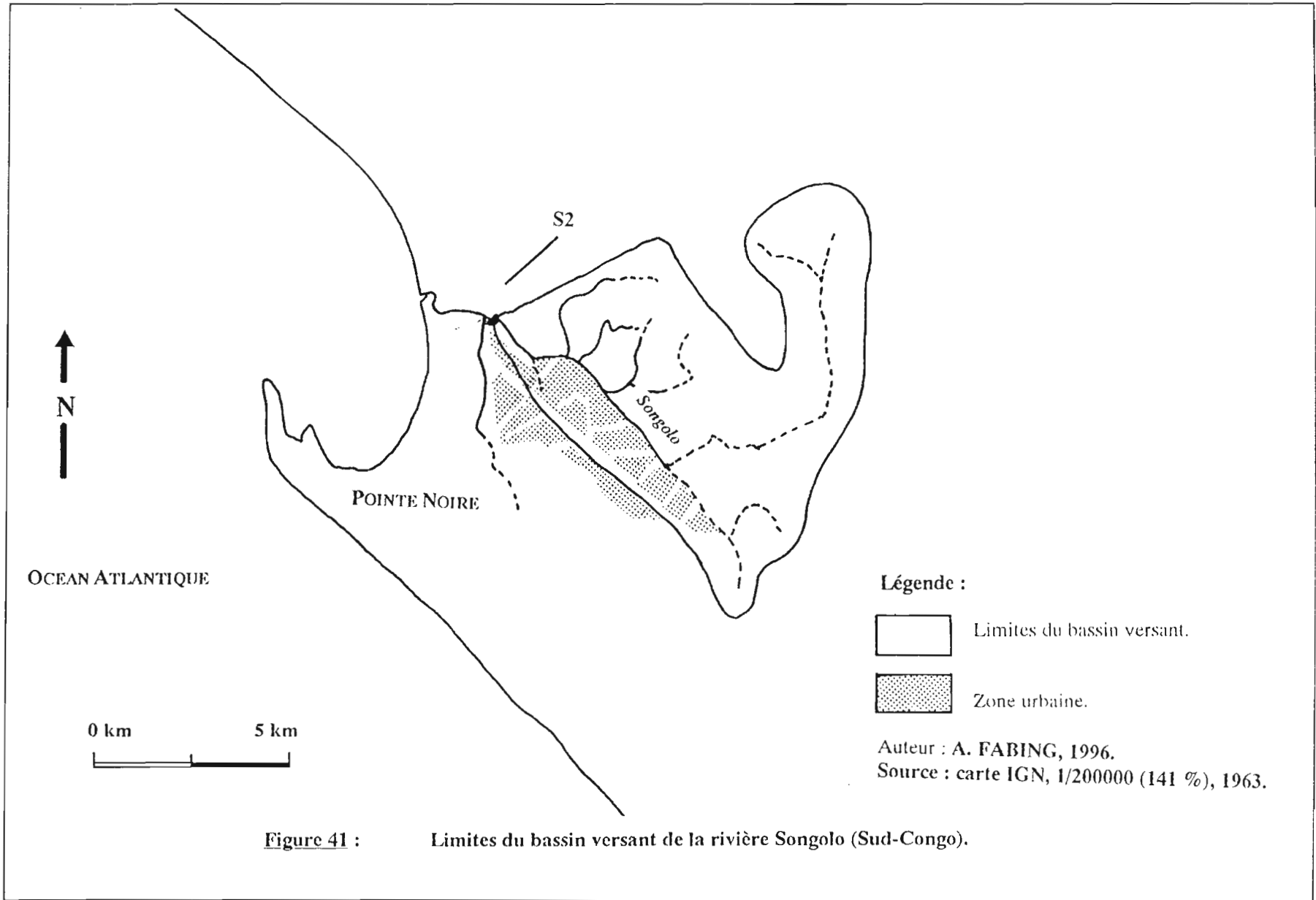


Figure 41 : Limites du bassin versant de la rivière Songolo (Sud-Congo).

Dans le premier cas, le signal isotopique est plus précoce que le signal palynologique : une végétation ouverte se serait développée très localement. Le signal $\delta^{13}\text{C}$ précéderait la mise en place de ce type de végétation dans le bassin versant.

Dans le second cas, le signal isotopique est plus tardif que le signal palynologique : les pollens proviendraient d'une échelle spatiale régionale influençant ainsi le signal local du $\delta^{13}\text{C}$.

1.1.3 L'étang de Ngamakala.

La dépression de Ngamakala, dans le cas des sédiments Gama 1 et Gama 2, offre une excellente corrélation (figure 37 et 38) entre l'analyse palynologique et isotopique du ^{13}C (0.9).

Pour Gama 1, on note deux retards dans le signal isotopique du ^{13}C par rapport au signal palynologique : l'un peu après 3300 ans B.P. à 80 cm, l'autre vers 1000 ans B.P. à 40 cm (figure 30, zone 2). Ces décalages pourraient s'expliquer par des apports de matière organiques allochtones (pollens et spores) qui proviendraient de l'ensemble du bassin versant (figure 42), voire plus éloignée (extra-locale).

Pour Gama 2, une légère opposition entre les signaux est remarquée peu après 500 ans B.P. à 65 cm (figure 31, zone 2). Il est difficile d'émettre une hypothèse à moins que l'on attribue la faiblesse du $\delta^{13}\text{C}$ à une production primaire qu'on ne saurait prouver.

1.1.4 Le lac Barombi Mbo.

La corrélation entre l'analyse isotopique et palynologique (figure 40) dans le cas du lac Barombi Mbo (ouest Cameroun) est bonne (0.8). Dans l'ensemble les signaux sont identiques, mais on note une multitude de variations au sein des spectres : notamment dans le cas du signal isotopique du ^{13}C .

Le lac Barombi Mbo est un lac de cratère. Il est constitué d'un bassin de réception bien défini et constant (figure 43). Il se caractérise par une homogénéité des apports détritiques qui résultent de l'ensemble du bassin versant.

On observe un décalage peu après 24000 ans B.P. (figure 33, zone 1) mais on ne peut pas émettre d'hypothèse car cette zone est perturbée. Par la suite les signaux sont plus ou moins semblables.

Une opposition des signaux est enregistrée vers 17000 ans B.P. (figure 33, zone 2). On peut attribuer ce décalage à un retard du signal $\delta^{13}\text{C}$ sur le signal palynologique. Pendant cette période aride (Dernier Maximum Glaciaire), il pourrait y avoir eu une diminution du niveau du lac donc une migration de la végétation du bassin versant vers les rives, puis vers le bassin de sédimentation. Par conséquent la fraction organique est alors dominée par des débris de plantes supérieures (marquant le $\delta^{13}\text{C}$) colonisant le lac et filtrant les apports détritiques (SIFEDDINE *et al.*, 1995a).

Figure 42. Limites du bassin versant de la dépression de Ngamakala (Sud-Congo).

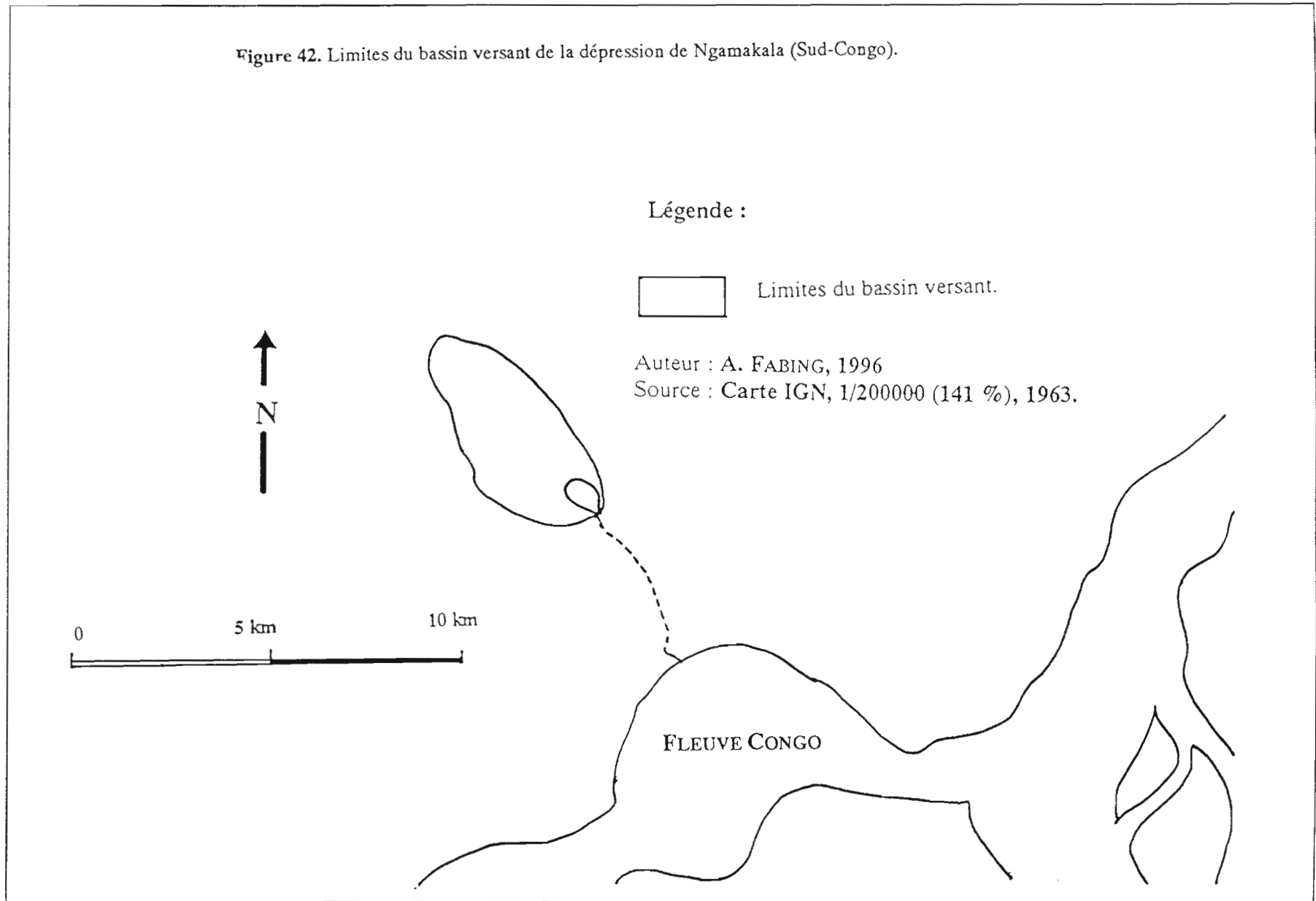
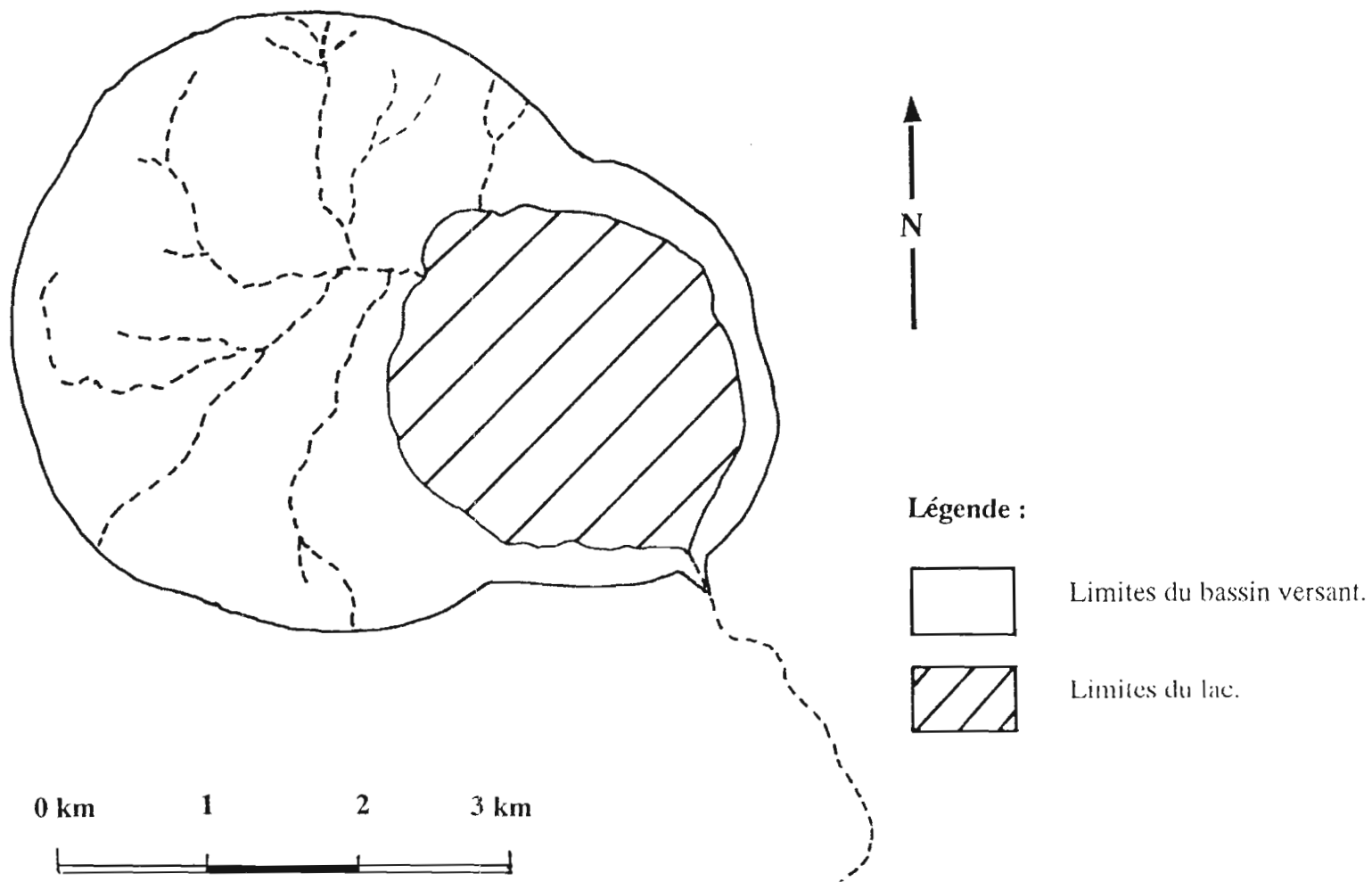


Figure 43 : Limites du bassin versant du lac Barombi Mbo (ouest Cameroun).
D'après GIRESSÉ *et al.*, 1994.



Les faibles valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ entre 8000 ans B.P. et 3500 ans B.P. (figure 33, zone 3) sont caractéristiques d'une période humide et par conséquent d'une augmentation du niveau lacustre accompagnée d'un développement de la production primaire (phytoplancton) et des plantes supérieures sur le bassin versant.

Dans le reste du profil les signaux sont identiques malgré les hiatus observés.

1.1.5 Conclusion.

Cette comparaison entre les deux signaux : palynologique et isotopique du ^{13}C , permet d'aboutir aux conclusions suivantes :

1. Les résultats de l'analyse isotopique du ^{13}C varient tout au long des profils en bonne corrélation avec l'analyse palynologique.
2. Par le contenu pollinique, les sédiments lacustres et tourbeux enregistrent simultanément les variations de la végétation locale mais aussi celles de la végétation environnante donc régionale ou extra-locale.
3. La comparaison entre le signal isotopique du ^{13}C , la sédimentation et le signal palynologique permet de séparer les effets locaux (enregistrés par l'analyse isotopique et la sédimentation) des effets régionaux enregistrés par l'étude palynologique.
4. Les lacs et tourbières enregistrent les variations de la tranche d'eau en relation avec les alternances de périodes sèches et humides ainsi que les variations de températures. Les tourbes ont un caractère plus local que les lacs, à moins que le bassin versant soit aussi bien défini que dans le cas du lac Barombi Mbo.

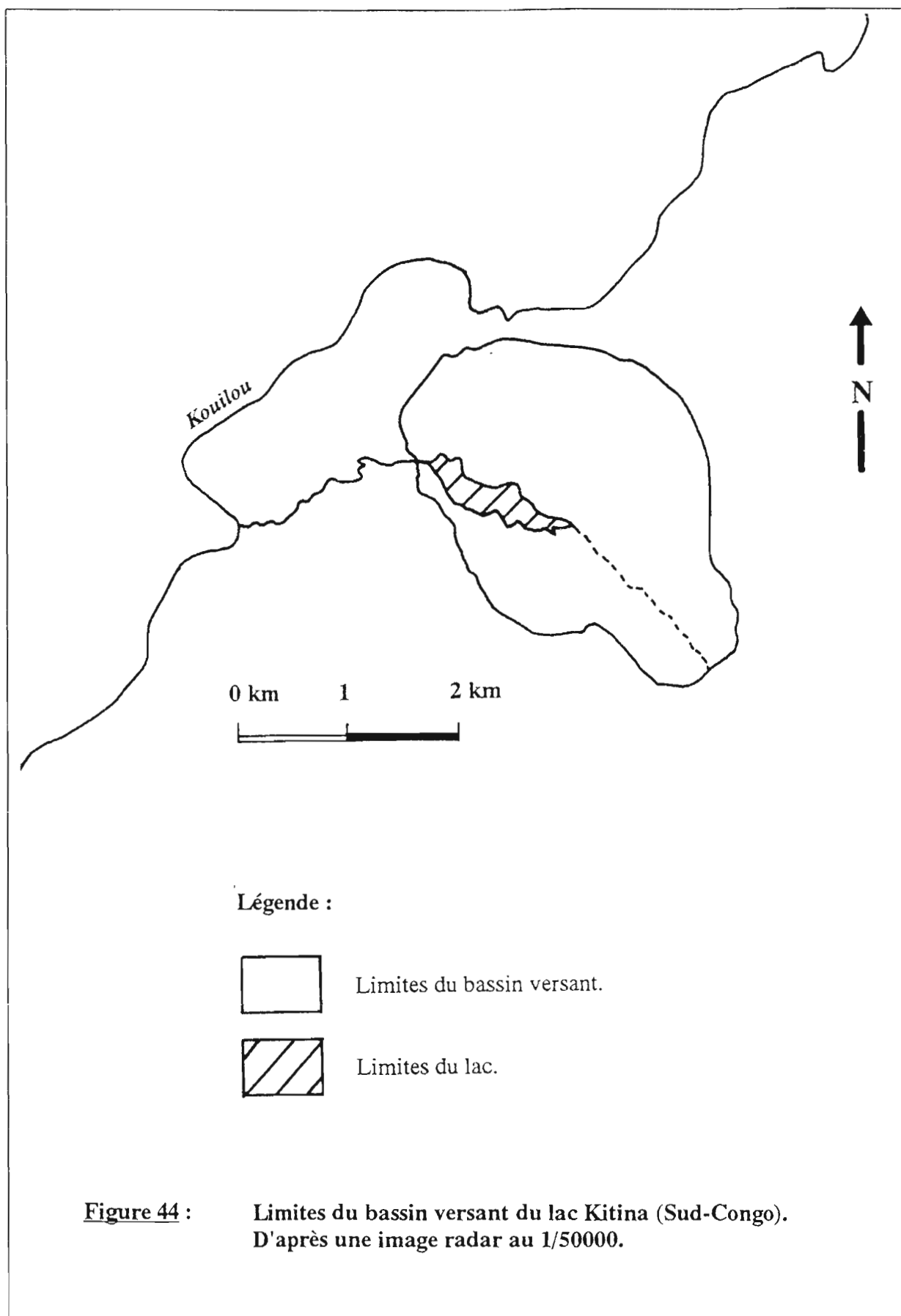
1.2 Cas des mauvaises corrélations.

Parmi les sédiments lacustres et tourbeux étudiés dans ce travail, seuls deux cas ont enregistré une très mauvaise corrélation : le sédiment du lac Kitina (en bordure du Mayombe) et le sédiment du bois de Bilanko (plateaux Bateke).

1.2.1 Le lac Kitina.

On a tenté de délimiter le bassin versant du lac Kitina d'après une photocopie d'une image radar (aucune carte n'étant disponible), c'est pourquoi il faut utiliser avec prudence la figure 44.

Sa corrélation entre l'analyse palynologique et l'analyse isotopique du ^{13}C (figure 36) est quasiment nulle (0.05). Ces analyses ont été complétées par la spectrométrie infrarouge des principaux constituants minéraux et amorphes ainsi que par une observation au microscope de la sédimentation de la matière organique dont les rôles sont purement explicatifs.



Les dissymétries les plus importantes observées se situent vers 4900 ans B.P. et entre 2500 ans B.P. et 500 ans B.P. (figure 28, zones 1b et 2).

Vers 4900 ans B.P. une variation positive de 2 ‰ du $\delta^{13}\text{C}$ est enregistrée alors que l'analyse pollinique montre une très nette dominance et stabilité de la couverture forestière (95 %). Le manque d'informations ne permet en aucun cas d'émettre une explication plausible.

La période entre 2500 ans B.P. et 500 ans B.P. est marquée par une dégradation de la forêt et un changement majeur de la configuration de la végétation autour du lac Kitina. Cette période peut être qualifiée de plus sèche. Entre 2500 ans B.P. et 500 ans B.P., on observe deux comportements différents.

De 2500 ans à 1000 ans B.P. à 111 cm, il n'y a aucune correspondance entre le signal isotopique et le signal palynologique. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont très faibles (-32 ‰ à 200 cm). Ces observations sont confirmées par l'important pourcentage de silice amorphe essentiellement constituée de Diatomées (figure 29, zone 2). Ces valeurs sont attribuées à la production primaire.

En effet, l'observation au microscope de la matière organique a permis de mettre en évidence une importante production primaire (matière organique amorphe). Fait qui est confirmé si l'on associe la valeur du rapport C/N pour chaque échantillon à la valeur du $\delta^{13}\text{C}$.

C'est une méthode qui, selon P. Meyer (1994), constitue un bon marqueur pour distinguer l'origine de la matière organique et des apports détritiques. Ainsi, si l'on rapporte les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ aux valeurs du rapport C/N, on obtient dans le cas du lac Kitina un nuage de points très proche de celui typique des algues lacustres (figure 45).

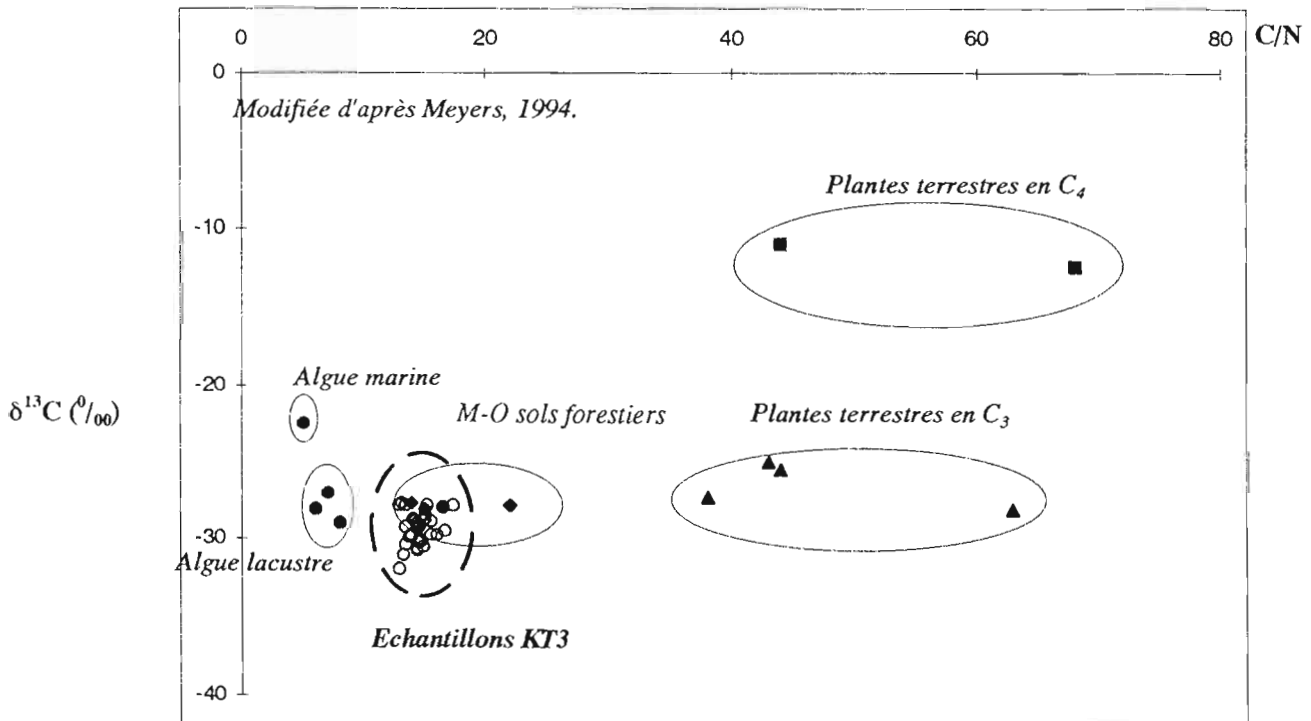


Figure 45 : Combinaison des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et du rapport C/N d'après Meyers (1994), Schwartz (1993) et Tsabala (1988).

Dans cette situation, le signal très local (phytoplancton) de l'analyse isotopique est perturbé par les apports allochtones résultants de l'ensemble du bassin versant.

On peut tout de même émettre une réserve dans la mesure où certaines valeurs du rapport C/N de la matière organique du sol (litière) peuvent avoir un nuage de points proche de celui des algues lacustres (communication orale de D. Schwartz). Afin d'avoir confirmation ou infirmation de cette hypothèse, il serait souhaitable d'analyser la matière organique des sols alentours pour définir ses caractéristiques. Il faudrait également incorporer à ces résultats l'impact de la diagénèse précoce sur les dépôts biodétritiques sachant que celle-ci est variable dans le temps et que la nature et l'intensité de ses processus dépendent étroitement de la qualité et de la quantité de chaque type de dépôts (PATIENCE *et al.*, 1995). Cette dernière affecte les qualités chimiques des dépôts et, par conséquent, la quantité de ^{13}C .

Pour l'instant, n'ayant pu faire de plus amples recherches, l'hypothèse d'une importante production primaire au sein du lac est des plus plausibles. Celle-ci confirmerait le caractère très local de l'analyse isotopique du ^{13}C et par conséquent le caractère extra-local et régional de l'analyse palynologique.

De 1000 ans à 500 ans B.P., on note un retard entre le signal isotopique et le signal palynologique. Les valeurs plus élevées du $\delta^{13}\text{C}$ supposent une moindre influence de la production primaire. Car même s'il existe un décalage entre les variations des deux signaux, ils sont grossièrement identiques. Ce décalage, comme on l'a déjà souligné, résulterait d'une provenance extra-locale ou régionale de la matière organique.

Dans le cas de ce sédiment, l'analyse isotopique du ^{13}C refléterait plutôt les variations au sein du bassin de sédimentation de la matière organique autochtone donc essentiellement phytoplanctonique alors que l'analyse palynologique évoquerait la migration de la végétation du bassin versant vers le lac lui-même. Les apports de matière organique allochtone témoignent de l'établissement ou de la disparition d'une couverture végétale sur le bassin versant et du lessivage des sols lors des différents épisodes climatiques.

1.2.2. Le bois de Bilanko.

Le cas du bois de Bilanko est assez particulier, il a la plus mauvaise corrélation égale à 0.02 (figure 39). Il s'agit d'une tourbe prélevée à 600 m d'altitude, au centre d'une dépression et recouverte d'un "radeau graminéen" (ELENGA, 1992) enclavé au sein d'une forêt hydromorphe (figure 46).

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre $-29,5\text{‰}$ et -28‰ : ce sont des valeurs typiques d'un écosystème forestier. Du point de vue palynologique, on remarque une importante domination des pollens d'arbres avec une légère diminution de ces derniers entre 6000 ans B.P. et 3000 ans B.P..

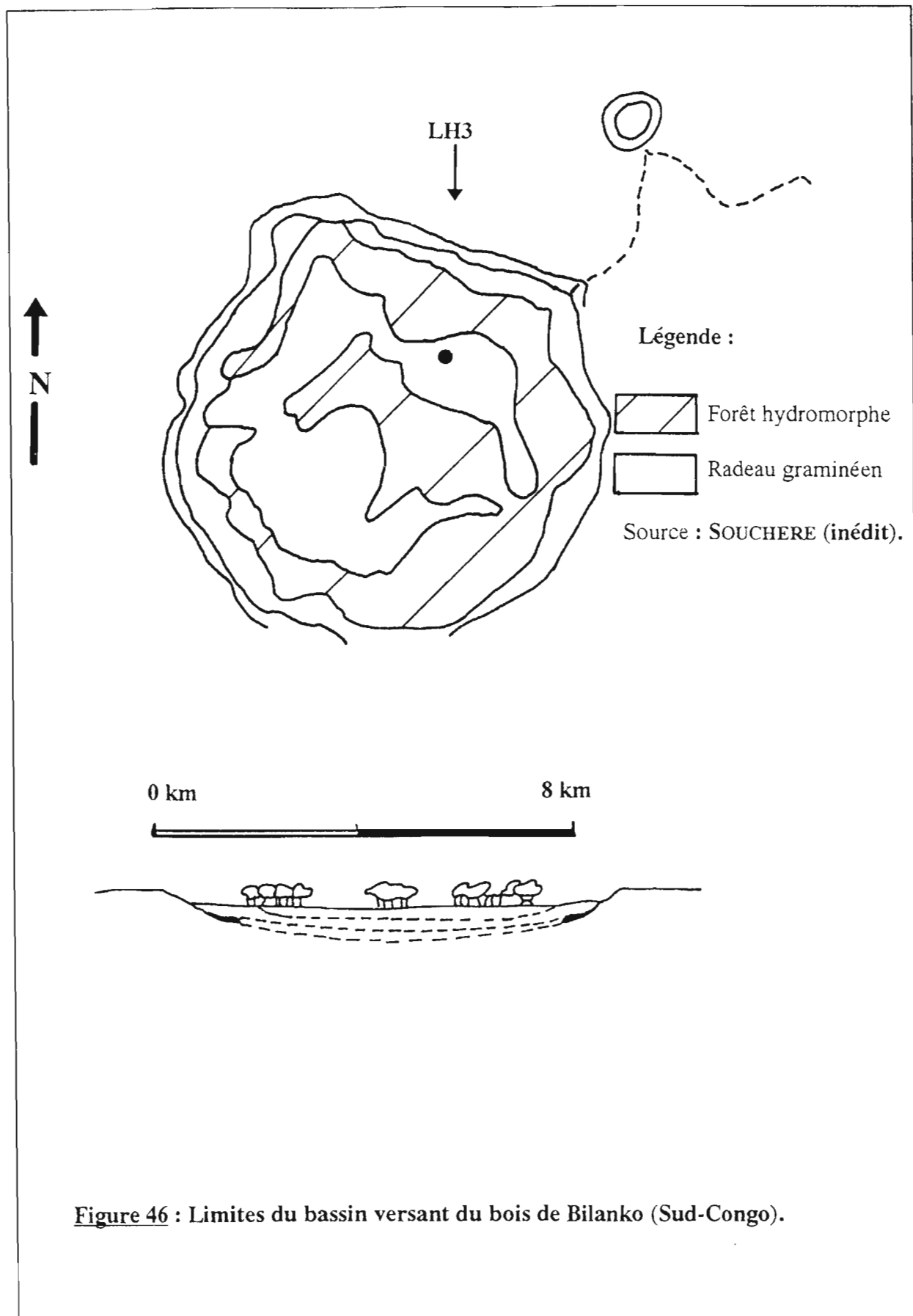


Figure 46 : Limites du bassin versant du bois de Bilanko (Sud-Congo).

Il est très difficile d'émettre une hypothèse cohérente quant à cette très faible corrélation. Deux situations pourraient être représentées.

Dans le premier cas de figure, la corrélation est effectivement mauvaise. On pourrait attribuer cela à la situation géographique particulière du site dans une dépression fermée ou endoréique sur un plateau soumis à de forts vents. Cette situation pourrait également être liée à des bioturbations (enfouissement) ou encore, attribuée à un apport exclusivement régional des pollens si l'on considère que le signal isotopique est strictement local.

On pourrait cependant envisager un second cas de figure pour lequel cette faible corrélation n'est qu'une apparence. En effet, l'opposition des signaux observée à 30 cm et à 1490 ans B.P. (figure 32, zone 2) où la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ est -29 ‰ et le pourcentage de graminées de 20 % pourrait s'expliquer par la nature de l'échantillon. Si l'on considère que cet âge (1490 ans B.P.) est un accident (présence de racines mortes *in situ* ; communication orale D. SCHWARTZ) le même problème aurait pu se poser pour la valeur du $\delta^{13}\text{C}$. Cette considération n'inclue pas l'analyse palynologique car dans son protocole d'analyse tout élément minéral et organique est détruit, seuls les pollens sont préservés. Somme toute, le point à 30 cm paraît inutilisable et si on le supprime, on obtient une très bonne corrélation de 0.89.

1.2.3 Conclusion.

Ces deux cas, Kitina et Bilanko, sont plus complexes que les sédiments offrant une bonne corrélation.

Deux faits s'imposent dans l'interprétation des résultats obtenus :

1. L'importance de la situation géographique et de l'intervention de facteurs environnementaux tels que la production primaire, le type de bassin versant.
2. Les méthodes comparées doivent être complétées par d'autres analyses (spectrométrie IR et sédimentation de la matière organique) mais il faut également être prudent lors de la manipulation.

1.3 Validité des méthodes.

Les premières remarques, qui concernent les bonnes corrélations entre les méthodes, permettent de dire que l'analyse palynologique et l'analyse isotopique du ^{13}C apparaissent comme complémentaires et permettent une interprétation des variations observées en termes de changements de la végétation. Les légères discordances discernées pourraient être attribuées au caractère moins local de l'analyse palynologique.

Dans cette situation ces deux méthodes sont valides. Elles confirment également le signal local des tourbes et celui des lacs qui incorporent les changements de végétation sur l'ensemble du bassin versant.

Ces deux contre-exemples incitent à la prudence quant au choix des sédiments et demandent une bonne connaissance des sites étudiés. Il n'est pas évident qu'il faille remettre en question ces deux méthodes, mais il serait souhaitable dans ce cas précis qu'elles soient associées à d'autres techniques de recherche plus approfondies comme l'analyse de la sédimentation détritique mais surtout biodétritique. Les résultats obtenus indiquent l'intervention de facteurs environnementaux qu'il serait utile d'isoler et d'expliquer.

La spectrométrie infrarouge, quant à elle, met en évidence des signaux qui confirment les autres méthodes : elle donne un signal caractéristique des composés que l'on distingue dans un mélange. Son intérêt est de voir en quoi l'évolution des phases minérales ou amorphes répercute les phases environnementales. Elle donne un aperçu de la dynamique sédimentaire et permet, entre autres, de déceler la dynamique sédimentaire de la matière organique ou amorphe.

L'analyse de la matière organique, quoique peu représentée dans ce travail, permet d'expliquer le décalage observé entre les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et celles des différents taxons polliniques dans le cas du lac Kitina, mais pour être plus précis, il faudrait procéder à une analyse des fractions micro-prélevées.

1.4 Conclusion.

En définitive, pourquoi ne pas se demander si l'analyse isotopique du ^{13}C ne pourrait pas remplacer l'analyse palynologique.

Effectivement, du point de vue de la manipulation l'analyse isotopique est plus rapide, moins contraignante et moins fastidieuse que l'analyse palynologique. Mais au niveau des résultats ^{13}C est sensible à l'intervention de facteurs environnementaux (production primaire) alors que les pollens sont résistants et ne subissent aucune influence lors du protocole d'analyse.

L'analyse isotopique du ^{13}C et l'analyse palynologique en milieu tropical humide sont donc deux méthodes complémentaires.

Dans le cas des sédiments étudiés (exception faite du lac Kitina et du bois de Bilanko), elles donnent un signal local, voire extra-local ou régional et permettent d'apprécier la part respective de plantes de type C_4 et C_3 dans l'ensemble du sédiment (AUCOUR *et al.*, 1993). Au Sud-Congo ainsi qu'à l'ouest Cameroun, elles permettent, par leur sensibilité aux variations paléoclimatiques, une remarquable reconstitution des paléovégétations et, par conséquent des paléoenvironnements.

2. Interprétation.

2.1 L'Afrique Centrale Atlantique.

L'Afrique Centrale Atlantique qui inclue le Congo méridional représenté d'ouest en est (du littoral jusqu'au Pays Bateke) et l'ouest Cameroun a connu plusieurs variations climatiques au cours du fini-Quaternaire.

Au vue des résultats, 3 grandes périodes climatiques ont pu être mises en évidence depuis 24000 ans B.P..

Une phase aride de 24000 ans B.P. à 10000 ans B.P. environ.

Entre 24000 ans B.P. et 22000 ans B.P. la forêt occupait la dépression de Ngamakala (ELENGA, 1992). En effet, l'analyse palynologique met en évidence l'association de taxons arborés dont les *Syzygium* et les *Campyloperme* caractéristiques d'une forêt marécageuse. Cette présence de la forêt inondée est le signe d'un épisode plus pluvieux et plus frais. Les mêmes constatations sont faites dans l'ouest Cameroun par P. GIRESE *et al.* (1994), Maley (1990b) où l'on observe une extension de la forêt lors de la comparaison des analyses isotopique du ¹³C et palynologique.

De 22000 ans B.P. à 10000 ans B.P., les conditions arides ont été maximales, les forêts de plaines ne subsistaient plus que dans des zones refuges (Maley, 1990b). Cette période est marquée par une régression de la couverture forestière qui serait de type mésophile et un accroissement des Gramineae aux alentours de l'étang de Ngamakala (ELENGA *et al.*, 1994). Ce type de végétation confirme le caractère aride de cette période, celui-ci est étroitement lié au dernier maximum glaciaire. Caractère mis, aussi, en évidence dans l'ouest Cameroun où l'on note la présence dans le paysage de formations végétales ouvertes qui pourrait appartenir à une mosaïque forêt-savane (Maley *et al.*, 1990).

Une phase humide de 10000 ans B.P. à 4000-3000 ans B.P..

On constate l'extension de la forêt à partir du début de l'Holocène dans l'ouest Cameroun mais aussi au Sud-Congo. Cette expansion des formations végétales forestières est caractéristique d'une réhumidification importante du climat. Cette amélioration des conditions hydrologiques et thermiques se traduit dans tous les sites par :

- dans le Domaine Forestier Africain, l'extension de la forêt qui atteint approximativement les mêmes limites qu'actuellement entre 10000 ans B.P. et 7000 ans B.P.. De 7000 ans B.P. à 4000-3000 ans B.P., elle transgresse largement les limites actuelles.
- sur le littoral ponténégrin, un environnement forestier comme le confirme la comparaison des analyses isotopique du ¹³C et palynologique. Les morceaux de bois retrouvés indiquent la présence d'une forêt dense hydromorphe : c'est une formation végétale qui se développe sur des sols sableux littoraux comme le suggère la présence de *Sacoglottis gabonensis* (SCHWARTZ *et al.*, 1990).

La pluviosité était, sans doute, deux fois plus élevée que la pluviosité actuelle (SCHWARTZ, 1992) : elle est comparable à celle qui règne actuellement sur les Monts de Cristal gabonais. Pour Songolo, on constate une augmentation de la production primaire.

- autour du site du lac Kitina, la présence d'un couvert forestier dense confirmée par les faibles taux de $\delta^{13}\text{C}$, par l'association des taxons arborés qui traduit la présence d'un faciès forestier marécageux ainsi que par une forêt de terre ferme (présence des Sapotaceae). La couverture forestière est plus ou moins identique à la végétation environnante actuelle.

- dans la dépression de Ngamakala, une recrudescence du milieu forestier dont la composition pollinique est proche de celle qui existait entre 24000 ans B.P. et 22000 ans B.P. (ELENGA, 1992).

- dans la dépression du bois de Bilanko, une forêt hygrophile caractérisée par un $\delta^{13}\text{C}$ de -28 ‰ et une association pollinique de *Syzygium* et *Campylospremum*. Cette forêt occupait probablement l'ensemble de la dépression jusqu'à 3000 ans B.P. (ELENGA, 1992).

Un assèchement climatique depuis 4000/3000 ans B.P.

Tous les sites sont occupés par la forêt, aussi bien au Congo qu'à l'ouest Cameroun. Cet assèchement intra-Holocène est actuellement reconnu dans l'ensemble de l'Afrique Centrale Atlantique. La diminution progressive de la pluviosité est enregistrée au Sud-Congo depuis 4000 ans B.P. en terme de flux sédimentaires comme le montre l'analyse en spectrométrie infrarouge des sédiments de Songolo et Kitina.

Cependant les conséquences de ce changement au sein de la végétation sont plus tardives : vers 3000 ans B.P., ceci pourrait être lié aux conditions du milieu mais peut-être, aussi, à un temps de réponse plus long de la végétation. Ces faits nous amènent à penser que le passage du Kibangien A au Kibangien B s'est fait progressivement, tout au moins au Sud-Congo.

Sur le littoral ponténégrin de 3000 ans B.P. à 2600 ans B.P. :

- pour le site de Coraf, on note le développement d'une importante strate herbacée composée de savane plus ou moins arbustive, de Cyperaceae qui témoignent de l'hydromorphie des sols. - pour Songolo, cette évolution est constatée entre 4000 ans B.P. et 3000 ans B.P. où l'augmentation de $\delta^{13}\text{C}$ coïncide avec l'extension des taxons herbacés uniquement représentés par des Gramineae. Après 3000-2600 ans B.P., la baisse simultanée de $\delta^{13}\text{C}$ et des herbacées indique une reprise forestière (régression des Gramineae et augmentation des taxons arborés). Cela suggère une phase un peu plus humide, mais qui pourrait, sur le littoral, également être liée à une remontée de la nappe phréatique.

Il y a une dégradation de la forêt et un changement majeur de la configuration de la végétation autour du lac Kitina (présence importante des Gramineae) confirmés par l'évolution simultanée de $\delta^{13}\text{C}$ et des herbacées. Par contre, l'importance de la production primaire (peu après 2500 ans B.P.) mise en évidence par la très faible valeur de $\delta^{13}\text{C}$ et par le pic de la silice amorphe, indique que ce lac ne s'est pas asséché pendant cette phase plus sèche.

A partir de 2500 ans B.P., on note l'apparition des savanes incluses et d'éléments héliophiles pionniers comme les Périodophites et vers 2000 ans B.P., l'augmentation des pollens du palmier à huile *Elaeis* qui correspondraient à l'arrivée de populations agricoles (ELENGA, 1992 et sous presse 1996). Les résultats palynologiques et isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ indiquent une fragmentation partielle de la forêt suite à une période climatique plus rude alors que le ralentissement de la sédimentation indiquerait une baisse de la pluviosité.

La dépression de Ngamakala, entre 3000 ans B.P. et 1000 ans B.P. subit une réduction progressive du couvert forestier. Cette formation est remplacée par une végétation de type mosaïque composée d'îlots forestiers et de prairies hygrophiles (ELENGA, 1992). La bonne représentation des spores de Ptéridophytes indiquerait la dégradation du milieu (cette distribution est assez proche de la répartition naturelle contemporaine). La présence des Cyperaceae pourrait supposer qu'un assèchement relatif du milieu à eu lieu (une éventuelle influence anthropique n'est pas à exclure).

La dépression du Bois de Bilanko a subi à cette période un bref épisode d'ouverture de la couverture forestière mais elle reste, tout de même, la formation principale bien que nettement moins étendue qu'actuellement. De 3000 ans B.P. à l'Actuel, on note une recrudescence forestière malgré la subsistance de prairies ; la forte dominance de la couverture forestière est indéniable. Le paysage aurait eu la même configuration qu'aujourd'hui.

L'ouest Cameroun connaît à la même période une extension généralisée des savanes et des formations ouvertes durant le Kibangien B entre 4000 et 3000 ans B.P. (Maley, 1990a) et entre 2500 et 2000 ans B.P..

Vers 1200 ans B.P., la sédimentation du lac Kitina est continue. A partir de 1000 ans B.P. le paysage est marqué par une dynamique récente de reprise forestière dans la dépression de Ngamakala (évolution absente dans Gama 2). Les spectres isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ et palynologiques traduisent la présence d'une végétation de type mosaïque îlots-forestiers/prairies hygrophytes avec la forte dominance du faciès forestier : une légère réhumidification du climat est, par conséquent, perceptible. A la même période, le littoral congolais subit une dégradation de la couverture forestière et une extension des surfaces hydromorphes (augmentation des Cyperaceae et du $\delta^{13}\text{C}$). H. Elenka (1992) note la présence de savanes graminéennes très faiblement arbustive sur le site de Coraf. *Elaeis guineensis* fait son apparition.

A partir de 500 ans B.P., on note une reconquête de la forêt en bordure du lac Kitina. Celle-ci est mise en évidence à la fois par les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et par les résultats palynologiques qui enregistrent une baisse des formations héliophiles. La dominance dans le paysage des formations forestières associées à une végétation ouverte de type savane incluse indiqueraient un retour à des conditions plus humides durant les derniers siècles (ELENGA, à paraître 1996).

D'autres auteurs ont observé les mêmes fluctuations pour cette zone (BROOK *et al*, 1990 ; GIRESSE *et al*, 1990 ; PREUSS, 1990 ; VINCENS *et al*, 1994, 1996 etc.) en utilisant d'autres méthodes de recherches.

2.2 Comparaison avec d'autres régions : extension à l'Afrique Centrale.

Au vu des lectures faites, de nombreux auteurs ont utilisé l'analyse palynologique et l'analyse isotopique du ^{13}C pour la reconstitution des paléoenvironnements en Afrique centrale (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1989 ; AUCOUR et HILLAIRE-MARCEL, 1993, GRESSE *et al.*, 1994).

Les considérations faites dans la partie 2.1 de ce chapitre sont en accord avec les résultats obtenus dans des sédiments tourbeux et lacustres d' Afrique centrale : dans la rivière Buyongwe au Burundi (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1989 ; AUCOUR et HILLAIRE-MARCEL, 1993), dans le lac Tanganyika en Tanzanie (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1989), dans le lac Bosumtwi au Ghana (TALBOT et JOHANNESSEN, 1992).

- de 24000 ans B.P. à 20000 ans B.P., un environnement forestier ;
- de 20000 ans B.P. à 10000 ans B.P., un milieu ouvert (savanes) ;
- de 10000 ans B.P. à 3000 ans B.P., un environnement forestier ;
- depuis 3000 ans B.P. une période plus sèche, caractérisée par un milieu ouvert, interrompue par des épisodes plus humides.

Il faut souligner que dans toutes ces études, les analyses isotopique et palynologique ont été utilisée comme deux méthodes complémentaires dont les corrélations semblent avoir été relativement bonnes.

3. Conclusion

L'association de l'analyse isotopique du ^{13}C et de l'analyse palynologique permet une bonne reconstitution des paléovégétations et par conséquent des paléoenvironnements. En Afrique Centrale, elles ont permis d'établir une évolution générale des paléoenvironnements au cours des 25000 dernières années B.P..

Ces résultats et la comparaison des méthodes donnent à penser que ces deux analyses sont de bons marqueurs du passé. Si on les associe à d'autres méthodes comme la spectrométrie infrarouge à transformée de Fourier et l'analyse de la sédimentation de la matière organique, elles apportent des indications supplémentaires quant aux conditions du milieu.

CONCLUSION GENERALE.

Cette étude a principalement portée sur l'Afrique Centrale Atlantique. Elle avait pour objet la comparaison des enregistrements palynologiques et isotopiques du ^{13}C de sédiments lacustres et tourbeux de quatre sites au Sud-Congo (Songolo, Kitina, Ngamakala, Bilanko) et un dans l'ouest Cameroun (Barombi Mbo). Ces analyses ont été complétées pour Songolo et Kitina par l'analyse en spectrométrie infrarouge et par celle de la sédimentation de la matière organique.

C'est dans les sédiments lacustres et tourbeux que l'on trouve le plus grand nombre d'informations paléogéographiques et paléoclimatiques. Les sédiments lacustres témoignent de la vie des organismes présents dans le lac et autour du lac depuis sa formation.

Au vu des résultats, on peut dégager une tendance générale : la signature de l'analyse isotopique du ^{13}C varie dans le même sens que la signature de l'analyse palynologique. Lorsque l'environnement est forestier, la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ est caractéristique des plantes de type C_3 et lorsque le milieu est ouvert, son signal tend vers les valeurs des plantes de type C_4 . Une opposition marquée entre les signatures palynologiques et isotopiques se distingue, toutefois, dans le cas du lac Kitina et du bois de Bilanko.

La comparaison des résultats, mais surtout des méthodes a permis de mettre en évidence plusieurs points importants :

- Le signal isotopique du carbone est purement local c'est pourquoi il est marqué par la production primaire.
- Le signal palynologique reflète la variation de la végétation locale mais également de la végétation environnante (extra-locale voire régionale).
- L'association de ces deux méthodes permet de séparer les effets locaux (enregistrés par l'analyse isotopique) des effets régionaux (enregistrés par l'analyse palynologique).

Il apparaît nettement que l'analyse palynologique et isotopique du ^{13}C sont complémentaires mais qu'il serait tout de même judicieux de les associer à d'autres techniques de recherche (sédimentation minérale, organique, étude géographique et des fractions micro-prélevées etc.).

Ces deux méthodes permettent de reconstituer la paléovégétation donc de déduire le ou les climats favorables à leur développement, pour aboutir finalement, à la reconstitution des paléoenvironnements. Une bonne connaissance des paléoenvironnements tropicaux permettrait :

- d'expliquer l'amplitude des variations climatiques par rapport aux conditions moyennes actuelles et de nombreux aspects biogéographiques influencés par le climat ;
- de déceler l'orientation à long terme des variations climatiques ;
- de considérer des événements actuels comme la déforestation à grande échelle ou d'autres phénomènes qui seraient susceptibles de modifier volontairement le climat.

BIBLIOGRAPHIE.

- ALBERT B., BRAY D., LEWIS J., RAFF M., ROBERTS K. & WATSON J. D. (1991). - Biologie moléculaire de la cellule. Deuxième édition., Flammarion, pp. 368-380.
- ASECNA (1964). - Aperçu sur le climat du Congo Brazzaville. Service météorologique, 23 p.
- AUCOUR A. M., HILLAIRE-MARCEL C (1993). - A 30000 year Record of 13C and 18O changes in organic matter from an Equatorial peatbog. American Geophysical Union, pp. 343-351.
- ATLAS DU CONGO (1969) - Publi. ORSTOM, Paris, déposée à Soc. géol. France, 10 pl.
- BALESDENT J. (1991). - Estimation du renouvellement du carbone des sols par mesure isotopique 13C. Précisions, risque de biais. Cahier ORSTOM, série Pédologie pp. 315-326.
- BARBAULT R. (1990). - Structure et fonctionnement de la biosphère. Masson, 2^e édition, 269 p.
- BARDE E. ARNOLD M., FAIRBANKS R. G. & HAMELIN B. (1993). - Radiocarbon 35, pp. 191-199.
- BERTAUX J. (1993). - Analyse quantitative du quartz et de la kaolinite par spectroscopie IR-TF. Mise en oeuvre et précision de la méthode. *In* : Spectroscopie infrarouge et analyse minéralogique quantitative des roches. - ORSTOM, Paris, pp. 9-18.
- BERTAUX J., FROHLICH F. & ILDEFONSE P. (1996a) - A new application of FTIR spectroscopy for the quantification of amorphous and crystallized mineral phases. Example of organic-rich sediments. *Eur. J. Mineral* (à paraître).
- BERTAUX J., SIFEDDINE A., SCHWARTZ D., ELENGA H., & VINCENS A. (1996b). - Enregistrement sédimentologique de la phase sèche d'Afrique équatoriale c. 3000 B.P. dans les lacs Sinnda et Kitina (Sud-Congo). *In* : Symp. Intern. "Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux", Bondy, 19-22 mars 1996, pp. 213-215.
- BONNEFILLE R. (1970). - Atlas des pollens d'Ethiopie. *Adansonia*, 2, pp. 463-518.
- BONNEFILLE R., CHALIE F., GUIOT J. & VINCENS A., (1992). - Quantitative estimates of full glacial temperatures in equatorial Africa from palynological data. *Climate dynamics*, 6, pp. 251-257.
- BRENAC P. (1988). - Evolution de la végétation et du climat dans l'ouest Cameroun entre 25000 et 11000 ans B.P. Actes X^eme Symp. Ass. Palyno. langue Franç., Bordeaux, et Trav. Sect. Sci. Techn. Inst. Franç. Pondichéry, 25, pp. 91-103.
- BROOK A., BURNEY D. & COWART J. (1990). - Paleoenvironmental data for Ituri, Zaïre from sediment in Matupi Cave, Mt Hoyo.. *Nature, histoire*, pp. 49-70.
- CARATINI C. & GIRESE P. (1979). - Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du quaternaire. - *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, Série D - 379.
- CLAIRAC B., CROS B. & SENECHAL J. (1989). - Le climat du Mayombe. - *In* UNESCO : p. 47-64.
- CLIST B. (1990). - Des derniers chasseurs aux premiers métallurgistes : sédentarisation et début de la métallurgie du fer (Cameroun, Gabon, Guinée équatoriale). *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 458-478.
- COLYN M. (1987). - Les Primates des forêts ombrophiles de la cuvette du Zaïre : interprétations zoogéographiques des modèles de distribution. *Rev. Zool. Afric.*, 101, pp. 183-196.
- CRAIG H. (1953). - *Geochim. Cosmochim. Acta* 3, pp. 53.

- CRAIG H. (1957). - *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, pp. 133.
- DE PLOEY J. (1963). - Contributions à la connaissance chronologique et paléogéographique des gisements préhistoriques des environs de Léopoldville (Congo). - *Studia Universitatis «Lovanium»*, Faculté Sc., n°19.
- DE PLOEY J. & VAN MOORSEL H. (1963) - Chronologie préhistorique des environs de Léopoldville. *Actes du V Congrès Panafricain de préhistoire et de l'étude du Quaternaire*.
- DESCOINGS B. (1969). - Notice botanique dans Atlas du Congo, ORSTOM, Paris.
- DELIBRIAS G. (1986). - Le niveau de la mer au Congo pendant le dernier interstade. *In* : Asequa Symposium International., Changements globaux en Afrique durant le quaternaire. Passé-présent-futur. - ORSTOM, Paris, pp. 102-104.
- ELENGA H. (1992). - Végétation et climat du Congo depuis 24000 ans B.P. : analyse palynologique de séquences sédimentaires du Pays Bateke et du littoral. Thèse Doc. Et. Sc., Univ. Aix-Marseille, 218 p.
- ELENGA H. & VINCENS A. (1990) - Paléoenvironnements Quaternaires récents des Plateaux Bateke (Congo) : étude palynologique des dépôts de la dépression du Bois de Bilanko. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 283-297.
- 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, pp. 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, pp. 345-356.
- ELENGA H., SCHWARTZ D., VINCENS A., BERTAUX J., NAMUR de C., MARTIN L., WIRRMANN D. et SERVANT M. (1996). - Diagramme pollinique holocène du lac Kitina (Congo) : mise en évidence de changements paléobotaniques dans le massif forestier du Mayombe. - *C.R. Acad. Sc. Paris* (sous presse).
- FABING A. (1995). - Contribution à la connaissance des paléoenvironnements holocènes du Sud-Congo : étude par spectrométrie infrarouge de la carotte S2 (marais de la Songolo, Pointe-Noire). *Mém. Maîtrise, Uni. L. Pasteur, Strasbourg*, 92 p.
- FAEGRI K. & IVERSEN J. (1975). - *Textbook of pollen analysis*, Blackwell, Oxford, 295 p.
- FAURE H. & KERAUDREN B. (1987). - Variations du niveau des mers et dépôts sous-marins. *In* : J.C. Miskovsky., *Géologie de la préhistoire*. - GEOPRE, Paris, pp. 225-240.
- FARQUHAR G. D., O'LEARY M. & BERRY J. A. (1982). - On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Aust. J. Plant Physiol.*, 9, pp. 121-137.
- FRÖHLICH F. (1981). - Les silicates dans l'environnement pélagique de l'océan Indien au Cénozoïque. *Mém. MNHN.*, nlle série, Cah. n°XLVI, 206 p., 71 fig., 6 pl. h. t., Paris.

- FRÖHLICH F. (1993). - Principes de la détermination et de la quantification des minéraux en mélanges naturels par spectroscopie IR. Applications minéralogiques et géologiques. *In* : Spectroscopie infrarouge et analyse minéralogique quantitative des roches. - ORSTOM, Paris, pp. 3-8.
- GALIMOV E. M. (1968). - Geochemistry of the stable carbon isotopes. Nedra, Moscow, p. 224.
- GALIMOV E. M. (1985). - The biological fractionation of isotopes. Academic Press., pp. 16-41.
- GIRARDIN C & MARIOTTI A. (1991). - Analyse isotopique du ^{13}C en abondance naturelle dans le carbone organique : un système avec robot préparateur. Cahier ORSTOM, série Pédologie, pp. 371-380.
- GIRESSE P. (1975). - Nouveaux aspects concernant le quaternaire littoral et sous-marin du secteur Gabon-Congo-Cabinda-Zaïre et accessoirement de l'Angola. - *Ass. sénégal. Et. Quatern. Afr.*, Bull. Liaison, Sénégal, n° 46.
- GIRESSE P. (1979). - Le contrôle climatique de la sédimentation marine et continentale en Afrique Centrale Atlantique à la fin du Quaternaire. Problèmes de corrélation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 23, pp. 57-77.
- GIRESSE P. (1980). - Carte sédimentologique du plateau continental du Congo. - ORSTOM, Paris, notice explicative n° 85
- GIRESSE P., KOUYOU MONTZAKIS G. & MOGUEDET G. (1977). - Le quaternaire supérieur du plateau continental congolais. Exemple d'évolution paléocéanographique d'une plate-forme depuis environ 50000 ans - *Palaeoecology of Africa*, t. XI, Communication présentée au X Congrès INQUA, BIRMINGHAM.
- GIRESSE P. & LANFRANCHI R., (1984). - Les climats et les océans de la région congolaise pendant l'Holocène. Bilans selon les échelles et les méthodes de l'observation. *Palaeoecology of Africa*, 11, pp. 77-88.
- GIRESSE P., MALOUNGUILA-NGANGA D. & MOGUEDET G. (1990). - La succession des paléoenvironnements quaternaires des plateformes continentales du sud du Gabon, du Congo, du Cabinda et du Zaïre (pléistocène supérieur et holocène). *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 71-77.
- GIRESSE P., MALEY J. & BRENAC P. (1994). - Late Quaternary palaeoenvironments in the lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. - *Palaeogeographie-climatologie-ecology*, pp. 65-78.
- GOEURY C. (1988). - Acquisition, gestion et représentation des données de l'analyse pollinique sur microordinateur. Inst. Français Pondichéry, trav. sect. Sci. Techn., 25, pp. 405-416.
- HATCH M. & SLACK C. (1970). - *Ann. Rev. Plant Physiol.*, 21, pp. 24.
- HILLAIRE-MARCEL C., AUCOUR A-M., BONNEFILLE R., RIOLLET G., VINCENS A. & WILLIAMSON D. (1989). - ^{13}C /Palynological evidence of differential residence times of organic carbon prior to its sedimentation in east African rift lakes and peat bogs. *Quaternary Science Reviews*, pp. 207-212.

- JAMET R. & RIEFFEL J.M. (1976). - Carte pédologique du Congo à 1/200000. Feuille de Pointe-Noire. Feuille de Loubomo. - Notice explicative n° 65, ORSTOM, Paris, 131 p.
- KLINK C. A. et JOLY C. A. (1989). - Identification and distribution of C₃ and C₄ Grasses in open and shaded habitats in São Paulo state, Brazil. *Biotropica*, pp. 30-34.
- KOECHLIN J. (1961). - La végétation des savanes dans le sud de la république du Congo. Mémoire n° 1, ORSTOM, Paris, 310 p.
- LANFRANCHI R. (1986). - les industries préhistoriques dans le contexte du Quaternaire récent. *In* : Asequa Symposium International., Changements globaux en Afrique durant le quaternaire. Passé-présent-futur. - ORSTOM, Paris, pp. 247-249.
- LANFRANCHI R. (1990). - Les industries préhistoriques en R.P. du Congo et leur contexte paléogéographique. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 406-423.
- LANFRANCHI R. & SCHWARTZ D. (1990). - Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, 535 p.
- LERMAN J. C. (1975). - Environmental and biological control of photosynthesis. Marcelle, R. ed., W. Junk, The Hague, 323 p.
- LEROUX M. (1992). - Interprétation météorologique des changements climatiques observés en Afrique depuis 18000 ans.- *Géo-Eco-Trop* 16, (1-4), 207-258
- MAKANY L. (1963). - Contribution à l'étude de la végétation côtière du Congo-Brazzaville. Thèse 3° cycle, Paris XI, 94 p.
- MAKANY L. (1976). - Végétation des plateaux Téké. *Trav. Univ. Brazzaville*, n° 1, 301.
- MALEY J. (1970). - Contribution à l'étude du bassin tchadien. Atlas de pollens du Tchad. *Bull. Jard. Bot. Belg.*, 40, pp. 29-48.
- MALEY J. (1987). - Fragmentation de la forêt dense humide africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent : nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Palaeoecol., Africa*, 18, pp. 307-334.
- MALEY J. (1990a). - Histoire récente de la forêt dense humide africaine : essai sur le dynamisme de quelques formations forestières. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 367-382.
- MALEY J. (1990b). - Synthèse sur le domaine forestier au quaternaire récent. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 383-389.

- MALEY J., GIRESSE P., BRENAC P., THOUVENY N., KELTS K., LIVINGSTONE D.A., KLING G., STAGER C., HAAG M., FOURNIER M., BANDET Y., WILLIAMSON D. & ZOGNING A. (1990). - Paléoenvironnements de l'ouest-Cameroun au Quaternaire récent : résultats préliminaires. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 228-247.
- MALOUNGUILA-NGANGA D., GIRESSE P. & MOGUEDET G. (1986). - Histoire sédimentaire de la paléovallée estuarienne du Kouilou (R.P. du Congo) pendant le quaternaire : exemple ouest-africain d'évolution de l'interface océan-continent. *In* : Asequa Symposium International., Changements globaux en Afrique durant le quaternaire. Passé-présent-futur. - ORSTOM, Paris, pp. 283-286.
- MALOUNGUILA-NGANGA D., NGUIE J. & GIRESSE P. (1990). - Les paléoenvironnements quaternaires du colmatage de l'estuaire du Kouilou (Congo). *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 89-97.
- MANSOUR M. (1993a). - Apport de la spectroscopie IR quantitative à la reconstitution des paléoenvironnements dans la vallée du Niari (Sud-ouest du Congo). DEA MNHN/Univ. Aix-Marseille II/ORSTOM, 49 p. + annexes.
- MANSOUR M. (1993b). - Apport de la spectroscopie IR quantitative à la reconstitution des paléoenvironnements dans la vallée du Niari (Sud-ouest du Congo). *In* : F. FRÖHLICH & J. BERTAUX (eds.), Spectroscopie infrarouge et analyse minéralogique quantitative des roches. Méthode et résultats nouveaux. - ORSTOM, Paris, pp. 17-26.
- MARIOTTI A. (1991). - Le carbone 13 en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et de l'évolution des paléoenvironnements continentaux. Cahier ORSTOM, série Pédologie, pp. 299-313.
- MARIOTTI A., GADEL F., GIRESSE P. & KINGA-MOUZEO (1991). - Carbon isotope composition and geochemistry of particulate organic matter in the Congo river (Central Africa) : application to the study of Quaternary sediments off mouth of river. Chemical Geology (Isotope Geoscience section), pp. 345-357.
- MARTIN L. & FLEXOR J. M. (1987). - Vibro-testemunhador leve : constação utilização e possibilidades. 2o Congresso Ass. Brasileira Estudos do Quaternrio, Publ. Sp., 1, pp. 1-2.
- MEYERS P. A. (1994). - Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. Chemical Geology, 114, pp. 289-302.
- MPOUNZA M. & SAMBA-KIMBATA M. J. (1990). - Aperçu sur le climat de l'Afrique centrale atlantique. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 31- 41.
- NAMUR C. de (1990). - Aperçu de la végétation de l'Afrique Centrale Atlantique. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 60-67.
- O'LEARY M. H. (1981). - Carbon isotope fractionation in plants. Phytochemistry, Vol. 20, N°4, pp. 553-567.

- PARK R. & EPSTEIN S. (1960). - *Geochim. Cosmochim. Acta.* 21, pp. 110.
- PATIENCE A. J., LALLIER-VERGES E., SIFEDDINE A., ALBERIC P. & GUILLET B. (1995). - Organic fluxes and early diagenesis in the lacustrine environment. *In* : Organic matter accumulation, Lallier-Verges E., Tribovillard N. & Bertrand P., Eds., *Lecture Notes in Earth Sciences*, pp. 145-156.
- PETIT M. (1990). - Les grands traits morphologiques de l'Afrique centrale atlantique. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 20-30.
- PREUSS J. (1990). - L'évolution des paysages du bassin intérieur du Zaïre pendant les quarante derniers millénaires. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 260-270.
- SAMBA-KIMBATA M. J. (1978). - Le climat du Bas-Congo.- Thèse Doc. Et. Sc., Univ. Dijon, France, 268 p.
- SCHWARTZ D. (1988). - Histoire d'un paysage : le Lousseke. Paléoenvironnements quaternaires et podzolisation sur sables Bateke (quarante derniers millénaires, région de Brazzaville, R.P. du Congo). Coll. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 285 p.
- SCHWARTZ D. (1990). - La couverture pédologique de l'Afrique centrale atlantique. *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 52-59.
- SCHWARTZ D. (1991). - Intérêt de la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ des sols en milieu naturel équatorial pour la connaissance des aspects pédologiques et écologiques des relations savane-forêt. Cahier ORSTOM, série Pédologie, pp. 327-341.
- SCHWARTZ D. (1992). - Assèchement climatique vers 3000 B.P. et expansion Bantu en Afrique centrale atlantique : quelques réflexions. - *Bull. Soc. géol.* t. 163, n°3, pp. 353-361
- SCHWARTZ D. (1993). - Les retombées de litière en tant que source du carbone et de l'azote du sols. Quantification et périodicité des apports en relation avec les caractéristiques climatiques et édaphiques dans deux parcelles de forêt dense à Dimonika (Mayombe, Congo). *In* : Cros B., Diamonangona J. et Kabala M. (éds), pp. 141-158.
- SCHWARTZ D., GUILLET B. & DECHAMPS R. (1990). - Etude de deux flores forestières mi-holocène (6000-3000 BP) et subactuelle (500 BP) conservées in situ sur le littoral ponténégrin (Congo). *In* : R. Lanfranchi et D. Schwartz Eds., *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. - ORSTOM, Paris, collect. *Didactiques*, pp. 283-297.
- SCHWARTZ D., MARIOTTI A., TROUVE C., VAN DE BORG K. & GUILLET B. (1992). - Etude des profils isotopiques ^{13}C et ^{14}C d'un sol ferrallitique sableux du littoral congolais. Implications sur la dynamique de la matière organique et l'histoire de la végétation. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II, p. 1411- 1417.

- 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. *In* : Le Thomas A. et Roche E. éd., Volume des communications, 2e Symp. Palynol. Afric., Tervuren, 6-10 mars 1995, Publ. occas. du Centre Intern. Formation et Echanges Géologiques (CIFEG), n ° 1995/31, Orléans, pp. 99-108.
- SCHWARTZ D., ABSY M. L., CARNEIRO FILHO A., CHAUVEL A., DECHAMPS R., ELENGA H., FABING A., GIRARDIN C., GUILLET B., LANFRANCHI R., MALEY J., MARIOTTI A., TSALEFAC M. & VINCENS A. (1996). - Les limites forêt-savane en Afrique centrale et en Amazonie brésilienne : approche aux échelles millénaires et séculaires. *In* : Symp. Intern. "Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux", Bondy, 19-22 mars 1996, pp. 175-178.
- SCHWARTZ D., ELENGA H., VINCENS A., BERTAUX J., MARIOTTI A., ACHOUDONG G., ALEXANDRE A., BELINGARD C., GIRARDIN C., GUILLET B., MALEY J., de NAMUR C., REYNAUD-FARRERA I. & YOUTA HAPPI J. - Origine et évolution des savanes des marges forestières en Afrique Centrale Atlantique (Cameroun, Gabon, Congo) : approche aux échelles millénaires et séculaires. *A paraître*.
- SIFEDDINE A., BERTRAND P., FOURNIER M., MARTIN L., SERVANT M., SOUBIES F., SUGUIO K. & TURCQ B. (1994a). - La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajas, Amazonie orientale, Brésil) : relation avec les changements climatiques au cours des 60000 dernières années. *Bull. Soc. géol. France*, t. 165, n°6, pp. 613-621.
- SIFEDDINE A., FROHLICH F., FOURNIER M., MARTIN L., SERVANT M., SOUBIES F., TURCQ B., SUGUIO K. & VOLKMER-RIBEIRO C. (1994b). - La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, série II, pp. 1645-1652.
- SIFEDDINE A., LAGGOUN-DEFARGE F., LALLIER-VERGES E., DISNAR J-R., WILLIAMSON D., GASSE F. & GIBERT E. (1995a). - La sédimentation organique lacustre en zone tropicale sud au cours des 36000 dernières années (Lac Tritrivakely, Madagascar). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série II a, pp. 385-391.
- SIFEDDINE A., BERTRAND P., LALLIER-VERGES E. & PATIENCE A. (1995b). - Organic sedimentation and its relationship with paleoenvironmental changes over the last 30,000 years (Lac du Bouchet, Haute Loire, France). Comparison with other paleoclimatic lacustrine examples. *In* : Organic matter accumulation, Lallier-Verges E., Tribouvillard N. & Bertrand P., Eds., *Lecture Notes in Earth Sciences*, pp. 158-168.
- SITOU L. (1994). - Les cirques d'érosion dans la région de Pointe-Noire (Congo) : étude géomorphologique. Thèse Doct. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 233 p.
- STUIVER M. & REIMER. R.J. (1993). - *Radiocarbon*, 35, pp. 215-230.

- TALBOT M. R. & JOHANNESSEN T. (1992). - A high resolution paleoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, pp. 23-37.
- TARDY Y. (1986). - *Le cycle de l'eau. Climats, Paléoclimats et Géochimie globale.* Masson, 338 p.
- TSAKALA R. (1988). - Mémoire de DEA.
- TIERZSEN L. L. (1991). - Natural variations in the carbon isotopes values of plants : implications for archeology, ecology and paleoecology. *J. Archaeol. Sci.*, 18, pp. 227-248.
- TRICART J. (1986). - *Traité de géomorphologie.* 3 Tomes, Edit. SEDES.
- TROUGHTON J. H. (1972). - *Proc. 8th Int. Congr. on Radiocarbon.* The Royal Society of New Zealand, Wellington, 420 p.
- TROUPIN G. (1966) - *Etude phytosociologique du Parc National de l'Akagera et du Rwanda oriental. Recherche d'une méthode d'analyse appropriée à la végétation d'Afrique inter-tropicale.*, Liège, 293p.
- TROUVE C., MARIOTTI A., SCHWARTZ D., GUILLET B. (1991). - *Etude par le traçage naturel en ^{13}C de la dynamique du renouvellement des matières organiques des sols de savanes après plantation de pins et d'Eucalyptus au Congo.* Cahier ORSTOM, série Pédologie, pp. 357-364.
- VENNETIER P. (1968). - *Pointe-Noire et la façade maritime du Congo. Mém. n°26,* ORSTOM, Paris, 458 p.
- VINCENS A. (1982). - *Palynologie, environnements actuels et Plio-Pléistocènes à l'est du lac Turkana (Kenya).* Thèse doc. Et. Sc., Univ. Aix-Marseille II, France, 2 vol., 244 p.
- 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. Sci. Paris*, t. 318, Série II, p. 1521 à 1526.
- VINCENS A., ELENGA H., SCHWARTZ D., NAMUR de C., BERTAUX J., FOURNIER M. & DECHAMP R (1996). - *Histoire des écosystèmes forestiers du Sud-Congo depuis 6000 ans B.P.. In : Symp. Intern. "Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux",* Bondy, 19-22 mars 1996, pp. 175-178.
- WEIL J. H. (1994). - *Biochimie générale.* Masson, 7^e édition, pp. 216-219.
- WICKMAN F. E. (1952). - *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2, pp. 243.
- WINTER K., HOLTUM J. A. M., EDWARDS G. E. & O'LEARY M. (1981). - *Effect of low relative humidity on $\delta^{13}\text{C}$ value in two C_3 grasses and in *Panicum milioides*, a C_3 - C_4 intermediate species.* *Journal of Experimental Botany*, vol. 33, n°132, pp. 88-91.