
GÉOLOGIE ET ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES DE LA MARGE CONTINENTALE DE CÔTE-D'IVOIRE

Jean-Pierre TASTET, Louis MARTIN et Kouamé AKA

Les recherches sédimentologiques consacrées à la zone marine ivoirienne (figure 1) ont été menées en deux périodes :

- de 1967 à 1973, par MARTIN, à partir de missions à la mer du CRO sur le plateau continental ;
- à partir de 1982, TASTET et les équipes de l'université d'Abidjan et de l'université de Bordeaux-I ont étendu les investigations au domaine profond à la suite des missions TRANSIVOIRE.

Dans le cadre plus général de l'étude du golfe de Guinée, d'autres travaux ont intéressé la marge ivoirienne. Leurs résultats seront intégrés et cités dans notre contribution.

Nous présenterons successivement le cadre structural de la marge, sa morphologie et la couverture sédimentaire quaternaire des différents environnements morpho-sédimentaires de cette région du golfe de Guinée, avant de conclure sur l'histoire quaternaire récente de la mise en place de cette couverture.

Structure de la marge ivoirienne

La Côte-d'Ivoire appartient au vieux bouclier précambrien de l'Afrique de l'Ouest (TAGINI, 1971) qui, avant l'ouverture de l'Atlantique, était en continuité avec celui du Brésil (BLAREZ, 1986 ; MARINHO et MASCIÉ, 1987 ; figure 2).

La marge océanique ivoirienne est une marge passive qui s'est créée à partir du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur par l'ouverture d'un rift intracratonique (figure 3), probablement contemporain du rajeunissement panafricain (BLAREZ, 1986). Il s'agit d'une marge de cisaillement (BOILLOT, 1983 ; BLAREZ et

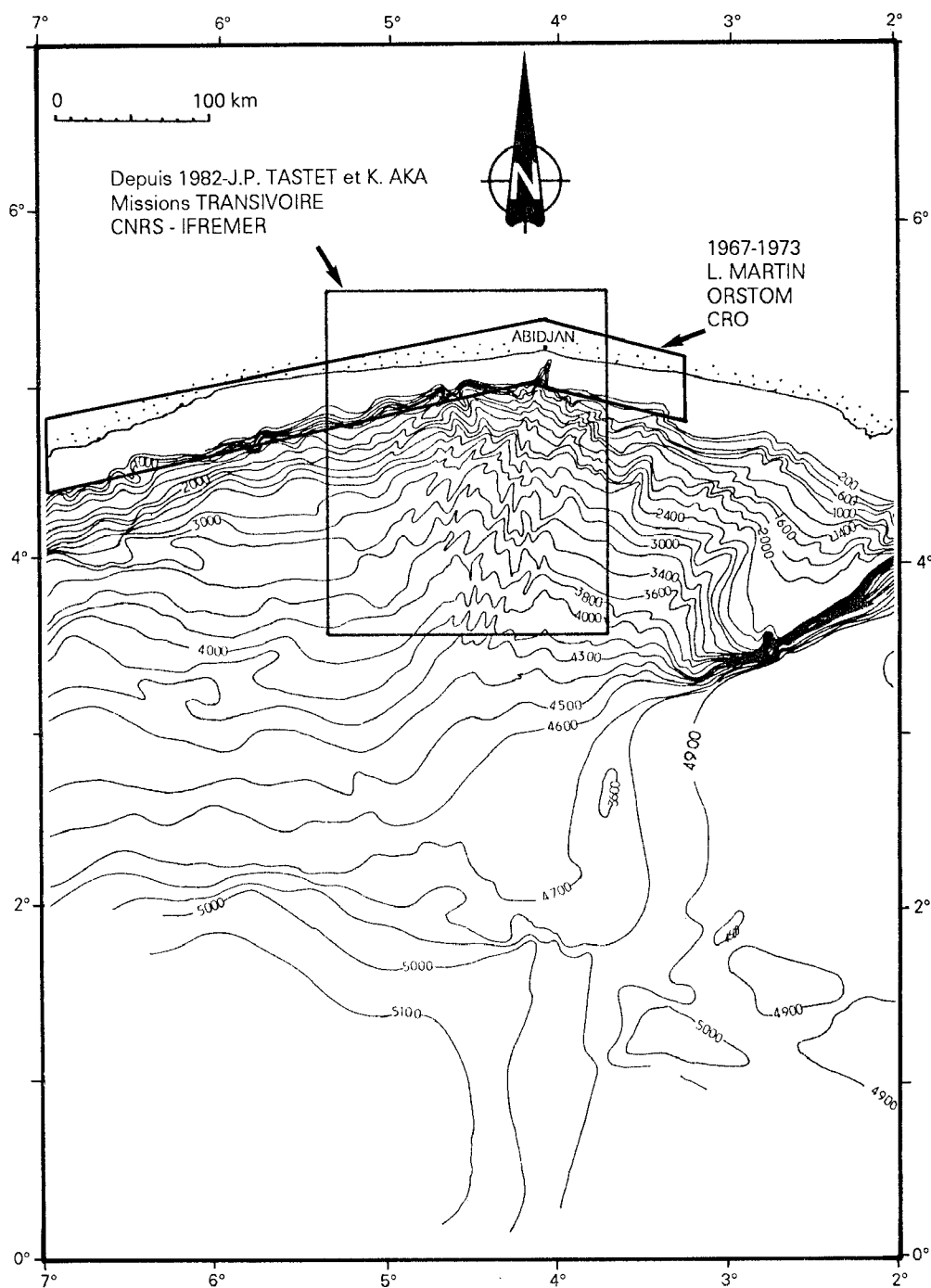


Figure 1

Localisation des zones étudiées sur la marge continentale de la Côte-d'Ivoire.

MASCLE, 1986) sous la dépendance des failles transformantes de Saint-Paul et de la Romanche (figures 3 et 4) qui limitent un bassin sédimentaire losangique de type « méga pull-apart » (BLAREZ, 1986).

Au nord, le prolongement de la zone de fracture de Saint-Paul constitue l'accident majeur de la « faille des lagunes » (SPENGLER et DELTEIL, 1966) qui, du fait du contexte géodynamique global (BLAREZ, 1986), a surtout joué en distension comme en témoigne sa structure en demi-rift (TASTET, 1979). Il constitue la limite septentrionale du bassin sédimentaire profond qui s'étend dans le domaine marin actuel sur une zone de

croûte continentale amincie et, au-delà de la fracture de la Romanche, sur la croûte océanique (figure 4).

Dans le domaine continental actuel, au nord de l'accident des lagunes, une couverture sédimentaire peu épaisse recouvre le socle précambrien. Elle s'étend en étroit croissant, de Sassandra à l'ouest jusqu'au Ghana à l'est (figure 4).

La bordure nord du domaine marin actuel, c'est-à-dire le littoral, est donc, à l'ouest de Sassandra, constituée des formations précambriennes et, à l'est, bordée par les dépôts sédimentaires méso-cénozoïques à quaternaires ⁽¹⁾.

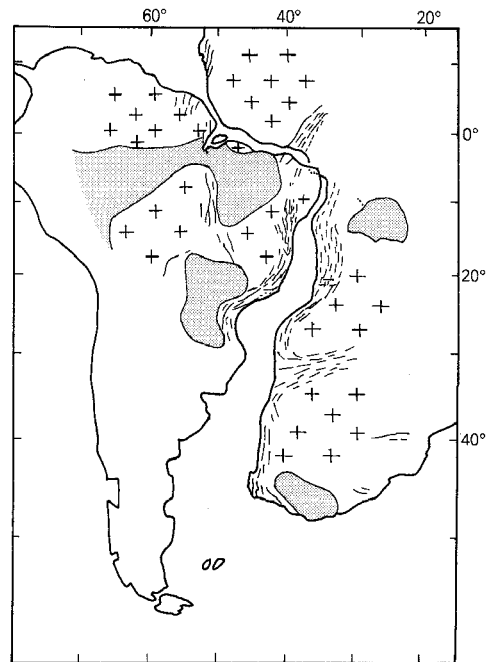


Figure 2

Position originelle des continents africain et sud-américain avant l'ouverture de l'Atlantique équatorial (d'après CURIE, 1985 in BLAREZ, 1986).

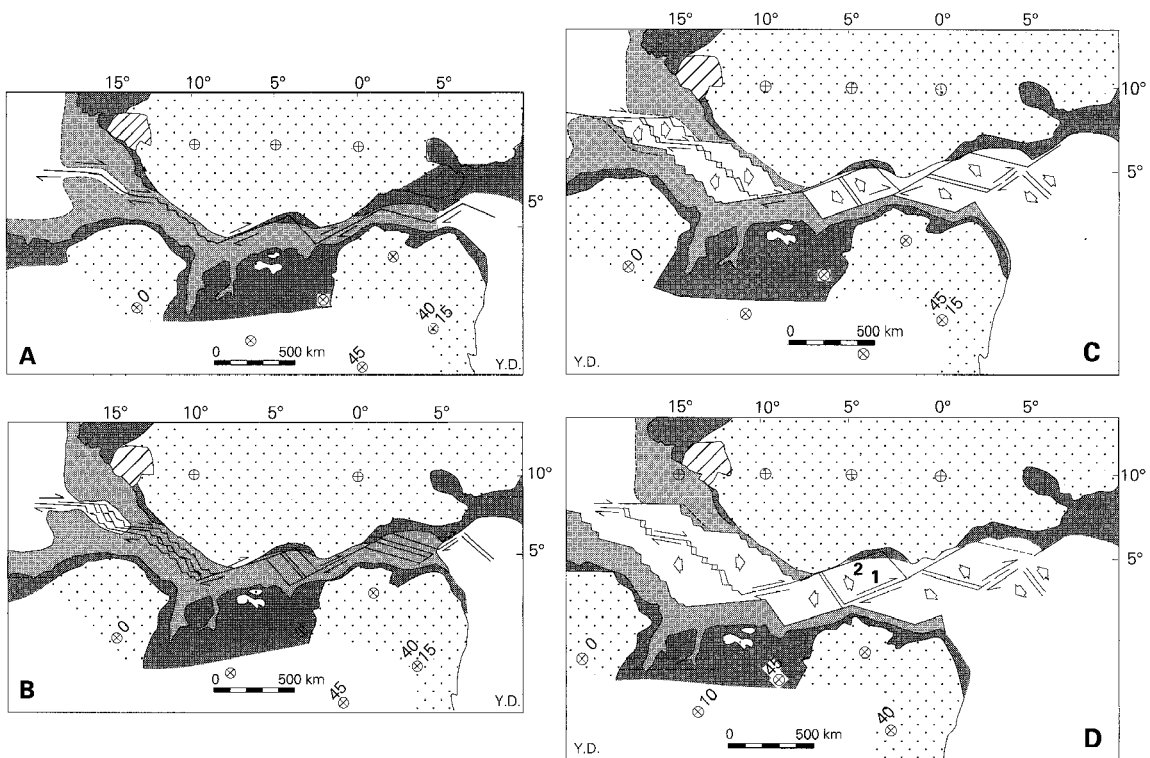


Figure 3

Différents stades de l'ouverture de l'Atlantique durant le Mésozoïque (d'après MARINHO et MASCLE, 1987) :
A - 133 Ma (millions d'années avant l'Actuel) ; B - 116 Ma ; C - 100 Ma ; D - 80 Ma ; 1 - fracture Romanche ;
2 - fracture Saint-Paul.

⁽¹⁾ La géologie de ces formations ainsi que la structure de la zone terrestre du bassin sédimentaire sont traitées au chapitre « Géologie » du volume II de cet ouvrage.

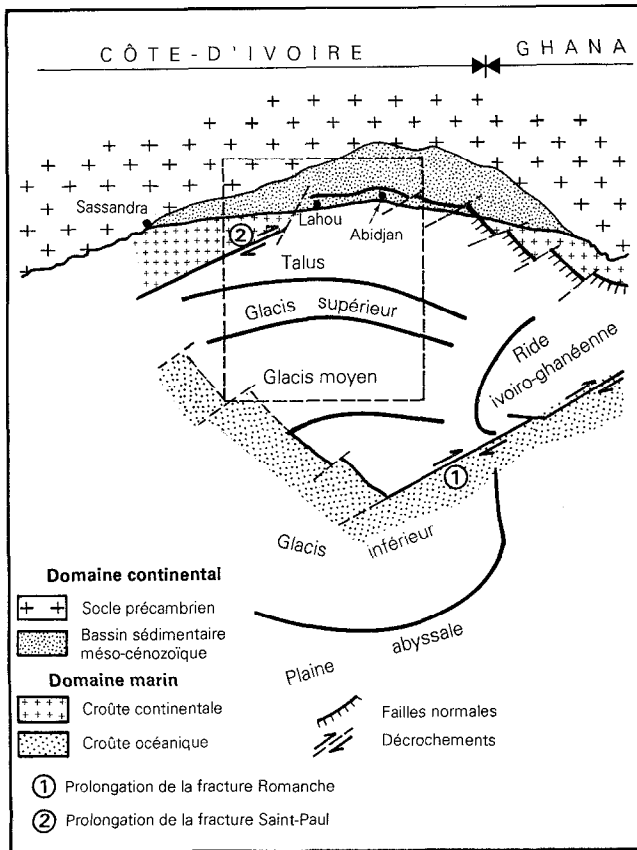


Figure 4
Schéma structural de la marge continentale de la Côte-d'Ivoire
(d'après BLAREZ, 1986, modifié).

Morphologie

La morphologie de la marge ivoirienne est sous la double dépendance des traits structuraux et de la nature et l'importance des mécanismes sédimentaires d'érosion et de sédimentation depuis l'ouverture de l'Atlantique.

LE LITTORAL

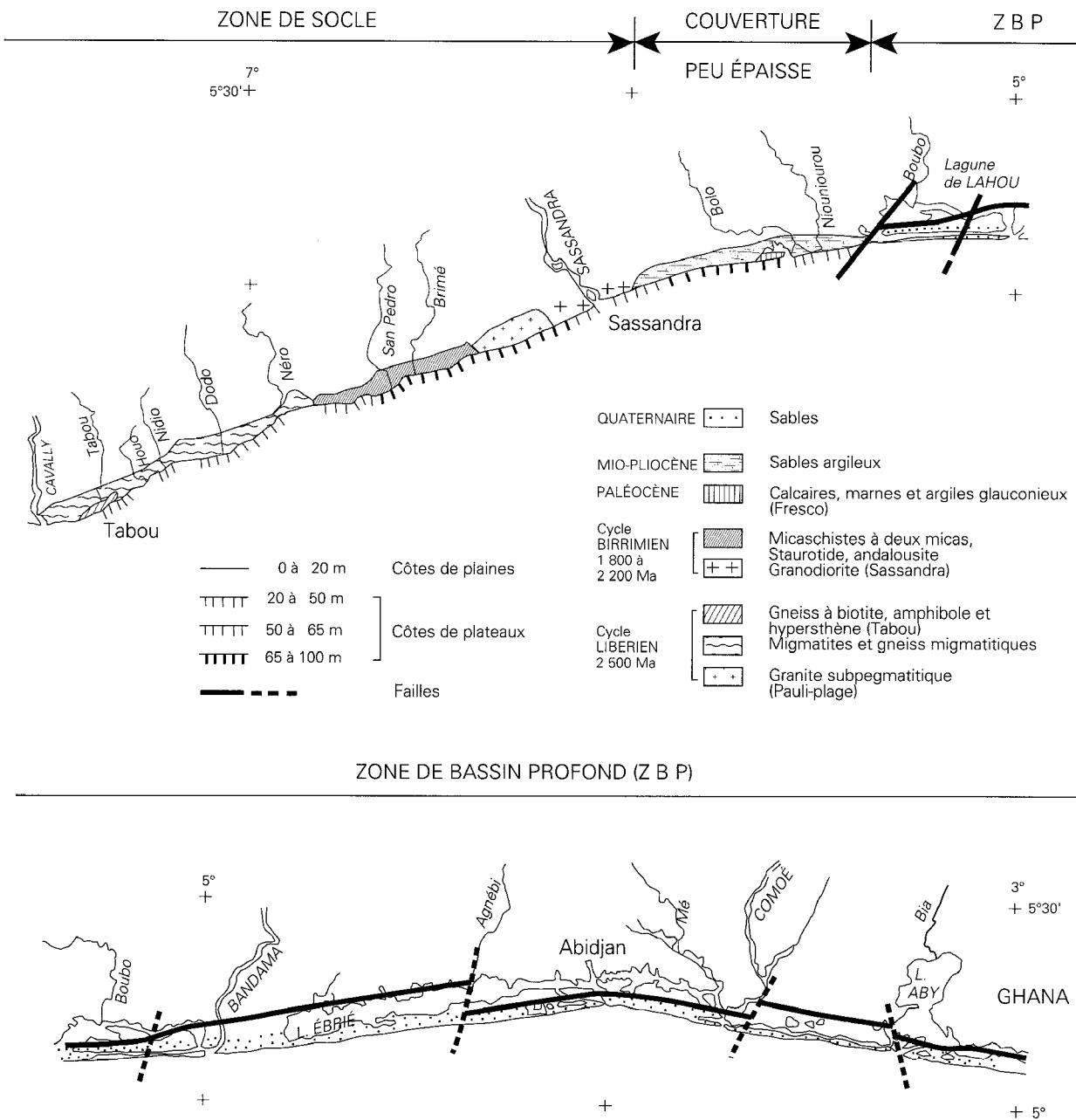
D'ouest en est, sur la ligne de côte, peuvent se distinguer trois zones morphostructurales différentes (figure 5) :

- une zone de socle et croûte continentale ;
- une zone de couverture sédimentaire peu épaisse ;
- une zone de bassin profond, à la limite entre la croûte continentale et la croûte amincie.

De Tabou à Sassandra

La ligne de côte bordée par le socle est orientée en moyenne dans le $67^{\circ}50'$. C'est une côte de plateaux limités au sud par une falaise morte, parfois couverte de végétation et qui domine de 20 à 100 m une étroite plaine littorale ou la plage actuelle. Elle est caractérisée par sa « disposition en échelons » (TRICART, 1957) où des portions de côtes rectilignes sont décalées les unes par rapport aux autres (figures 5 et 6). Les observations de terrain permettent d'expliquer ces formes par la lithologie et la structure du socle (TASTET, 1972, 1985).

Le plus fréquemment, les caps sont « sous-tendus » par des filons ou des inclusions de roches plus résis-



ZONE DE BASSIN PROFOND (Z B P)

Figure 5

Géologie et morphologie du littoral de Côte-d'Ivoire [d'après les travaux de BERTON, 1963a, b, c ; PAPON, 1965, 1973 ; LETAENET, 1965 ; SASCA, 1966 ; ROQUES, 1967 ; TASTET, 1979].

tantes à l'érosion que leurs voisines. C'est le cas des caps de Tabou ou de la pointe Ombloké qui sont liés à des filons de dolérites perpendiculaires aux gneiss encaissants (figures 6a et 6b) ou encore de la pointe Taky dont les deux caps correspondent à des filons de « gabbro doléritique » et des filons pegmatitiques (figure 6c). De même, le cap de Monogaga correspond à des filons de dolérites « récentes » (700 à 1 000 Ma) recoupant les migmatites libériennes (PAPON et LEMARCHAND, 1967). Il arrive aussi que des caps correspondent à des passées plus homogènes (granitoïdes) dans des roches métamorphiques orientées (migmatites) comme aux pointes Oulidié et Dahoua ou à des enclaves amphibolitiques concordantes dans ces mêmes roches.

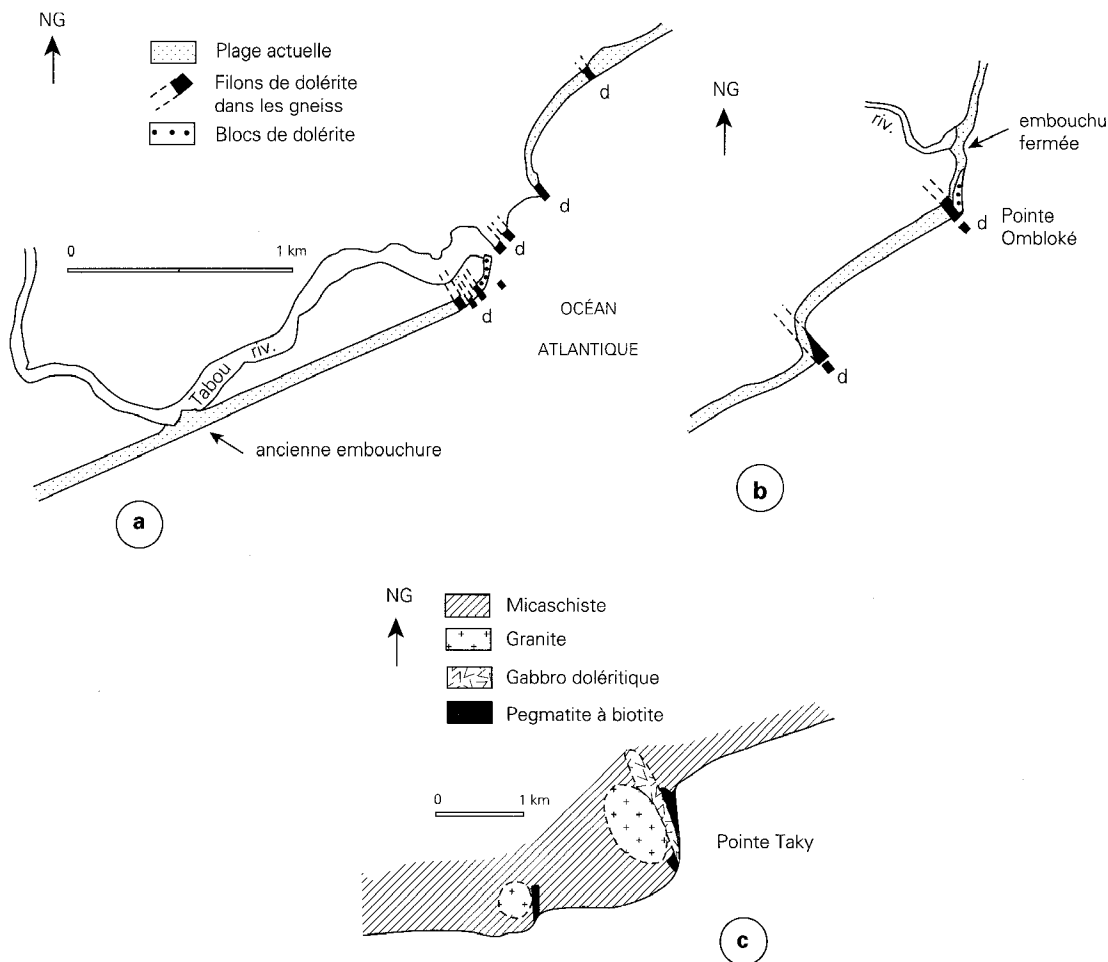


Figure 6
Morphologie et géologie des caps du littoral de la zone de socle précambrien.

Donc, dans la zone du socle, le tracé en échelons de la côte est consécutif à une érosion différentielle. Les caps ou pointes, étant le plus souvent « sous-tendus » par des roches plus résistantes que l'encaissant, se comportent comme un épi favorisant ainsi le dépôt à l'ouest et l'érosion à l'est conformément à une dérive littorale générale d'ouest en est (MARTIN, 1977). Les embouchures des rivières ou marigots situés à l'est de tels caps sont permanentes (rivière de Tabou, l'ancien San Pedro), car elles débouchent dans des anses protégées des houles du sud-ouest, souvent utilisées pour le mouillage de navires de fort tonnage.

De Sassandra à la lagune de Lahou

La ligne de côte rectiligne, orientée dans le 80° , est bordée de formations sédimentaires méso-cénozoïques reposant sur le socle peu profond (figures 4 et 5).

C'est une côte de plateaux où des falaises mortes dominent de 20 à 65 m une étroite plaine littorale. C'est seulement dans la région de Fresco que s'observent des falaises vives, entaillées dans les formations paléocènes.

De la lagune de Lahou au Ghana

Le trait de côte se situe dans la zone du « bassin profond », au sud de l'accident majeur des lagunes (figures 4 et 5).

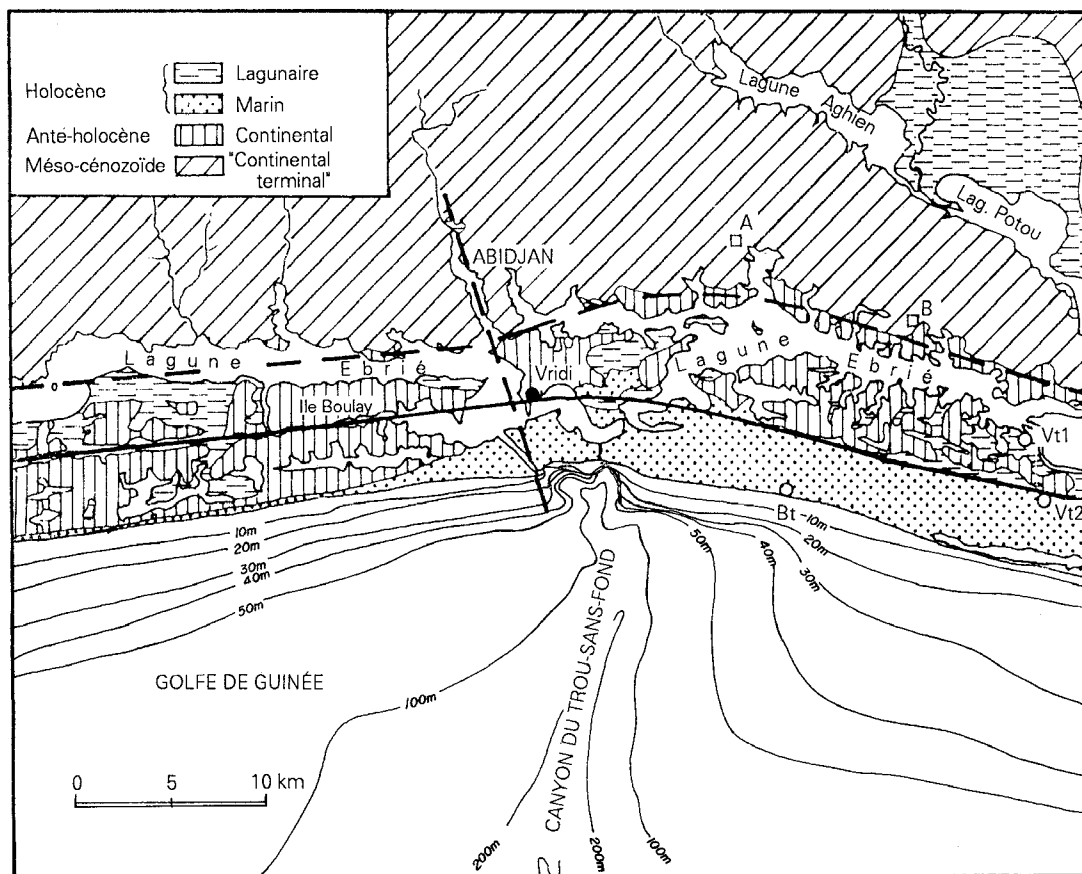


Figure 7
Morphologie et géologie de la région d'Abidjan.

Il s'agit d'une côte basse, lagunaire, rectiligne, bordant une large plaine littorale quaternaire, subissant un brusque changement de direction au niveau d'Abidjan à l'emplacement de la tête immergée du canyon sous-marin du Trou-sans-Fond (figure 7).

À l'ouest d'Abidjan, le rivage est orienté dans le 83° ; il est légèrement oblique aux directions structurales majeures proches de 87° (figure 7). Les formations holocènes du littoral sont constituées par une bande étroite de 3 à 4 cordons marins, de 6 à 9 m d'altitude, s'appuyant sur des dépôts sableux anté-holocènes (TASTET, 1985).

À l'est d'Abidjan, le rivage, orienté dans le 100° , est pratiquement parallèle aux directions structurales majeures. Il limite, au sud, une large plaine de cordons sableux holocènes dont l'extension peut atteindre 4 à 5 km de part et d'autre de Grand-Bassam (figure 7).

LE PLATEAU CONTINENTAL

La plate-forme continentale ivoirienne est située, dans sa partie occidentale, jusqu'à la lagune de Lahou au nord de la prolongation de la fracture Saint-Paul (figure 4), sur de la croûte continentale peu profonde. À l'est, elle est tout entière dans la zone à croûte amincie (figure 4). Ces traits structuraux ne semblent pas influencer sur sa morphologie.

La rupture de pente entre le plateau et le talus se situe en général entre 115 et 120 m, localement à 85 m au large de Tabou (MARTIN, 1973a).

La plate-forme ivoirienne est relativement étroite et sa largeur varie de 20 à 35 km. Elle est entaillée devant Abidjan par un important canyon sous-marin, le « Trou-sans-Fond », dont la tête affecte le littoral et

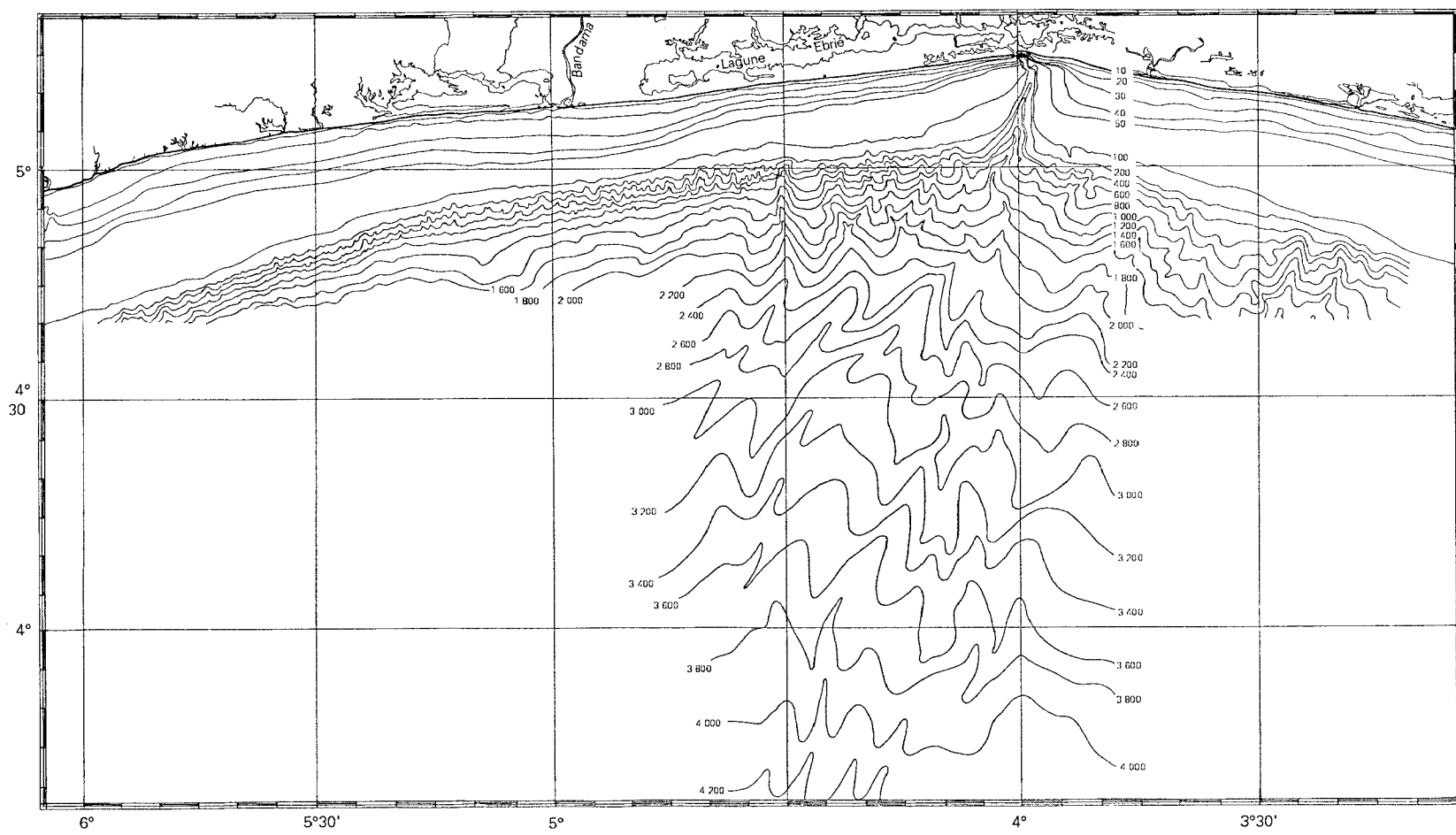


Figure 8

Carte bathymétrique de la marge ivoirienne et du glacis continental au voisinage du canyon du Trou-sans-Fond (profondeurs en mètres).

qui atteint 1000 m de profondeur au niveau du talus (figure 8). Excepté cette vallée, le plateau continental est très peu accidenté. Sa surface régulière n'est que localement perturbée par des bancs rocheux, discontinus, parallèles à la côte et assimilables à des beach-rocks fossiles (MARTIN, 1977). On les rencontre le plus souvent autour des profondeurs de 45, 70, 80 et 90 m (figures 9 et 14). Dans la moitié occidentale du pays, il existe entre 0 et 45 m des pointements isolés du socle cristallin.

Dans les profils transverses de la plateforme, il est possible de distinguer des zones convexes, des zones concaves et des zones intermédiaires (figure 9).

Les profils convexes se rencontrent au large des embouchures des grands fleuves : Cavally, Sassandra, Bandama, Comoé ; ils correspondent aux zones vaseuses d'importante sédimentation actuelle.

Les profils concaves correspondent aux régions sableuses ; ils sont situés entre les zones d'apports sédimentaires actuels. Ils montrent souvent des ruptures de pente correspondant aux barres rocheuses, gréseuses, citées plus haut.

Entre ces deux types de profils, s'observent des morphologies intermédiaires, correspondant à la bordure des zones de sédimentation actuelle ou holocène.

Dans presque tous les cas, ces profils sont limités du côté externe par un replat localisé entre 100 et 115 m qui paraît assimilable à une surface d'abrasion en période de bas niveau marin.

La pente moyenne de la plateforme ivoirienne (MARTIN, 1977) varie selon les zones de 0,34 à 0,57 % ; elle est comprise entre 0,85 et 2,25 % dans les 25 premiers mètres, entre 0,16 et 0,25 % au-delà et atteint 0,80 % entre 90 m et le rebord du plateau.

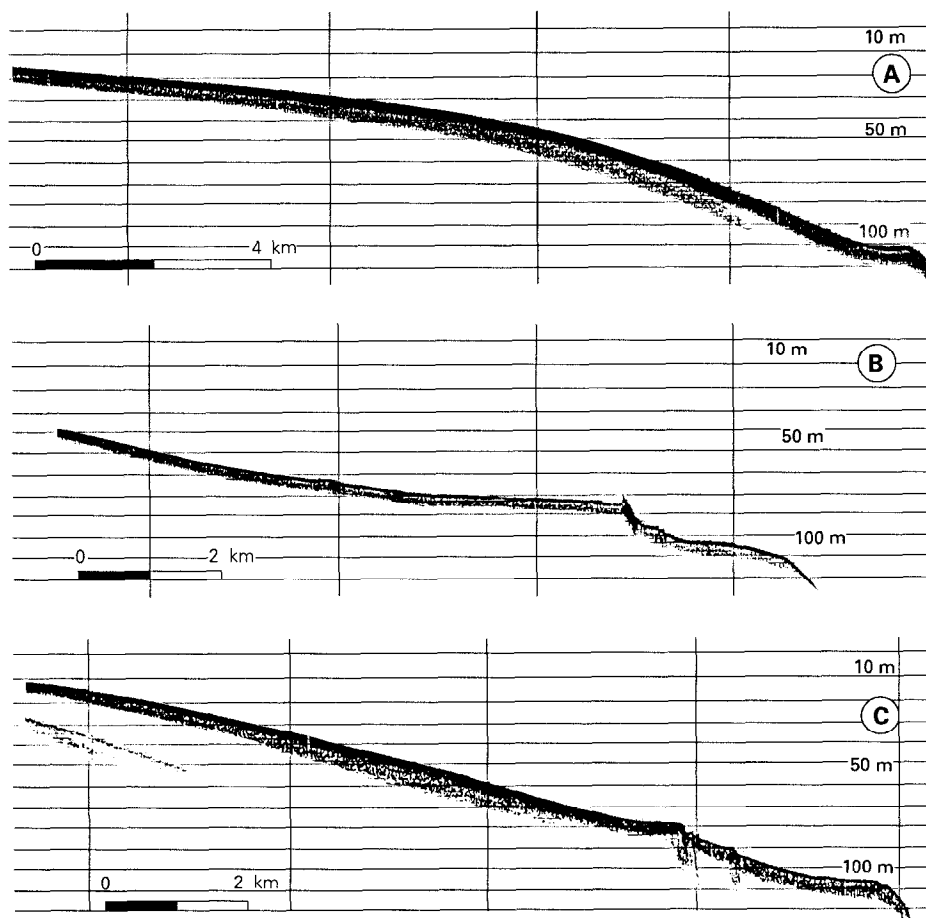


Figure 9

Profils bathymétriques en travers du plateau continental ivoirien ; localisation sur la figure 14.

LE DOMAINE PROFOND

La morphologie du domaine profond de la marge ivoirienne est fortement marquée par la présence du canyon sous-marin du Trou-sans-Fond (BUCHANAN, 1887) qui entaille la marge, de la côte à la plaine abyssale.

L'analyse des documents cartographiques de MARTIN (1969a, 1973a), de la mission EQUAMARGE (DROZ *et al.*, 1985 ; BLAREZ, 1986) et des reconnaissances bathymétriques des missions TRANSIVOIRE (AKA et TASTET, 1986) permet de définir différents domaines morphologiques (figures 10, 11 et 12) :

— de la rupture de pente du plateau continental (120 m) à 2 400 m, s'étend le *talus continental* à pente

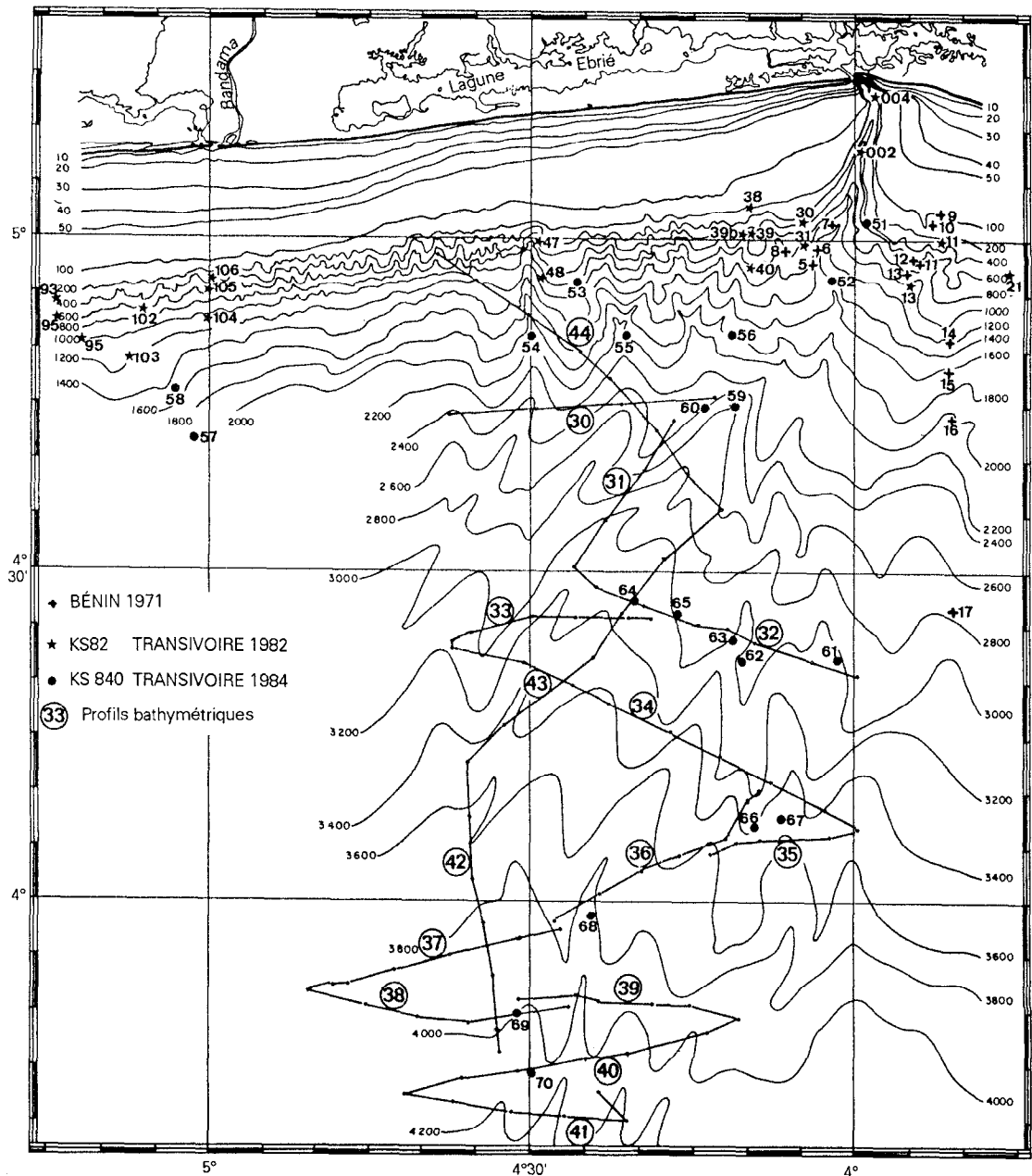


Figure 10

Localisation des carottes et des itinéraires bathymétriques réalisés dans la partie profonde de la marge de Côte-d'Ivoire.

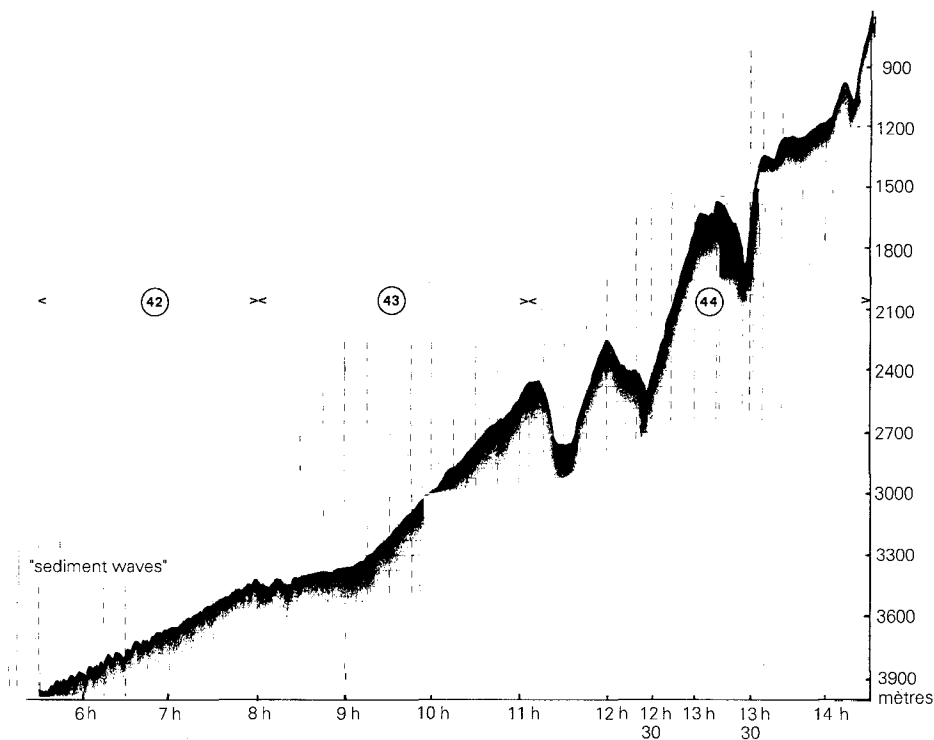


Figure 11

Profil bathymétrique nord-sud de la marge de Côte-d'Ivoire ; localisation sur la figure 10.

raide (7 % à l'ouest du Trou-sans-Fond et 5 % à l'est) ; il est parcouru de nombreux chenaux nord-sud (gullies), grossièrement parallèles à la ligne de plus grande pente. Les gullies sont séparés par des interfluves convexes, comportant des dépressions plus modestes ;

— au-delà de 2 400 m, s'étend le **glacis continental** où se distinguent nettement trois provinces de gradients bathymétriques différents (DROZ *et al.*, 1985) :

- de 2 400 à 3 200 m, s'individualise un **glacis supérieur** dont la pente est d'environ 2,6 % ; les gullies du talus y prennent une direction générale parallèle à celle du Trou-sans-Fond ; ils sont bordés de levées bien individualisées ; les levées plus importantes correspondent au chenal du Trou-sans-Fond ; elles se présentent en bourrelets successifs de part et d'autre du chenal (figure 12, profil 32) ;

- de 3 200 à 4 200 m, le **glacis moyen** présente une surface mamelonnée, *sediments waves* de NORMARK et HESS (1980), caractéristique des levées d'un éventail détritique sous-marin et mise en place par des courants de turbidité de faible vitesse et faible densité (NORMARK et HESS, 1980) ; la pente moyenne est de 1,4 % (figures 11 et 12) ;

- au-delà de 4 200 m et jusqu'à 4 600 m, s'étend le **glacis inférieur**, à très faible pente (0,6 % ; DROZ *et al.*, 1985), qui n'a pas été prospecté au cours du programme TRANSIVOIRE ;

— talus et glacis sont parcourus par des chenaux dont on distingue deux catégories : les chenaux à profil en V ou chenaux actifs (NORMARK et HESS, 1980) sont ceux où dominant le transit sédimentaire, les chenaux à fond plat (en U) ou chenaux en voie de comblement, qui ne sont plus soumis qu'à des apports pélagiques à hémipélagiques (figure 12) ;

— le canyon du **Trou-sans-Fond** constitue le trait morphologique majeur de cette marge (MARTIN, 1970, 1977 ; DIETZ et KNEBEL, 1971) ; il débute tout près de la côte par une tête bifide et entaille profondément le plateau continental en une vallée étroite qui atteint 1000 m de profondeur au bord du talus ; il se poursuit jusqu'à la plaine abyssale du golfe de Guinée par un chenal sinueux de largeur fluctuante et bordé de levées (figure 12) ; vers 3 000 m, il subit un brusque décalage vers l'ouest semblant abandonner un cours actuellement occupé par un chenal comblé.

Du point de vue structural, il a été montré que le canyon actuel est creusé dans le remplissage sédimentaire d'un canyon anté-miocène (SIMON et AMAKOU, 1984). Sa morphologie permet de penser qu'il est actif et qu'il conduit à la plaine abyssale le matériel sédimentaire reçu par l'apport de la dérive littorale (VARLET, 1958 ; DIETZ et KNEBEL, 1971 ; MARTIN, 1974a ; TASTET *et al.*, 1985).

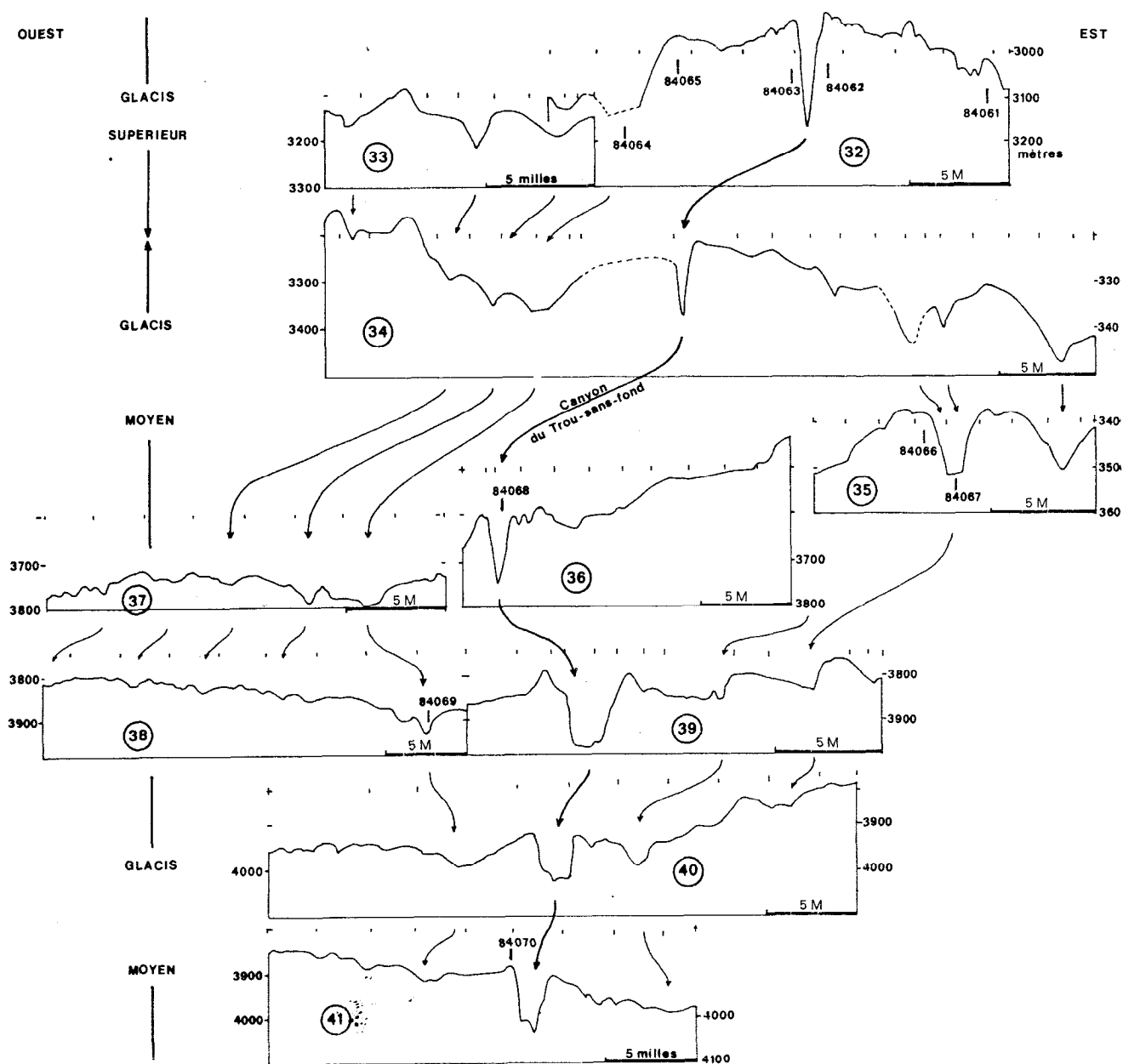


Figure 12

Coupes morphologiques en travers du glacis et position des carottes KS 84061 à 84070.

Facteurs de la sédimentation océanique

Les différents domaines morphologiques de la marge sont le siège d'une sédimentation plus ou moins importante et plus ou moins différenciée tant dans l'espace que dans le temps au cours du Quaternaire.

Du point de vue sédimentaire, comme du point de vue morphologique, deux domaines s'opposent : la plate-forme et le domaine profond.

FACTEURS ACTUELS

Nous distinguerons les facteurs continentaux et les facteurs océaniques.

Facteurs continentaux

Les principaux facteurs continentaux qui influent sur la sédimentation océanique sont les caractéristiques climatiques, avec leurs conséquences directes sur la végétation et l'hydrologie, et le contexte géologico-morphologique.

Climat et végétation

La zone littorale de Côte-d'Ivoire appartient au domaine climatique guinéen caractérisé par deux saisons des pluies, une « grande » centrée sur juin et une « petite », plus courte, centrée sur octobre (TOUPET, 1968 ; ELDIN, 1971). Ces saisons sont séparées par des épisodes non pluvieux. La pluviométrie annuelle (ASECNA, 1971 ; COMBRES et ELDIN, 1971) varie le long du littoral de la Côte-d'Ivoire entre 1 500 et 2 500 mm/an. La moyenne annuelle de température est de 26 °C avec des moyennes mensuelles extrêmes de 28,5 °C en avril et 24,5 °C en août. L'humidité relative est constante toute l'année avec une moyenne de 80 à 85 %.

Ce climat est favorable au développement de la forêt dense sempervirente de type équatorial (ADJANO-HOUN, 1965 ; ADJANO-HOUN et GUILLAUMET, 1971). Des conditions édaphiques particulières permettent le développement de formations hydromorphes (forêt marécageuse et mangrove), respectivement dans les dépressions humides ou le bord des lagunes saumâtres, ou des savanes incluses littorales sur les cordons marins holocènes. Ces éléments naturels favorisent l'altération des roches et l'élaboration des sols et la masse des précipitations ne donne lieu qu'à un écoulement assez faible (ROUGERIE, 1960).

Hydrologie continentale

Malgré un coefficient de ruissellement très faible, 4,1 % dans la zone littorale (ADOU, 1973) et 12 à 18 % pour l'ensemble de la zone forestière (MARTIN, 1977), la Côte-d'Ivoire est drainée par quatre grands fleuves nés en pays de savane et qui la traversent du nord au sud. Ce sont de l'est à l'ouest : le Comoé, le Bandama, le Sassandra et le Cavally. Ces fleuves ont un débit irrégulier dont la moyenne est respectivement de 300, 400, 575 et 600 m³/s (GIRARD *et al.*, 1971 ; MARTIN, 1977). En plus de ces grands axes, le drainage de la côte atlantique s'effectue par des petits fleuves côtiers se jetant le plus souvent dans les lagunes.

Les eaux fluviales transportent des matières dissoutes et des suspensions. Les mesures faites en mer aux débouchés actuels des fleuves Bandama et Comoé montrent que la turbidité est, en période de crue, de 6 et 3 mg/l et, en étiage, de 0,7 à 0,8 mg/l. On peut donc estimer les apports en suspension à l'océan par les fleuves à une moyenne annuelle de 2,5 à 3 mg/l. Pour l'ensemble du littoral ivoirien cela correspondrait à une estimation des exportations de matière solide de 150 000 à 200 000 t par an.

Contexte géologico-morphologique

La Côte-d'Ivoire est dans sa majeure partie un pays de socle cristallin et métamorphique (ROUGERIE, 1960). Ce socle pénéplané, de faible altitude, s'organise en niveaux étagés, couronnés par d'épaisses altérites latéritiques kaoliniques, entre 400 et 500 m au nord et moins de 100 m au sud.

Ce sont ces altérites qui sont à l'origine des matériaux détritiques apportés à l'océan, en suspension, par les fleuves présentés plus haut.

Facteurs océaniques

Les facteurs océaniques qui ont une influence sur la sédimentation au large de la Côte-d'Ivoire dépendent des caractéristiques physiques de l'océan Atlantique dans cette région (hydrologie, état de la mer et directions des courants). Ces caractéristiques physiques sont étudiées dans le chapitre « Environnement climatique et océanographique sur le plateau continental de Côte-d'Ivoire ». Nous les rappellerons brièvement.

Contrairement aux autres régions du golfe de Guinée, qui ont de faibles variations thermiques, les eaux néritiques de Côte-d'Ivoire présentent des différences de température de l'ordre de 10 à 15 °C au cours de l'année. Ces variations sont dues à la présence d'un upwelling local dont les vents de sud-ouest sont le moteur. Salinité et teneur en oxygène connaissent également des variations importantes. La Côte-d'Ivoire, située dans la zone des calmes équatoriaux, n'est pratiquement jamais parcourue par des dépressions importantes. Les grains orangeux qu'on y observe souvent n'ont qu'une action négligeable sur le niveau de la mer. En moyenne, les houles viennent du sud-ouest ; les plus fortes se produisent en mai-juin et les plus faibles en novembre-décembre. Le marnage est faible et la marée est sensiblement en phase sur tout le littoral d'où la faiblesse des courants de marée. Enfin, les coupes de distribution verticale de la composante zonale des courants font apparaître un système de courants opposés. En surface, le courant de Guinée, de 10 à 20 m d'épaisseur, s'écoule vers l'est. Sous cette couche superficielle, un contre-courant s'écoule vers l'ouest. Par ailleurs, la composante méridienne de ces courants, perpendiculaire à la côte, est beaucoup plus faible que la composante axiale. Sa vitesse est en général inférieure à 10 cm/s sauf en juin où, en période d'upwelling, on observe en surface des vitesses supérieures à 30 cm/s vers le sud.

Les variations saisonnières des conditions hydrologiques entraînent des variations des conditions physico-chimiques qui règnent sur le fond. Celles-ci pourront être très différentes de celles que l'on rencontre par exemple sur le plateau continental du Nigeria où les conditions hydrologiques sont beaucoup plus stables. Par ailleurs, les composantes axiales et méridiennes des courants vont jouer un très grand rôle dans la localisation, sur le plateau continental, des zones de dépôt des sédiments fins apportés par les cours d'eau. Enfin, le sens et l'intensité du transport des sables le long de la côte sera fonction de l'angle des fronts de houle avec la ligne de côte.

VARIATION DES FACTEURS OCÉANIQUES ET CONTINENTAUX AU COURS DU QUATÉNAIRE RÉCENT

Le Quaternaire a été caractérisé par d'importantes variations des climats et du niveau relatif de la mer. Des bas niveaux marins ont correspondu aux glaciations et des hauts niveaux aux périodes interglaciaires. Le maximum de la dernière glaciation s'est produit vers 18 000 ans BP et actuellement nous sommes dans une période interglaciaire ; l'optimum de l'interglaciaire antérieur se situe aux environs de 125 000 ans BP.

Variation des facteurs océaniques

Il est évident que les caractéristiques physiques de l'océan ont connu des modifications importantes au cours d'une glaciation, mais ce sont les variations du niveau relatif de la mer qui ont été les plus spectaculaires et qui ont joué le rôle le plus important sur la sédimentation au large de la Côte-d'Ivoire.

Pour établir une courbe de variation du niveau relatif de la mer, il est nécessaire de reconstruire un nombre suffisant d'anciennes positions de celui-ci au cours d'une période de temps donnée. Pour ce faire, il faut définir, dans l'espace et dans le temps, des marqueurs de ces anciennes positions. Un marqueur sera défini dans le temps par la détermination de son âge, à l'aide d'une méthode de datation (¹⁴C par

exemple). Il sera défini dans l'espace par la connaissance de sa relation avec l'ancien niveau de la mer. Par ailleurs, la position relative du marqueur, dans une séquence sédimentaire, pourra indiquer le sens de la variation du niveau de la mer.

À partir d'un certain nombre de datations d'origines diverses, effectuées pour la plupart sur des échantillons de tourbe et d'algues calcaires prélevées par carottage sur le plateau continental ou sur le littoral (tableau I), il a été possible d'établir les grandes lignes des variations du niveau relatif de la mer au cours des 25 000 dernières années (MARTIN, 1972a, 1977 ; MARTIN et DÉLIBRIAS, 1972 ; MARTIN et TASTET, 1972 ; TASTET, 1979 ; STRIL, 1987). Des datations récentes, réalisées par TASTET et DÉLIBRIAS (données encore inédites figurant au tableau I), permettent de les préciser.

Vers 23 000 ± 1 000 ans BP, le niveau relatif de la mer, en abaissement (figure 13), se situait environ 65 m sous le niveau actuel. MC MASTER *et al.* (1970) ont pu établir qu'à 18 750 ± 350 ans le niveau relatif de la mer au large de la Guinée se situait 103 à 110 m au-dessous du niveau actuel. Par ailleurs, les terrasses d'abrasion très nettes, situées entre - 110 et - 115 m (figure 9) indiquent une phase de stationnement du niveau marin, correspondant vraisemblablement au maximum de la phase d'abaissement. En fonction de la reconstitution de MC MASTER *et al.* (1970), on peut penser que ce maximum s'est produit légèrement plus tard et donc vers 18 000 ans BP. Ensuite, la remontée marine, qui a succédé au bas niveau du maximum glaciaire, s'est effectuée à une vitesse variable et ce phénomène a certainement été général (BARD *et al.*, 1990).

En Côte-d'Ivoire, il semble qu'il se soit produit deux ralentissements, ou stationnements, et deux accélérations dans la transgression. Le premier stationnement, daté au ¹⁴C de 15 000 à 13 000 ans BP, se serait situé vers - 80 m et le second, daté de 11 000 à 12 000 ans, vers - 60 m. Ils correspondent respectivement : le premier à un beach-rock important à - 80 m et de nombreux nodules d'algues calcaires à des profondeurs supérieures (13 nodules datés entre 12 800 et 15 000 ans), le second à des tourbes lagunaires autour de - 60 m et de rares algues plus profondes (3 nodules datés).

Il semble que le niveau actuel ait été dépassé vers 6 000 ans BP. Depuis cette date, le niveau de la mer a connu plusieurs oscillations de faible amplitude (± 2 m) autour du niveau actuel (TASTET, 1978).

Il est donc clair qu'à l'époque du maximum de la dernière glaciation, tout le plateau continental était émergé. Le rivage se situait alors au sommet du talus et, en conséquence, les conditions de sédimentation sur la marge étaient totalement différentes des conditions actuelles.

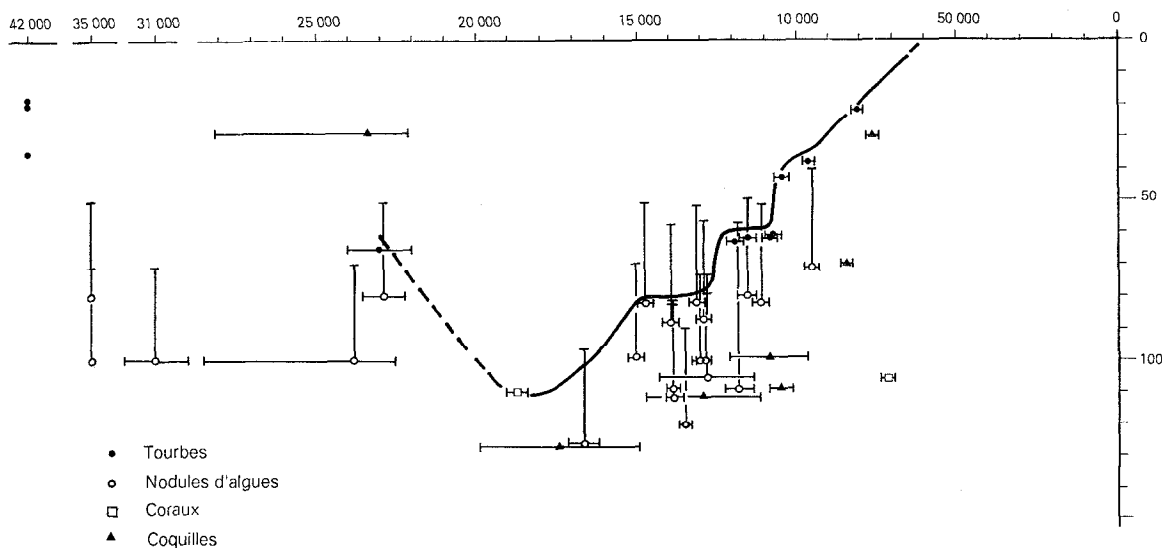


Figure 13

Variations relatives du niveau de la mer sur le plateau continental ivoirien entre 25 000 et 5 000 ans B.P.

Datations au ^{14}C réalisées sur la marge ivoirienne et utilisées dans

AUTEURS	RÉFÉRENCES	LOCALISATION		COTE (m)
		Nord	Ouest	
ASSEMIEN (1971)	Agn	5° 23'	4° 18'	≈ 0
TASTET- DELIBRIAS	82028- 38	5° 05'	4° 04'	-106
TASTET- DELIBRIAS	82050-155	5° 07'	4° 29'	- 29,5
TASTET (1976)	Assinie	5° 08'	3° 19'	- 22
TASTET- DELIBRIAS	82035- 25	5° 09'	4° 10'	- 70
TASTET - DELIBRIAS	82035- 34	5° 09'	4° 10'	- 70,5
TASTET (1976)	IVCO	5° 06'	3° 31'	- 38
MARTIN (1972)	C 30	4° 58'	5° 50'	- 43
TASTET	82107-140	4° 58'	4° 59'	- 108,5
MARTIN (1972)	C 55	4° 48'	6° 00'	- 61
MARTIN (1972)	B 29	4° 56'	5° 53'	- 62
TASTET - DELIBRIAS	82053-128	5° 02'	4° 39'	- 99
MARTIN (1972)	C 39	4° 32'	6° 40'	- 82
MARTIN (1972)	C 11	4° 52'	3° 10'	- 80
MARTIN (1972)	C 57	4° 50'	5° 55'	- 62
TASTET	82107-155 A	4° 58'	4° 59'	-108,5
MARTIN (1972)	A 10	5° 08'	4° 21'	- 63
TASTET - DELIBRIAS	82028- 50	5° 05'	4° 04'	-105,5
TASTET - DELIBRIAS	82037- 70	5° 04'	4° 09'	-111
TASTET- DELIBRIAS	82010-185	5° 03'	4° 30'	- 88
MARTIN (1972)	DR 2	5° 02'	4° 21'	- 100
MARTIN (1972)	DR 1	5° 02'	4° 27'	- 100
MARTIN (1972)	C 43	4° 36'	6° 30'	- 82
MARTIN (1972)	C 8	5° 03'	3° 55'	- 100
TASTET	82046- 25	5° 02'	4° 29'	- 120
TASTET - DELIBRIAS	82037- 40	5° 04'	4° 09'	- 111,5
TASTET	82107-155 8	4° 58'	4° 59'	- 108,5
MARTIN (1972)	D 2	4° 29'	6° 50'	- 89
MARTIN (1972)	C 48	4° 38'	6° 20'	- 82
MARTIN (1972)	C 1	5° 10'	4° 02'	- 99
TASTET - DELIBRIAS	2020-250	4° 59'	3° 46'	-125,5
TASTET - DELIBRIAS	82020-125	4° 59'	3° 46'	-127
MACMASTER <i>et al.</i> (1970)		9° 14'	15° 37'	-110
MARTIN (1972)	D 12	4° 12'	7° 30'	- 80
MARTIN (1972)	B 5	5° 08'	4° 15'	- 65
TASTET - DELIBRIAS	82050-235	5° 07'	4° 29'	- 28,5
TASTET - DELIBRIAS	82045-210	5° 03'	4° 30'	- 100
TASTET - DELIBRIAS	82045-280	5° 03'	4° 30'	- 100
MARTIN (1972)	C 24	5° 01'	3° 40'	- 80
MARTIN (1972)	D 17	4° 23'	7° 15'	- 60
TASTET (1972)	CE 678/6	5° 16,8'	4° 00'	- 35
TASTET (1972)	CE 738/2	5° 15,8'	3° 50'	- 19
TASTET (1972)	CE 738/1	5° 15,8'	3° 50'	- 20

la reconstitution des variations du niveau de la mer (figure 13)

ÂGE BP		RÉFÉRENCES LABORATOIRES		OBSERVATIONS
		Datation		
4 990	± 120		2 292	Tourbes de mangrove traduisant une « incursion marine » à l'intérieur des vallées fluviales
7 100	± 100	Gif	7 412	Polypier solitaire
7 600	± 50	Gif	7 420	Débris coquilliers (<i>Cardita</i> , <i>Corbula</i> , <i>Chlamys</i> , etc.) polypier, bryozoaires
8 045	± 100	LRMR Bx	1-10-74	Tourbe de mangrove
8 360	± 110	Gif	7 414	Gastéropode <i>Lathyrus</i> cf. <i>fibrus</i>
9 410	± 150	Gif	7 415	Nodule algaire de milieu agité
9 625	± 125	LRMR Bx	1-10-74	Tourbe de mangrove
10 400	± 200	Gif	1 619	Tourbe de mangrove
10 410	± 310	Ly	4 138	Gastéropode <i>Semicassis saburon</i>
10 700	± 200	Gif	1 617	Tourbe de mangrove
10 800	± 200	Gif	1 616	Tourbe de mangrove
10 840	± 1 300	Gif	7 422	Débris coquilliers (<i>Clavatulina bimarginata</i> , <i>Myrthea spirifera</i> , dentales, débris d'échinodermes)
11 100	± 200	Gif	2 146	Nodule algaire
11 500	± 200	Gif	2 140	Nodule algaire
11 500	± 250	Gif	1 618	Tourbe de mangrove
11 760	± 420	Ly	4 140	Nodule algaire de milieu peu agité
11 900	± 250	Gif	1 146	Tourbe de mangrove
12 800	± 1 500	Gif	7 413	Fragments algaires
12 900	± 1 800	Gif	7 417	Coquille de <i>Dosinia</i> sp.
12 900	± 210	Gif	7 409	Nodule algaire avec fragments bioclastiques inclus
12 900	± 250	Gif	1 509	Nodule algaire
13 000	± 250	Gif	1 449	Nodule algaire
13 100	± 250	Gif	2 138	Nodule algaire
13 300	± 250	Gif	2 135	Nodule algaire
13 440	± 200	Ly	4 137	Nodule algaire encroûté de vers et polypiers
13 800	± 320	Gif	7 416	Nodule algaire à deux générations d'encroûtement
13 870	± 210	Ly	4 139	Nodule algaire de milieu agité
13 900	± 250	Gif	2 137	Nodule algaire
14 700	± 260	Gif	2 139	Nodule algaire
15 000	± 260	Gif	2 136	Nodule algaire
16 600	± 500	Gif	7 411	Nodule algaire de milieu agité
17 400	± 2 500	Gif	7 410	Coquilles (<i>Arca</i> , <i>Corbula</i> , <i>Irus irus</i> , <i>Lima inflata</i> , <i>Cythara</i>) et petit polypier
18 750	± 350	I	3 678	Polypier
22 840	± 650	Gif	2 144	Nodule algaire
23 000	± 1 000	Gif	1 147	Tourbe de mangrove
23 400	+ 4 700	Gif	7 421	Coquilles de <i>Arca subglobosa</i> , <i>Chlamys</i> , <i>Glycimeris</i> , <i>Naica</i>
23 800	+ 4 700	Gif	7 418	Petit nodule algaire de milieu agité
	- 1 300			
31 000	± 1 000	Gif	7 419	Amas de 3 nodules algaires soudés
≥ 35 000		Gif	2 141	Nodule algaire
≥ 35 000		Gif	2 147	Nodule algaire
≥ 42 000		LRMR	20-12-70	Tourbe
≥ 42 000		LRMR	24-11-71	Tourbe
≥ 42 000		LRMR	15-01-72	Tourbe

Variations des facteurs continentaux

À l'échelle du Quaternaire nous pouvons admettre que le contexte géologico-morphologique est resté plus ou moins identique.

L'essentiel des variations a concerné les caractéristiques climatiques avec leurs implications sur la végétation, l'hydrologie et l'altération des roches. C'est l'analyse palynologique de sédiments marins ou lagunaires, datés de façon absolue ou relative, qui a permis de se faire une idée des variations climatiques durant les derniers 50 000 ans.

Les contenus polliniques de deux tourbes datées de plus de 42 000 ans BP et de 23 000 ans BP (MARTIN, 1969b ; ASSEMIEN *et al.*, 1970 ; TASTET, 1979) montrent qu'avant le dernier maximum glaciaire le climat s'est aridifié. Entre ces deux dates, la mangrove à *Rhizophora* a considérablement régressé. À 23 000 ans BP, la flore, essentiellement graminéenne, révèle une végétation de savane et par conséquent un climat de type soudanien plus sec que l'actuel, mais aussi plus sec que celui qui régnait précédemment. On peut donc penser qu'au bas niveau marin de 18 000 ans BP correspondait un climat aride et un couvert végétal pauvre à dominance graminéenne.

La transgression qui suit s'accompagna d'une humidification du climat permettant un développement du couvert végétal, comme le prouvent les analyses polliniques d'une série de tourbes datées de 12 000, 9 600, 8 000 et 5 000 ans BP (MARTIN, 1969b ; ASSEMIEN *et al.*, 1970 ; TASTET, 1979). La mangrove recolonise rapidement le littoral, suivie par une extension progressive de la forêt et, vers 8 000 ans BP, les pollens des taxons de la forêt ombrophile représentent 90 % du cortège pollinique. Le maximum d'humidité est certainement atteint vers cette date et se perpétue jusque vers 5 000 ans BP.

Durant les 5 000 dernières années, la mangrove a fluctué au rythme des « incursions » marines dans les basses vallées fluviales en liaison avec des fluctuations mineures du niveau de la mer (TASTET, 1979). Le couvert de forêt dense a persisté ; il est actuellement mis à mal par l'action anthropique.

Par ailleurs, la présence sur le plateau continental de biocénoses à amphistéginés et algues calcaires entre 24 000 et 11 000 ans BP (voir *infra*) indique que la transparence de l'eau devait être à cette époque nettement supérieure à la transparence actuelle. Donc, les apports fluviaux en suspension étaient inférieurs aux apports actuels confirmant ainsi de plus faibles apports hydriques et un climat plus aride que l'actuel.

Sédiments et sédimentation de plate-forme

Différents faciès sédimentaires ont été observés et cartographiés (figure 14) sur la plateforme ivoirienne (MARTIN, 1969 a et b, 1971, 1973a et b, 1977 ; TASTET, 1979 ; STRIL, 1987). Leur datation et leur agencement en séquences permettent d'en proposer une stratigraphie (MARTIN, 1977 ; TASTET, 1979 ; STRIL, 1987 ; TASTET *et al.*, 1987 ; TASTET, 1989) et de reconstituer l'évolution paléogéographique et paléosédimentologique de la marge ivoirienne durant le Quaternaire récent (voir *infra* : Conclusion générale).

FACIÈS SÉDIMENTAIRES DE SURFACE

Deux types de faciès peuvent être distingués : des faciès terrigènes, de granulométrie variable, des sables aux vases, et des faciès thalassogènes ou organogènes à amphistéginés et algues calcaires et à « faecal pellets » minéralisés.

Faciès terrigènes

Leur granulométrie varie presque régulièrement des sables grossiers aux vases. Nous séparerons cependant les sables quartzeux, les vases sableuses et les vases.

Sables quartzeux

Ils sont essentiellement constitués de grains de quartz souvent recouverts d'oxyde de fer. On les rencontre sur l'ensemble du plateau où ils forment le substrat de la sédimentation actuelle. De 0 à 40 m de profondeur, ils constituent le faciès prédominant des sédiments superficiels. Au-delà, il leur est associé d'importantes quantités de débris organogènes ou de pelotes fécales minéralisées. Qu'ils soient grossiers, moyens ou très fins, les sables sont toujours bien classés. D'une façon générale, aussi bien sur ce littoral que sur le plateau continental, les sables sont plus grossiers à l'ouest de l'embouchure du fleuve Comoé qu'à l'est. Les sables grossiers (50 % de grains > 500 μm) se rencontrent généralement en bandes allongées parallèles au littoral, peut-être témoins d'anciennes lignes de rivage. Pour les sables moyens (500 à 315 μm), leur couleur jaune-roux est due à la patine d'oxyde de fer qui les recouvre. Cette patine est moins fréquente dans les sables fins à très fins (315 à 50 μm) dont la couleur est souvent grise. Parfois des sables très fins se retrouvent en placage de faible épaisseur recouvrant des fractions plus grossières, en particulier sur les fonds littoraux en deçà de 20 à 25 m.

Sables vaseux et vases sableuses

Ces faciès se rencontrent le plus souvent à la périphérie des zones vaseuses ; ils contiennent, respectivement, de 75 à 95 % et de 25 à 75 % d'éléments supérieurs à 50 μm et sont souvent riches en pelotes fécales.

Vases

Elles contiennent plus de 75 % d'éléments inférieurs à 50 μm et constituent l'essentiel de la sédimentation actuelle. Du point de vue minéralogique, elles sont constituées d'environ 50 % de kaolinite, de 30 à 40 % de smectite et de 10 à 20 % d'illite. Les vases sont le plus souvent bioturbées.

Deux faciès de vase peuvent être distingués : des vases grises, en surface, riches en eau (plus de 100 %) et des vases brunes à noires, uniquement rencontrées en carottes sous les précédentes. Elles s'en distinguent par des teneurs en eau plus faibles (50 à 60 %) et par des traces de rubéfaction sur les débris de faune qu'elles peuvent contenir (MARTIN, 1977 ; STRIL, 1987).

Les vases superficielles se répartissent en trois zones d'inégale importance qui sont en relation avec les embouchures des grands fleuves (figure 14) :

- la première est située à l'ouest de la Comoé, de part et d'autre du canyon du Trou-sans-Fond ;
- la deuxième est située à proximité de l'embouchure du Bandama ; elle s'étend des fonds de 20 m au rebord du plateau continental ;
- la troisième se trouve entre l'embouchure du Sassandra et celle du Cavally ; elle forme une bande pratiquement continue qui s'étend de 30-40 m à 60-70 m ; elle est séparée du talus par les formations thalassogènes carbonatées et (ou) à « faecal pellets ».

Ces vasières ont respectivement des épaisseurs maximum de 25, 20 et 12 m.

Faciès thalassogènes

Ce sont des faciès sédimentaires dont la structure et (ou) la composition sont dues à l'action d'organismes marins.

Faciès organogènes à amphistégines et algues calcaires

Il s'agit de sédiments dont la fraction grossière est essentiellement constituée d'une thanatocénose à amphistégines et algues calcaires. Ces sédiments contiennent plus de 30 % et jusqu'à 75 % de carbonates et s'étendent sur le plateau continental entre 70 m et le bord du talus. Ils sont comparables à ceux cités par MASSE (1968) sur le plateau continental sénégalais. Ce faciès présente un intérêt paléoécologique ; en effet, les nodules d'algues calcaires, toujours associées à des amphistégines, ont pu se développer sous une tranche d'eau de 0 à 30 m, ce qui correspond au domaine de vie actuel de ces algues. De plus, les amphistégines sont des foraminifères de la zone photique vivant à de faibles profondeurs (NOTA, 1958 ; RADFORD, 1976).

Les datations réalisées sur certains nodules d'algues calcaires (tableau I) montrent l'existence de deux thanatocénoses distinctes, l'une mise en place entre 15 000 et 11 000 ans BP ; l'autre, plus ancienne et moins représentée, datée de plus de 23 000 ans BP

Comme les sables quartzeux, le faciès organogène peut constituer le substrat de la sédimentation actuelle.

Faciès à « faecal pellets »

Il est constitué par des sables ou des vases sableuses contenant de 25 à 75 % de granules minéralisés verts ou bruns, attribués à des déjections d'organismes fouisseurs et limivores (CAILLÈRE et MARTIN, 1972 ; MARTIN, 1972b, 1977).

Ce faciès couvre de grandes surfaces sur le plateau continental. Les faecal pellets se répartissent à la périphérie des vases dont ils semblent dériver. Les moins évolués sont des granules gris et mous dont la composition est proche de celle de la matrice argileuse originelle. Ils se transforment, par enrichissement en fer et modification de la nature des minéraux argileux, en granules bruns et verts. Les moins profonds (-40 m) contiennent de la goethite (pellets bruns) ; puis on rencontre, à des profondeurs plus grandes, des pellets à goethite et berthiérine ou verdine (MARTIN, 1977 ; ODIN *et al.*, 1988) et, enfin, des pellets à « proto-glaucosite ». Ce dernier minéral est en fait un interstratifié illite-vermiculite ou illite-montmorillonite.

SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES

La couverture sédimentaire récente du plateau continental ivoirien repose sur un substratum limité par la surface d'érosion d'une série monoclinale vraisemblablement mio-pliocène (TASTET *et al.*, 1987). Cette série, observée clairement sur les profils sismiques 3,5 khz, n'a, semble-t-il, pas été atteinte dans les carottages.

L'agencement et la nature des séquences sont différents dans les zones sableuses de faible sédimentation actuelle et dans les zones vaseuses d'importante sédimentation actuelle (voir p. 29) : le plateau continental ; ils évoluent aussi du plateau interne (0 à 70 m) au plateau externe (au-delà de 70 m).

Séquences sédimentaires des actuelles zones sableuses (figure 15)

Sur le plateau interne, une couverture de sable fin, quartzeux, souvent épaisse de moins de 2 m, recouvre des sables plus grossiers « continentalisés ».

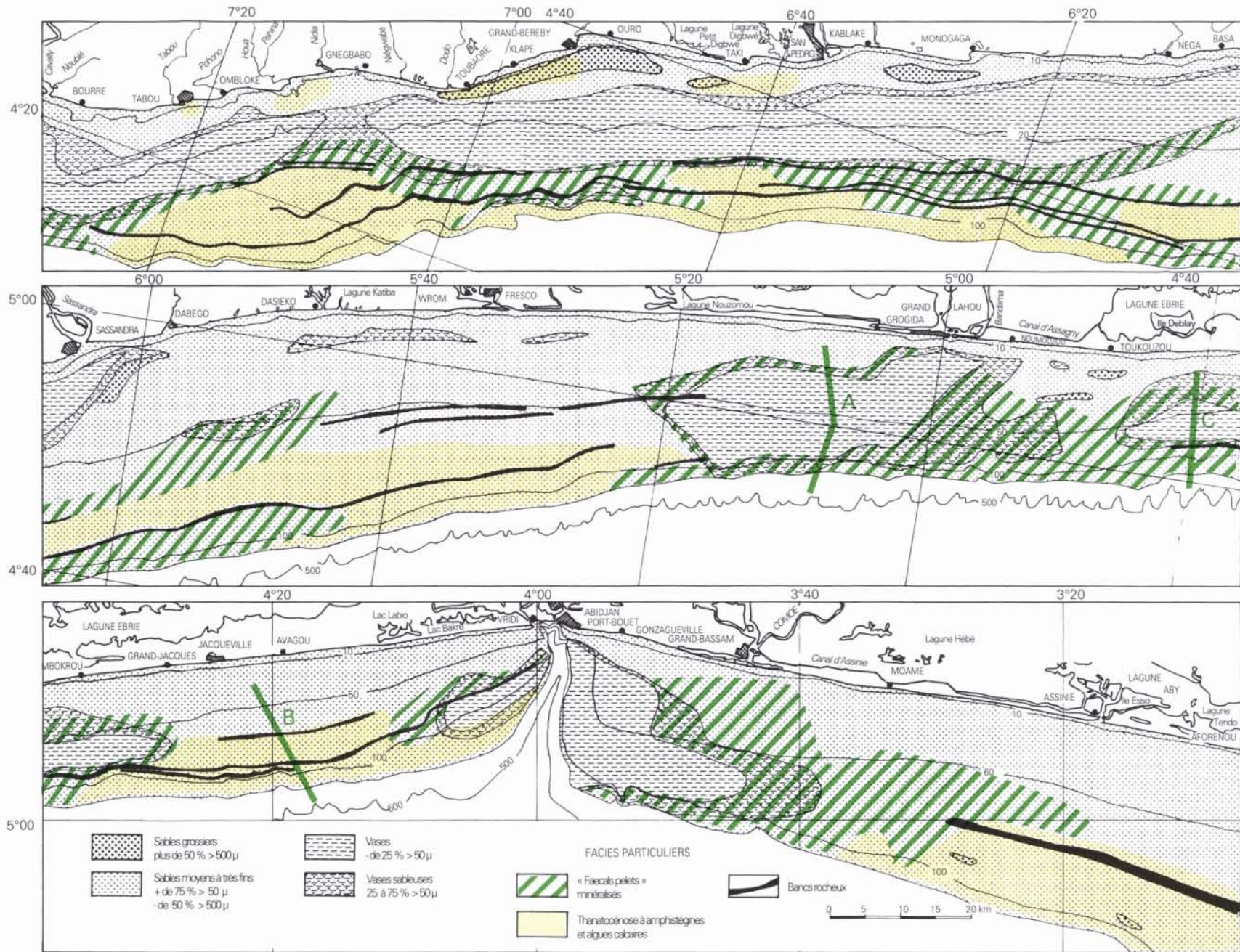
La séquence superficielle sableuse est en général granodécroissante. On y rencontre fréquemment des tourbes lagunaires intercalées dont les âges s'échelonnent entre 10 400 et 12 000 ans BP. Ces tourbes sont, pour la plupart, localisées entre les isobathes 60 et 65 m, à l'est de Sassandra ainsi que légèrement à l'ouest du Trou-sans-Fond (MARTIN, 1977). À proximité de l'isobathe 70 m peuvent s'intercaler des niveaux organogènes à amphistégines et algues calcaires, datés entre 8 000 et 9 500 ans BP.

Le substrat de cette séquence superficielle est constitué soit de sables bariolés plus ou moins argileux, la fraction argileuse étant presque exclusivement formée de kaolinite, soit de sables rubéfiés et (ou) grésifiés à ciment ferrohumique. Il s'agit vraisemblablement soit de sédiments continentaux, soit de dépôts marins ayant connu une période d'émersion.

Sur le plateau externe, les séquences sédimentaires sont plus complexes. La couverture sableuse superficielle, en général granodécroissante à son sommet, repose sur des faciès organogènes à amphistégines et algues calcaires qui affleurent en bordure externe du plateau. Du point de vue des âges, on distingue deux générations de dépôts bioclastiques datées respectivement de 11 000 à 15 000 ans BP pour le plus récent, et de plus de 23 000 ans pour le plus ancien.

Dans toutes les carottes où les niveaux à algues ont été traversés, on constate qu'ils reposent, par un contact érosif, sur des vases brunes à noires plus anciennes (voir p. 41). La position stratigraphique de ces vases prouve donc leur mise en place avant la grande régression anté-holocène et donc durant l'avant-dernière période de haut niveau marin dont l'optimum a été daté ailleurs dans le monde de 125 000 ans BP environ. Entre les vases inférieures et les niveaux organogènes peut s'intercaler une séquence granocroissante de sables d'origine littorale.

Figure 14
 Carte sédimentologique du plateau continental ivoirien (d'après MARTIN 1974b, 1977 et TASTET, 1979).





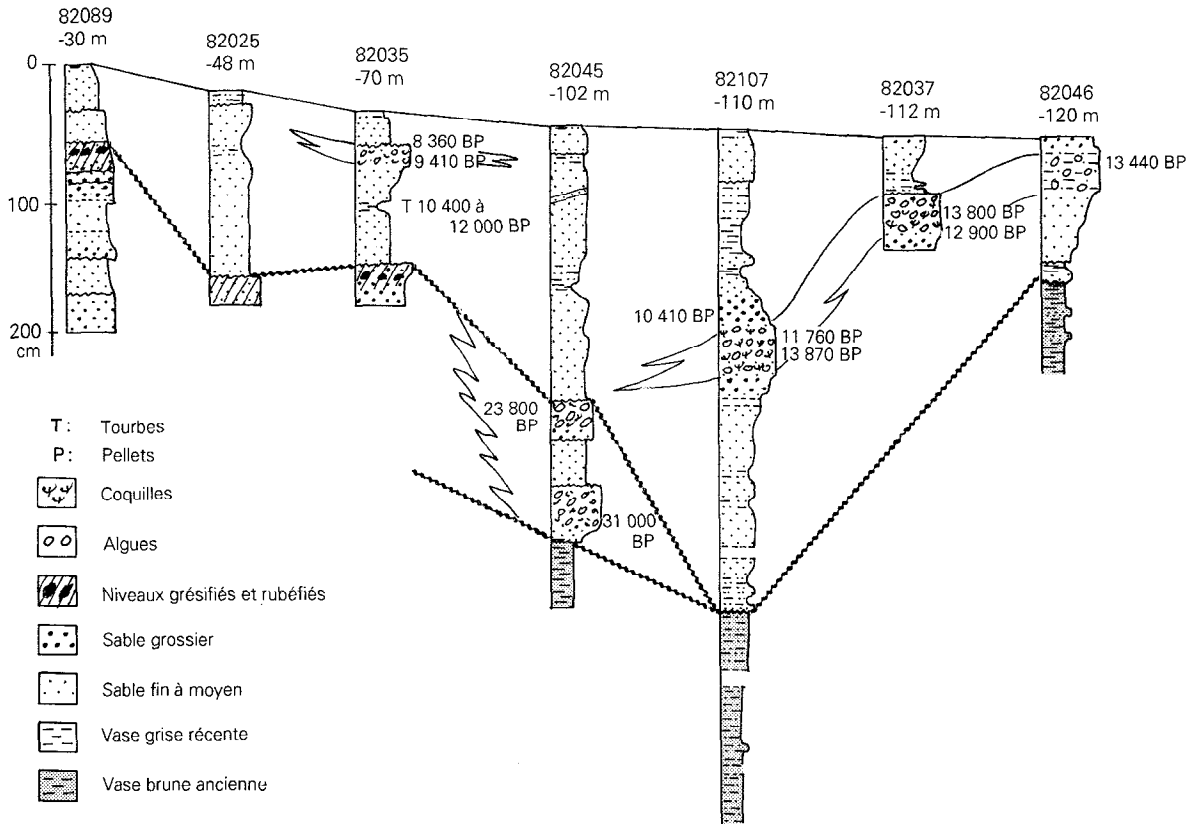


Figure 15

Séquences sédimentaires du plateau continental de Côte-d'Ivoire : coupe nord-sud synthétique des zones sableuses de faible sédimentation actuelle. Position des carottes : 82025, 5°12'N, 4°04'W ; 82035, 5°09'N, 4°10'W ; 82037, 5°04'N, 4°09'W ; 82045, 5°03'N, 4°30'W ; 82046, 5°02'N, 4°29'W ; 82089, 5°04'N, 5°13'W ; 82107, 4°58'N, 4°59'W.

Séquences sédimentaires des actuelles zones vaseuses (figure 16)

Sur le plateau interne, les vasières de vases grises holocènes à actuelles recouvrent le plus souvent les vases brunes à noires, déjà rencontrées sous les sables. Ces vases, qui ont pu être échantillonnées en bordure des corps de vase récente, présentent des faunes brunifiées interprétées comme des témoins d'exondation.

Sur le plateau externe, et en particulier au-delà de - 80 m, profondeur à partir de laquelle la lentille de vase récente s'amincit, on constate que ces sédiments reposent sur le faciès à amphistégines et algues daté entre 11 000 et 15 000 ans BP. Dans cette situation, il n'a pas été rencontré de témoins organogènes de plus de 23 000 ans BP, ce qui ne veut pas dire qu'il n'en existe pas. En revanche, comme dans les zones à faible sédimentation actuelle, les niveaux organogènes surmontent 1 à 2 m de sables granocroissants qui recouvrent les vases anciennes.

Conclusion

De l'analyse des séquences sédimentaires rencontrées sur la plate-forme continentale ivoirienne, on peut déduire une succession stratigraphique des faciès.

Sur la série monoclinale du substratum, non échantillonnée, reposent sur le plateau interne des sables continentaux ou des sables marins ayant évolué en domaine continental. Ces sédiments passent latéralement vers le large à des vases brunes anciennes, vraisemblablement mises en place au cours de l'avant-dernière période de haut niveau marin.

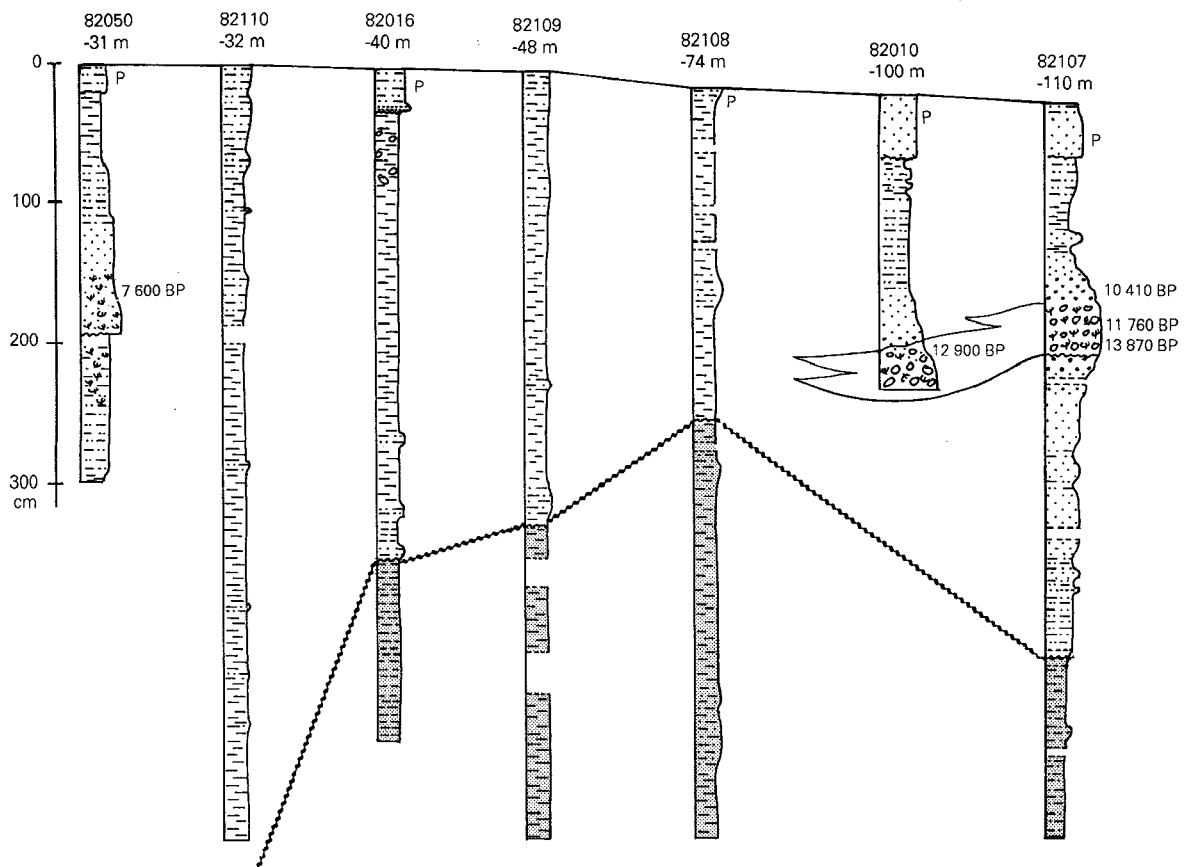


Figure 16

Séquences sédimentaires du plateau continental de Côte-d'Ivoire : coupe nord-sud synthétique des zones vaseuses de forte sédimentation actuelle. Position des carottes : 82010, 5°02'N, 3°52'W ; 82016, 5°06'N, 3°45'W ; 82050, 5°07'N, 4°39'W ; 82107, 4°58'N, 4°59'W ; 82108, 4°59'N, 5°00'W ; 82109, 5°01'N, 4°59'W ; 82110, 5°03'N, 5°00'W.

Ces vases sont recouvertes, en discordance érosive, par des sables littoraux eux-mêmes surmontés, dans le meilleur des cas, de deux niveaux à amphistégies et algues calcaires datés respectivement de plus de 23 000 ans BP et de 15 000 à 11 000 ans BP

La série stratigraphique se termine dans les zones à faible sédimentation actuelle par une séquence sableuse grossièrement granocroissante et contenant des intercalations de tourbes dont les âges s'échelonnent de 12 000 à 10 400 ans BP

Dans les zones à forte sédimentation, ces sables, ou les formations organogènes de la plate-forme externe, sont recouverts par des vases grises holocènes à actuelles. Dans ces mêmes zones, il arrive souvent que les vases récentes reposent directement sur les vases anciennes.

Sédiments et sédimentation profonde

Les sédiments de la marge profonde ivoirienne sont essentiellement constitués de vases argilo-silteuses comportant en proportion variable des constituants détritiques plus grossiers : galets mous argileux, débris coquilliers de diverses tailles, graviers, sables et pellets, silts et minipellets (25 à 125 μm).

Les carbonates, dont les teneurs varient de 0 à 55 %, sont liés à la fraction biogène le plus souvent constituée de tests calcaires de micro-organismes (foraminifères essentiellement).

Les cortèges argileux sont relativement homogènes : la kaolinite est toujours largement dominante (53 à 86 %), les smectites sont bien représentées (11 à 35 %), l'illite est accessoire (2 à 17 %). Cette composition est comparable à celle des vases actuelles du plateau.

Au microscope électronique et à l'analyseur d'énergie, deux types de minéraux de diagenèse précoce ont été identifiés : la pyrite et la vivianite.

FACIÈS ET DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRES

Il a été possible de distinguer plusieurs types de faciès respectivement associés à une origine et un mode de mise en place distincts. Les matériaux sédimentaires du domaine profond proviennent soit du plateau continental ou des parties hautes du talus, soit des suspensions apportées par les fleuves au domaine marin. Les premiers se mettent en place par écoulement gravitaire (débrites, grainites, turbidites) sur les pentes, souvent canalisés par les canyons ou gullies ; les seconds conduisent à des dépôts pélagiques à hémipélagiques des matières minérales en suspension (pélagites et hémipélagites). Dans ces deux cas, s'ajoutent les restes d'organismes vivant dans la masse d'eau et les apports directs par voie éolienne, minéraux et organiques (pollens par exemple).

Ces mécanismes conduisent à un certain nombre de faciès types qui sont décrits avec leurs éléments de diagnose dans le tableau II. Cette classification est en grande partie comparable aux modèles proposés par STOW et PIPER (1984) et STOW (1985) ; cependant, dans les faciès de la marge ivoirienne, nous avons individualisé un faciès particulier entre débrites et turbidites qui a été nommé « grainite ».

Le faciès « *grainite* » est caractérisé par l'homogénéité de nature et de taille des éléments figurés (graviers à sable et/ou pellets) témoignant d'un écoulement granulaire. Ce faciès, qui semble correspondre à ce seul type de mécanisme, est toutefois comparable à ce que STOW et PIPER (1984) et STOW (1985) ont nommé turbidite désorganisée provenant de « courant de turbidité » de haute densité (LOWE, 1982 ; CREMER, 1983) ou « immature » (STOW, 1985). Le contact de base est toujours érosif et peut présenter un grano-classement inverse. Ce faciès, à structure massive, n'est jamais intégré dans une séquence évolutive de type turbiditique mais apparaît toujours isolé entre des faciès de même type ou entre des pélagites ou hémipélagites. Dans ce dernier cas, il est bioturbé au sommet.

La *bioturbation* des faciès est un élément caractéristique de la sédimentation sur la marge ivoirienne. La masse des faciès pélagiques ou hémipélagiques ainsi que le sommet des dépôts d'origine gravitaire présentent de fréquentes traces de bioturbations, souvent pyritisées, comparables aux traces classiques citées par les auteurs (KUDRASS, 1973 ; WETZEL, 1983a et b, 1984).

Du point de vue stratigraphique, il apparaît que la bioturbation est générale pour les sédiments du dernier glaciaire et de l'Holocène inférieur, rare voire absente à l'Holocène supérieur.

Du point de vue lithologique, cette bioturbation est plus intense au sommet des faciès grossiers ; elle est moins fréquente, ou moins visible, dans les vases pélagiques à hémipélagiques. Fréquemment, une néogénèse de pyrite framboïdale accompagne les phénomènes de bioturbation, de préférence dans les faciès pélagiques à hémipélagiques. Ce minéral est plus rare dans les dépôts de l'Holocène supérieur. Ces observations sont comparables à celles faites par WETZEL (1983a et b) sur la marge sénégalomauritanienne où cet auteur a relié l'activité biologique dans les sédiments à l'intensité des upwellings, qu'il suppose maximale à la période glaciaire. De plus, il est possible que les faciès grossiers, plus riches en matière organique détritique, favorisent le développement d'une faune benthique fousseuse.

DISTRIBUTION DES FACIÈS DANS L'ESPACE ET DANS LE TEMPS

Les prélèvements réalisés au cours des campagnes TRANSIVOIRE ont été positionnés sur les différentes unités morphologiques permettant ainsi l'étude des variations de la sédimentation en fonction de la morphologie (tableau III). L'étude biostratigraphique (AKA et TASTET, 1986) a montré que certaines carottes traversent l'Holocène (biozone Z), pouvant atteindre la biozone V (supérieure à 180 000 ans BP) ce qui nous permettra d'analyser les variations quantitatives et qualitatives des mécanismes sédimentaires dans le temps.

TABLEAU II
Diagnose des faciès sédimentaires de la marge profonde ivoirienne

FACIÈS	DÉBRITES (BOUMA, 1972)	« GRAINITES » (1)	TURBIDITES	PÉLAGITES et HÉMIPÉLAGITES
STRUCTURES (laminations, contact, bioturbations)	<ul style="list-style-type: none"> - Éléments supportés par la matrice. - Contact net ou érosif à la base, net ou à bioturbé au sommet. - Absence de structures dynamiques (BOUMA et PLUENNEKE, 1975). 	<ul style="list-style-type: none"> - Sédiment granulaire, homogène, massif. - Contact érosif à la base, net ou bioturbé au sommet. - Absence de structures ou rares laminations planes. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lamination planes ou obliques et entrecroisées. - Contact érosif à la base, le plus souvent bioturbé au sommet. 	<ul style="list-style-type: none"> - Pas de structures dynamiques. - Bioturbation fréquentes soulignées par des pyritisations (filaments, terriers, nids de minipellets, etc.).
LITHOLOGIE	<ul style="list-style-type: none"> - Galets de vase ou débris coquilliers dans une matrice. hétérogène de sable et (ou) de pellets, de silts et de vase. 	<ul style="list-style-type: none"> - Gravier. - Sables et (ou) pellets. 	<ul style="list-style-type: none"> - Sables grossiers. - Sables ou pellets. - Silts, minipellets (3). - Vases plus ou moins silteuses. 	<ul style="list-style-type: none"> - Vases argileuses ou vases. argilo-silteuses.
TEXTURE, GRANULOMÉTRIE (2)	<ul style="list-style-type: none"> - Massive granoclasement absent ou frustré. - Granulométrie variable. 	<ul style="list-style-type: none"> - Massive avec parfois un granoclasement inverse à la base - Faciès granulométrique logarithmique à parabolique. 	<ul style="list-style-type: none"> - Granoclasement normal. - Faciès granulométrique parabolique devenant hyperbolique au sommet. 	<ul style="list-style-type: none"> - Massive ou rare granoclasement normal. - Faciès granulométrique logarithmique à hyperbolique.
SÉQUENCE épaisseur	<ul style="list-style-type: none"> - Recouvert de faciès turbidite ou pélagite à hémipélagite ; dans le second cas le sommet sera bioturbé. - Épaisseur 10 à 50 cm. 	<ul style="list-style-type: none"> - Intercalé entre des faciès de même type ou entre des pélagites ou hémipélagites ; dans ce cas le sommet est bioturbé. - Épaisseur 5 à 50 cm. 	<ul style="list-style-type: none"> - Séquence de BOUMA (1962) plus ou moins complète : terme A souvent absent, B rare. - Épaisseur centimétrique à décimétrique. - Rythmes turbidiques fréquents. 	<ul style="list-style-type: none"> - Peut se présenter en continuité de séquences turbiditiques. - Épaisseur variable de quelques centimètres jusqu'à plus de 8 mètres.
MÉCANISMES DE MISE EN PLACE	<ul style="list-style-type: none"> - Dépôt à partir d'écoulement à haute concentration (GORSLINE, 1984) ; coulée boueuse ou « débris flows ». 	<ul style="list-style-type: none"> - Écoulement granulaire, « grain-flow » ou « fluidized-flow » (LOWE, 1982). - Courant de turbidité de haute densité (LOWE, 1982 ; CRÉMER, 1983) ou « immature » (STOW, 1985). 	<ul style="list-style-type: none"> - Courant de turbidité et floculation intermittente des vases constituant ainsi les interlits des laminés silteux (STOW et BOWEN, 1978 ; KRANCK, 1984). 	<ul style="list-style-type: none"> - Décantation des suspensions à partir de couche néphéloïde ou de turbidite distale ou partie distale de débordements turbidiques (DROZ <i>et al.</i>, 1985).

(1) Terme créé pour désigner un faciès proche des « disorganized turbidites » ou des « coarse grained turbidite » de STOW et PIPER (1984) et STOW (1985).

(2) Le faciès granulométrique est exprimé selon les formules canoniques des courbes de RIVIÈRE (1977).

(3) Pellets dont la taille varie de 25 à 125 µm. Ce terme a été utilisé par GOWING et SILVER (1985) pour désigner des faecal pellet de plus petite taille (3 à 50 µm).

TABLEAU III
Taux de sédimentation et faciès dominant dans les différentes unités morphologiques

			Taux de sédimentation		Faciès dominants
TALUS	CHENAUX	Trou-sans-fond	Holocène	> 51 cm/10 ³ ans	Débrites à turbidites
			Glaciaire	non atteint	—
		Gullies	H	3,6 cm à 63 cm/10 ³ ans	1) Pélagites à hémipélagites 2) Débrites à turbidites
			G	> 7 cm/10 ³ ans	1) Débrites à turbidites 2) Pélagites à hémipélagites
	INTERFLUVES		H	10 à 49 cm/10 ³ ans	1) Pélagites à hémipélagites
			G	> 11 cm/10 ³ ans	2) Débrites et grainites en haut de talus
GLACIS SUPÉRIEUR	CHENAUX	Actifs	H	22 à 4 cm/10 ³ ans de haut en bas du glacier	Pélagites à hémipélagites
			G	> 13 cm/10 ³ ans	Turbidites
		Comblés	Pas de prélèvement		
	LEVÉES		H	13 à 51 cm/10 ³ ans (gullies comblés) 13 à 36 cm/10 ³ ans (T.S.F.)	Pélagites à hémipélagites Turbidites
			G	5 cm/10 ³ ans (gullies comblés) > 11 cm/10 ³ ans (T.S.F.)	Pélagites à hémipélagites Turbidites
	GLACIS MOYEN	CHENAUX	Actifs	H	3,6 cm/10 ³ ans
G				> 12 cm/10 ³ ans	Turbidites sablo-silteuses
Comblés			3 à 6 cm/10 ³ ans depuis plus de 200 000 ans		Pélagites à hémipélagites depuis plus de 200 000 ans
LEVÉES		de chenaux actifs	H	9 cm/10 ³ ans	Pélagites à hémipélagites
			G	> 11 cm/10 ³ ans	Turbidites sableuses
		de chenaux comblés	4 à 7 cm/10 ³ ans depuis plus de 200 000 ans		Pélagites à hémipélagites

Principes de la zonation stratigraphique (figure 17)

La biostratigraphie des carottes est basée sur la microfane des foraminifères planctoniques. Elle se fonde sur la présence ou l'absence de *Globorotalia*, groupe *menardii*, selon la méthode établie par ERICSON et WOLLIN (1956, 1968). Les différentes subdivisions ainsi définies sont désignées par une nomenclature alphabétique inverse à partir de la dernière période chaude (dénommée Z) correspondant au post-Glaciaire ou Holocène. Comme MOYES *et al.* (1979), nous avons gardé le principe de la zonation d'ERICSON et WOLLIN (1968) mais en déplaçant la limite X/Y, pour la situer au niveau de la disparition de l'espèce *Globoquadrina hexagona* (GARDNER et HAYS, 1976) qui définit la limite X'/Y'.

Tous les prélèvements du domaine profond sont d'âge quaternaire ; la plupart restent dans les biozones Z et Y' ; deux atteignent la biozone W et un seulement la biozone V.

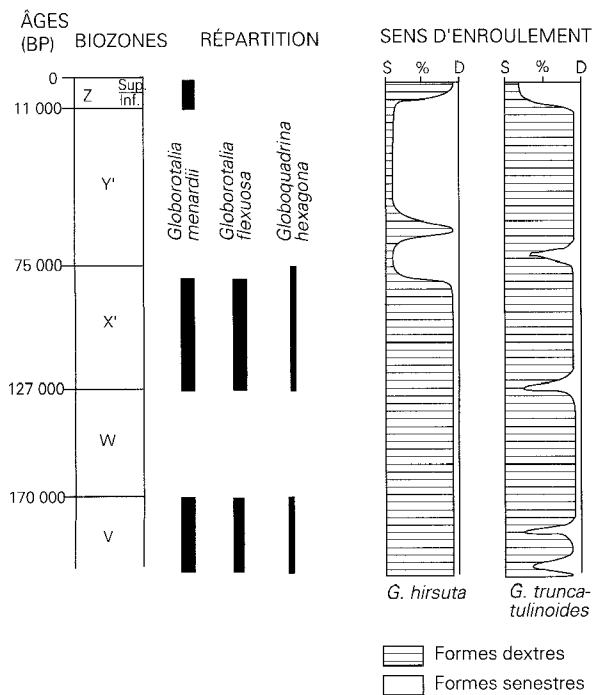


Figure 17

Principe de la biozonation utilisée pour établir la stratigraphie des carottes du domaine profond [d'après MOYES *et al.*, 1979].

Interfluves (figure 20)

D'une façon générale, la sédimentation pélagique à hémipélagique domine. Les débrites et grainites sont cantonnées à la partie supérieure du talus. De minces lits turbiditiques silteux peuvent perturber la sédimentation pélagique au cours du Glaciaire dans la partie inférieure du talus. Les taux de sédimentation varient de 10 à 49 cm/10³ ans pendant l'Holocène et peuvent dépasser 11 cm/10³ ans au cours du Glaciaire.

Sédimentation du glaciaire supérieur

Le glaciaire supérieur présente deux éléments morphologiques : les chenaux qui sont la prolongation des gullies ou du Trou-sans-Fond et les levées ou zones d'interfluves.

Sédimentation sur le talus

On distingue la sédimentation des chenaux de celle des interfluves.

Chenaux

Dans le chenal du Trou-sans-Fond dominent les écoulements gravitaires à pellets. Les faciès débrites en tête de canyon passent progressivement vers le large à des turbidites de plus en plus fines et nombreuses. Les prélèvements n'ont jamais traversé l'Holocène ; le taux de sédimentation peut donc y dépasser 50 cm/10³ ans (figure 18).

Dans les gullies, la sédimentation est variée, traduisant une multiplicité des mécanismes sédimentaires. Les pélagites et hémipélagites sont présentes partout avec une dominante pendant l'Holocène. Les écoulements gravitaires à pellets et débris de coquilles sont importants en haut du talus, tant à l'Holocène qu'au Glaciaire : débrites et turbidites. Dans la partie inférieure du talus, les turbidites peuvent être plus sableuses et sont d'âge glaciaire (figure 19). Les taux de sédimentation varient de 3,6 à 63 cm/10³ ans pour l'Holocène et peuvent dépasser 7 cm/10³ ans pour le Glaciaire.

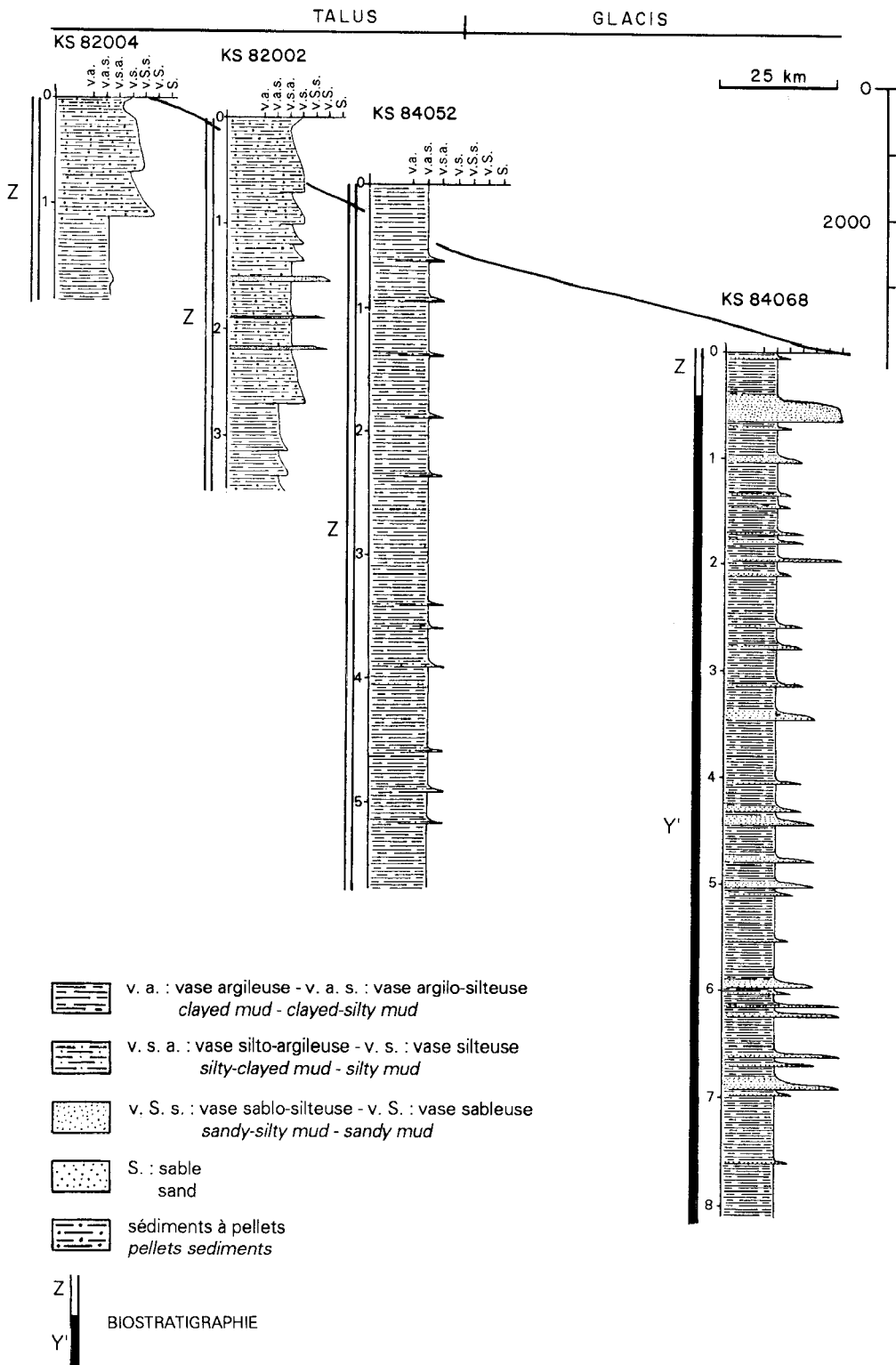


Figure 18

Séquences sédimentaires dans le canyon du Trou-sans-Fond au niveau du talus et du glacis. Les lettres placées à gauche des colonnes lithologiques correspondent à la stratigraphie selon la nomenclature de la figure 17. Légende lithologique valable pour les figures 18 à 22.

Chenaux

Dans les chenaux actifs parallèles au Trou-sans-Fond, on observe une nette opposition entre la sédimentation holocène (pélagique ou hémipélagique) et la sédimentation glaciaire (figure 19). Cette dernière, essentiellement turbiditique, présente une augmentation de la granulométrie et du nombre de lits détritiques vers le large. Le taux de sédimentation holocène passe de 22 à 4 cm/10³ ans entre le haut et le bas du glacis supérieur. Le taux de sédimentation glaciaire est supérieur à 13 cm/10³ ans.

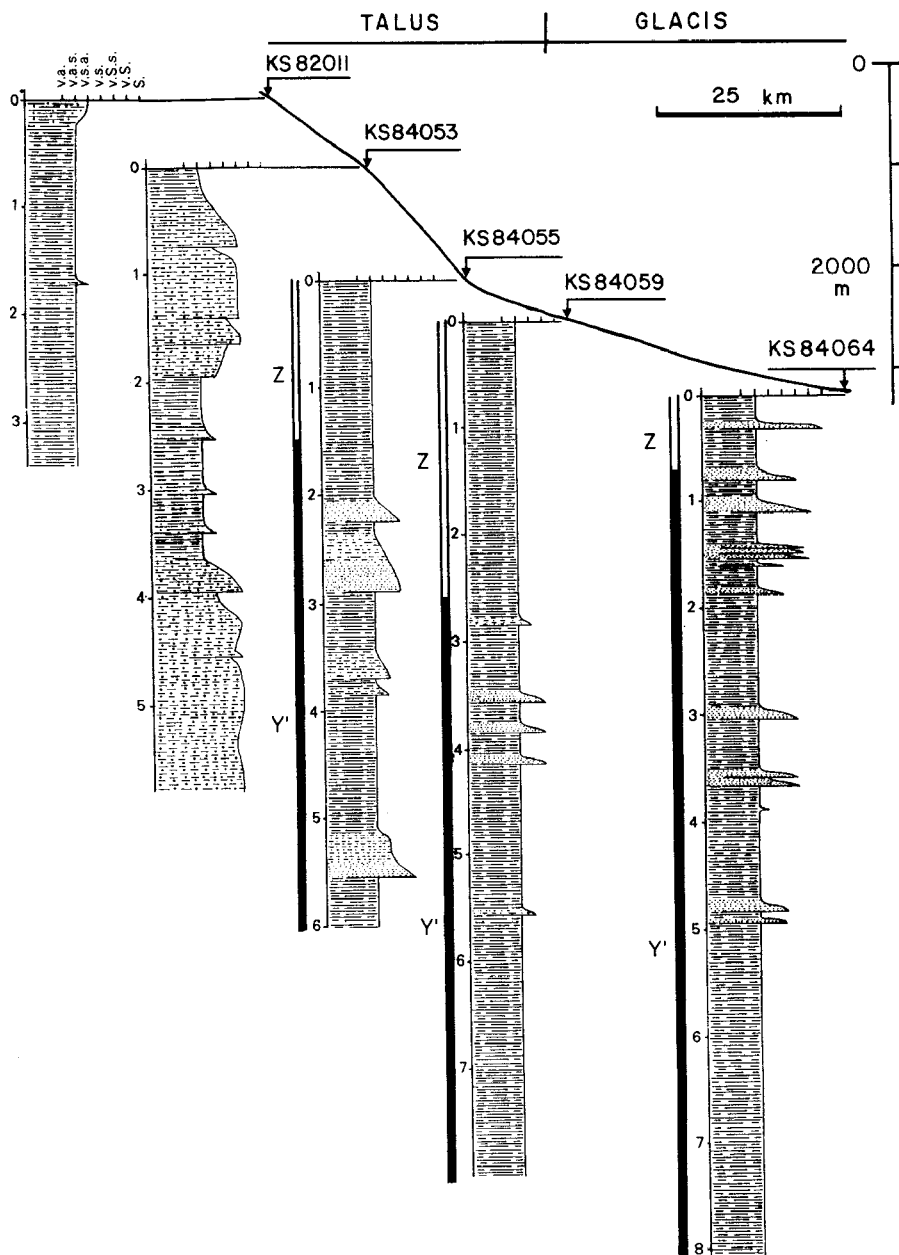


Figure 19

Séquences sédimentaires dans les gullies au niveau du talus et du glacis. Légende lithologique figure 18 ; légende stratigraphique figure 17.

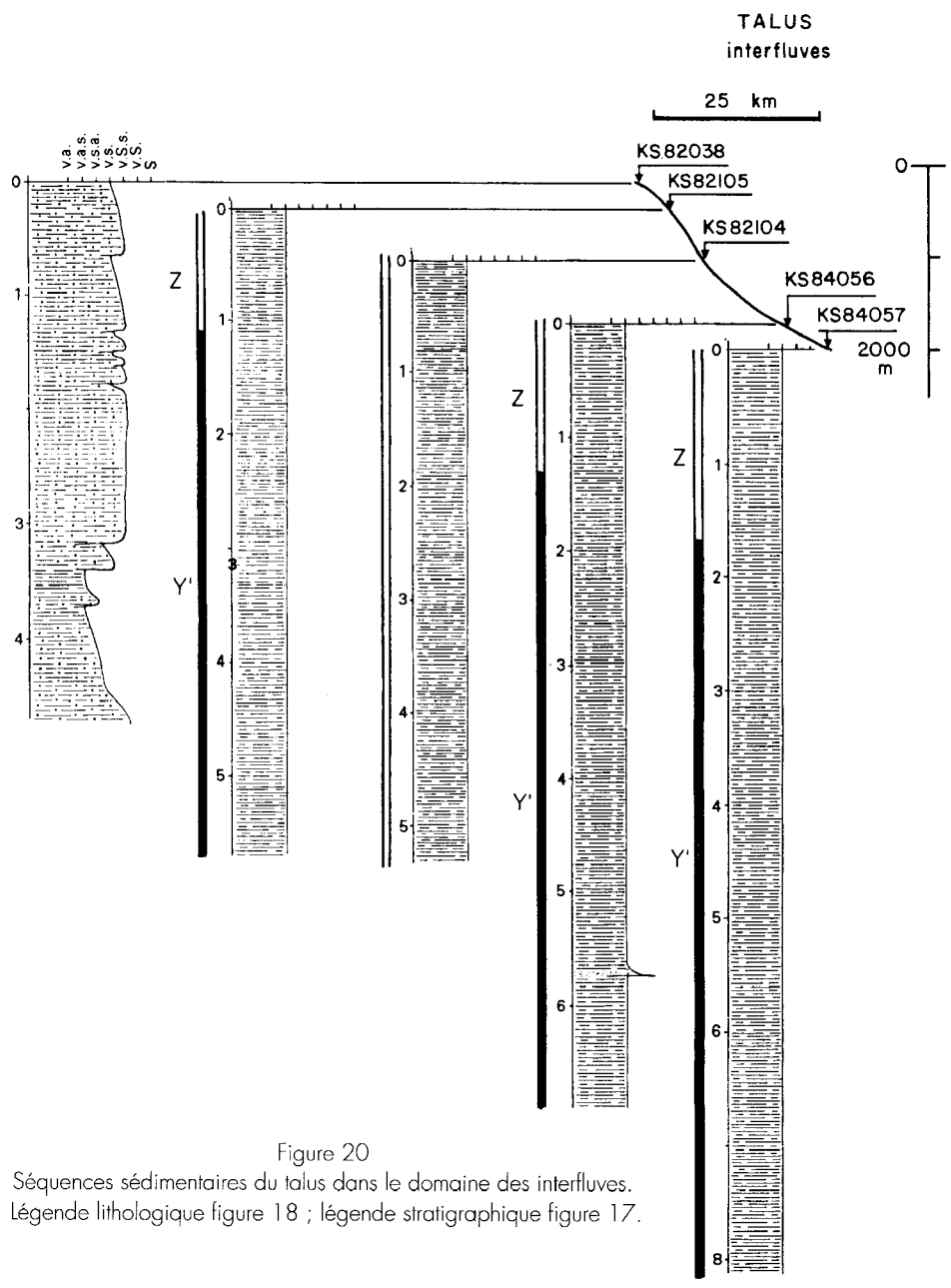


Figure 20
Séquences sédimentaires du talus dans le domaine des interfluves.
Légende lithologique figure 18 ; légende stratigraphique figure 17.

Levés (figure 21)

Les levées de gullies comblés (KS 84061 et 065) montrent une sédimentation pélagique à hémipélagique dominante depuis le dernier interglaciaire. Les taux de sédimentation sont de 13 à 51 cm/10³ ans pour Z (depuis 11 000 ans BP), de 5 cm/10³ ans pour Y' (entre 75 000 et 11 000 ans BP), de 8 cm/10³ ans pour X' (entre 127 000 et 75 000 ans BP).

Dans une zone de méandre du Trou-sans-Fond (KS 84062 et 063), nous avons observé une sédimentation grossière de turbidite sur la levée externe, pendant le Glaciaire et l'Holocène et une sédimentation pélagique et hémipélagique sur la levée interne avec de rares passages turbiditiques fins, durant le Glaciaire. Cette différence peut être attribuée à l'effet du méandre sur les courants gravitaires dont les débordements seront plus fréquents et plus grossiers sur les levées extérieures. Les taux de sédimentation holocène sont de 36 cm/10³ ans sur la levée interne et de 13 cm/10³ ans sur la levée externe où des

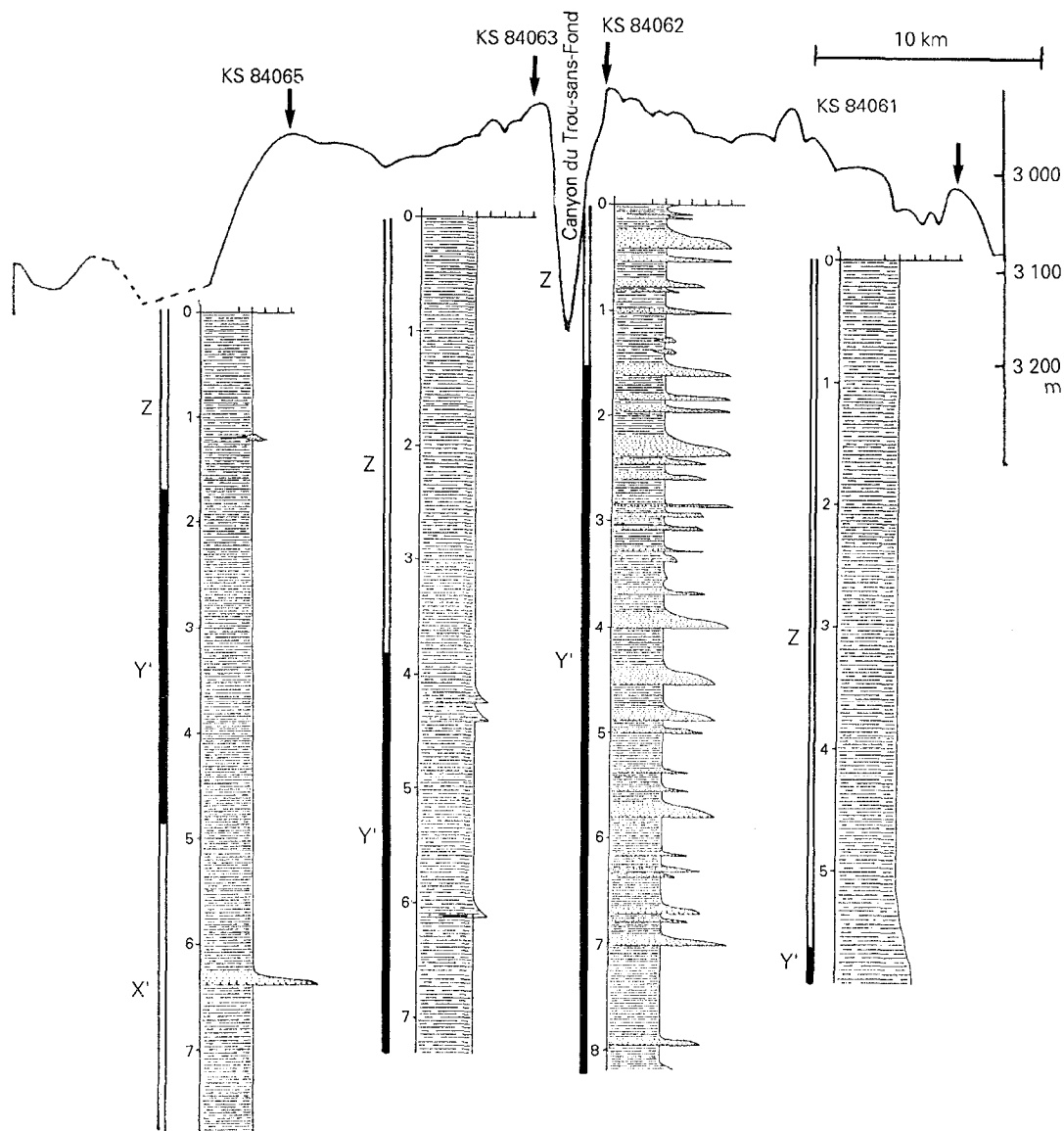


Figure 21

Séquences sédimentaires des levées du glacis supérieur.
Légende lithologique figure 18, légende stratigraphique figure 17.

phénomènes d'érosion importants sont associés aux turbidites. Le taux de sédimentation de la période glaciaire est supérieur à $11 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$ sur la levée externe.

Sédimentation du glacis moyen

Dans ce domaine, on distingue le chenal actif du Trou-sans-Fond, le chenal comblé qui paraît issu du brusque changement de direction du Trou-sans-Fond et leurs levées respectives.

Chenaux

Dans le chenal du Trou-sans-Fond (figure 18), domine une sédimentation turbiditique sablo-silteuse d'âge glaciaire se terminant par un écoulement granulaire sableux (grainite). La sédimentation holocène y est de faible puissance, de nature essentiellement pélagique à hémipélagique, légèrement silto-argileuse

au sommet. Le taux de sédimentation holocène est de $3,6 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$; sa faiblesse prouve que le chenal est, ou a été, le siège de phénomènes d'érosion ou de non-dépôt durant cette période. Le taux de sédimentation de la période glaciaire est supérieur à $12 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$. La fréquence de figures sédimentaires d'origine dynamique, laminations planes, ripples, traduit l'importance de courants de turbidité de haute énergie.

Dans le chenal comblé (figure 22 - KS 84067), la sédimentation est uniquement pélagique à hémipélagique et ce, depuis plus de 200 000 ans (biozone V d'ERICSON et WOLLIN, 1968). Il semble donc que le chenal ne soit plus alimenté en écoulements gravitaires, au moins depuis cette époque. Le taux de sédimentation, relativement faible, a varié de 3 à $6 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$.

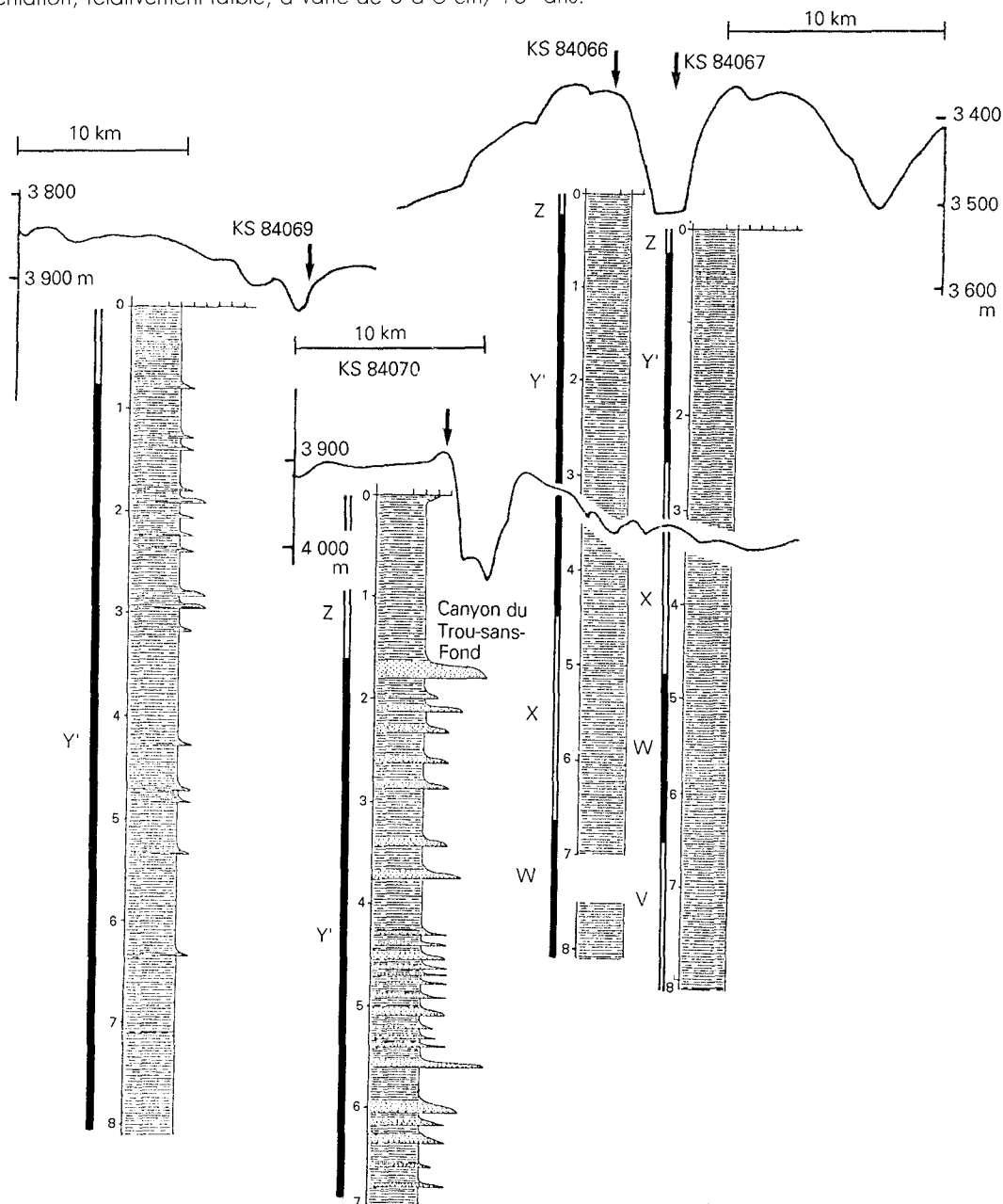


Figure 22

Séquences sédimentaires d'un chenal comblé (84067) et des levées du glaciaire moyen.

Légende lithologique figure 18, légende stratigraphique figure 17.

Deux levées de chenal actif ont été échantillonnées : la levée ouest du canyon du Trou-sans-Fond (figure 22 - KS 84070) et la levée ouest d'un chenal, issu du talus, parallèle au Trou-sans-Fond (figure 22 - KS 84069). Ces deux carottes sont caractérisées par une sédimentation glaciaire à dominance turbiditique silteuse à sableuse à pellets et minipellets pour la première, silto-argileuse à silteuse, entrecoupée de longs épisodes pélagiques à hémipélagiques pour la seconde. Dans les deux cas, l'Holocène est surtout pélagique à hémipélagique. Les débordements turbiditiques du canyon du Trou-sans-Fond peuvent atteindre, semble-t-il, les hauteurs de 130 m. Le taux de sédimentation holocène est de $9 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$; il est supérieur à $11 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$ pour la période glaciaire.

La levée occidentale du chenal comblé (figure 22 - KS 84066) montre que, comme dans le chenal, la sédimentation est de type pélagique à hémipélagique depuis la biozone W (150 000 ans BP), avec des taux de sédimentation comparables, $5 \text{ à } 7 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$, et une bonne corrélation stratigraphique des taux de carbonate.

Conclusion

Les carottes prélevées dans la partie profonde de la marge ivoirienne permettent de mettre en évidence l'évolution de la sédimentation dans ce domaine, en particulier entre le dernier maximum glaciaire et l'Actuel.

Le talus est, et a été, le siège d'écoulements gravitaires de type « débris flow » ; issus du plateau et canalisés par les gullies et le canyon du Trou-sans-Fond, ils se poursuivent en bas de pente par des courants de turbidité. Ces mécanismes ont joué surtout durant la période glaciaire. La sédimentation holocène est plus pélagique sur l'ensemble du talus où les sédiments « drapent » la morphologie.

Le glacis supérieur à moyen constitue la partie proximale à moyenne de l'éventail détritique profond du canyon du Trou-sans-Fond (DROZ *et al.*, 1985). Dans ce domaine, on peut distinguer des zones alimentées par des chenaux actifs de zones où les chenaux apparaissent comblés.

Parmi les chenaux actifs, le canyon du Trou-sans-Fond est celui qui canalise les apports turbiditiques les plus grossiers dont les débordements alimentent d'importantes levées sédimentaires. Les gullies, issus du plateau, peuvent jouer le même rôle pour des apports plus fins. Dans ces deux domaines, les écoulements gravitaires ont dominé pendant la période glaciaire, l'Holocène étant caractérisé par une sédimentation pélagique à hémipélagique, le Trou-sans-Fond canalisant toujours des apports turbiditiques (carotte KS 84070).

Certaines parties de l'éventail ne reçoivent plus d'apports détritiques. Elles sont cependant parcourues par des chenaux, dont le fond plat traduit l'inactivité, et qui sont le siège d'une sédimentation pélagique à hémipélagique. L'un d'entre eux a dû être en connection avec le canyon du Trou-sans-Fond comme le laissent supposer la morphologie et les études sismiques (DROZ *et al.*, 1985) ; il n'est plus alimenté depuis la biozone V au moins (plus de 200 000 ans).

La bioturbation des faciès sédimentaires semble être une caractéristique des marges de basse altitude ; elle est fonction de la nature des apports sédimentaires et des facteurs climatiques influençant l'intensité des upwellings ; des néogénèses de pyrite lui sont associées dans les faciès pélagiques à hémipélagiques.

Conclusion générale : évolution des environnements sédimentaires au cours des derniers 120 000 ans

La disposition actuelle des éléments morphologiques et sédimentaires de la marge ivoirienne est la résultante d'une évolution des environnements durant le Quaternaire sous la dépendance principale des fluctuations eustatiques (variations du niveau de la mer) et climatiques.

D'une façon générale, sur les marges continentales passives, aux épisodes de haut niveau marin correspondent l'édification de corps sédimentaires sur la plate-forme et une sédimentation pélagique à hémipélagique.

pélagique dans le domaine profond. Les épisodes de bas niveau marin permettent le développement d'une surface d'érosion ou d'altération sur le plateau continental et sont favorables à l'alimentation des cônes ou éventails sédimentaires profonds.

Les témoins sédimentaires rencontrés dans les carottes du domaine profond ivoirien remontent, pour le plus ancien, à l'antépénultième interglaciaire (220 000 ans BP environ, zone V de la biostratigraphie). Sur le plateau continental, les sédiments les plus anciens sont les vases brunes attribuées à l'avant-dernier haut niveau marin de 125 000 ans BP. C'est donc à partir de cette période que l'on peut reconstituer avec précision l'évolution des environnements et de la sédimentation sur la marge de Côte-d'Ivoire.

Après ce haut niveau marin, voisin de l'Actuel, la régression qui suivit permit l'érosion et l'altération des vases et des sables argileux continentaux ou marins de l'actuelle plate-forme interne. Avant le maximum glaciaire, sous un climat plus aride que l'actuel, et donc en l'absence d'apports détritiques fins importants, il s'est développé, en zone littorale, une biocénose à amphistégines et algues calcaires. Cette biocénose sera « condamnée » par émergence vers 23 000 ans BP.

Le sommet de ces dépôts pleistocènes est limité par une discontinuité érosive contemporaine du bas niveau marin de 18 000 ans BP. Vers - 110 m, une terrasse d'abrasion marque le stationnement de la régression alors que les précédents dépôts de plate-forme sont sous influence continentale. La ligne de rivage est alors au sommet du talus continental favorisant ainsi les écoulements gravitaires dans le domaine profond. Ces écoulements sont canalisés par les gullies qui entaillent le talus et l'importante ria que constitue alors le canyon du Trou-sans-Fond. Seuls en sont préservés les interfluves et les zones « déconnectées » des chenaux « inactifs » qui sont le siège d'une sédimentation pélagique à hémipélagique.

Après 18 000 ans BP, le niveau de la mer remonte inégalement, alors que le climat s'humidifie.

Les environnements littoraux sont submergés et subissent une translation vers le nord, au cours de laquelle ne seront préservés que quelques rares dépôts lagunaires (tourbes) et des dunes grésifiées ou des beach-rocks qui constituent les bancs rocheux observés à 45, 70, 80 et 90 m. Une nouvelle formation organique, comparable à la précédente, se développe dans la zone littorale, de 0 à 30 m de profondeur, à partir de 15 000 ans BP. Elle a eu un maximum d'extension au cours d'une première période de stationnement marin entre 15 000 et 13 000 ans BP. Après une brusque remontée marine, une seconde période de stationnement, de 12 000 à 11 000 ans BP, se traduit par un développement de lagunes, lié à une humidification importante du climat. Cette dernière induit une augmentation des apports détritiques fins qui conduisent à l'extinction de la biocénose à amphistégines et algues dont quelques rares témoins subsistent jusque vers 8 000 ans BP.

Depuis 6 000 ans environ, le niveau de la mer a fluctué autour de l'actuel, modelant la zone littorale. La dérive littorale favorise l'érosion à l'ouest d'Abidjan et le dépôt à l'est ⁽¹⁾.

C'est dans cette dernière zone que se met en place une large plaine de cordons sableux holocènes (TASTET, 1985 et tome II de cet ouvrage). Sur le plateau continental, les apports fluviaux de particules fines en suspension alimentent les vasières superficielles : emportés vers l'est par le courant de Guinée, ces matériaux sont repris en profondeur par le sous-courant qui, finalement, les dispose en grande partie à l'ouest des embouchures où ils recouvrent les dépôts antérieurs et, occasionnellement, les vases brunes pleistocènes. Des faecal-pellets se développent au détriment des sédiments argileux et sont ensuite minéralisés en proto-glaucinite vers le large ou en verdine plus près de la côte.

Dans le domaine profond, la sédimentation pélagique à hémipélagique est générale. Seul, le canyon sous-marin du Trou-sans-Fond, dont la tête avoisine la côte, canalise des courants de turbidité dont les débordements alimentent les levées sédimentaires de son éventail détritique.

Cette disposition générale des faciès sédimentaires superficiels se retrouve sur l'ensemble de la marge occidentale de l'Afrique qui a connu durant le Quaternaire terminal une histoire comparable à celle reconstituée pour la marge ivoirienne (MOYES *et al.*, 1979 ; BARUSSEAU *et al.*, 1988 ; TASTET, 1989).

⁽¹⁾ Ce phénomène a été perturbé depuis 1950 par l'ouverture du canal artificiel de Vridi qui interrompt la dérive au niveau d'Abidjan, inversant la tendance évolutive naturelle.

RÉFÉRENCES

- ADJANOHOUN (E.), 1965.— Comparaison entre les savanes côtières de Côte-d'Ivoire et du Dahomey. *Ann. Univ. Abidjan*, (C), 1 : 41-60.
- ADJANOHOUN (E.) et GUILLAUMET (J.L.), 1971.— La végétation. *In* : Le milieu naturel de la Côte-d'Ivoire. *Mém. ORSTOM*, 50 : 161-162.
- ADOU (A.), 1973.— Étude hydrogéologique du Continental terminal de la région d'Abidjan. Connaissances acquises. *Rapp. SODEMI*, 288 p., Abidjan.
- AKA (K.) et TASTET (J.P.), 1986.— La sédimentation au Quaternaire supérieur sur la marge ivoirienne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 40 : 97-153.
- ASECNA, 1971.— *Bulletins climatologiques*. Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique, Abidjan.
- ASSEMIEN (P.), FILLERON (J.C.), MARTIN (L.), TASTET (J.P.), 1970.— Le Quaternaire de la zone littorale de Côte-d'Ivoire. *Bull. Ass. Sénag. et Quatern. Afr.*, 25 : 65-78.
- BARUSSEAU (J.P.), GIRESSÉ (P.), FAURE (H.), LÉZINE (A.M.), MASSE (J.P.), 1988.— Marine sedimentary environments on some part of the tropical and equatorial Atlantic margins of Africa during the Late Quaternary. *Contin. Shelf Res.*, 8 (1) : 1-21.
- BARD (E.), HAMELIN (B.), FAIRBANKS (G.), 1990.— U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados : sea level during the past 130 000 years. *Nature*, 346 : 456-458.
- BERTON (Y.), 1963a.— Coupure Sassandra 3d au 1/50 000 : rapport de fin de levé. *Rapp. SODEMI - BRGM*, Abidjan, 73, 30 p.
- BERTON (Y.), 1963b.— Coupure Sassandra 4c au 1/50 000 : rapport de fin de levé. *Rapp. SODEMI - BRGM*, Abidjan, 72, 31 p.
- BERTON (Y.), 1963c.— Coupure Sassandra 4d au 1/50 000 : rapport de fin de levé. *Rapp. SODEMI - BRGM*, Abidjan, 74, 28 p.
- BLAREZ (E.), 1986.— La marge continentale de Côte-d'Ivoire-Ghana. Structure et évolution d'une marge continentale transformante. Thèse doct., Univ. Paris-VI, 188 p.
- BLAREZ (E.) et MASCLÉ (J.), 1986.— Les marges continentales transformantes ouest-africaines. Guinée - Sierra Leone, Côte-d'Ivoire - Ghana. Campagne EQUAMARGE I. Campagnes Océanographiques Françaises, 3, IFREMER, 267 p.
- BOILLIOT (G.), 1983.— Géologie des marges continentales. Masson, Paris, 139 p.
- BOUMA (A.H.), 1962.— Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA (A.H.), 1972.— Recent and ancient turbidites and contourites. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 22 : 205-221.
- BOUMA (A.H.) et PLUENNEKE (J.L.), 1975.— Structural and textural characteristics of debrites from the Philippine sea. Initial Rep. DSDP, 31 : 497-505.
- BUCHANAN (J.Y.), 1887.— On the land slopes separating continents and ocean basins, especially those on the west coast of Africa. *In* : J.M. Mc D. Whitaker ed., *Submarine Canyons and Deep Sea Fans, Modern and Ancient*, D.H.R. Inc. Benchmark Papers in Geology, 24, 1976 : 16-19. Reprinted from *Scottish Geogr. Mag.*, 3, 217 : 222-224.
- CAILLÈRE (S.) et MARTIN (L.), 1972.— Étude minéralogique d'ovoïdes minéralisés de sédiments du plateau continental de Côte-d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Paris, sér. D*, 274(16) : 2273-2275.
- COMBRES (J.C.) et EL DIN (M.), 1971.— Éléments généraux du climat. *In* : Atlas de Côte-d'Ivoire. Ministère Plan/ORSTOM/Institut Géographie Tropicale Abidjan.
- CREMER (M.), 1983.— Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. Thèse doct. État, Univ. Bordeaux-I, 344 p.

- DIETZ (R.S.) et KNEBEL (H.J.), 1971.— Trou-sans-Fond submarine canyon : Ivory coast, Africa. *Deep Sea Res.*, 18 : 441-447.
- DROZ (L.), BIAREZ (E.), MASCLE (J.), SOMBO BOKO (C.), 1985.— The « Trou-sans-Fond » deep-sea fan (off Ivory Coast, equatorial Atlantic). *Marine Geology*, 67 : 1-11.
- EIDIN (M.), 1971.— Le climat. In : Le milieu naturel de la Côte-d'Ivoire. Paris, *Mém. ORSTOM*, 50 : 73-108.
- ERICSON (D.B.) et WOLLIN (G.), 1956.— Micropaleontological and isotopic determinations of Pleistocene climates. *Micropaleontology*, 2(3) : 257-270.
- ERICSON (D.B.) et WOLLIN (G.), 1968.— Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Sciences*, 162(3859) : 1227-1234.
- GARDNER (J.V.) et HAYS (J.D.), 1976.— Responses of sea surface temperature and circulation to global climatic change during the past 200 000 years in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 145 : 221-246.
- GIRARD (G.), SIRCOULON (J.), TOUCHEBCEUF (P.), 1971.— Aperçu sur les régimes hydrologiques. In : Le milieu naturel de Côte-d'Ivoire. Paris, *Mém. ORSTOM*, 50 : 109-155.
- GORSLINE (D.S.), 1984.— A review of fine-grained sediment origins, characteristics, transport and deposition. In : Stow (D.A.V.) et Piper (D.J.W.) eds : Fine grained sediments ; deep water processes and facies. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 15 : 17-34.
- GOWING (M.M.) et SILVER (M.W.), 1985.— Minipellets : a new and abundant size class of marine faecal pellets. *J. Mar. Res.*, 43 : 395-418.
- KRANCK (K.), 1984.— Grain-size characteristics of turbidites. In : Stow (D.A.V.) and Piper (D.J.W.) eds, Fine grained sediments : deep water processes and facies. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 15 : 83-92.
- KUDRASS (H.R.), 1973.— Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marocco im Spätpleistozän und Holozän. « Meteor » *Forsch. Ergebnisse*, Reihe C, 13 : 1-63.
- LETALENET (J.), 1965.— Coupures Taï, Soubré, Tabou, Sassandra au 1/50 000 : rapport de fin de levé. Rapp. SODEMI, Abidjan, 149, 99 p.
- LOWE (D.R.), 1982.— Sediment gravity flows : II - Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrology*, 52(1) : 279-297.
- MARINHO (M.) et MASCLE (J.), 1987.— Evolução estrutural do plato marginal da Guiné e sua relação com a formação do oceano atlântico centro-equatorial. *Rev. Brasil. Geociencias*, 17(2) : 111-117.
- MARTIN (L.), 1969a.— Introduction à l'étude géologique du plateau continental ivoirien. Premiers résultats. *Doc. Scient. Prov. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 34, 166 p., 1 carte.
- MARTIN (L.), 1969b.— Datation de deux tourbes quaternaires du plateau continental ivoirien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, (D), 269 : 1925-1927.
- MARTIN (L.), 1970.— Premières investigations sur l'origine du « Trou-sans-Fond », canyon sous-marin de la Côte-d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, (D), 270 : 32-35.
- MARTIN (L.), 1971.— The continental margin from Cape Palmas to Lagos : bottom sediments and submarine morphology. In : The geology of the East Atlantic continental margin. ICSU/SCOR working Party, Cambridge 1970, Rep. 70/16, Inst. Geol. Sci. London : 79-95.
- MARTIN (L.), 1972a.— Variations du niveau de la mer et du climat en Côte-d'Ivoire depuis 25 000 ans. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 4(2) : 93-103.
- MARTIN (L.), 1972b.— Études des « Faecal-Pellets » minéralisés des sédiments du plateau continental de Côte-d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 4(2) : 105-120.
- MARTIN (L.), 1973a.— Carte sédimentologique du plateau continental de Côte-d'Ivoire. ORSTOM, *Notice explicative* : 48, 22 p., 3 cartes.
- MARTIN (L.), 1973b.— La sédimentation actuelle sur le plateau continental de Côte-d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 5(2) : 155-167.

- MARTIN (L.), 1974.— Le Trou-sans-Fond, canyon sous-marin de la Côte-d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.* 6 (1) : 67-76.
- MARTIN (L.), 1974b.— Sédimentologie. In : Atlas de Côte-d'Ivoire. Ministère Plan/ORSTOM/Institut Géographie Tropicale Abidjan.
- MARTIN (L.), 1977.— Morphologie, sédimentologie et paléogéographie au Quaternaire récent du plateau continental ivoirien. Paris, *Trav. Doc. ORSTOM*, 61, 266 p.
- MARTIN (L.) et DÉLIBRIAS (G.), 1972.— Schéma des variations du niveau de la mer en Côte-d'Ivoire depuis 25 000 ans. *C. R. Acad. Sci. Paris, (D)*, 274 : 2848-2851.
- MARTIN (L.) et TASTET (J.P.), 1972.— Le Quaternaire littoral du plateau continental de Côte-d'Ivoire. Rôle des mouvements tectoniques et eustatiques. *Bull. Ass. Sénag. Et. Quatern. Ouest Afr.*, 33-34 : 17-32.
- MASSE (J.P.), 1968.— Contribution à l'étude des sédiments actuels du plateau continental de la région de Dakar. Laboratoire Géologie, Rapp. 23, Université Dakar.
- MC MASTER (R.L.), LACHANCE (T.P.), ASHRAF (A.), 1970.— Continental shelf geomorphology features of portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone, West Africa. *Marine Geology*, 9(3) : 203-213.
- MOYES (J.), DUPLANTIER (F.), DUPRAT (J.), FAUGERES (J.C.), PUJOL (C.), PUJOS-LAMY (A.), TASTET (J.P.), 1979.— Étude stratigraphique et sédimentologique. Orgon III. Mauritanie, Sénégal, Iles du Cap-Vert. In : Géochimie organique des Sédiments Profonds. CEPM-CNEXO (CNRS ed.), Paris : 121-213.
- NORMARK (W.R.) et HESS (G.R.), 1980.— Sediments waves of the Monterey fan levee : a preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, 37(112) : 1-18.
- NOTA (D.H.G.), 1958.— Sediments of the western Guiana shelf. *Mededel. van de Land. Wageningen*, 58(2) : 1-98.
- ODIN (G.S.), DEBENAY (J.P.), MASSE (J.P.), 1988.— The verdine facies deposits identified in 1988. In : Odin (G.S.) ed., Green marine clays. Developments in sedimentology, 45 : 131-158.
- PAPON (A.), 1965.— Coupures Tabou 3d-4c/1d-2c au 1/50 000. Rapp. SODEMI, Abidjan, 126, 89 p.
- PAPON (A.), 1973.— Géologie et minéralisation du sud-ouest de la Côte-d'Ivoire : synthèse de l'opération SASCA, 1962-1968. SODEMI, Abidjan. Paris, *Mém. BRGM*, 80, 285 p., 8 cartes.
- PAPON (A.) et LEMARCHAND (R.), 1967.— Carte géologique de la Côte-d'Ivoire au 1/200 000. Coupure de Sassandra. BRGM, édition provisoire.
- RADFORD (S.S.), 1976.— Recent Foraminifera from Tobago island, West Indies. *Rev. Esp. Micropal.* 8(2) : 193-218.
- RIVIÈRE (A.), 1977.— Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations. Masson, Paris, 164 p.
- ROQUES (M.), 1967.— Réflexions sur la géologie de la région Man. SASCA. Rapp. SODEMI Abidjan, 159, 15 p.
- ROUGERIE (G.), 1960.— Le façonnement actuel des modelés en Côte-d'Ivoire forestière. *Mém. IFAN*, 58, 542 p.
- SIMON (P.) et AMAKOU (B.), 1984.— La discordance oligocène et les dépôts postérieurs à la discordance dans le bassin sédimentaire ivoirien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 26 : 1117-1125.
- SPENGLER (A.) et DELTEIL (J.R.), 1966.— Le bassin secondaire-tertiaire de Côte-d'Ivoire. In : Symposium sur les bassins du littoral africain, 1964, New Delhi. ASGA, Paris : 99-113.
- SASCA, 1966.— Étude géologique et prospection du sud-ouest. Rapp. SODEMI 147, Abidjan.
- STOW (D.A.V.), 1985.— Fine-grained sediments in deep water : an overview of processes and facies models. *Geo-Marine Letters*, 5 : 17-23.
- STOW (D.A.V.) et BOWEN (A.J.), 1978.— Origin of lamination in deep-sea fine-grained sediments. *Nature*, 274 : 324-328.
- STOW (D.A.V.) et PIPER (D.J.W.), 1984.— Deep-water fine-grained sediments : facies models. In : Stow (D.A.V.) et Piper (D.J.W.) eds, Fine grained sediments ; deep water processes and facies. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 15 : 611-646.

- STRIL (J.M.), 1987.— Faciès, séquences et géométrie des corps sédimentaires du plateau continental ivoirien. DES, Univ. Bordeaux-I, 52 p., 38 fig., annexes.
- TAGINI (B.), 1971.— Esquisse structurale de la Côte-d'Ivoire. Essai de Géotectonique régionale. SODEMI, Abidjan, 302 p.
- TASTET (J.P.), 1972.— Quelques considérations sur les classifications des côtes. La morphologie côtière ivoirienne. *Ann. Univ. Abidjan*, sér. C, 8(2) : 135-162.
- TASTET (J.P.), 1978.— L'Holocène du littoral septentrional du Golfe de Guinée. *In* : Suguio (K.) *et al.* ed., Proc. International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, Sao Paulo, 1978 : 588-606.
- TASTET (J.P.), 1979.— Environnements sédimentaires et structuraux quaternaires du littoral du Golfe de Guinée (Côte-d'Ivoire, Togo, Bénin). Thèse doct. État, Univ. Bordeaux-I, 2 tomes, 181 p., 127 fig.
- TASTET (J.P.), 1985.— Le littoral ivoirien : géologie, morphologie, dynamique. *Ann. Univ. Nation. C.I.*, sér. C, 21B : 189-218.
- TASTET (J.P.), 1989.— Continental shelf and sea level evolution during the last 120 000 years on the north-west african margin : Ivory coast exemple. International Symposium Global Changes in South Africa during the Quaternary, Past-Present-Future, Sao Paulo, May 1989 : 213-215.
- TASTET (J.P.), (à paraître).— Géologie et sédimentologie du système lagunaire Ébrié. *In* : Environnement et ressources aquatiques de Côte d'Ivoire. II - Les lagunes tropicales africaines : l'exemple de la lagune Ébrié.
- TASTET (J.P.), CAILLON (L.), SIMON (B.), 1985.— Impact des aménagements sur la dynamique sédimentaire littorale devant Abidjan (Côte-d'Ivoire). Actes du 1^{er} Colloque d'Océanologie Côtière, BORDOMER 85, Bordeaux, Aderma ed. : 424-445.
- TASTET (J.P.), STRIL (J.M.), AKA (K.), 1987.— Environnements sédimentaires et stratigraphie du Quaternaire supérieur du plateau continental ivoirien, Afrique de l'Ouest. 8th IAS Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, p. 471.
- TOUPET (C.), 1968.— Les éléments majeurs du climat. *In* : Atlas intern. de l'Ouest africain, Comm. Sci. Tech. et de la Recherche, OUA, pl. 10-13 : 1-3.
- TRICART (J.), 1957.— Aspects et problèmes géomorphologiques du littoral occidental de la Côte-d'Ivoire. *Bull. IFAN*, sér. A, 19(1) : 1-20.
- VARLET F., 1958.— Le régime de l'Atlantique près d'Abidjan. *Études Éburn.* (IFAN), 7 : 97-222.
- WETZEL (A.), 1983a.— Biogenic structures in modern slope to deep-sea sediments in the Sulu sea Basin (Philippines). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 42 : 285-304.
- WETZEL (A.), 1983b.— Biogenic sedimentary structures in a modern upwelling region : Northwest african continental margin. *In* : Thiedé (J.) et Suess (E.) eds, Coastal upwelling and its sediment record, part B, Sedimentary records of ancient coastal upwelling. Plenum, New York : 123-144.
- WETZEL (A.), 1984.— Bioturbation in deep-sea fine-grained sediments : Influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental change. *In* : Stow (D.A.V.) and Piper (D.J.W.) eds, Fine grained sediments ; deep water processes and facies. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 15 : 595-608.