

# La sédimentation marine holocène dans le Ghubbet el Kharab (territoire des Afars et Issas) : importance du contexte régional

Holocène  
Diatomites  
Ostracodes  
Néotectonique  
Golfe d'Aden

Holocene  
Diatomites  
Ostracodes  
Neotectonic  
Gulf of Aden

J. C. Faugères, J. Duprat, E. Gonthier, J. P. Peypouquet  
Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, L.A. CNRS n° 197, Université de Bordeaux I, avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France.

Reçu le 26/7/82, révisé le 22/7/83, accepté le 4/8/83.

## RÉSUMÉ

Dans le Ghubbet el Kharab la couverture sédimentaire récente, depuis environ 8 500 ans B.P., a été étudiée à partir de 4 prélèvements effectués dans 2 secteurs différents du bassin (mission Orgon IV).

L'analyse de la lithologie des composants (minéraux et microfaune, en particulier les ostracodes) permet de reconstituer l'évolution des conditions de sédimentation. Deux périodes peuvent être distinguées :

1) De 8 500 à 6 000 ans B.P., les taux de sédimentation sont très élevés ( $5 \text{ m}/10^3 \text{ ans}$ ), et les dépôts constitués par des niveaux de vases silto-argileuses très peu carbonatées alternent avec des vases biogènes siliceuses très riches en diatomées. Ces dernières sont disposées le plus souvent en lits centimétriques à décimétriques. Une couche de « diatomites » de 2,5 m d'épaisseur a cependant été observée et présente une disposition séquentielle de laminations millimétriques, chaque séquence correspondant à un dépôt annuel. Cette sédimentation s'est effectuée sous une faible tranche d'eau, tout d'abord très peu profonde (1<sup>e</sup> étape), puis s'approfondissant progressivement, mais faiblement (2<sup>e</sup> étape). L'influence d'apports d'eau douce, nets lors de la première étape, absents au cours de la seconde, souligne des variations climatiques.

2) De 6 000 ans B.P. à l'Actuel (3<sup>e</sup> étape), les taux de sédimentation sont beaucoup plus faibles ( $35 \text{ à } 40 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$ ) et correspondent au dépôt de vase homogène argilo-silteuse carbonatée. Les diatomées disparaissent. Ce matériel s'est déposé dans des conditions de plus grande profondeur (200 m) apparues brusquement vers — 6 000 ans et qui, depuis, ne semblent pas s'être modifiées.

Cette évolution apparaît davantage déterminée par le contexte tectonique et volcanique régional que par des facteurs plus généraux, comme le climat ou les variations du niveau de la mer.

*Oceanol. Acta*, 1984, 7, 1, 5-12.

## ABSTRACT

### Holocene marine sedimentation in the Ghubbet el Kharab

Samples collected during the Orgon IV cruise, permitted to study the recent sedimentary cover (approximately 8 500 years B.P.) of the Ghubbet el Kharab. The reconstruction of the sedimentary evolution was based upon lithological and component analysis (minerals, microfauna and especially ostracods). Two periods have been distinguished:

1) Between 8 500-6 000 years B.P., sedimentation rates are very important ( $5 \text{ m}/10^3 \text{ years}$ ); deposits are formed of silty-clay muds, slightly carbonated, alternating with diatoms rich siliceous muds, usually presenting centimetric to decimetric bed forms. However a 2.5 m thick "diatomite" layer was observed that shows a sequential structure of millimetric laminations, each sequence corresponding to an annual deposit. This sedimentation started in very shallow waters (first stage) then gradually and slightly grew deeper (second stage). The influence of fresh water input during the first stage and their absence during the second one suggest climatic variations.

2) Between 6000 years B.P. until the Present (third stage), sedimentation rates are much lower (35-40 cm/10<sup>3</sup> years) and correspond to homogenous clay-silty carbonate mud deposits. Towards 6000 years, the environmental conditions became deeper (200 m) and diatoms disappeared. These new conditions kept on until the present time. This evolution is more likely explained by the tectonic and regional volcanic background than by general factors such as climatic or marine level variations.

*Oceanol. Acta*, 1984, 7, 1, 5-12.

## INTRODUCTION

De nombreux travaux ont été effectués sur le Quaternaire des bassins lacustres de l'Afar central et sur l'enregistrement dans les dépôts des variations du climat et de l'activité volcano-tectonique (Gasse, Stieltjes, 1973; Gasse, 1975; Rognon, 1976; Gasse, Delibrias, 1976; Gasse, Street, 1978; Boucarut *et al.*, 1980). Par contre, peu de données ont été fournies jusqu'à présent sur la sédimentation marine peu profonde dans cette région (Backer *et al.*, 1973; Boucarut *et al.*, 1980).

Le Ghubbet el Kharab, partie la plus occidentale du Golfe de Tadjoura (fig. 1) offre un bel exemple de cette sédimentation que nous avons pu analyser à la faveur de 4 prélèvements réalisés au cours de la mission Orgon IV (Moyes *et al.*, 1981). Il s'agit d'un bassin isolé de la mer franche, à l'Est, par un seuil peu profond ( $\leq 45$  m), et large de quelques centaines de mètres. Il présente un relief accidenté avec des profondeurs très variables (au maximum 210 m).

Appartenant à un fossé d'effondrement dont fait partie le Ghubbet el Kharab, le rift d'Assal (fig. 1) est situé dans le prolongement de la dorsale des Golfs d'Aden et Tadjoura et au carrefour des rifts d'Éthiopie et de la Mer Rouge. Esquissé dès la fin du Pliocène, ce rift a été tout au long du Quaternaire récent, et est encore, le siège d'une intense activité tectonique et volcanique (Boucarut *et al.*, 1978; Arthaud *et al.*, 1980; Demange *et al.*, 1980). Au niveau du Ghubbet el Kharab, cela se traduit par de nombreuses fractures qui affectent jusqu'à la couverture sédimentaire la plus récente (« grabens synsédimentaires », Backer *et al.*, 1973), ainsi que par la présence d'édifices volcaniques émergés ou immergés. Les prélèvements étudiés ont été effectués à partir de 2 stations (carottiers Kullenberg et Reineck longs). L'une est située à l'Est, dans un des secteurs les plus profonds du Ghubbet [201 m; KS 2 : 15,20 m de long (voir fig. 2) et KL 2a : 4,75 m], l'autre au Sud-Ouest, dans une zone moins profonde (168 m; KS 3a : 4,10 m et KS 3b : 10,50 m).

## ÉVOLUTION DE LA SÉDIMENTATION

L'évolution de la sédimentation est reconstituée principalement à partir du prélèvement qui a recoupé la plus grande épaisseur de sédiments (KS 2, fig. 1 et 3): l'analyse des faciès est effectuée selon une méthodologie détaillée in Moyes *et al.* (1981) et dans la légende des figures 3 et 4 et du tableau. La chronologie a été établie à partir de datations au <sup>14</sup>C (Delibrias,

CNRS Gif-sur-Yvette): base de KS 2, niveau 14,40-15 m : 8 400 ans B.P.  $\pm$  300; niveau 11,50 m : 7 760 ans B.P.  $\pm$  370; niveau 2,20 m :  $\approx$  6 000 ans B.P., ce dernier par corrélation avec le niveau 3,50 m de KL 2a : 5 950 m B. P.  $\approx$  300 (fig. 4). Pour chaque étape de cette évolution, nous examinerons également les variations pouvant exister entre les différents prélèvements.

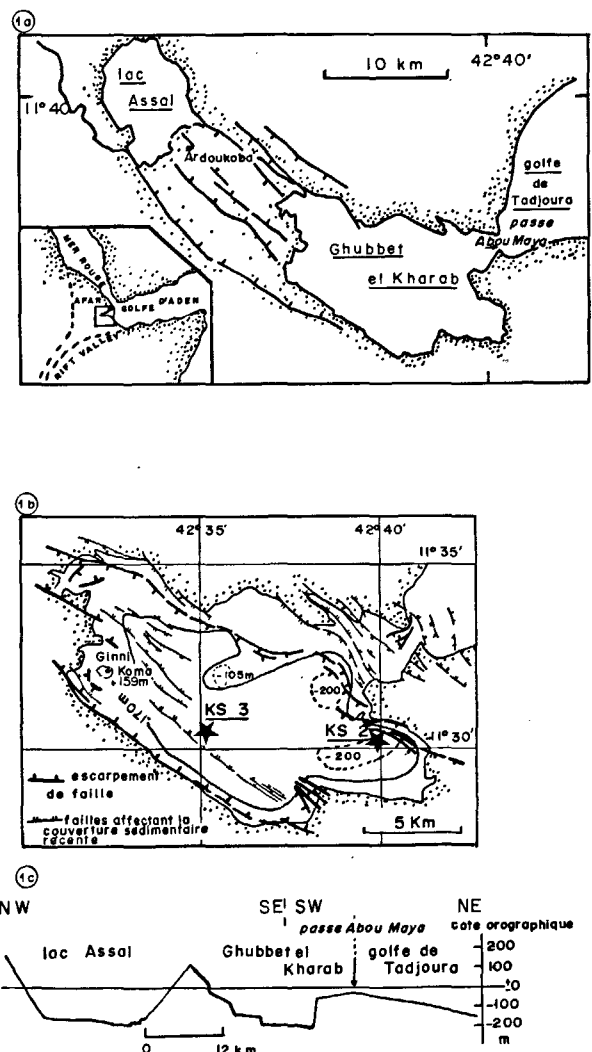


Figure 1  
Le Ghubbet el Kharab. a) localisation géographique; b) bathymétrie, structures tectoniques (d'après Backer *et al.*, 1973) et localisation des prélèvements; c) profil morphologique (d'après Langguth, Pouchan, 1975).

*Ghubbet el Kharab. a) geographic location; b) bathymetry, main structural lines (from Backer *et al.*, 1973) and core positions; c) morphological profile (from Langguth, Pouchan, 1975).*

**1<sup>re</sup> étape : un milieu laguno-marin (8400 à environ 7000 ans B.P.)**

*Faciès de KS 2 et taux de sédimentation (tab. et fig. 4).*

Dans la partie inférieure de la carotte (15 à 8,30 m), 2 types de faciès peuvent être distingués. Le **faciès 1** est constitué presque uniquement de diatomées (« diatomite » : 70 à 90% du sédiment) de milieu marin néritique (Gasse, Ricard, 1981). Le **faciès 2** est une vase silto-argileuse à diatomées moins abondantes (40 à 50%) associées à une fraction détritique importante (30 à 40%) et à du matériel carbonaté biogène (20 à 30%) : la fraction détritique est dominée par les argiles (25 à 30%), en majorité des smectites (Faugères, Gonthier, 1981), accompagnées par des minéraux principalement issus de roches volcaniques (très peu de quartz) et des éléments pyroclastiques ; les carbonates sont formés par des coccolithes (prédominants), des lamellibranches, des ptéropodes, des foraminifères benthiques et des ostracodes. Les foraminifères planctoniques sont très rares.

La distribution verticale de ces faciès nous permet d'individualiser 2 unités sédimentaires (fig. 4) : l'**unité 1** (15 à 10,5 m) présente une alternance de niveaux centimétriques de vases argilo-silteuses à diatomées et de lits millimétriques à décimétriques de « diatomites » ; l'**unité 2** (10,5 à 8,30 m) est formée par une « diatomite » très pure qui présente une structure en laminées (1 à 3 mm) à disposition séquentielle (fig. 2b4) : laminée gris vert foncé, laminée vert jaune et laminée gris blanc. L'analyse de microfaciès (Niang, 1982) a montré qu'à ces changements de couleurs correspond une diminution progressive de l'importance des fractions carbonatées biogènes et argilo-silteuses terrigènes (de 30 à 10%).

Pour ces 2 unités, les taux de sédimentation sont très forts, de l'ordre de 5 m par 1 000 ans (moyenne obtenue pour l'ensemble des dépôts compris entre 8400 et 6000 ans, tab.). Dans la mesure où, dans l'unité 2, il a été dénombré 180 à 200 séquences par mètre de sédiment, chaque séquence paraît correspondre à un dépôt annuel.

#### Conditions de sédimentation

Tout à la base (15-14 m), les assemblages d'ostracodes qui peuvent être interprétés en termes de paléoenvironnements (Peypouquet, 1977), conduisent à mettre en évidence un milieu de sédimentation de type laguno-marin, très peu profond (4 à 5 m d'eau). Les caractères de cette association I d'ostracodes sont décrits sur la figure 4. Au-dessus (14 à 8,30 m), une nouvelle association II (fig. 4), très riche et diversifiée, est typique de l'environnement phytal (Peypouquet, 1977), témoignant d'une profondeur plus grande mais toujours faible (10 à 40 m). Ces conditions sont confirmées par la prédominance des bivalves sur les autres groupes d'organismes carbonatés et par l'extrême rareté des foraminifères pélagiques.

La présence d'ostracodes d'eau douce reflète des apports épisodiques fluviaux. Plus fréquentes dans l'unité 1

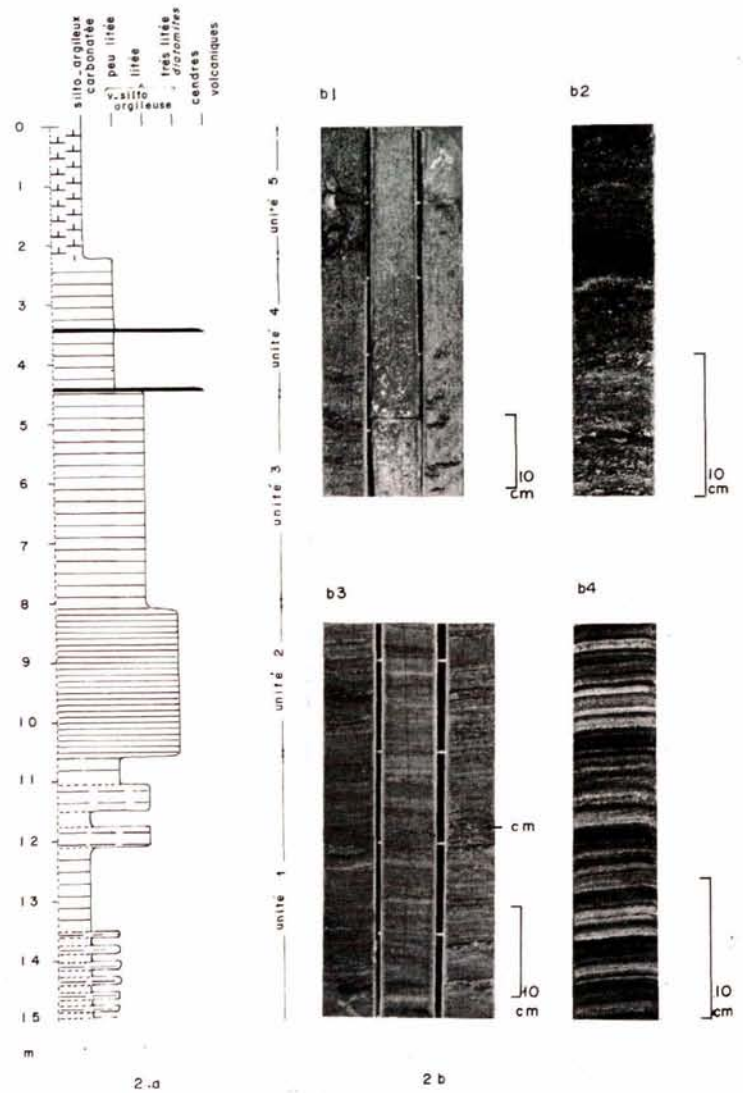


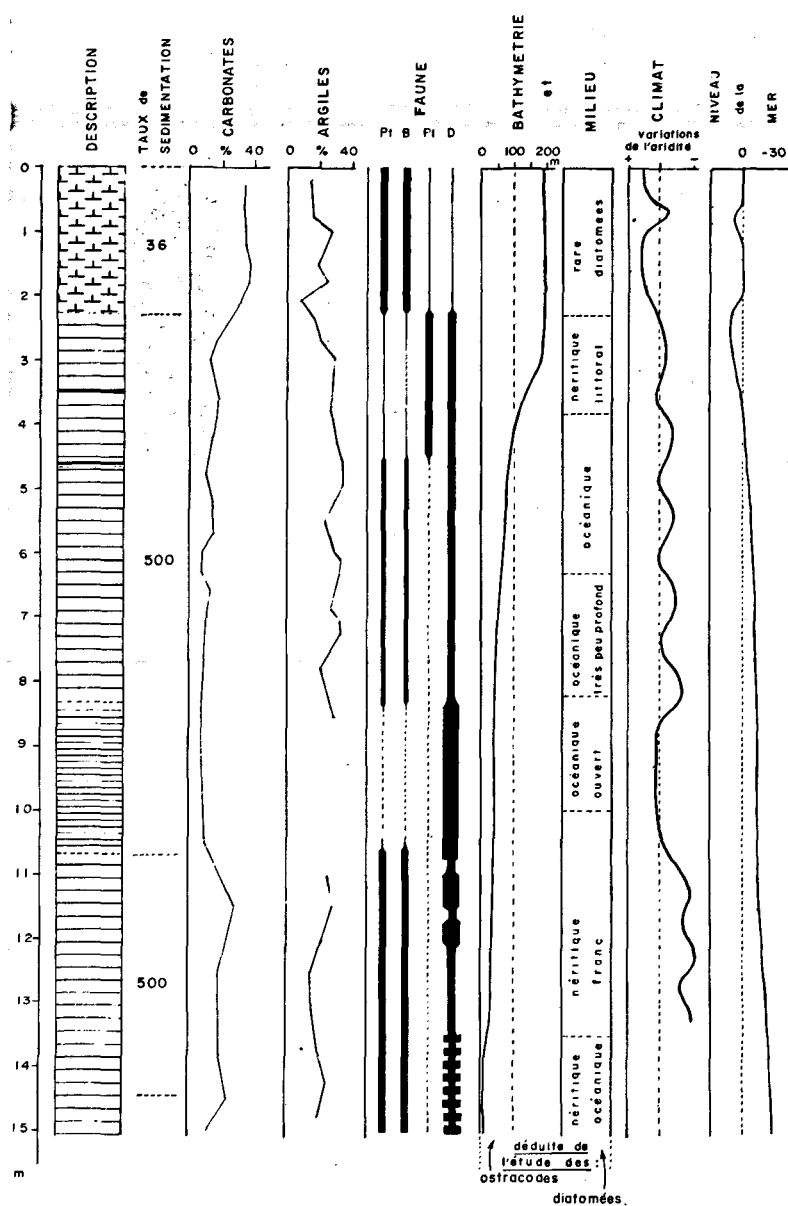
Figure 2

La carotte KS 2. a) log lithologique; b) faciès : b1, vase homogène de l'unité 5; b2, lit de cendres volcaniques de l'unité 4; b3, vases silto-argileuses à lits très riches en diatomées (aspect « papier maché », c.m.); b4, vases biogènes siliceuses (« diatomites ») et détail des laminations disposées en séquences millimétriques.

Core KS 2. a) lithologic log; b) facies: b1, homogeneous mud in unity 5; b2, volcanic ash in unity 4; b3, silty-clayey mud with very abundant diatoms (c.m. "chewed paper" aspect) in unity 3; b4, siliceous biogenic mud (diatomites) with lamination sequencies in unity 2.

que dans l'unité 2, et absentes dans la partie supérieure du prélèvement, ces formes confirment l'existence d'un climat humide à l'Holocène inférieur (Gasse, 1975; Rognon, 1976). En outre l'irrégularité des caractères des sédiments de l'unité 1 (alternance de vases silto-argileuses et de « diatomites » varvées) paraît souligner l'instabilité des conditions climatiques.

Par contre lors du dépôt des « diatomites » de l'unité 2, les conditions se sont vraisemblablement stabilisées ; la rareté des ostracodes d'eau douce et du matériel terrigène suggère des conditions plus arides qui pourraient correspondre à la brève période sèche située entre 8000 et 7000 ans B.P. (Rognon, 1976). Toutefois, le caractère varvé de la sédimentation semble indiquer des variations saisonnières (alternance de saisons sèches et à pluies épisodiques) entraînant de légères fluctuations dans les apports détritiques.



**Figure 3**  
Prélèvement KS 2 : évolution des composants et des conditions de sédimentation. L'importance des différents groupes est obtenue par l'analyse semi-quantitative de la fraction supérieure à 63 μ (après tamisage) et par celle de frottis ou de lames minces : Pt, pteropodes; B, lamellibranches; D, diatomées; Pl, foraminifères planctoniques (tirets, moins de 5 individus dans la fraction sableuse pour 10 g de sédiment brut; traits pleins, entre 5 et 20 et traits épais, de 50 à 200); données bathymétriques déduites de l'étude des ostracodes et des diatomées (Gasse, Ricard, 1981) et comparées aux variations du niveau de la mer et du climat.

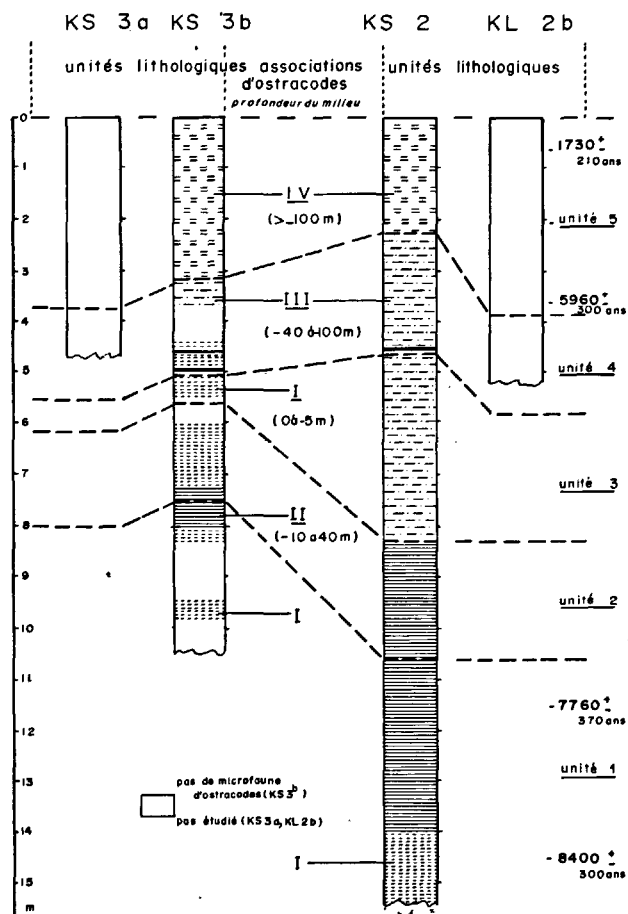
Core KS 2, variations of component and evolution of the sedimentary conditions. Different faunal and microfloral group abundance are deduced from semi-quantitative sandy fraction analysis and from smear slides or thin section studies: Pt, pteropod; B, pelecypoda; D, diatoms; Pl, planktonic foraminifera (dashed lines: less than 5 Pl in the sand fraction of 10 g of sediments; continuous lines: between 5 and 20 Pl; thick lines: between 50 and 200 Pl). Bathymetry is deduced from ostracod and diatom studies and compared with sea level and climate variations.

**Comparaison avec KS 3b**

Dans la carotte KS 3b, on retrouve l'unité 1 dont seul le sommet a été prélevé, et l'unité 2 qui présente des caractères tout à fait similaires à ceux décrits pour KS 2. L'épaisseur comparable laisse supposer pour cette

**Figure 4**  
Corrélations entre les prélèvements et évolution des ostracodes dans les prélèvements KS 3b et KS 2a. Association I : faune pauvre et relativement peu diversifiée; composée essentiellement de *Aglaioocypris*, *Propontocypris*, *Xestoleberis*, *Bairdoppilata* et *Tribelina* (zone à haute énergie : 0-5 m). Association II : faune très riche et très diversifiée. Typique de l'environnement Phyal. 10-40 m de profondeur. Composée essentiellement de : *Aglaioocypris*, *Propontocypris*, *Xestoleberis*, *Bairdoppilata*, *Tribelina*, *Paracaudites*, *Pachycaudites*, *Loxoconcha*, *Neonesidea*, *Cytherelloidea*, *Pterygocythereis*, *Callistocythere*, *Paracypris*, *Paracytheridea*, *Cytherella*, *Semicytherura*, *Hermanites*, *Pellucistoma*, *Cytherois*, et de 5% de faune d'ostracodes provenant du domaine continental (eaux oligo- à mésohalines?) : *Cypriideis*, *Darwinula*, *Ilyocypris*, *Potamocypris* et *Metacypridinae*. Association III : marquée par la disparition des microfaunes d'ostracodes continentaux et par une diminution quantitative et qualitative des espèces appartenant à l'association 2 (-40 à 100 m de profondeur). Association IV : faune riche mais peu diversifiée. Disparition à 95% des formes phytals. Dominance de *Ruggierria darwini* et *Quadracythere* sp. A (> 100 m de profondeur).

Correlations and ostracod associations in cores KS 2a and KS 3b. Association I : poor and diversified fauna; essentially composed by *Aglaioocypris*, *Propontocypris*, *Xestoleberis*, *Bairdoppilata* and *Tribelina* (high energy zone: 0-5 m). Association II : very rich and diversified fauna, typical of a phyal environment- 10-40 m depth, composed essentially of *Aglaioocypris*, *Propontocypris*, *Xestoleberis*, *Bairdoppilata*, *Tribelina*, *Paracaudites*, *Pachycaudites*, *Loxoconcha*, *Neonesidea*, *Cytherelloidea*, *Pterygocythereis*, *Callistocythere*, *Paracypris*, *Paracytheridea*, *Cytherella*, *Semicytherura*, *Hermanites*, *Pellucistoma*, *Cytherois* and with 5% of ostracods coming from the continental shelf (oligo to mesohaline waters?): *Cypriideis*, *Darwinula*, *Ilyocypris*, *Potamocypris* and *Metacypridinae*. Association III: marked by the disappearance of continental ostracods and by a decrease of the quantities and diversities of species present in association II (-40 to -100 m). Association IV: very rich but little diversified fauna. Disappearance of phyal forms, principally *Ruggierria darwini* and *Quadracythere* sp. A (> 100 m depth).



période des taux de sédimentation voisins aux 2 sites. Les caractères des associations d'ostracodes témoignent de conditions de sédimentation identiques. Toutefois, l'évolution de ces associations est plus complexe : on y observe en effet une alternance des associations I, II et

Tableau

Prélèvement KS 2 : variations des différentes fractions de matériel constituant les sédiments et taux de sédimentation : — le pourcentage de carbonate biogène (bc) est déterminé par décarbonatation directe (l'observation en frottis, lames minces ou au microscope électronique ayant montré que les carbonates détritiques sont très rares); — le pourcentage de matériel terrigène (T) est évalué par microgranulométries pour les argiles et les silts et par analyse semi-quantitative pour le matériel sableux observé au microscope après décarbonatation; — le pourcentage de biogène siliceux (bs) est estimé par différence.

Core KS 2: sedimentary components variations and accumulation rate: — the biogenic carbonate percentage is determined by chemical treatment (smear slides and microscopy analysis showed very scarce calcareous lithoclasts); — the silt and clay percentage are deduced from Coultronics Sedigraph analysis (sand and silt detrital materials are evaluated by semi-quantitative analysis after carbonate removal); — percentage of siliceous microflora is given by difference between the percentages of detrital material and biogenic carbonates.

Sédiments (âge-épaisseur)	Matériel biogène		Matériel terrigène			Taux de sédimentation en cm/1 000 ans			
	Carbonaté (% bc)	Siliceux (% bs)	Argiles	Autres minéraux (*)	Pyroclastites	Global : (TG)	Terrigène (TG × % T)	Carbonaté (TG × % bc)	Siliceux (TG × % bs)
Unité 5 (2,20 m) 1 m 2 m	30 à 35	ε	20 à 30 ≈ 65	35 à 40 à 70	ε	≥ ≈ 40 [ ≥ 60	27-28 42	12-13 18]	KL 2 a
→ 5 960 ans ± 300 ans : Unité 4 (2,30 m) 3 m 4 m	15 à 20	50 à 70	15 à 25 ≈ 20	< 5 20	80 % dans 2 niveaux	500 ↓	≈ 100	≈ 70	≈ 330
Unité 3 (4,70 m) 5 m 6 m 7 m 8 m	5 à 15	50 à 80	15 à 25 ≈ 20	< 5 20	< 5				
Unité 2 (2,20 m) 9 m 10 m	5 à 15	70 à 90	5 à 10 ≈ 7	< 5 7	< 5				
→ 7 760 ans ± 370 ans B.P. Unité 1 (4,50 m) 11 m 12 m 13 m 14 m → 8 400 ans ± 300 ans B.P.	15 à 30	40 à 80	10 à 30 ≈ 25	ε à 10 25	ε à 10		≈ 125	≈ 100	≈ 275

(\*) Surtout volcaniques.

de niveaux sans faune. Cette observation témoigne de modestes fluctuations de la tranche d'eau, mieux enregistrées dans KS 3b située latéralement par rapport à l'axe du rift et dans une zone moins profonde que KS 2 placée dans cet axe (fig. 1).

2<sup>e</sup> étape : un milieu marin qui s'approfondit (environ 7 000 à 6 000 ans B.P.)

Faciès de KS 2 et taux de sédimentation (tab. et fig. 3)

La 2<sup>e</sup> étape est représentée par les dépôts compris entre 8,30 et 2,20 m. On y retrouve les 2 grands types de faciès décrits précédemment mais avec des variations qui permettent de distinguer 2 nouvelles unités sédimentaires. L'unité 3 (8,30 à 4,50 m) présente un grand nombre de lits centimétriques de « diatomites ». Ces lits, aux limites nettes, ont une texture fibreuse qui leur donne un aspect de « papier maché » (fig. 2b3) : les diatomées sont toujours de milieu marin peu profond et forment jusqu'à 80% du sédiment. Entre les lits, la vase présente une composition semblable à celle de l'unité 1 (50 à 60% de diatomées, 20 à 30% de matériel terrigène) avec toutefois un taux de carbonate inférieur (10 à 15%). L'unité 4 (4,50 à 2,20 m) diffère de la précédente par un nombre de lits de « diatomites » plus réduit, moins épais (millimétrique) et aux limites diffuses. Dans ces lits, les diatomées sont un peu moins abondantes (60 à 70%). De plus la base (faciès 2) dans

laquelle se trouvent les lits montre une fraction biogène carbonatée plus abondante (15 à 20%) avec en particulier un nombre plus important de foraminifères planctoniques (fig. 3); enfin, elle présente 2 niveaux de lits de cendres volcaniques de 1 à 3 cm d'épaisseur (fig. 2b2) composés de grains d'obsidienne vacuolaire, de forme anguleuse, non altérés et de la taille des sables fins (hyaloclastites?). Au cours de cette étape, les taux de sédimentation demeurent élevés, de l'ordre de 5 m par 1 000 ans.

Conditions de sédimentation

La deuxième étape est marquée par un approfondissement régulier du milieu (40 à 100 m), identifié par l'évolution des faunes d'ostracodes : celles-ci constituent une nouvelle association (III, fig. 4), caractérisée par une diminution progressive des formes phytiles peu profondes. Elle s'accompagne d'une légère augmentation du nombre des foraminifères pélagiques, en particulier de l'espèce *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny). Celle-ci est très sensible aux variations de la salinité (Bé, 1977); mais comme aucun changement de ce paramètre n'a été enregistré par ailleurs (en particulier au niveau du cortège des ostracodes), nous pensons que cette augmentation reflète une ouverture plus grande du Ghubbet aux influences océaniques. Mais ce phénomène synchrone du maximum de la transgression holocène (Martin, Delibrias, 1972) demeure atténué : il suggère que les effets de la transgression sont partiellement masqués.

Les conditions de sédimentation restent proches de celles observées précédemment avec une grande abondance de la flore siliceuse. Toutefois, l'augmentation progressive du nombre des lits plus terrigènes intercalés entre les niveaux à « diatomites », témoigne d'un retour à des conditions climatiques plus instables, et dans l'ensemble plus arides comme le suggère la disparition des ostracodes d'eau douce.

#### *Comparaison avec KL 3b (fig. 4)*

Des corrélations ont pu être établies pour les unités 3 et 4, grâce aux identités de faciès et à la présence dans l'unité 4 de deux niveaux de cendres comme dans KS 2. Il ressort de l'examen des épaisseurs que le taux moyen de sédimentation s'est réduit considérablement (de l'ordre de 2,5 m par 1 000 ans). Par ailleurs, l'analyse des associations d'ostracodes montre que les conditions laguno-marines se sont maintenues plus longtemps, l'approfondissement souligné par l'association III (2<sup>e</sup> étape) ne se manifestant qu'au sommet de l'unité 4. Entre les 2 sites, l'évolution des conditions de sédimentation n'est donc pas similaire, la 2<sup>e</sup> étape étant extrêmement brève au niveau de KS 3b.

**3<sup>e</sup> étape : un milieu marin « profond » (150 à 200 m ; de 6 000 ans B.P. à l'Actuel)**

#### *Faciès de KS 2 et taux de sédimentation (tab. et fig. 3)*

Très différent des faciès précédents, le 3<sup>e</sup> faciès (de 2,20 m au sommet) est une vase homogène (fig. 2 b 1) silto-argileuse à matériel détritique et carbonaté biogène, dans laquelle les diatomées sont extrêmement rares. Le matériel détritique représente 65 à 70% du sédiment dont 25% sont constitués d'argile et 40% par des minéraux issus de roches volcaniques (très peu de pyroclastes). On retrouve dans la phase carbonatée les éléments déjà cités, avec une très large prédominance des coccolithes et à nouveau de très rares foraminifères planctoniques (fig. 3). Les taux de sédimentation sont fortement ralentis, compris entre 40 cm (KS 2) et 60 cm (KL 2a) par 1 000 ans (tab.).

#### *Conditions de sédimentation*

Cette étape débute par une rapide augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau, bien marquée par la présence dans le sédiment de 2 espèces d'ostracodes (*Ruggieria darwini* et *Quadracythere* sp.) caractéristiques des domaines circalittoraux (plate-forme externe, Paik, 1976) : c'est l'association IV (fig. 4). Elle s'installe entre 2,30 m et 2,10 m, ne varie pas jusqu'à la surface et semble bien caractéristique d'un milieu de sédimentation proche de l'actuel. Après un approfondissement de l'ordre d'une centaine de mètres, les conditions de sédimentation auraient donc peu ou pas varié pendant tout l'Holocène supérieur.

La remontée du niveau marin étant à peu près achevée vers 6 000 ans B.P., l'approfondissement ne peut être lié à ce phénomène : on est donc conduit à imaginer un brusque enfoncement du plancher du bassin. De plus, le phénomène ne s'accompagne pas de changements quantitatifs importants dans la faune carbonatée, en particulier pas d'augmentation des foraminifères plan-

toniques qui deviennent, au contraire, très rares. Il n'y a donc pas eu ouverture du Ghubbet sur la mer franche. Le seuil est resté en position haute, continuant à jouer son rôle de barrière.

La modification de la profondeur intervenue vers 6 000 ans B.P. est synchronique de l'apparition de conditions climatiques dans l'ensemble plus arides (Gasse, 1975). Même si de courts épisodes plus humides sont intervenus, les fluctuations sont de faible importance comme le montrent les caractères uniformes du couvert végétal (Caratini *et al.*, 1981). Ces nouvelles conditions paraissent n'entraîner qu'une faible diminution des apports terrigènes (tab.). Le changement essentiel observé dans la sédimentation consiste en la disparition des diatomées.

#### *Comparaison avec le site de KL 3b et KS 3a (fig. 4)*

On retrouve l'unité 5, avec le même faciès et des taux de sédimentation voisins, dans les prélèvements analysés. L'approfondissement du milieu est confirmé par l'analyse des ostracodes de KL 3b. Nous avons déjà vu que la manifestation d'un léger approfondissement (2<sup>e</sup> étape) y est plus tardive et plus brève sur 40 cm de dépôt (sommet de l'unité 4). le passage à l'étape suivante (installation de l'association IV d'ostracodes) s'effectue sur une épaisseur de dépôts encore plus faible (de 3,30 m à 3,20 m). Au total, si l'on prend un taux de sédimentation de 2,5 à 3 m par 1 000 ans (évalué pour l'ensemble des unités 2 à 4), cela représente une période de 175 à 250 ans.

Par contre pour le site KS 2, l'approfondissement est tout d'abord progressif durant environ 1 200 ans (étape 2), puis il s'accélère avec un passage à l'étape suivante sur 20 cm, soit en un siècle environ. Si l'on retrouve bien aux 2 sites, vers 6 000 ans B.P., une modification majeure de la profondeur, on constate à nouveau qu'il n'y a pas synchronisme parfait dans l'évolution des conditions de sédimentation.

## ESSAI D'INTERPRÉTATION

L'analyse des caractères de la sédimentation nous conduit à rechercher le rôle qu'ont pu jouer des facteurs généraux (climat, glacio-eustatisme) ou régionaux (volcanisme, tectonique) sur son évolution et en particulier sur celle des dépôts de « diatomites ».

#### **Le problème des « diatomites »**

Dans les prélèvements KS 2 et KL 3b, on observe une grande variabilité de l'abondance des diatomées, qu'il s'agisse de variations très spectaculaires comme entre l'unité 5 et les unités sous-jacentes, ou de fluctuations plus modestes comme au sein des unités 1, 3 ou 4. Trois phénomènes peuvent être invoqués pour expliquer ces variations : la dissolution, la dilution par les apports terrigènes et la productivité primaire.

1) La dissolution ne joue pas un rôle important car les frustules sont bien conservées et ne portent pas de traces d'altération (Gasse, Ricard, 1981).

2) La dilution par les apports terrigènes a déjà été évoquée pour expliquer les séquences annuelles rencon-

trées dans l'unité 2 ; leurs variations suggèrent l'influence d'un climat à saisons sèche et humide marquées. Nous savons qu'entre 8 400 et 6 000 ans B.P., le climat humide est devenu progressivement plus aride, en passant par une alternance de périodes sèches et de périodes à précipitations épisodiques mais fortes (Rognon, 1976). Nous pourrions donc envisager que les alternances de « diatomites » et de vases argilo-silteuses à diatomées soient le reflet de ces fluctuations climatiques.

3) Une chute de la productivité primaire pourrait être invoquée pour expliquer la disparition des diatomées dans l'unité 5. En effet, l'analyse des taux de sédimentation des seules particules terrigènes montre, pour cette unité 5, une valeur voisine ou inférieure à celle obtenue pour les unités sous-jacentes (27 à 42 cm/10<sup>3</sup> ans, contre 35 à 100 cm/10<sup>3</sup> ans) : la dilution y est donc la plus faible. Par contre pour les unités 1 à 4, à dilution plus importante ou égale, une forte productivité est nécessaire pour expliquer l'abondance des diatomées.

En conclusion, la productivité primaire semble jouer un rôle prédominant. Les taux importants correspondent à un milieu fermé peu profond, peut-être riche en silice dissoute fournie par le volcanisme ; des fluctuations mineures semblent liées à celles du climat (humide à sec). Rappelons que pour Backer *et al.* (1973), l'entrée d'eau profonde riche en matières nutritives, en provenance du Golfe de Tadjoura, pourrait expliquer l'origine et la distribution des diatomées qui constituent une couche présente dans l'ensemble du Ghubbet avec des épaisseurs variables (jusqu'à 37 m d'après les données sismiques).

La disparition des diatomées vers 6 000 ans B.P. coïncide avec un changement du climat (plus sec) et de la profondeur (plus grande), mais sans modification ni des échanges avec la mer ouverte, ni de l'activité volcanique (Gasse, Stieltjes, 1973 ; Boucarut *et al.*, 1980). Des changements climatiques du même type se sont produits entre 8 000 et 6 000 ans B.P. sans entraîner la disparition des diatomées : le paramètre climatique ne serait donc pas déterminant pour expliquer la chute de la productivité primaire. Le facteur important serait alors la profondeur : son augmentation rapide a pu entraîner une dilution beaucoup plus grande des apports en silice, créant des conditions défavorables à la production et à la conservation des diatomées. Une telle interprétation paraît confirmée par les faibles taux de silice dissoute rencontrés à 50 m de profondeur et à proximité du fond, au site KS 2 (Daumas *et al.*, 1981).

#### Faible influence des variations climatiques sur la sédimentation

Les conditions climatiques contrôlent le volume des apports détritiques ; mais nous avons vu que ces apports ne sont pas déterminants pour expliquer les taux de sédimentation et les grands changements de faciès. De plus, l'abondance des diatomées n'est pas liée à une phase climatique particulière (diatomées très abondantes dans l'unité 2, absentes dans l'unité 5, pour des conditions voisines), comme c'est le cas pour les diatomées lacustres (climat humide, Gasse, Delibrias, 1976).

#### Faible influence de la remontée du niveau marin

Dans un environnement aussi peu profond, la remontée du niveau marin, de l'ordre de 20 à 25 m entre 8 000 et 6 000 ans B.P. (Martin, Delibrias, 1972 ; Ridley, Seeley, 1979), devrait être enregistrée dans la sédimentation, en particulier par une augmentation plus nette du nombre de foraminifères planctoniques. En l'absence de ces témoins, la transgression paraît partiellement masquée. Compte tenu du contexte régional, on peut y voir l'effet de phénomènes tectoniques. Par la suite, les faibles variations glacio-eustatiques ne peuvent être responsables de la forte augmentation de la profondeur.

#### Apports constants du volcanisme

Le volcanisme, très actif à l'Holocène et encore actuellement (Gasse, Stieltjes, 1973 ; Delibrias *et al.*, 1975 ; Demange *et al.*, 1980) a un double impact sur la sédimentation : a) apport direct de matériel pyroclastique émis depuis les 2 cônes de scories, l'un aérien, l'autre sous-marin, situés dans la partie ouest du bassin (fig. 1) : ce matériel est représenté en proportions très variables (de moins de 1 à 80 % dans le cas des lits de cendres) ; b) alimentation possible de solutions denses en silice soit à partir d'éruptions ou de sources hydrothermales nombreuses tout au long du rift (Stieltjes, 1973), soit par altération des produits émis.

#### CONSÉQUENCES GÉODYNAMIQUES

L'analyse de la sédimentation récente du Ghubbet el Kharab permet de mettre en évidence plusieurs phénomènes volcaniques et (ou) tectoniques :

— la présence de 2 lits de cendres, à caractères de hyaloclastites évoquant des épanchements sous-marins, sont les témoins de 2 événements volcaniques vers 6 500 ans B.P. ; ils n'ont pu être mis en relation avec une phase volcanique connue dans la région ;

— la rapide accentuation de la profondeur vers 6 000 ans B.P. paraît être due à des phénomènes tectoniques ; elle soulignerait un épisode (200-250 ans) d'accélération de l'activité du rift, non mentionné dans la littérature. Les conséquences de cet épisode sont tout à fait conformes aux données des études tectoniques du rift d'Assal-Ghubbet (Stieltjes, 1973 ; Backer *et al.*, 1973 ; Delibrias *et al.*, 1975) et en particulier à celles fournies par l'événement de novembre 1978 (Kasser *et al.*, 1980 ; Le Dain *et al.*, 1980 ; Ruegg *et al.*, 1980) : l'activité du rift est très discontinue et au cours d'un événement, l'expansion du rift s'accompagne du jeu de failles normales avec des déplacements verticaux « instantanés » pouvant atteindre 1 m ; des failles décrites comme « très récentes » ont des rejets qui atteignent 200 m ;

— pendant la remontée du niveau marin et lors de l'épisode d'approfondissement du secteur étudié, le seuil oriental doit en permanence constituer un haut fond pour que le milieu demeure peu ouvert sur le domaine océanique ;

— enfin, dans la mesure où les 2 sites étudiés appartiennent l'un au grabben axial du rift, l'autre à un

compartiment latéral (fig. 1), il est possible que les variations observées dans l'évolution des conditions de sédimentation et dans les taux de dépôt soient dues au jeu vertical différent de ces 2 structures.

## CONCLUSION

L'analyse des sédiments holocènes du Ghubbet el Kharab fait apparaître une évolution des conditions de sédimentation : à une période (8 500 à 6 000 ans B.P.) à forts taux de sédimentation, où le matériel très riche en diatomées s'est déposé sous une faible tranche d'eau, succède une période (6 000 ans B.P. à l'Actuel) à faibles taux de sédimentation où le matériel essentiellement

terrignène et biogène carbonaté se dépose dans des conditions de plus grande profondeur.

Cette évolution semble beaucoup plus déterminée par des facteurs régionaux volcano-tectoniques que par des facteurs plus généraux comme le climat ou les variations du niveau marin. En particulier, lors de la première période, les effets de la remontée du niveau marin semblent bien masqués par la surrection du seuil qui barre le Ghubbet el Kharab à l'Est; de même la brusque augmentation de profondeur vers 6 000 ans B.P. qui s'accompagne d'un changement radical dans la sédimentation, suppose un brusque affaissement du plancher du bassin.

## RÉFÉRENCES

- Arthaud F., Choukroune P., Robineau B., 1980. Tectonique, microtectonique et évolution structurale du Golfe de Tadjoura et du Sud de la dépression Afar (Rép. de Djibouti), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 901-908.
- Backer H., Clin M., Lange K., 1973. Tectonics in the Gulf of Tadjura, *Mar. Geol.*, 15, 309-327.
- Bé A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera, in: *Oceanic micropaleontology*, Ramsay Éd., London, vol. 1, 1-100.
- Boucarut M., Clin M., Thibault C., 1978. Prolongement du rift d'Aden en République de Djibouti. Structures superposées dans l'étude des points tectoniques triples, *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 287, sér. D, 679-682.
- Boucarut M., Clin M., Thibault C., 1980. Étude stratigraphique de la République de Djibouti, *Univ. Bordeaux III, UER Géologie, Bordeaux*, 49 p.
- Caratini C., Bellet J., Tissot C., 1981. Orgon IV. Étude microscopique de la matière organique, palynologie et palynofaciès, in: *Géochimie organique des sédiments marins profonds*, CEPM-CNEXO, Orgon IV, Golfe d'Aden, Mer d'Oman, édité par M. Arnould et R. Pelet, CNRS, Éd. Paris, 265-307.
- Daumas R., Laborde P., Romano J. C., Sautriot D., 1981. Hydrologie et particules en suspension en Mer d'Arabie, in: *Géochimie organique des sédiments marins profonds*, CEPM-CNEXO, Orgon IV, Golfe d'Aden, Mer d'Oman, édité par M. Arnould et R. Pelet, CNRS Éd., Paris, 71-91.
- Delibrias G., Marinelli G., Stieltjes L., 1975. Spreading rate of the Assal Rift, in: *Afar depression of Ethiopia*, Pilger et Rossler Éd., Schweitzerbart'sche, Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1, 214-221.
- Demange J., Stieltjes L., Varet J., 1980. L'éruption d'Assal de novembre 1978 (colloque rift Assal), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 837-843.
- Faugères J. C., Gonthier E., 1981. Les argiles des sédiments marins du Quaternaire récent dans le Golfe d'Aden et la Mer d'Oman (mission Orgon IV), *Oceanol. Acta*, 4, 4, 395-400.
- Gasse F., 1975. L'évolution des lacs de l'Afar central du Plio-Pléistocène à l'Actuel. Reconstitution des paléo-milieux lacustres à partir de l'étude des diatomées, *Thèse Doct. État, Paris VI*, 383 p.
- Gasse F., Stieltjes L., 1973. Les sédiments du Quaternaire récent du lac Assal (Afar central, territoire français des Afars et des Issas), *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., 4, 4, 229-245.
- Gasse F., Delibrias G., 1976. Les lacs de l'Afar central (Éthiopie et T.F.A.I.) au Pléistocène supérieur, in: *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, édité par S. Horie, vol. 4, 529-575.
- Gasse F., Street F. A., 1978. Late quaternary lake level fluctuations and environments of the Northern rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti), *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 24, 4, 279-325.
- Gasse F., Ricard M., 1981. Les diatomées de quelques sondages de la campagne Orgon IV, in: *Géochimie organique des sédiments marins profonds*, CEPM-CNEXO, Orgon IV, Golfe d'Aden, Mer d'Oman, édité par M. Arnould et R. Pelet, CNRS Éd., Paris, 309-330.
- Kasser M., Lepine J. C., Ruegg J. C., Tarantola A., 1980. Nouvelles mesures géométriques sur le rift d'Assal-Ghubbet, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 20, 6, 823-824.
- Langguth H. R., Pouchan P., 1975. Caractères physiques et conditions de stabilité du lac Assal (T.F.A.I.), in: *Afar depression of Ethiopia*, Pilger et Rossler Éd., Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1, 284-288.
- Le Dain A. Y., Robineau B., Taponnier P., 1980. Les effets tectoniques de l'événement sismique et volcanique de novembre 1978 dans le rift d'Assal-Ghubbet, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 20, 6, 817-822.
- Martin L., Delibrias G., 1972. Schéma des variations du niveau de la mer en Côte d'Ivoire depuis 25 000 ans, *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 274, sér. D, 2848-2852.
- Moyes J., Duprat J., Faugères J. C., Gonthier E., Pujol C., 1981. Orgon IV, étude stratigraphique et sédimentologique, in: *Géochimie organique des sédiments marins profonds*, CEPM-CNEXO, Orgon IV, Golfe d'Aden, Mer d'Oman, édité par M. Arnould et R. Pelet, CNRS Éd., Paris, 189-263.
- Niang I., 1982. Étude de microfaciès de sédiments meubles profonds : apports à la connaissance de la dynamique sédimentaire et des phénomènes de bioturbation, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Bordeaux*, n° 1719, 133 p.
- Paik K. H., 1976. Rezente ostracoden aus oberflächensedimenten des Persischen Golfs und des Golfs von Oman, *Dissertation zur erlangung des doktorgrades des Fachbereichs math. Natur. des Cr. Albrechts Univ. zu Kiel*, 162 p.
- Peypouquet J. P., 1977. Les ostracodes et la connaissance des paléomilieux profonds. Application au Cénozoïque de l'Atlantique nord-oriental, *Thèse Doct. État, Univ. Bordeaux I*, n° 552, 443 p.
- Ridley A. P., Seeley M. W., 1979. Evidence for recent coastal uplift near Al Jubail, Saudi Arabia, *Tectonophysics*, 52, 319-327.
- Rognon P., 1976. Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 18, 2-3, 251-282.
- Ruegg J. C., Lepine J. C., Vincent C., 1980. Sismicité et microsismicité de la dorsale de Tadjoura, tectonique et frontière de plaques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 917-923.
- Stieltjes L., 1973. Évolution tectonique récente du rift d'Assal, T.F.A.I., *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 15, 4, 425-436.