

Mécanismes sédimentaires et structuration récente de la marge méditerranéenne marocaine (partie occidentale)

B. El Moumni¹, H. Semlali², A. Ammar², A. El Hmaidi³ et B. Gensous⁴

¹ Université A. Essaâdi, Faculté des Sciences et Techniques, Tanger, Maroc

² Université Med V, Faculté des Sciences, Rabat, Maroc

³ Université My Ismail, Faculté des Sciences, Meknès, Maroc

⁴ Université de Perpignan, CEFREM, France

ABSTRACT

This study is based on the analysis of drilling core samples on the Moroccan Mediterranean margin (western part). The distribution of the different sedimentary facies is controlled by hydrodynamic (Atlantic-Mediterranean exchange) and glacio-eustatic factors, morphostructural inheritance and lithology of the outcropping geological formations. It attempts to hierarchize these different factors, in order to provide a type sequence of the upper Pleistocene-Holocene. Mineralogical and textural studies allow to distinguish between a marine and a continental origin for sedimentary components and to better understand late Quaternary and modern sedimentation in this key area of the Mediterranean. In particular, the fine sequential analysis details the characteristics of the recent Quaternary sedimentary filling. Sedimentological, mineralogical and micropaleontological records show a good correlation with climato-eustatic changes which are well established in the deep Western Mediterranean. On this basis, we establish a biostratigraphic model, estimate sedimentation rates and reconstruct the different paleoclimatic, paleoeustatic and paleohydrologic episodes for the Alboran Sea since the last glacial (isotopic stage 2) until the present (isotopic stage 1).

INTRODUCTION

Notre présentation est basée sur une étude pluridisciplinaire de l'environnement littoral et marin de la marge méditerranéenne marocaine (Ammar, 1987; El Moumni, 1987; Tesson *et al.*, 1987; El Moumni et Gensous, 1991; El Moumni et Monaco, 1992; El Moumni, 1994; El Moumni *et al.*, 1995; Hassouni *et al.*, 1998; El Moumni *et al.*, 1999; El Hmaidi, 1999; El Khanchoufi *et al.*, 2000). Ce travail porte sur l'extrême sud-ouest de la Méditerranée occidentale (Fig. 1). Il s'appuie sur l'analyse de profils sismiques multitraces, hautes résolution et sur l'étude sédimentologique, géochimique et micropaléontologique d'échantillons de surface et de dépôts, prélevés par carottage, durant plusieurs campagnes (ALBOMAR 1985, ALBOSED 1986 et STRAKHOV 1994). Il se fixe comme objectif l'étude des mécanismes hydrosédimentaires dans une zone de forts échanges : échanges hydrologiques à travers le détroit de Gibraltar, échanges continent-océan à travers la marge SW-Alboran. Ce qui est recherché à travers l'étude de l'accumulation sédimentaire, c'est l'évolution de ce contexte au cours des variations glacio-eustatiques et climatiques récentes.

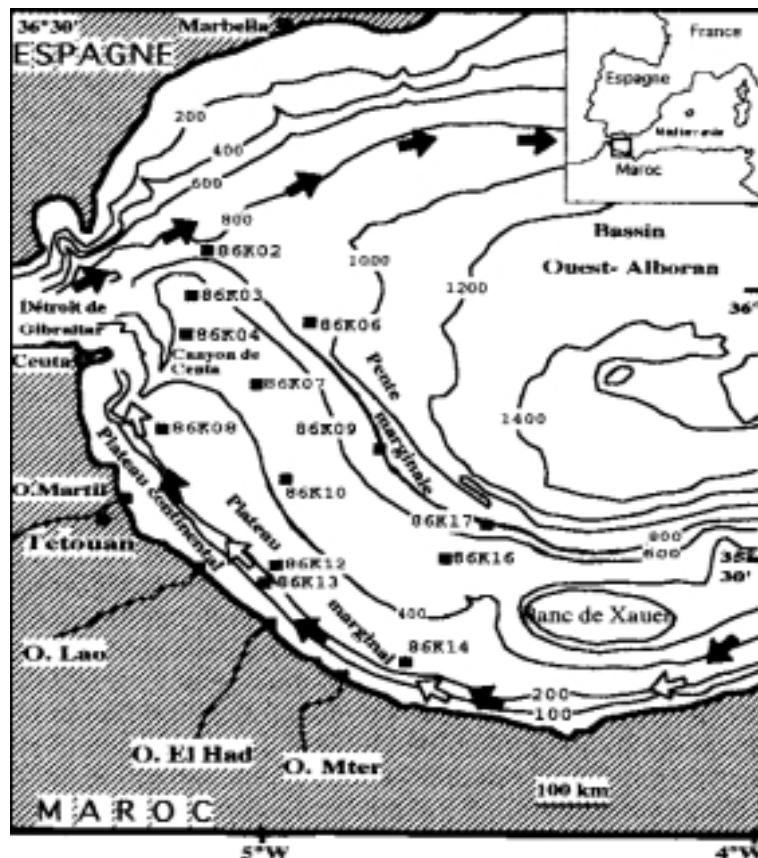


Fig. 1. Bathymétrie de la zone d'étude et positionnement des prélèvements par carottage Kullenberg. Les flèches pleines et vides indiquent respectivement la circulation superficielle des masses d'eaux d'origine atlantique (Arnone *et al.*, 1990) et la circulation des masses d'eaux méditerranéennes profondes (Preller, 1986; Arnone *et al.*, 1990).

Evolution structurale récente

L'évolution structurale récente est marquée par:

- la compression nord-sud, largement démontrée dans le Rif et la chaîne bétique, entre lesquelles la mer d'Alboran est enclavée (Maldonado and Comas, 1992; Chalouan and Michard, ce volume); la structuration majeure de ce secteur est marquée par la ride d'Alboran. Cette compression remobilise parfois des accidents anciens tel que le décrochement sénestre de Jebha (passant par le flanc méridional de la ride) qui rejoue en faille inverse (Fig. 2);
- les manifestations diapiriques qui ont joué un rôle important aussi bien dans l'organisation actuelle de la couverture sédimentaire qu'au niveau de la morphologie; il s'agit d'un diapirisme argileux qui s'enracine au Miocène inférieur et qui parfois recoupe l'ensemble de la couverture sédimentaire pour imprimer son empreinte au niveau de la morphologie actuelle; il faut toutefois souligner que le diapirisme n'intéresse que le bassin ouest-Alboran dans lequel il est cantonné.

Matériel et méthodes

Les prélèvements (Fig. 1, Tab. I) ont été réalisés à l'aide de carottiers de type "Kullenberg" et "Box Core" à grosse section, lors de la campagne océanographique ALBOSED II - 1986 à bord du N/O *Catherine Laurence* (CNRS - France), complétée ensuite par la campagne STRAKHOV à bord du N/O *N. Strakhov* en 1994. Après analyse par gammadensimétrie et radiographie aux rayons X., les carottes sont ouvertes et un log lithologique détaillé est établi. Les taux de carbonates ont été déterminés par calcimétrie sur l'échantillon total. Après séparation sur tamis de 40 µm, les constituants de la fraction sableuse ont été observés sous la loupe binoculaire et la fraction argileuse (< 2 µm) analysée par diffractométrie de rayons X à partir de dépôts orientés sur lames, sur diffractomètre Philips PW 1729 à anticathode de cuivre.

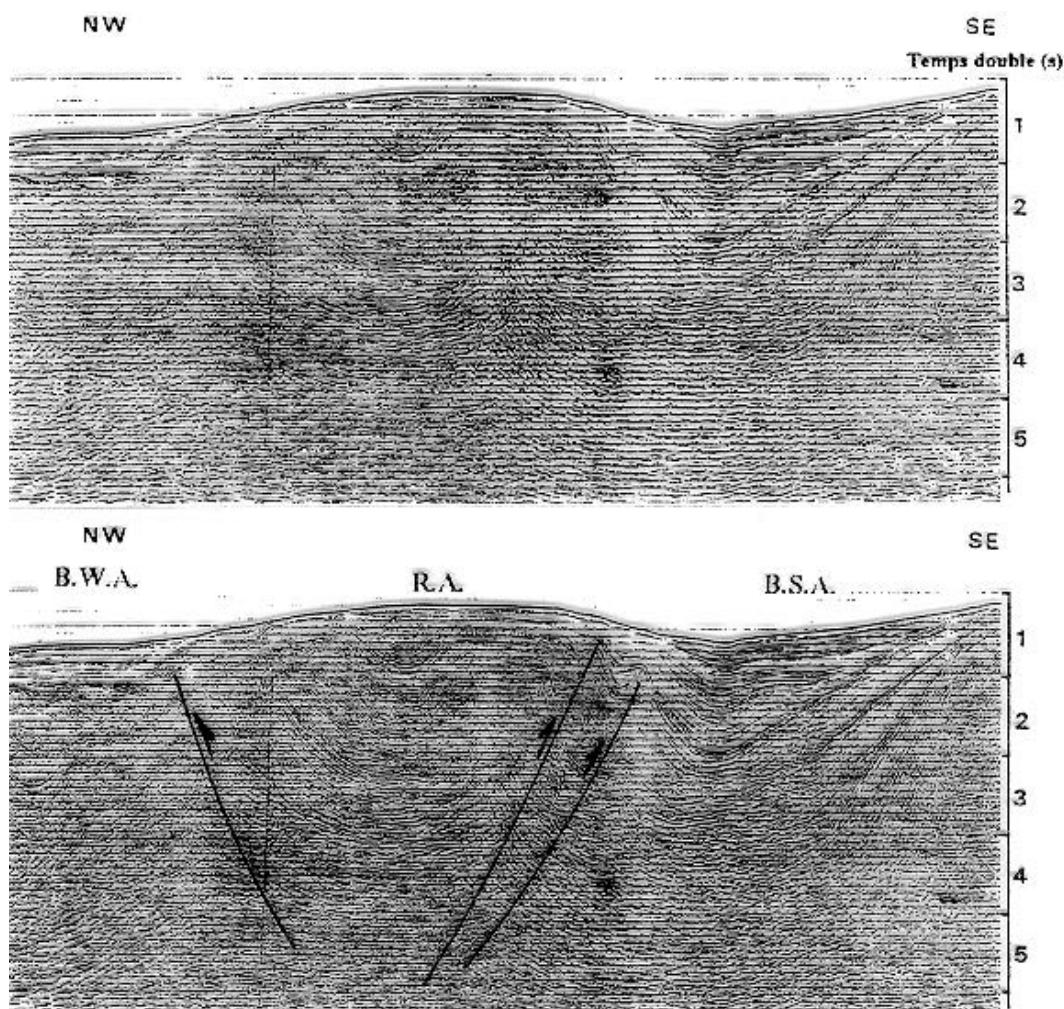


Fig. 2. Profil de sismique reflexion multitrace montrant le jeu en faille inverse et la montée actuelle de la ride d'Alboran (profil situé au niveau du banc de Xauen).
BWA = Bassin west d'Alboran; **R.A.** = Ride d'Alboran; **BSA** = Bassin Sud d'Alboran.

Au sein de la fraction sableuse, la détermination et le comptage des espèces de foraminifères planctoniques permettent, par comparaison avec les études réalisées sur les secteurs voisins (Devaux, 1985; Pujol et Vergnaud-Grazzini, 1989; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1989; Vergnaud-Grazzini et Pierre, 1991), de tracer l'évolution paléoclimatique et de fournir un cadre chronostatigraphique. Les données obtenues ont été corroborées par datations absolues.

RESULTATS

Quatre faciès sédimentaires (vases beiges, vases grises, vases grises à monosulfures et sables vaseux, sont distingués sur la base des caractéristiques lithologiques, texturales, minéralogiques et micropaléontologiques (Fig. 3, 4, 6 et 7). Du sommet vers la base, on distingue :

Vases beiges

Elles constituent la partie sommitale des carottes situées au-delà du plateau continental (à partir de l'isobathe 300 m). Il s'agit de vases beiges homogènes, plastiques (hémipelagiques à pélagiques). Leur épaisseur est d'environ 25 cm sur la pente continentale, de 0 à 60 cm sur le plateau marginal et peut atteindre jusqu'à 120 cm au niveau de la pente marginale. Elles sont limitées à la base par un contact franc qui les sépare des vases grises sous-jacentes. La texture très fine (valeur moyenne de la médiane de 1 μ m) diminue globalement (de 2 à 0,5 μ m) de la base vers le sommet de la couche et du plateau continental vers le large. Le taux moyen de carbonates est de 15% du poids sec du sédiment avec souvent une légère diminution (de 20 à 10%) de la base vers

Tab. 1. Coordonnées géographiques des prélèvements étudiés.

N° carottes	Latitude (N)	Longitude (W)	Profondeur (m)	Longueur (m)
K02	36° 05,00	05° 04,00	830	4,5
K03	35° 57,80	05° 07,00	520	4,8
K04	35° 55,30	05° 08,70	520	4,9
K06	35° 51,50	04° 55,10	670	4,7
k07	35° 48,40	04° 59,80	440	4,3
k08	35° 43,40	05° 08,80	313	2,5
k09	35° 42,71	04° 44,85	785	7,5
K10	35° 37,45	04° 55,80	440	9,5
K12	35° 28,70	04° 59,00	214	4,5
K13	35° 27,50	05° 01,00	140	0,5
K14	35° 19,20	04° 43,00	300	4,8
K16	35° 29,30	04° 35,10	440	4,8
K17	35° 33,32	04° 32,68	755	4,8

le sommet. La fraction sableuse, en moyenne de 8% par rapport au poids sec du sédiment, organogène, est essentiellement constituée de foraminifères planctoniques souvent glauconitisés.

Dans la fraction argileuse (<2 µm), le cortège minéralogique des argiles est caractérisé par la prédominance de l'illite (45%) et de la chlorite (25%) au niveau des embouchures des oueds et de la pente continentale contre 30% seulement pour l'ensemble smectite (15%) et kaolinite (15%). Vers le plateau marginal et au niveau de la pente qui lui est adjacente, c'est plutôt la smectite (30%) et la kaolinite (22%) qui prédominent légèrement sur l'ensemble illite (40%) et chlorite (8%). A ce niveau, la smectite et la kaolinite montrent également un gradient décroissant d'ouest vers l'est jusqu'à des teneurs voisines de 14% chacune. Verticalement et dans la plupart des carottes, la phase argileuse montre en outre un enrichissement vers le sommet des teneurs en illite de 40 à 50% et une diminution des teneurs en smectite de 40 à 25% (Fig. 3).

Vases grises

Ce sont des vases de couleur sombre (hémipelagiques), homogènes argileuses (médiane <1,4 µm). Elles sont absentes au niveau du plateau continental externe (86k-13) et de la pente continentale (86k-08, 86k-12) sauf à l'est de l'embouchure de l'oued Mter (86K-14) où sont présentes sur une épaisseur de 30 cm. Elles atteignent 150 à 200 cm au niveau du plateau marginal (86K-07 et 86K-16) et 100 à 80 cm sur la pente marginale (86K-06, 86K-17). Elles sont limitées à la base par un contact franc ou par un niveau coquillier qui les séparent des vases grises à monosulfures sous-jacentes. Les teneurs en carbonates par rapport au poids sec du sédiment diminuent de la base (23%) vers le sommet (15%), parallèlement à l'augmentation de la médiane granulométrique de 1 à 2 µm.

Dans la fraction sableuse (<10% du sédiment brut), les composants sont principalement organogènes (débris de coquilles, foraminifères benthiques et planctoniques) à la base, et terrigènes vers le sommet. Dans la fraction argileuse (<2 µm), la minéralogie montre toujours une abondance d'illite (45%) et chlorite (25%) par rapport à la smectite (<10%) et kaolinite (17%) ; à partir du plateau marginal, les taux de smectite augmentent jusqu'à 30%. A ce niveau, la smectite et la kaolinite montrent encore un gradient légèrement décroissant d'ouest vers l'est jusqu'à des teneurs voisines de 14% chacune.

Vases grises à monosulfures

Elles sont absentes au niveau du plateau et de la pente continentale, où elles n'ont été recoupées que par la carotte Alb 86K-14 vers 300 m de profondeur au large de l'oued Mter. Il s'agit de vases grises (hémipelagiques), relativement compactes (teneur en eau d'environ 40%), parsemées de taches noires de monosulfures et de fragments charbonneux et pyritisés, nombreux à la base et diminuant vers le sommet. Elles sont parfois homogènes et recoupées momentanément de passées sablo-coquillières d'épaisseur décimétrique à centimétrique. Le contact avec les vases grises sus-jacentes est franc et il est parfois souligné par un niveau coquillier. Au niveau de la pente marginale, on note la présence de galets mous de vases; les radiographies aux R.X. mon-

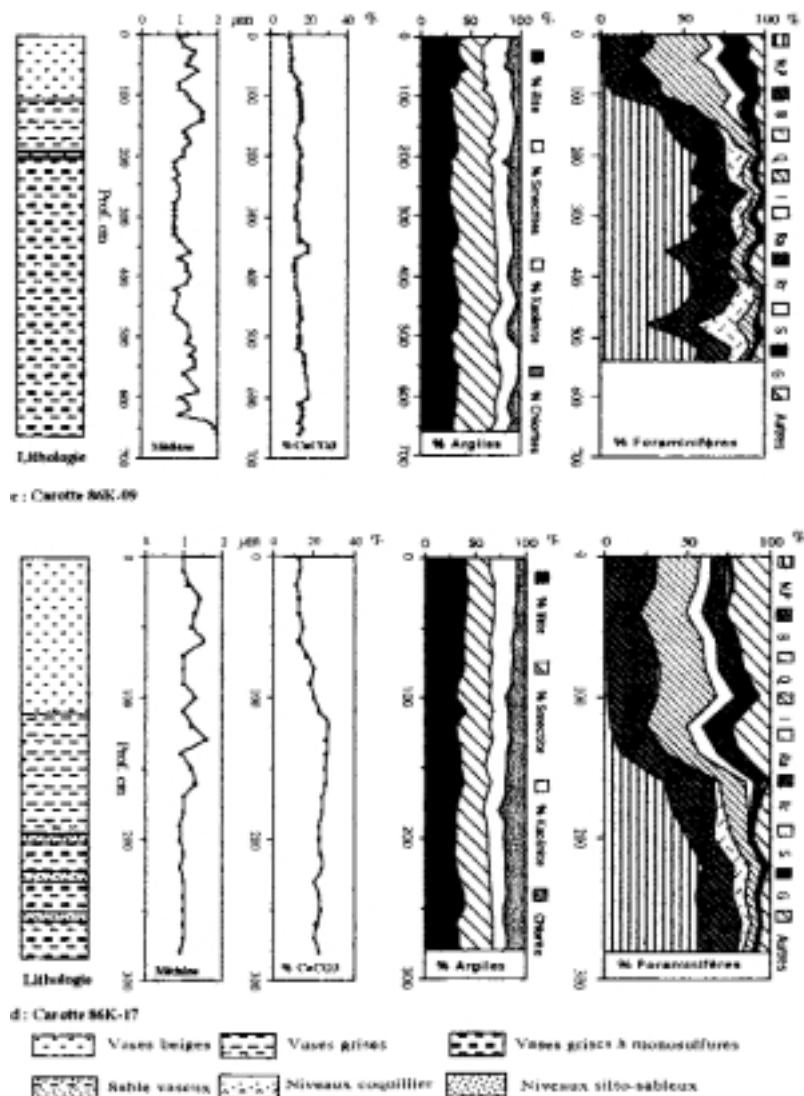


Fig. 3. Données sédimentologiques, minéralogiques et micropaléontologiques des 86K09 et 86K17 de la pente marginale.

N.P : *N. pachyderma* (forme senestre et dextre), **B** : *G. bulloides*, **Q** : *G. quinqueloba*, **I** : *G. inflata*, **Ra** : *G. ruber alba*, **Rr** : *G. ruber rosea*, **S** : *G. scitula*, **G** : *G. glutinata*, **Autres** : Autres espèces.

trent la présence de bioturbations (filaments et traces d'Annélides, débris de coquilles) abondantes à la base et dont la fréquence décroît progressivement vers le haut. La médiane diminue (de 2 à 1 μm) de bas en haut.

Les teneurs en carbonates, comprises entre 20 et 30% par rapport au sédiment brut sur la pente continentale et le plateau marginal, diminuent jusqu'à 15% au niveau de la pente marginale. Ces teneurs sont plus élevées, voisines de 40% dans les niveaux coquilliers.

La fraction sableuse représente en moyenne 7% du sédiment total. Sur le plateau marginal, la phase organogène est constituée de débris de coquilles, de foraminifères benthiques et planctoniques généralement usés. Vers le sommet du faciès, la phase détritique (minéraux en grains, micas, minéraux lourds et débris de roches) devient prédominante. Au niveau de la pente marginale, la fraction sableuse est constituée presque entièrement de foraminifères planctoniques.

Dans la fraction argileuse ($<2 \mu\text{m}$), la minéralogie montre la prédominance de l'illite (50%) et de la chlorite (25%) au niveau de la pente continentale, qui s'atténue vers le plateau et la pente marginale au profit de la smectite (jusqu'à 40%) et de la kaolinite (jusqu'à 30%).

Sables vaseux

Ils ont été recoupés sur une épaisseur d'environ 4,5 m sans que leur base ne soit atteinte. Il s'agit de sables vaseux massifs, gris-clair, entrecoupés par des niveaux organogènes (lamellibranches, bryozoaires, ...) d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Ils sont recouverts, localement, de vases beiges (86K-08) et sont caractérisés par la présence de quelques galets mous de vases dispersés de façon sporadique dans tout le faciès.

La fraction sableuse représente 60 à 90% du sédiment total. L'évolution granulométrique est granodécroissante (de 230 à 150 µm). La radiographie aux rayons X montre des traces de bioturbations dans les 2/3 inférieurs du faciès et des lamination vers le sommet. Les teneurs en carbonates totaux sont de 30% à la base et de 15% au sommet. La phase détritique est composée de fragments de roches (micaschistes, gneiss) et de minéraux (quartz, grenat et pyroxène). La phase organogène est constituée de débris de Lamellibranches, d'échinodermes, de spongiaires et de foraminifères, surtout benthiques. La majorité des constituants sableux est glauconitisée et présente des traces d'usure et de remaniement. Dans la fraction argileuse, la minéralogie est caractérisée par l'abondance de l'illite (45%) et de la chlorite (30%).

Micropaléontologie

Trois carottes (86k-06, 86k-09 et 86k-17), situées sur la pente marginale et recouvrant la majorité des faciès fins, ont fait l'objet d'une étude micropaléontologique (Fig. 3 et 4). 15 espèces de foraminifères planctoniques ont été reconnues et regroupées en associations caractérisant différents types de climat (Cossement *et al.*, 1984; Moullade, 1983; Blanc-Vernet, 1984; Devaux, 1985; Venec-Peyre *et al.*, 1991). Les espèces *Globigerinoides ruber* (formes *alba* et *rosea*) caractérisent un climat chaud; l'espèce *Globorotalia inflata* indique un climat transitionnel à tendance chaude; l'espèce *Globigerina bulloides* indique un climat transitionnel plutôt froid et les espèces *Neogloboquadrina pachyderma* et *Globorotalia quinqueloba* caractérisent un climat froid.

Les vases beiges sont caractérisées par une association d'espèces "d'eaux chaudes" ou encore sub-tropicales, comme *G. ruber* (formes *alba* et *rosea*) avec 15 à 27% (Fig. 3 et 4) et *G. inflata* (20 à 40%). Les espèces *N. pachyderma* et *G. quinqueloba*, considérées "d'eaux froides" ou sub-arctiques, ne dépassent pas 10% de l'ensemble faunique. Une datation au ¹⁴C effectuée au sein de ce faciès nous ont donné un âge d'environ 4504 ± 38 ans B.P. Ces caractéristiques et la position de ce faciès au sommet de la séquence de remplissage conduisent à dater sa mise en place durant la période chaude Holocène. Plus au large, dans le bassin occidental d'Alboran, Devaux (1985), Pujol et Vergnaud-Grazzini (1989), Vergnaud-Grazzini et Pierre (1991) confirment, sur la base de datations absolues et d'isotopes stables, la mise en place de cet assemblage faunique durant la période chaude Holocène terminal entre 7 000 ans B.P. et l'actuel.

Les vases grises, situées sous les vases beiges, se caractérisent par l'augmentation progressive du pourcentage d'espèces subarctiques. Les espèces *N. pachyderma* et *G. quinqueloba* passent de 36% à 120 cm à 76% à 200 cm vers la limite vases grises-vases grises à monosulfures. L'espèce *G. bulloides* varie entre 20 et 28%. A l'inverse, l'espèce *G. inflata*, à comportement chaud ou transitionnel, montre des pourcentages relativement élevés à 120 cm (18%) et disparaît vers la base. Il en est de même des espèces sub-tropicales (*G. ruber alba* et *rosea*) dont les pourcentages diminuent de 15% au sommet à 1 à 2% à la base (Fig. 3 et 4). Une datation au ¹⁴C effectuée au sein de ce faciès nous a donné un âge d'environ 8653 ± 55 ans B.P. Les vases grises pourraient être attribuées à la période Holocène basal entre 10 000 et 7 000 ans B.P. (Devaux, 1985; Pujol et Vergnaud-Grazzini, 1989; Vergnaud-Grazzini et Pierre, 1991).

Les vases grises à taches noires de monosulfures sont caractérisées par la prédominance des espèces "d'eaux froides" ou subarctiques: l'espèce *N. pachyderma* à elle seule atteint environ 60%; les espèces *G. quinqueloba* (subarctique) et *G. bulloides* (à tendance froide) atteignent près de 40%. L'espèce *G. inflata* est présente en faibles proportions (< à 10%) (Fig. 3 et 4). Ces résultats permettent d'attribuer aux vases grises à monosulfures une mise en place durant la période de déglaciation entre 18 000 et 10 000 ans B.P.

A la base de ces données chronologiques et micropaléontologiques, les phases majeures de la transgression Postglaciaire-Holocène sont relativement bien identifiées. Ainsi, le passage

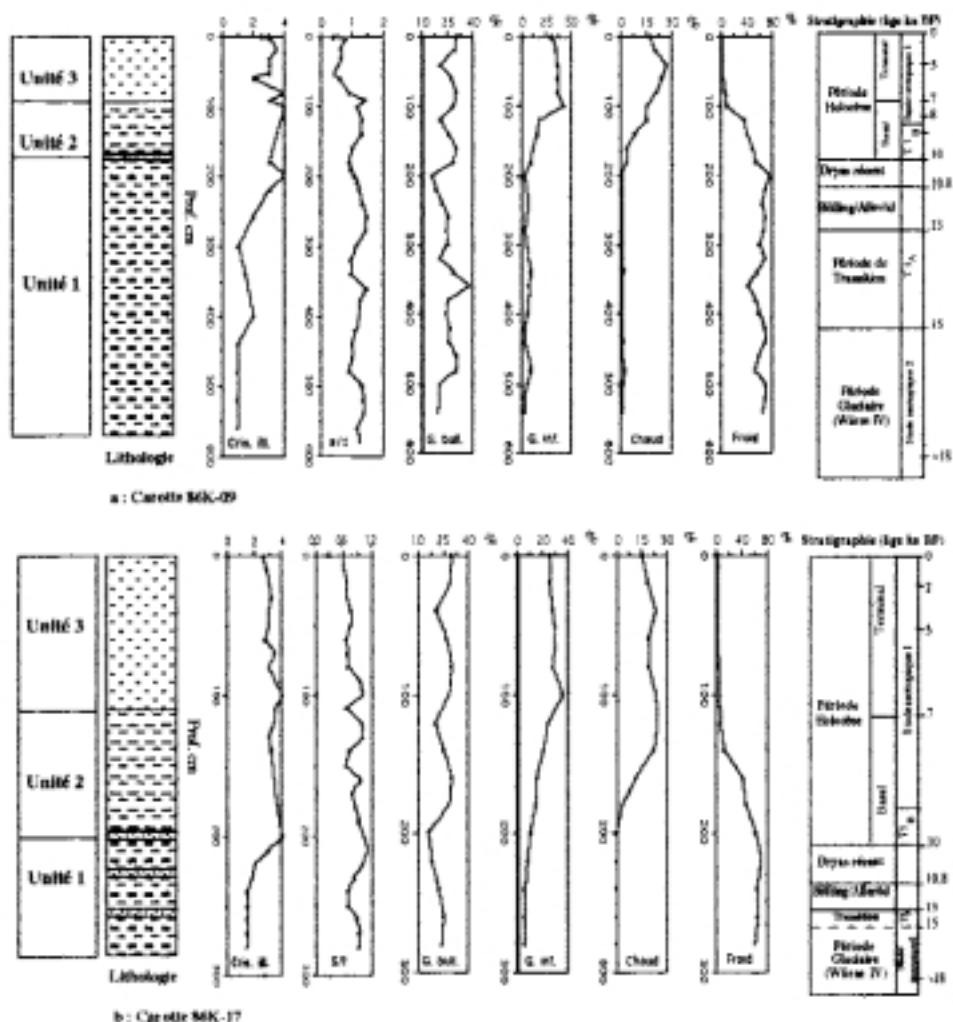


Fig. 4. Stratigraphie des dépôts et corrélation avec les épisodes paléoclimatiques depuis le dernier glaciaire sur la marge méditerranéenne marocaine à travers les carottes de la pente marginale 86K09 et 86K17.

Cris. ill. : cristallinité de l'illite, **S/I** : smectite / illite, **G. bull.** : *G. bulloides*, **G. inf.** : *G. inflata*, **Chaud** : espèces d'eaux chaudes = *G. ruber* (alba et rosea), **Froid** : espèces d'eaux froides = *N. pachyderma* et *G. quinqueloba*.

Pléistocène-Holocène peut être fixé à la limite vases grises à monosulfures-vases grises; la transition Holocène basal-Holocène terminal est fixé au passage vases grises-vases beiges (Fig. 4, 5 et 6).

Taux de sédimentation

D'après le découpage stratigraphique proposé pour la pente marginale (Fig. 4, 5 et 6), la séquence Holocène, épaisse de 180 à 200 cm, aurait un taux de sédimentation moyen de 18 à 20 cm/1000 ans environ. Dans le détail, l'Holocène terminal entre 7 000 ans B.P. et l'actuel, épais d'environ 60 à 120 cm, aurait un taux de sédimentation d'environ 17 à 8 cm/1000 ans ; l'Holocène basal, entre 10.000 et 7.000 ans B.P., épais d'environ 80 à 120 cm, aurait un taux de sédimentation d'environ 40 à 27 cm/1000 ans. La période de déglaciation, entre 18 000 et 10 000 ans B.P., épaisse de plus de 500 cm, aurait un taux de sédimentation supérieur à 60 cm/1000 ans. Des datations, obtenues récemment sur des carottes prélevées dans le bassin occidental (en cours de publication avec l'équipe de l'Institut des Sciences de la mer de Barcelone), d'autres en utilisant les foraminifères benthiques (El Khanchoufi *et al.*, 2000), corroborent ce découpage stratigraphique avec des taux de 20 cm/1000 ans pour la période Holocène et de 37 cm / 1000 ans pour la période anté-Holocène (entre 15 000 et 11 000 ans B.P.).

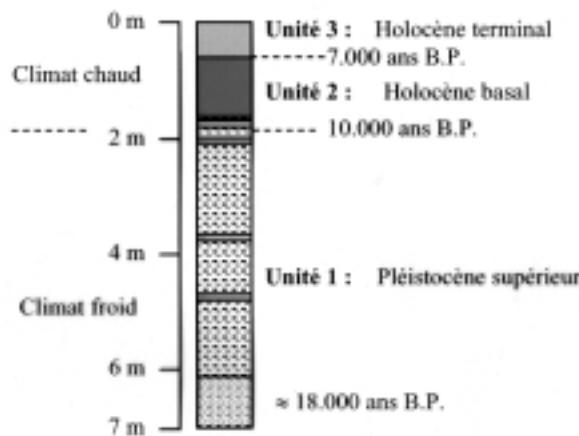


Fig. 5. Séquence sédimentaire type au Quaternaire terminal au niveau de la marge méditerranéenne occidentale marocaine.

DISCUSSION

Séquence type et facteurs climato-eustatiques de la sédimentation

Dans notre zone d'étude, et bien que les âges exacts des dépôts ne soient pas définitivement établis, une tentative de corrélation entre les intervalles de la courbe eustatique (Aloisi *et al.*, 1978; Bard *et al.*, 1993) et les différentes unités de dépôt de la séquence type, est proposée (Fig. 4 et 5). Cette séquence a été établie sur la base des critères lithologiques, sédimentologiques, minéralogiques, micropaléontologiques et des corrélations inter-prélèvements. Il s'agit d'une séquence type transgressive, paléoclimatique, globalement granodécroissante. L'unité 1, absente au niveau du plateau continental et de la pente supérieure, qui étaient alors émergés, est caractérisée par des vases grises à monosulfures et à microfaune de climat froid à sub-arctique. Elle correspond au bas niveau marin du dernier glaciaire et à la première étape de la transgression post-glaciaire. L'unité 2, sus-jacente, à vases grises hémpélagiques à pélagiques et à microfaune de climat chaud à caractère transitionnel, serait d'âge Holocène basal et mise en place lors de la deuxième étape de la transgression post-glaciaire. L'unité 3, représentée par des vases beiges pélagiques et à microfaune de climat chaud à sub-tropical, se serait déposée à l'Holocène terminal lors de la période du haut niveau marin installé depuis environ 7 000 à 6 000 ans B.P.

Les sables vaseux du plateau externe rappellent, par leurs caractéristiques, les sables reliques du large, bien connus sur le rebord de l'ensemble des plateaux continentaux méditerranéens et datés d'environ 18 à 20 000 ans B.P. (Aloisi, 1986; Ercilla, 1992; El Hmaidi, 1993; El Moumni, 1994). Ce faciès représenterait donc des dépôts côtiers et serait déposé lors du dernier maximum régressif et pendant les premiers stades de la transgression post-glaciaire (unité 1). Les sables vaseux de la pente continentale pourraient être de même âge et seraient, d'après leurs caractéristiques, des sables turbiditiques déposés par les différents oueds débouchant directement sur le rebord de la pente continentale lors du dernier maximum glaciaire.

Évolution paléoenvironnementale et mécanismes sédimentaires

Mécanismes sédimentaires

Sur le plateau continental et le haut de pente (jusqu'à -200 m), où l'action hydrodynamique des eaux atlantiques superficielles (est-ouest) est forte, seuls sont rencontrés les sables moyens à fins et les sables vaseux. Ces faciès légèrement grossiers pourraient résulter de l'action de ces courants superficiels par vannage des dépôts et évacuation des argiles et des silts fins vers l'Ouest et les zones plus profondes (plateau marginal et bassin) et en laissant affleurer des dépôts sableux grossiers remaniés sur le plateau continental et la pente adjacente.

Au delà du bas de pente continentale et jusqu'au bassin (de -300 à -900 m), où l'action hydrodynamique des eaux méditerranéennes profondes (est-ouest) est importante, la séquence sédimentaire devient plus complète, diversifiée et bien différenciée; ainsi, les vases grises à monosulfures à la base sont surmontées par les vases grises, puis par les vases beiges qui occupent surtout la pente marginale.

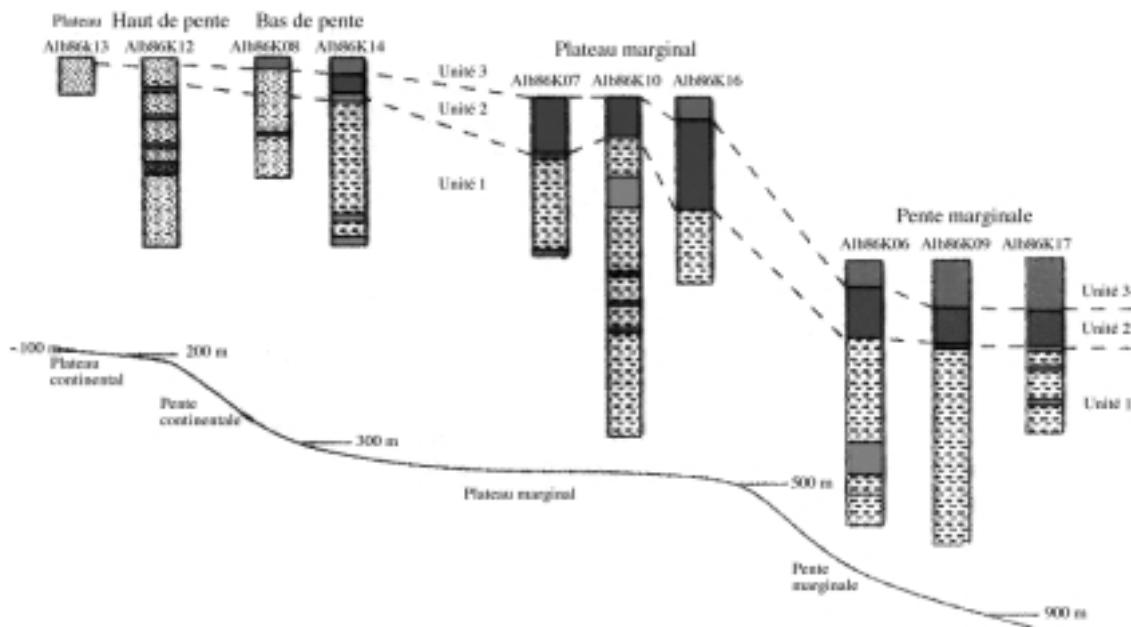


Fig. 6 : Découpage stratigraphique et corrélations inter-prélèvements dans la colonne sédimentaire depuis le rebord du plateau continental jusqu'au bassin (pour la légende voir Fig. 3 c et d).

Dans les secteurs de bas de talus et bassins, en dehors des zones de glissements gravitaires, les dépôts fins sont essentiellement hémipélagiques et/ou pélagiques.

Dans les sables vaseux de la pente, la présence de galets mous de vases témoigne des remaniements et des reprises sédimentaires d'origine hydrodynamique et gravitaire. Ainsi, la phase organogène, usée et riche en foraminifères benthiques, et la phase minérale détritique abondante proviendraient par reprise sédimentaire des sables remaniés situés sur la bordure du plateau continental. L'intercalation de niveaux silto-sableux coquilliers dans les vases grises à monosulfures permet d'interpréter les dépôts fins du plateau marginal comme des contourites (El Moumni, 1994) et ceux de la pente continentale comme des turbidites liées à des courants de turbidité de faible intensité (Stanley, 1972). Ces dépôts résultent probablement des reprises sédimentaires par des courants de fond, circulant d'est en ouest en longeant la pente méditerranéenne marocaine (Arnone *et al.*, 1990; Preller, 1986). Des faciès similaires ont été mis en évidence dans les dépôts post-glaciaires de la marge sud-portugaise au niveau de la ride de Faro le long du trajet des eaux méditerranéennes sortantes (Faugeres *et al.*, 1986).

La chenalisation des apports est peu importante du fait de la rareté des vallées sous marines à l'exception du canyon de Ceuta. De ce fait, les séquences de turbidites typiques de sables grano-classés sont rares par comparaison avec celles de la pente continentale située en face d'Al Hoceima et de la baie de Betoya (El Moumni, 1994) et avec celles de la pente espagnole (Ercilla *et al.*, 1994) où le domaine de pente est entaillé par de nombreux canyons sous marins.

Évolution des paléoenvironnements lors de la période glaciaire et de la transition entre 18 000 et 13.000 ans B.P.

Pendant la période froide glaciaire (Würm IV, stade isotopique 2) et la transition post-glaciaire, l'abondance des carbonates (30%) et les traces de bioturbation traduisent l'importance de la productivité organique de surface et de l'activité benthique à cette époque. La conservation exceptionnelle des tests carbonatés fragiles permet de classer le milieu de dépôt de l'unité 1 dans les milieux confinés à pH élevé (Mollineaux et Lohman, 1981), favorables à la préservation des carbonates. Le caractère réducteur du milieu de dépôt (présence de monosulfures et pyrite) a été accentué probablement par les forts taux de sédimentation (60 cm/1000 ans), l'abondance de la matière organique et une faible circulation. A cette époque, la mer d'Alboran aurait connu une éventuelle stagnation de l'eau profonde et une réduction de la circulation hydrologique comme c'était le cas dans le Golfe du Lion et dans toute la Méditerranée (Bourdillon, 1982; Nachite, 1984; Béthoux, 1984; Zahn *et al.*, 1987; Murat, 1991; El Hmaidi, 1993; El Hmaidi *et al.*, 1998; El Hmaidi, 1999).

L'abondance de la phase détritique dans l'unité 1 reflète le fait que durant la période glaciaire et de transition post-glaciaire, le milieu était soumis à l'influence des zones continentales et côtières. Le mélange de foraminifères benthiques et planctoniques témoigne de l'étroitesse de la marge et par conséquent de l'interpénétration des étages bathymétriques à cette époque. L'état usé de la phase organogène montre l'importance des phénomènes de remaniements à partir du plateau externe. La bonne cristallinité de l'illite (indice faible) montre que le climat était froid. La période de transition T IA (entre 260 et 420 cm de la surface), caractérisée par un léger réchauffement climatique, est marquée par une petite augmentation de l'indice de cristallinité de l'illite (carottes 86k-09 et 86k-17) et du rapport smectite / illite (S/I) (Fig. 4a et b); de même, les foraminifères planctoniques montrent une légère augmentation des formes transitionnelles (*G. bulloides* et *G. inflata*) et une légère diminution des formes froides subarctiques.

Évolution des paléoenvironnements lors de la période de transition Pléistocène-Holocène

Dans les assemblages de foraminifères planctoniques, le maximum de formes subarctiques, *N. pachyderma* et *G. quinqueloba*, vers 200 cm de la surface pourrait indiquer le retour bref au froid lors de l'épisode du Dryas récent (11 000 à 10 000 ans BP). La transition Pléistocène-Holocène est marquée globalement par la diminution des minéralisations sulfurées et par conséquent du caractère réducteur. Cette évolution refléterait les premiers indices d'une circulation océanique qui s'amplifiera progressivement avec le temps. Aussi, le réchauffement climatique indiquant le passage à l'Holocène se marque par l'apparition des formes sub-tropicales *G. ruber*, l'épanouissement des formes transitionnelles *G. inflata* et la diminution progressive des formes subarctiques. Dans le même sens, la mauvaise cristallinité de l'illite (indice élevé-carottes 86k-09 et 86k-17) et l'augmentation du rapport S/I confirment le réchauffement climatique (Fig. 4a et b). Cette évolution minéralogique traduit généralement le réchauffement post-glaciaire avant les faunes planctoniques avec augmentation précoce des teneurs en kaolinite et en smectite et dégradation précoce de la cristallinité de l'illite (Cossement *et al.*, 1984; Grousset *et al.*, 1988).

Les teneurs en carbonates diminuent de façon presque générale au passage Pléistocène-Holocène (Fig. 3). L'augmentation des teneurs en CO₂ des eaux marines profondes pourrait expliquer cette diminution, associée à une intensification de la formation des eaux marines froides dans le Golfe du Lion (Cacho *et al.*, 1994); une baisse dans la productivité organique de surface pourrait également être en cause.

Les teneurs en smectite, qui serait d'origine atlantique, ne montrent aucune fluctuation majeure sur l'ensemble de la colonne sédimentaire (Fig. 3). Ceci pourrait indiquer l'absence de changement dans le régime de la circulation des masses d'eaux entre l'Atlantique et la Méditerranée depuis la dernière glaciation. Cette conclusion confirme les travaux antérieurs de Cossement *et al.* (1984), Pujol et Vergnaud-Grazzini (1989), Vergnaud-Grazzini *et al.* (1989) et Vergnaud-Grazzini et Pierre (1991) et contredit l'hypothèse d'une inversion vers 10 000 ans B.P. au passage Pléistocène-Holocène dans le régime hydrologique en mer d'Alboran comme cela avait été proposé par Huang et Stanley (1974).

Évolution des paléoenvironnements lors de la période de transition Holocène basal-Holocène terminal

Cette transition T IB (vers 100 cm de la surface) est marquée par le passage de faciès essentiellement détritiques à caractère relativement réducteur dans l'unité 2, vers des faciès, de plus en plus fins, oxydés (couleur beige) et riches en foraminifères essentiellement planctoniques glauconitisés dans l'unité 3; ce qui indique le passage dans l'unité 3 vers un milieu de plus en plus profond et ouvert à une ventilation croissante des masses d'eaux. Parallèlement, pour les foraminifères planctoniques, les formes subarctiques s'éteignent et les formes transitionnelles à sub-tropicales s'épanouissent (Fig. 4). On note également dans les argiles des valeurs relativement élevées du rapport S/I ainsi qu'une faible cristallinité de l'illite lors du passage à l'Holocène terminal. Ceci indique probablement le réchauffement climatique de la période atlantique (vers 7 500 ans BP) également bien connue en Méditerranée (Aloisi *et al.*, 1978; Cossement *et al.*, 1984; Blanc-Vernet, 1984; Pujol et Vergnaud-Grazzini, 1989; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1989; Vergnaud-Grazzini et Pierre, 1991; Venec-Peyre *et al.*, 1991; Murat, 1991; Cacho *et al.*, 1994). Cette période de réchauffement serait à l'origine d'une forte stratification des eaux de surface et d'une stagnation des eaux profondes au niveau du bassin d'Alboran, et pourrait être contemporaine.

raîne de celle du dépôt du dernier sapropèle S1 de Méditerranée orientale (Murat, 1991; Cacho *et al.*, 1994) également connu dans le bassin d'Alboran (Comas *et al.*, 1996).

Évolution des paléoenvironnements lors de la période Holocène terminal à Actuel

Lors de l'Holocène terminal (unité 3), un autre maximum de réchauffement climatique apparaît (vers 40 cm de la surface) avec une diminution des pourcentages de *G. bulloïdes*, un maximum d'espèces sub-tropicales *G. ruber* et une diminution du rapport S/I et de la cristallinité de l'illite (Fig. 4). Cette fluctuation positive du climat pourrait correspondre au réchauffement de la période sub-boréale à sub-Atlantique (entre 4 500 et 2 000 ans BP) également bien connue en Méditerranée (Aloisi *et al.*, 1978; Cossement *et al.*, 1984; Vénec-Peyré *et al.*, 1991). Après cet événement, la diminution de *G. ruber* et l'augmentation de *G. bulloïdes* reflètent un léger refroidissement dans les eaux de surface et l'installation d'un climat semblable à l'actuel.

CONCLUSIONS

L'ensemble des travaux réalisés permet de proposer une chronologie relative des dépôts et de préciser les mécanismes et les conditions de leur mise en place depuis le dernier Glaciaire. Les enregistrements sédimentologiques, minéralogiques et micropaléontologiques se corréleront relativement bien avec les changements climato-eustatiques bien établis dans les zones profondes de la Méditerranée occidentale. Cette corrélation permet d'établir un modèle biostratigraphique, d'estimer les taux de sédimentation et de reconstruire les différents épisodes paléoclimatiques, paléoeustatiques et paléohydrologiques pour la mer d'Alboran depuis le dernier glaciaire (stade isotopique 2) jusqu'à l'actuel (stade isotopique 1).

- La dernière période glaciaire et la transition post-glaciaire connaissaient une productivité organique de surface et une activité benthique relativement importante; cependant, la circulation était faible et le milieu de dépôt était réducteur.
- L'optimum climatique de l'Holocène se caractérise par la stratification des eaux de surface et la stagnation des eaux profondes au niveau du bassin occidental de la Méditerranée et serait l'équivalent du sapropèle S1 en Méditerranée orientale.
- L'action des courants atlantiques de surface se manifeste au niveau du plateau externe et le haut de pente par les remaniements à l'interface et le vannage de la fraction fine vaseuse vers l'Ouest et les zones profondes. Ces courants superficiels sont également responsables de l'alimentation en smectite et en kaolinite à partir de l'Atlantique. A ce propos, la minéralogie des argiles n'indique aucune inversion des courants de surface à travers le détroit de Gibraltar au passage Pléistocène-Holocène et par conséquent la constance du régime hydrologique depuis la dernière période glaciaire jusqu'à l'actuel.
- L'action des courants méditerranéens de fond est responsable de la mise en place des contourites au niveau du plateau marginal. Les courants de turbidité contrôlent la mise en place des dépôts turbiditiques sur la pente continentale et la pente marginale. Les faciès hémipelagiques à pélagiques, rencontrés au delà de la pente continentale, seraient déposés par décantation.
- Les séquences de turbidites typiques sont peu nombreuses du fait de la rareté des canyons sous marins. Les taux de sédimentation, élevés lors de la dernière période glaciaire, diminuent progressivement jusqu'à l'actuel, du fait du transfert des sources d'apports vers le continent par la transgression post-glaciaire.
- Le développement d'une sédimentation terrigène, par un phénomène de continentalisation à l'Holocène terminal, semble être généralisé à l'ensemble de la Méditerranée occidentale et serait lié à une période d'aridification, favorisant l'érosion sur le continent.
- La mise en place des dépôts est donc contrôlée par les facteurs hydrodynamiques (échange Atlantique-Méditerranée) et glacio-eustatiques auxquels s'ajoute l'héritage morphostructural et la nature lithologique de l'arrière pays métamorphique.