

Réimprimé sur l'autorisation de *The Mediterranean Sea :  
A Natural Sedimentation Laboratory*  
edited by D.J. Stanley. Copyright C 1972 by Dowden,  
Hutchinson & Ross, Inc., Publishers, Stroudsburg, Pa., USA

## PART 2. The Geological Setting

# Evolution de la Sédimentation Pendant le Néogène en Méditerranée d'après les Forages JOIDES-DSDP

Wladimir D. Nesteroff<sup>1</sup>, William B. F.  
Ryan<sup>2</sup>, Kenneth J. Hsü<sup>3</sup>, Guy Pautot<sup>4</sup>,  
Forese C. Wezel<sup>5</sup>, Jennifer M. Lort<sup>6</sup>,  
Maria B. Cita<sup>7</sup>, Wolf Maync<sup>8</sup>, Herbert  
Stradner<sup>9</sup>, et Paulian Dumitrica<sup>10</sup>

### RESUME

— Les forages profonds en Méditerranée (Leg 13) du GLOMAR CHALLENGER permettent de dégager, dans les séries néogènes, trois grandes unités lithologiques. L'unité inférieure est formée de marnes bleues à faune planctonique pauvre. Elles sont d'âge langhien, serravalien et tortonien. Elles sont très semblables aux marnes bleues de même âge connues à terre: Bassin du Rhône, de Vienne, Panonique, etc. Ceci suggère un type de sédimentation uniforme dans toute la Téthys vindobonienne. —

La seconde unité est formée de séries évaporitiques: halites, anhydrites, gypses et marnes dolomitiques d'âge messinien. Elle est séparée des formations sous et sus-jacentes par des limites très nettes. Là encore, les séries messiniennes connues sur la terre ferme, en Espagne, dans les Appenins, en Sicile, etc., sont très semblables. Enfin, des vases semi-pélagiques forment l'unité supérieure, d'âge plio-quadernaire.

Une série de données: faunes saumâtres ou lagunaires, structures stromatolitiques, études isotopiques, etc., indiquent que les évaporites se sont déposées sous une très faible couche d'eau. Le modèle qui explique le mieux cette situation suppose qu'au Messinien la Méditerranée est isolée de l'Océan Mondial. Elle s'évapore alors et se transforme en un immense bassin peu profond où se déposent des sels. Au Pliocène, la mer envahit de nouveau ce bassin asséché et des conditions de sédimentation de mer ouverte s'établissent.

La fermeture au Messinien et la réouverture au Pliocène de la Méditerranée ne peut être que tectonique. Ainsi dans cette mer intracontinentale c'est la tectonique qui a contrôlé, à chaque période du Néogène, la circulation océanique et par voie de conséquence le type de sédimentation. Dans ces conditions très particulières les grandes formations marines doivent leur unité lithologique aux événements tectoniques.

### ABSTRACT

— Examination of the GLOMAR CHALLENGER cores in the Mediterranean Sea (Leg 13) enables us to distinguish three main lithological units in the Neogene series. The lower unit is composed of blue marls with a poor, or dwarfed, fauna. The marls are of Langhian, Serravalian and Tortonian age, and are very similar to the blue marls of the same age known on land (in the Rhône basin, Vienna Basin, the Panonic Basins, etc.). This suggests that the Vindobonian Tethys received a uniform type of sedimentation. The second unit comprises evaporitic series: halites, anhydrites, gypsum and dolomitic marls of Messinian age. This unit is interbedded with sharp contacts separating lower and upper units. It is also very similar to the Messinian evaporitic series on land around the Mediterranean. The upper and last unit is composed of hemipelagic marl-oozes of Pliocene and Quaternary age.

Distinctive characteristics (brackish and lagoonal fauna, stromatolitic structures, isotopic analysis) enable us to conclude that the evaporites were deposited in shallow water. The model which best fits this data suggests isolation of the Mediterranean from the world ocean during the Messinian. Once isolated, evaporation turned this sea into a dessication basin with salt deposition. In the Pliocene, sea water again invaded this dry basin, and open sea conditions and sedimentation were resumed.

The closing of the Mediterranean in the Messinian and its reopening in the Pliocene necessitates a structural origin. During each stage of the Neogene, the oceanic circulation—and thus the sedimentation—of the sea surrounded by continents was controlled tectonically. Under these circumstances the lithologic uniformity of the major Neogene marine formations is the result of tectonic events.

<sup>1</sup>Université de Paris, Paris; <sup>2</sup>Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York; <sup>3</sup>Geologisches Institut, Zurich; <sup>4</sup>Centre Océanologique de Bretagne, Brest; <sup>5</sup>Università di Catania, Catania; <sup>6</sup>University of Cambridge, Cambridge; <sup>7</sup>Università degli Studi di Milano, Milan; <sup>8</sup>Geological Consulting Service, Berne; <sup>9</sup>Geologische Bundestalt, Vienna; <sup>10</sup>Geological Institute, Bucarest.

## INTRODUCTION

Durant la treizième campagne du bâtiment de forage GLOMAR CHALLENGER, consacrée à la Méditerranée, nous avons effectué 27 forages profonds répartis en 14 sites (Figures 1, 2 et 3). Les emplacements ainsi que le but scientifique recherché pour les divers forages ont été décrits par Scientific Staff (1970). Les colonnes sédimentaires, bien qu'encore très disséminées dans le Bassin Méditerranéen, mais que nous espérons pouvoir compléter au cours de futures campagnes, nous permettent dès à présent de tenter un essai de reconstitution de l'histoire sédimentaire de cette mer au cours du Néogène.

### LE MIOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR

Les dépôts les plus anciens forés au cours de la campagne du GLOMAR CHALLENGER en Méditerranée sont miocènes. En Mer d'Alboran (site 121), seul le Tortonien a été rencontré tandis que dans le Bassin oriental (sites 126 et 129), le Langhien et le Serravalien ont été atteints. Enfin les formations évaporitiques messiniennes furent reconnues dans de nombreux sites répartis dans toute la Méditerranée (sites 122, 124, 125, 126, 129, 132 et 134).

#### La Mer d'Alboran (site 121)

Le site 121 est situé dans la partie occidentale de la mer d'Alboran, près d'une crête isolant un petit bassin intérieur (Figures 1 et 4). Le forage a atteint à 864 m, un socle formé de gneiss, schistes et granodiorites.

La base de la colonne sédimentaire qui surmonte le socle est composée de marnes d'âge tortonien. Elles sont sombres: gris foncé, semi-consolidées et présentent de fines laminations qui leur confèrent une allure schisteuse. Elles sont essentiellement composées de clastiques terrigènes fins: quartz et argiles. La fraction biologique comprend du nannoplancton

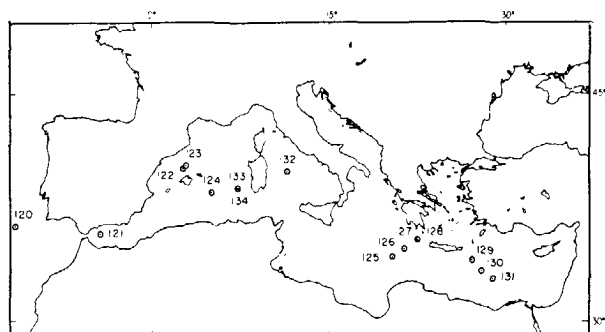


Figure 1. Position des forages du Leg 13, JOIDES-DSDP (août-octobre 1970).

et des foraminifères. Cette faune, relativement abondante et diversifiée, indique une mer ouverte. La proportion de carbonates reste toujours faible (30%) sauf à l'approche du socle où elle s'élève à 40-45%. La présence de dolomie, en petite quantité, est à noter. Elle serait d'origine détritique. Les minéraux argileux sont représentés par l'illite, la chlorite et la kaolinite. Les interstratifiés et la montmorillonite sont rares.

Bien que la plupart des sédiments carottés dans cette série soient des marnes, 3 carottes sur 10 montrent des horizons de turbidites contenant des passages de sables grossiers. Ceci témoigne d'une certaine activité des courants de turbidité durant le dépôt de la séquence marneuse. Toutefois, le faible taux de sédimentation (2,8 cm/1000 ans), semblable à celui des dépôts pélagiques plio-quadernaires de la Méditerranée orientale, suggère que les arrivées de turbidites étaient des événements exceptionnels.

Des phénomènes de consolidation intermittente ont été observés au milieu de ces marnes. Ainsi un mince horizon a été transformé en calcaire dolomitique et, parmi les rares passages de turbidites, deux niveaux sableux ont été cimentés en grès. Enfin un certain nombre de niveaux durs ont été traversés par le forage sans être échantillonnés. Ces horizons indurés correspondraient aux réflecteurs notés au-dessus du socle sur les profils sismiques (Figure 4).

Le sommet des marnes tortoniennes n'a pas été carotté. Il se situe entre 680 et 689 m et nous l'avons arbitrairement placé à 686 m. En effet, les enregistrements sismiques comportent, vers cette cote, une forte discordance angulaire et les carottes montrent que des turbidites pliocènes reposent sur les marnes tortoniennes. Une lacune, comprenant le Messinien et une partie de Pliocène inférieur, sépare les deux formations.

La base des marnes repose sur le socle qui a été pénétré sur quelques dizaines de centimètres. Les fragments remontés comprennent du schiste à biotite et des conglomérats contenant des gneiss, des granodiorites et des schistes.

Enfin, le forage ayant été implanté sur le flanc d'une crête, les profils sismiques montrent des horizons sédimentaires situés en-dessous de ceux atteints à l'extrémité du forage. Ainsi les dépôts recouvrant le socle dans le site 121 ne seraient pas les plus anciens du bassin.

#### La Mer Ionienne (site 126)

Le forage 126 est situé dans une vallée abrupte qui entaille la Dorsale méditerranéenne. Cette vallée a été reconnue sur plus d'une centaine de kilomètres. Les profils sismiques montrent que dans ses flancs

## Sédimentation d'après les Forages JOIDES

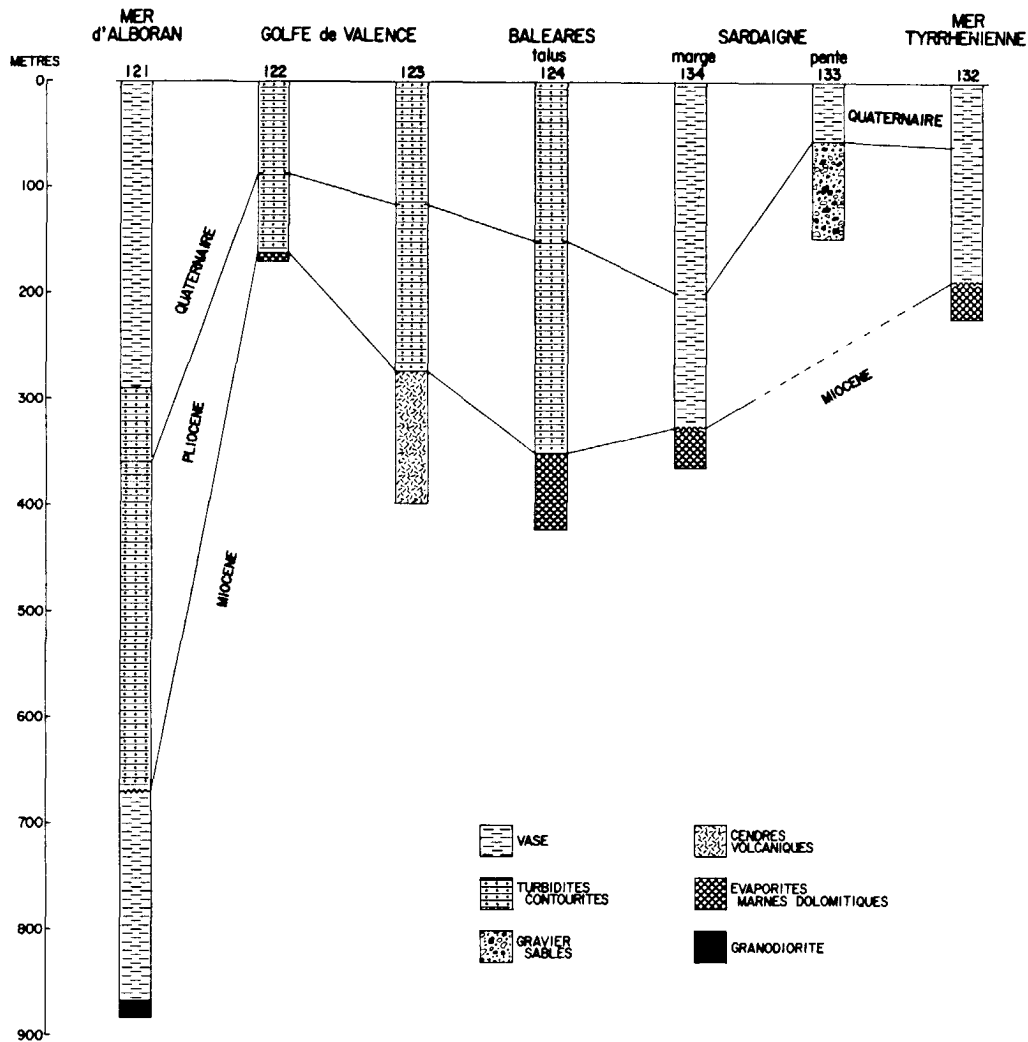


Figure 2. Logs des forages du Bassin occidental.

affleurent des horizons situés sous le *réflecteur M* (Ryan *et al.*, 1971) qui, comme nous l'avons montré, correspond au toit du Miocène. Nous pouvons donc espérer descendre assez profondément dans le Miocène.

Sous une centaine de mètres de sédiments non consolidés quaternaires, le forage pénétra des marnes serravaliennes. Il s'agit de marnes bleu-noires, extrêmement indurées, fissiles et cassantes. Les rayons X montrent qu'elles sont composées de quartz, de calcite, de montmorillonite et de kaolonite. Elles contiennent une abondante faune de nannofossiles calcaires et une maigre faune de foraminifères planctoniques nains accompagnés de quelques rares formes benthiques.

Cette association suggère une mer partiellement isolée où le nannoplancton, peu sensible aux variations du régime océanique, contribue presque seul à la

sédimentation biologique. Les foraminifères par contre sont affectés par ces variations. Enfin, les fines laminations des dépôts indiquent l'absence des perforants benthiques, c'est-à-dire des conditions réductrices, confirmées par l'abondance de la pyrite.

### La Montagne sous-marine du Strabo (site 129)

Le Strabo, situé entre la Crète et Chypre, fait partie de l'arc Péloponèse-Crète-Chypre. Les trois forages du site 129 ont été implantés sur le flanc Nord de la montagne sous-marine, près de l'étroite fosse qui borde l'arc au Sud.

Les forages 129 et 129A ont d'abord rencontré une mince couche de vase quaternaire pélagique avant de traverser un horizon dur épais d'un mètre. En-dessous, une soixantaine de mètres de vases non

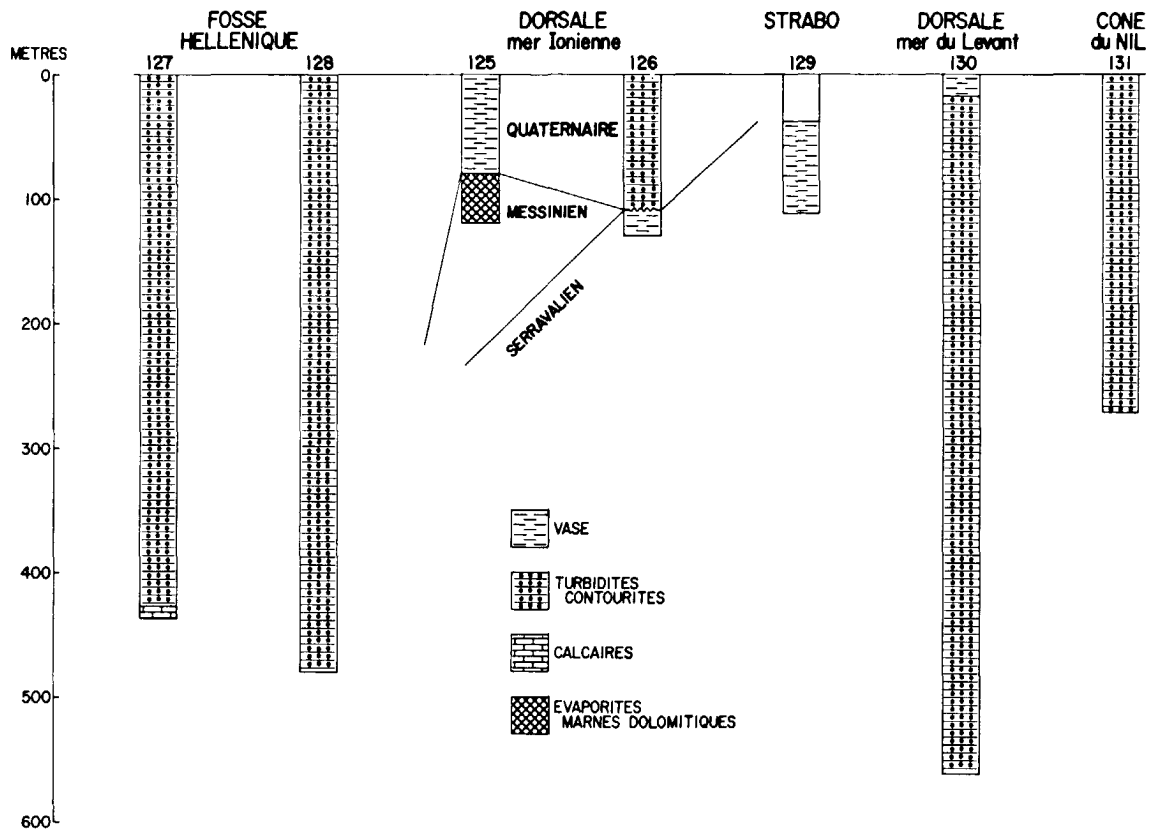


Figure 3. Logs des forages du Bassin oriental.

consolidées ont été pénétrées avant que le trépan ne butte sur un horizon dur. Le forage fut alors abandonné.

Cet horizon dur s'est révélé être le dépôt le plus ancien carotté dans toute la Méditerranée. Il s'agit d'un calcaire d'âge langhien, ancienne vase à foraminifères cimentée par la calcite. Le dépôt reflète une sédimentation pélagique avec apports terrigènes. La couleur sombre, le fin litage, la pyrite ainsi que l'absence de perforations suggèrent un milieu réducteur.

L'intervalle formé de sédiments non consolidés situé entre le calcaire langhien et la couche dure de sub-surface a livré une série de carottes difficiles à interpréter. Il s'agit de vases à nannoplancton et foraminifères. La fraction terrigène est importante, souvent dominante. La minéralogie des carbonates est curieuse. On observe un mélange de calcite et de dolomite. Souvent la dolomite subsiste seule. On note aussi des stratifications obliques avec concentration, dans les strates, de foraminifères et de sablons quartzeux suggérant l'action de courants de fond. De plus, certaines strates sont plissotées, indiquant des glissements de terrain ou de petites déformations tectoniques. Les faunes de ces dépôts sont serravalliennes et indiquent une mer partiellement fermée.

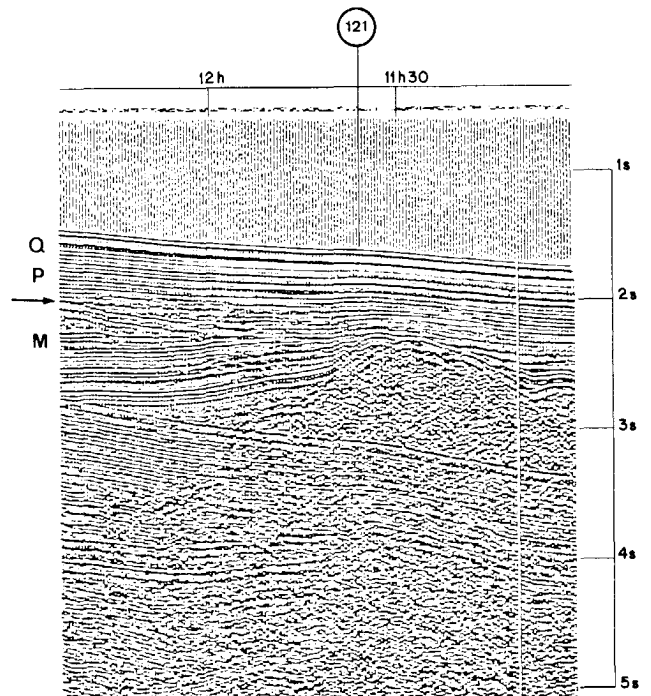


Figure 4. Profil de sismique réflexion (flexo-tir) du site 121 dans la mer d'Alboran. Notez l'épaisse série sub-horizontale (P.Q) de sédiments bien stratifiés (Plio-Quaternaire). Ils reposent avec une discordance angulaire sur les marnes tortoniennes (M).

Au-dessus des dépôts précédents, dans le forage 129A, des vases de faciès saumâtre ont été carottées. Ce faciès, caractérisé par l'association de l'ostracode *Cyprideis pannonica* et du foraminifère benthique *Ammonia beccarii tepida*, indique un âge messinien.

Enfin le niveau dur près de la surface a livré des fragments de calcaires pélagiques indurés du Pliocène inférieur.

Cette succession de dépôts peut être interprétée comme une série normale qui aurait été comprimée et déformée en un "mélange" tectonique. Certains horizons peuvent aussi correspondre à une resédimentation de foraminifères et de nannofossiles du Miocène moyen dans des formations messiniennes stériles.

De toutes façons, les faunes indiquent que le Bassin oriental était, au Miocène moyen, une mer ouverte. Vers la fin du Langhien et surtout au Serravalien, la circulation de ce bassin a subi certaines restrictions. Au Messinien, le Bassin était devenu un lac saumâtre. Enfin avec le Pliocène une sédimentation pélagique a été rétablie.

### LE MESSINIEN

Des séries évaporitiques, d'âge messinien ont été rencontrées dans toute la Méditerranée, aussi bien dans le Bassin oriental que dans le Bassin occidental

(sites 122, 124, 125, 126, 132 et 134). Mais la récupération a été très inégale. Certaines colonnes sont excellentes, d'autres médiocres. La pénétration s'est située entre 40 et 70 m. Comme nous savons d'après la sismique réflexion que l'épaisseur moyenne de ces séries se situe, dans le Bassin Occidental, entre 300 et 500 m, nous n'avons pénétré que dans les couches supérieures et terminales de la formation. Malgré ces restrictions, nos carottes nous permettent de présenter un tableau d'ensemble de la partie supérieure des évaporites de la Méditerranée.

Les couches les plus profondes des séries évaporitiques sont formées, dans tous les sites forés, de bancs de sels interstratifiés avec des boues dolomitiques. Les bancs de sel massif sont généralement épais de 1 à 2 mètres. Selon leur disposition plus ou moins centrale dans les bassins et aussi selon les bassins, ils sont composés d'espèces minérales différentes.

En mer Tyrrhénienne (site 132), il s'agit de gypse. Les bancs les plus profonds sont colorés de couleurs vives, jaunes et rouges, et présentent les laminations ondulées caractéristiques des récifs à algues (stromatolites) des zones intercotidales des mers chaudes (Figure 5A et B). Ces bancs de gypse massif sont interstratifiés avec des lits de gypse plastique dans lesquels subsistent des traces de quartz, d'argiles et de carbonates (Figure 5C).

Dans la plaine abyssale du Bassin Algéro-Pro-

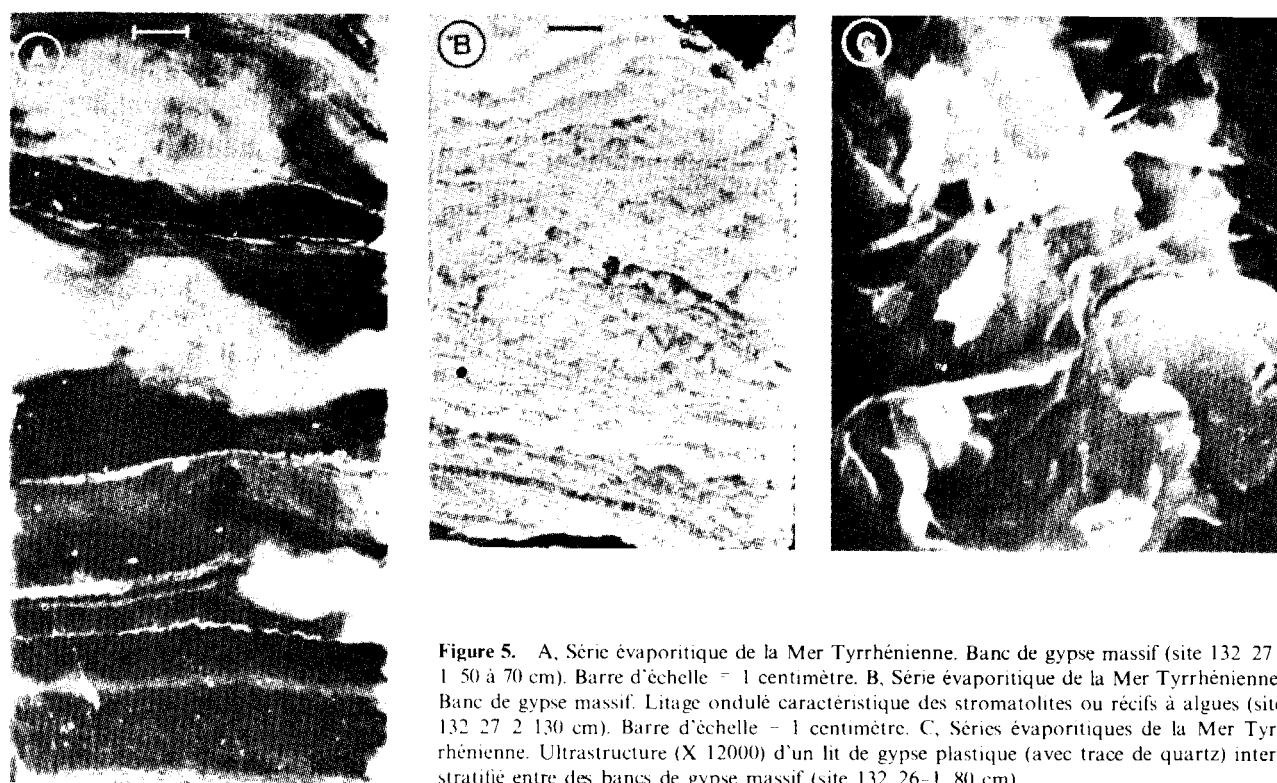


Figure 5. A, Série évaporitique de la Mer Tyrrhénienne. Banc de gypse massif (site 132 27-1 50 à 70 cm). Barre d'échelle = 1 centimètre. B, Série évaporitique de la Mer Tyrrhénienne. Banc de gypse massif. Litage ondulé caractéristique des stromatolites ou récifs à algues (site 132 27 2 130 cm). Barre d'échelle = 1 centimètre. C, Séries évaporitiques de la Mer Tyrrhénienne. Ultrastructure (X 12000) d'un lit de gypse plastique (avec trace de quartz) interstratifié entre des bancs de gypse massif (site 132 26-1 80 cm).

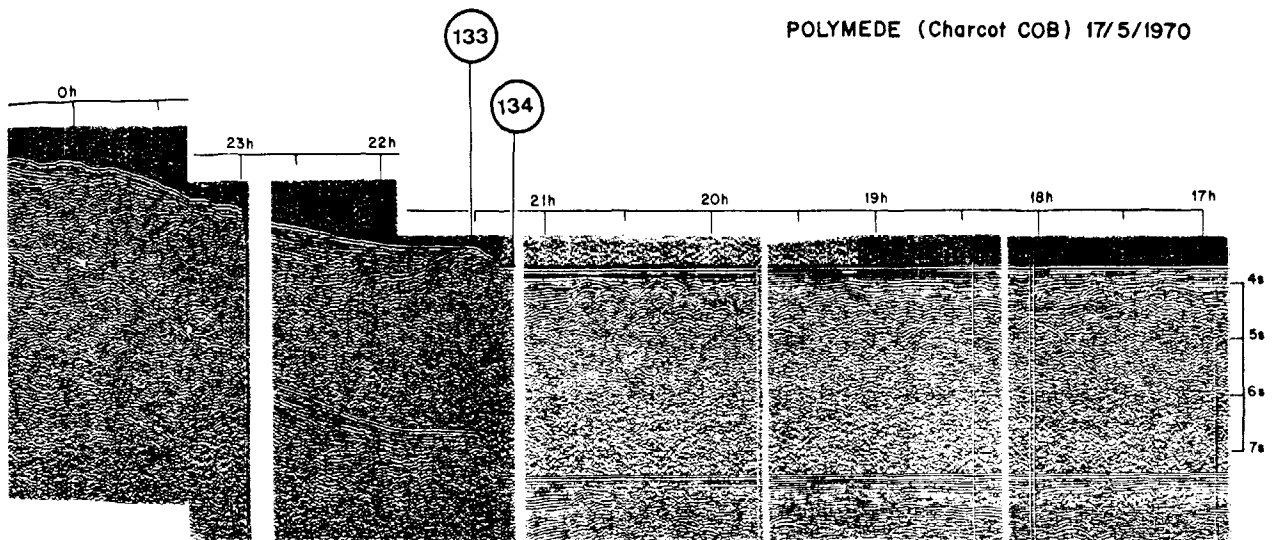


Figure 6. Marge de la Sardaigne et plaine abyssale du Bassin Algéro-Provençal (sites 133 et 134). Profil de sismique réflexion. Notez la terminaison abrupte, faillee, du socle sarde entre 133 et 134, et les dômes de sel sous la plaine abyssale.

vençal (site 134, Figure 6), il s'agit de halite et d'anhydrite. Le banc le plus profond consiste en 1,70 m de sel gemme. Celui-ci est translucide et lité (Figure 7). De plus, de fins lits millimétriques d'anhydrite s'intercalent à des intervalles de 20 cm environ. Plus haut, un banc d'anhydrite rubannée (lits clairs et sombres) a été rencontré.

De l'autre côté de cette plaine abyssale, à la base du glaciaire continental des Baléares (site 124), il s'agit de bancs d'anhydrite massive interstratifiés avec des boues dolomitiques. En profondeur, les anhydrites présentent un aspect en mosaïque ou alvéolaire (chicken wire) résultant de la coalescence de cristaux recristallisés (Figure 8A). On remarque d'ailleurs tous les stades intermédiaires en remontant dans la colonne sédimentaire. Le banc d'anhydrite situé le plus haut montre que la roche originale comportait de fines laminations alternées de couleurs claires et sombres. Ces "varves" sont caractéristiques des dépôts dans les sabkha (Kinsman, 1966; Rooney et French, 1968).

Dans tous les sites, des lits non consolidés sont intercalés entre les bancs de sel massif (Figure 8B). Comme nous venons de le voir, dans le site 124, ce sont des boues dolomitiques (Figure 8C) contenant encore des témoins biologiques: diatomées d'eaux saumâtres ou faunes marines naines et appauvries. Dans le site 134, un lit de boue dolomitique est intercalé entre deux bancs de halite. C'est une ancienne vase contenant une faune marine appauvrie. Des traces d'hydrocarbures migrés y ont été décelées. Enfin, dans le site 132, les lits intercalaires consistent d'abord en gypse plastique, puis, plus haut, en boues dolomitiques à faune marine abondante.

Au-dessus de la zone de bancs de sel massif, les couches terminales des séries évaporitiques sont formées de marnes plus ou moins dolomitiques. En profondeur, juste au-dessus des bancs massifs, elles sont souvent chargées de cristaux de gypse (Figure 9A et B). Plus haut, vers le toit des séries, le gypse disparaît. Lorsqu'elles sont dolomitiques, ces boues sont généralement stériles. Par contre, les marnes contiennent des faunes marines ou saumâtres appauvries.

Dans deux sites, seule cette partie terminale des séries évaporitiques a été pénétrée. Ainsi en Mer Ionienne (site 125), le forage traversa 50 mètres de boues dolomitiques contenant une faune marine naine avant de buter sur un banc massif de gypse. D'une façon analogue, dans le Golfe de Valence (site 122, Figure 10), le forage fut arrêté par un banc de gypse après avoir percé une vingtaine de mètres de vases légèrement dolomitiques.

Ainsi, dans tous les sites, les séries évaporitiques se terminent par une trentaine de mètres de marnes souvent dolomitiques. Ce nouveau faciès, succédant aux bancs de sels, annonce la fin de l'époque évaporitique et la transgression du Pliocène.

## LE PLIO-QUATERNAIRE

Les dépôts plio-quadernaires méditerranéens sont franchement différents de ceux qui les précèdent, aussi bien des séries évaporitiques du Messinien, que des sédiments marins du Miocène moyen. De plus, la limite entre Pliocène et Miocène est extrêmement nette.

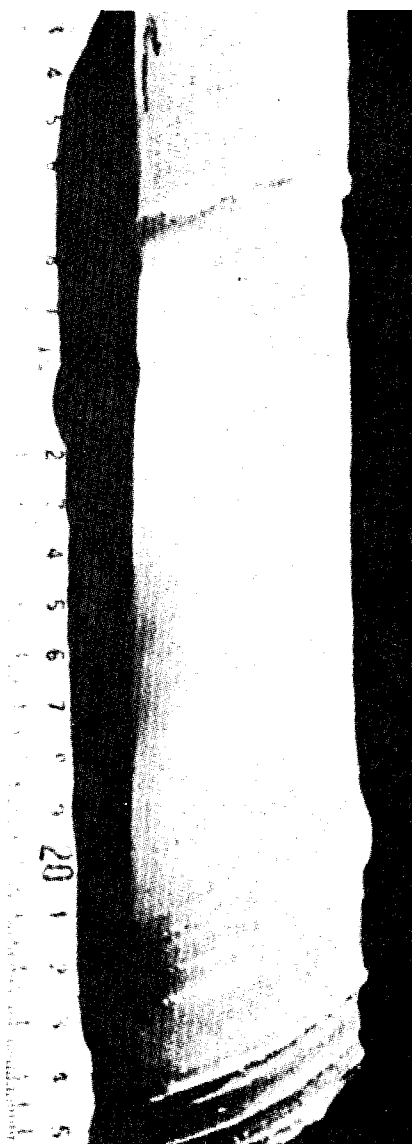


Figure 7. Séries évaporitiques du Bassin occidental. Halite transparente, litée, interstratifiée avec des lits millimétriques d'anhydrite (site 134-10-2). Echelle en centimètres.

### La Limite Miocène-Pliocène

Dans les trois sites 125, 132 et 134 où elle a été carottée, la limite entre le Miocène et le Pliocène est extrêmement brutale. On observe des vases pélagiques ou des contourites de couleur claire, non consolidées et contenant une faune pélagique de mer ouverte, surmontées de marnes dolomitiques semi-indurées, de couleur gris-bleu et contenant une faune appauvrie (Figure 11). Le contact est toujours brutal et érosif. En 134 et 125, une importante lacune (quelques centaines de milliers d'années en 134) sépare les deux

formations. En 132, bien que le contact soit érosif, aucune solution de continuité n'a été notée dans la succession faunistique.

Dans la Mer d'Alboran, le contact n'a pas été carotté, mais un important hiatus comprenant la base du Pliocène et tout le Messinien a été observé. Au même niveau, une discordance angulaire apparaît sur les profils de sismique réflexion.

Enfin, dans le Golfe de Valence (site 122), où le contact n'a pas été carotté non plus, des turbidites terrigènes de couleur claire et des cailloutis plio-quadernaires surmontent des argiles à gypse, légèrement dolomitiques, du Messinien.

### Pétrographie du Plio-Quaternaire

Dans nos forages, les sédiments déposés particule par particule au Plio-Quaternaire sont des vases de couleur claire. Elles sont composées de clastiques terrigènes fins (20 à 75%) et de débris biologiques, essentiellement de nannoplancton calcaire avec quelques foraminifères. Ces derniers sont souvent peu importants ne formant que 1 à 10% du sédiment total. Les apports terrigènes comprennent du quartz et des minéraux argileux. La nature des argiles est variable et liée à la position géographique des forages, c'est-à-dire aux aires d'alimentation terrigènes dont ils dépendent.

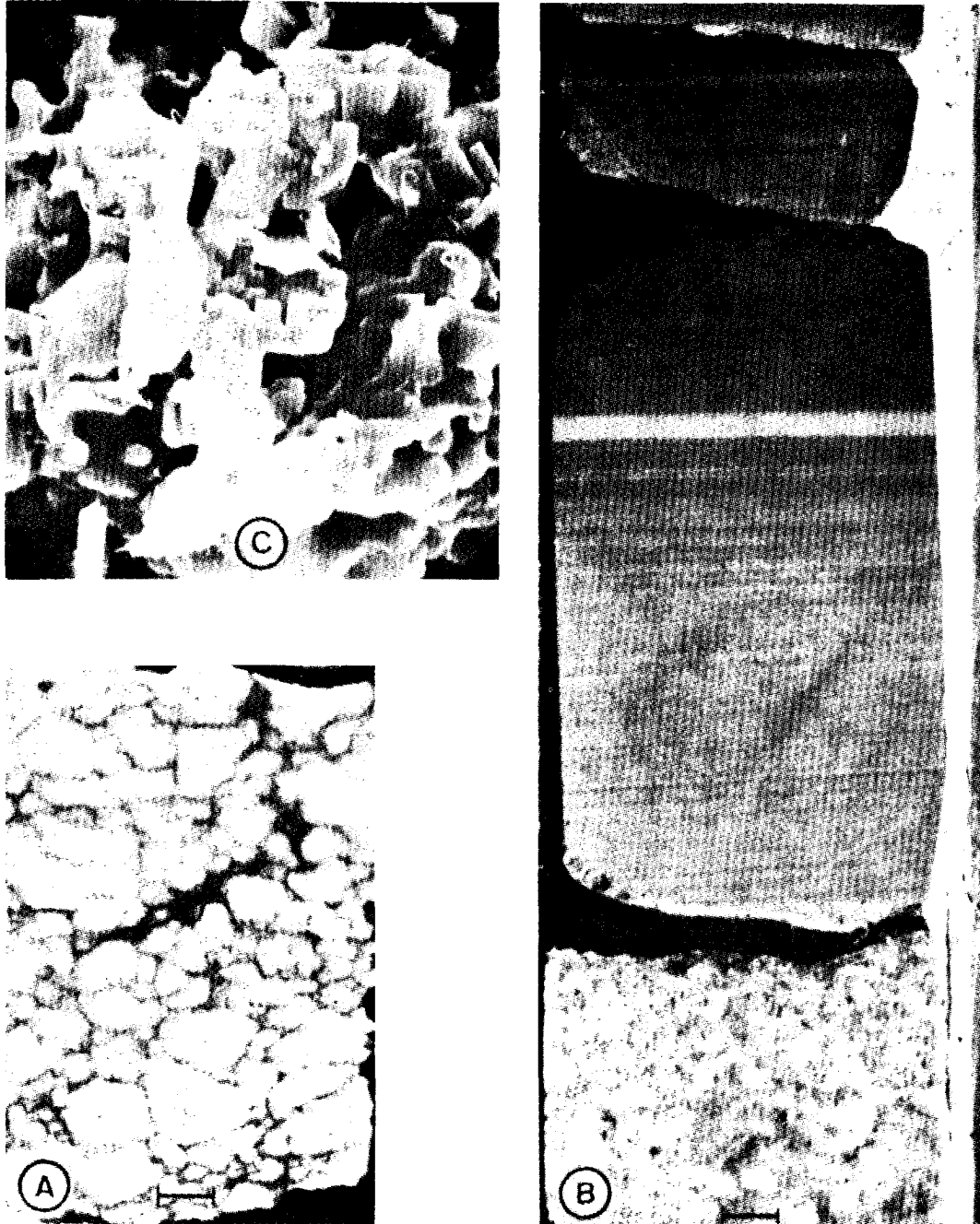
Il s'agit de vases péri-continentales ou héli-pélagiques, semblables à celles que l'on rencontre au Plio-Quaternaire dans les autres océans de notre globe. Elles se distinguent des vases pélagiques océaniques par une plus forte proportion d'apports terrigènes, mais leur composition varie avec leur position géographique. Certaines se rapprochent des vases terrigènes (25 à 30% de  $\text{CaCO}_3$  dans la Mer d'Alboran) tandis que d'autres atteignent parfois la composition des vases pélagiques (70 à 80% de  $\text{CaCO}_3$  dans le centre des bassins).

La couleur est claire (beige à blanche) contrairement aux sédiments miocènes qui sont toujours sombres: gris foncé à noir. Toutefois les dépôts plio-quadernaires à forte proportion de clastiques terrigènes fins sont plus sombres (gris clair à gris) sans atteindre les teintes miocènes.

Les dépôts quadernaires sont généralement stratifiés, présentant une succession de lits de 10 à 20 cm d'épaisseur, séparés par des limites très nettes. Les couleurs, la consistance et la proportion de foraminifères varient d'un lit à l'autre. Au fur et à mesure que l'on descend dans les colonnes sédimentaires, le litage s'atténue puis disparaît.

Enfin les dépôts plio-quadernaires ne sont pas consolidés à l'exception de quelques rares lits situés au milieu des séries de turbidites.





**Figure 8.** A Série évaporitique du Bassin occidental. Anyhydrite. Structure en mosaïque ou *chicken-wire* (site 124-13-2-10 cm). Barre d'échelle = 1 centimètre. B, Série évaporitique du Bassin occidental. Horizon de dolomie plastique, finement litée, interstratifiée entre des bancs d'anhydrite. La photographie montre un contact dolomie-anhydrite (site 124-11-115 à 135 cm). Barre d'échelle = 1 centimètre. C. Série évaporitique du Bassin occidental. Ultrastructure (X 5500) d'un horizon de boue dolomitique intercalée entre des bancs d'anhydrite. Dolomie dominante avec de rares quartz (124-13-2-81 cm).



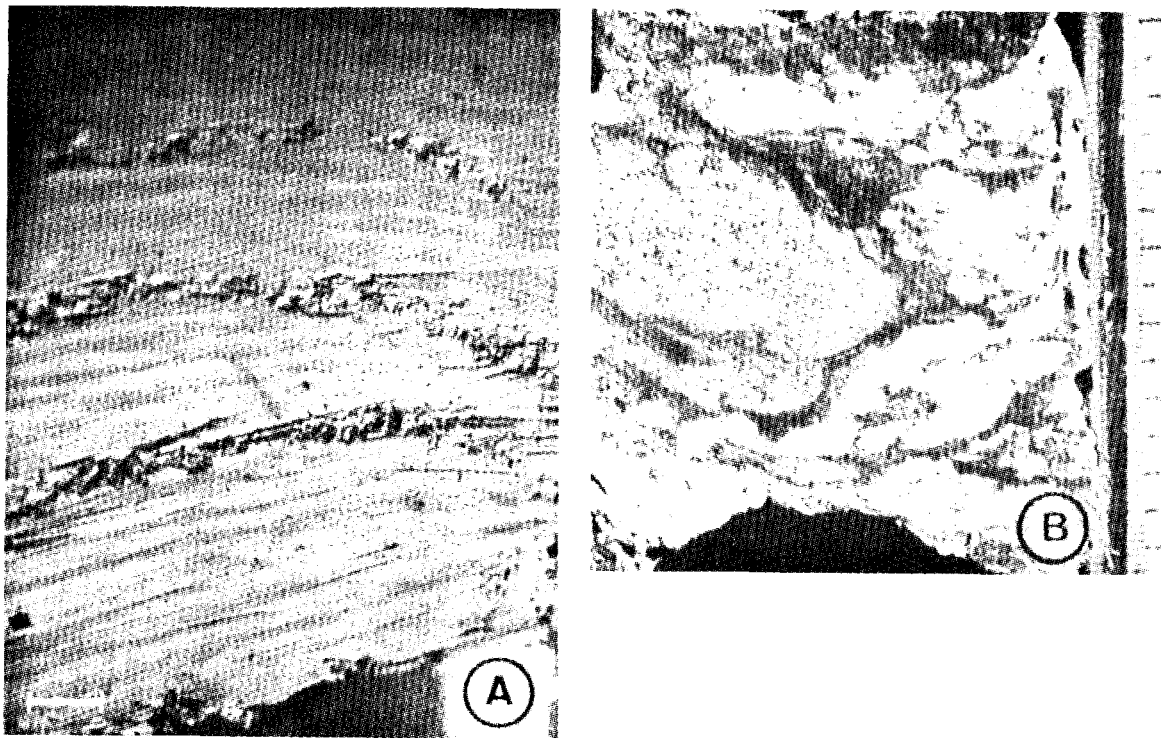


Figure 9. Série évaporitique de la Mer Tyrrhénienne. Lentilles de cristaux de gypse dans un lit de vase (site 132-25-1-0 à 10 cm). Barre d'échelle = 1 centimètre. B. Série évaporitique du Bassin occidental. Vase grise où se sont développés de larges cristaux de gypse saccharoïde (plages blanches). Site 134 D-1-1. Echelle en centimètres.

POLYMEDE (Charcot COB) 5/6/1970

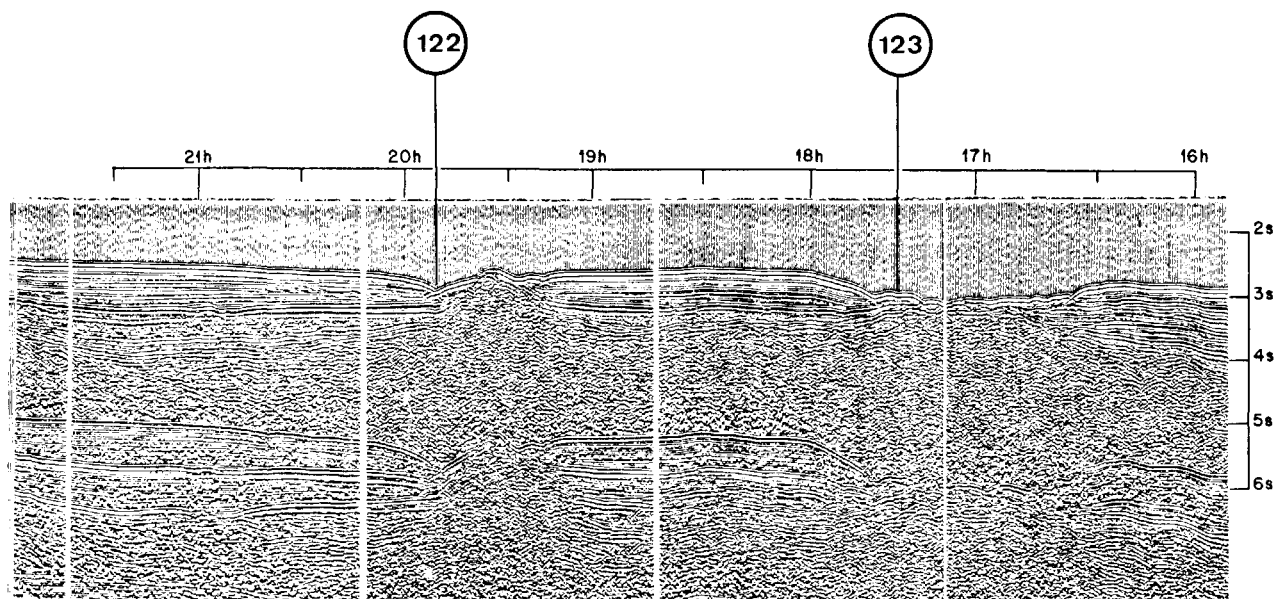


Figure 10. Golfe de Valence (sites 122 et 123). Profil de sismique réflexion. Notez les pointements du socle à travers la couverture sédimentaire et l'implantation du forage 122 dans un canyon sous-marin entaillant seulement les turbidites plio-quadernaires et respectant les séries évaporitiques sous-jacentes.

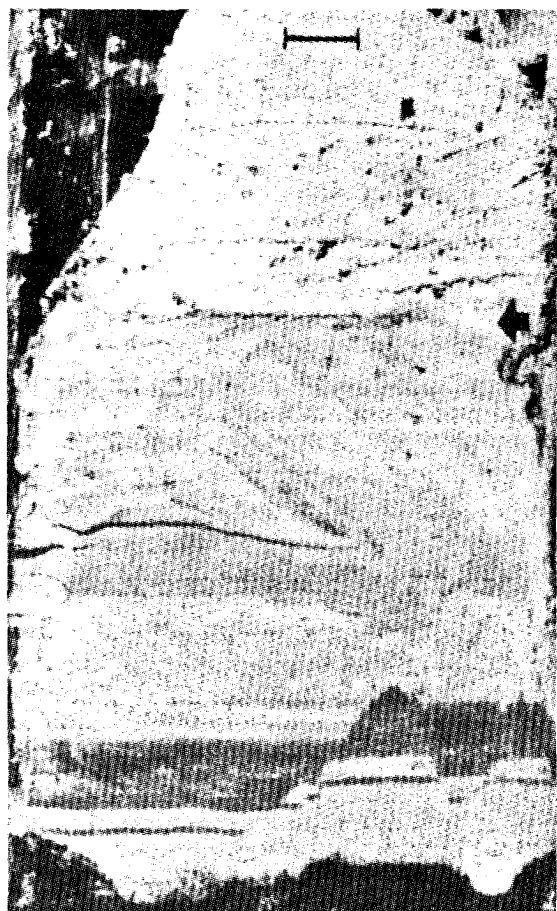


Figure 11. Limite Pliocène-Miocène dans le Bassin Algéro-Provençal. Une vase calcaire claire, d'âge pliocène, repose en discordance sur des marnes dolomitiques sombres du Miocène. Une lacune de plusieurs centaines de milliers d'années sépare les deux formations. Notez les micro-déformations dans le Miocène (site 134-7-5). Barre d'échelle = 1 centimètre.

Les vitesses de dépôt varient de 2,6 à 3,2 cm/1000 ans, vitesses très voisines de celles généralement observées pour les vases péri-continentales.

De bonnes colonnes sédimentaires, représentant d'une façon continue le Plio-Quaternaire ont été obtenues dans les forages 132 ainsi que dans le site 130, sur la Dorsale Méditerranéenne. De plus, dans ce dernier site, des séquences pélagiques quaternaires sont interstratifiées avec des turbidites du Nil. Toutes ces carottes ont permis de présenter le type pétrographique décrit ci-dessus. Ces colonnes montrent une évolution graduelle mais nette du bas (Pliocène) vers le haut (Actuel). Ainsi, le litage absent à la base du Pliocène, apparaît et devient de plus en plus net lorsqu'on remonte dans les colonnes. Les variations de composition des lits successifs semblent liées aux fluctuations climatiques mises en évidence par l'étude des faunes. On observe aussi une diminution

progressive de la proportion des foraminifères. Ainsi les vases du Pliocène inférieur contiennent de nombreux foraminifères visibles à l'œil nu sur les carottes fraîchement coupées (faciès Trubi). Ce caractère disparaît lorsqu'on remonte dans le Quaternaire.

Enfin des horizons de sapropels ont été observés dans les sites 125, 126, 127, 128, 130 et 131, tous situés en Méditerranée orientale. Deux niveaux de sapropels ont pu être identifiés et corrélés. Ils se rencontrent respectivement dans les zones de nanofossiles de *Gephyrocapsa oceanica* (NN 20) et de *Pseudomilia lacunosa* (NN 19). Les sapropels superficiels, décrits par Ryan et al. (1971) n'ont pas été carottés.

Dans les dépôts pélagiques (sur la Dorsale Méditerranéenne, site 125, et dans les passées pélagiques de 130 et 131), les sapropels sont des lits de couleur noire, interstratifiés avec des contacts nets avec des vases banales de couleur claire. Ils se caractérisent par une forte proportion de pyrite et de matière organique. Dans les séries de turbidites, dans la Fosse Hellénique (sites 127 et 128) et sur la Dorsale Méditerranéenne (site 126) on observe des séquences granoclassées de couleur sombre. Il s'agit de sapropels et de sédiments normaux, repris et redéposés par des courants de turbidité ou de contour.

#### Turbidites et contourites plio-quaternaires

Dans certaines parties de la Méditerranée, on rencontre d'importantes accumulations de turbidites ou de contourites.

Parmi les accumulations explorées par nos forages, la plus importante est celle du cône sous-marin du Nil qui s'étend au large du delta de ce fleuve. Toutes les autres turbidites se sont accumulées dans des pièges topographiques comme la Fosse Hellénique ou la Mer d'Alboran. Enfin, le forage de la marge continentale des Baléares (site 124) traversa une épaisse succession de contourites.

Un premier forage (site 131), implanté à la base du Cône du Nil par 3035 mètres de profondeur, pénétra une épaisse série (272 m) de turbidites quaternaires provenant du Nil. Près de la surface, les séquences, épaisses de 2 à 3 mètres, sont presque entièrement formées de sable quartzeux grossier surmonté d'une fine couche d'argile noire. Plus profondément, les proportions s'inversent et on observe des séquences où la couche basale de sable ne représente plus qu'un tiers ou un dixième de la séquence. Du point de vue du mode de dépôt, il s'agit de fluxoturbidites analogues à celles décrites par Dzulynski dans les Carpates et Stanley dans les Alpes.

Un second forage (site 130) fut implanté beau-

coup plus au large du Delta du Nil, de l'autre côté de la plaine abyssale d'Hérodote, sur la Dorsale Méditerranéenne. Il traversa d'abord 20 mètres de vases pélagiques litées, d'âge quaternaire. Il pénétra ensuite une épaisse série (563 m) de turbidites du Nil. Ces dernières sont semblables à celles du site 131, mais de faciès beaucoup plus "distal": courtes séquences d'argiles noires du Nil comportant une fine passée de sablon ou de sable quartzeux à la base. De rares lits de vases pélagiques claires ainsi que quelques sapropels sont intercalés avec des contacts francs au milieu de séquences de turbidites.

Dans la Fosse Hellénique, un premier forage (site 127) perça 427 mètres de turbidites quaternaires avant de rencontrer des blocs de calcaires et de dolomies crétacés, interstratifiés avec du Pliocène pélagique. Ces blocs sont interprétés comme "mélange tectonique". Un second forage (site 128) pénétra 475 mètres de turbidites quaternaires avant d'être abandonné. La Fosse Hellénique est donc remplie de turbidites d'âge quaternaire, probablement interstratifiées avec quelques contourites. Les séquences sont assez classiques, granoclassées de sable à vase. Les sables sont souvent mixtes, terrigènes et bioclastiques. Enfin, si l'épaisseur moyenne des séquences est de 30 centimètres, nous avons observé quelques séquences assez spéciales épaisses de 9 mètres ou plus, et entièrement formées de vases homogènes avec un fin lit de sable à la base.

Dans le Golfe de Valence (sites 122 et 123, Figure 10), la couverture plio-quaternaire est formée de turbidites et de contourites. Les horizons de sable y sont essentiellement de composition terrigène.

Le glacis continental des Baléares (site 124) est recouvert d'une épaisse (350 mètres) couverture plio-quaternaire. Elle est formée de turbidites et de contourites. Ces dernières, déposées par des courants balayant le glacis tout en épousant la forme, dominent la formation.

Enfin la Mer d'Alboran (site 121, Figure 4) qui, à première vue, se présente comme un bon piège à turbidites, en contient relativement peu. Seule la partie inférieure des dépôts post-miocènes est formée de turbidites. Dès la fin du Calabrien, elles sont remplacées par des vases péri-continentaux à fortes proportions (70%) d'apports terrigènes fins (voir aussi Huang et Stanley, ce volume).

## DISCUSSION

### Le Miocène Moyen et Supérieur

En Méditerranée occidentale, le Burdigalien marque une phase tectonique majeure (Durand Delga, 1969), et le début de la grande transgression miocène

sur la périphérie du Bassin. Dans nos forages implantés dans le Bassin occidental, un seul, situé en Mer d'Alboran (site 121), est descendu sous les séries messiniennes (Figure 12). Le Burdigalien n'a pas été atteint, mais le Tortonien y est représenté par des marnes gris-bleues, hémi-pélagiques, à fortes proportions de clastiques terrigènes. La faune de foraminifères est normale et indique des dépôts de mer ouverte, assez profonds.

Il existe, dans les coupes géologiques périméditerranéennes, de nombreux affleurements néogènes. Mais pour pouvoir faire des comparaisons valables, il faut évidemment comparer des sédiments déposés dans des conditions similaires. Nous adoptons donc l'hypothèse que dans un bassin donné, la *sédimentation-type* caractérisant une période correspond aux sédiments pélagiques, c'est-à-dire déposés particule par particule sur le fond. Les dépôts de courants de turbidité, de courants de fond ou de contour, sont donc exclus, ainsi que les dépôts littoraux.

Dans cette optique, les dépôts profonds des assises tortoniennes des bassins périphériques présentent un faciès très semblable au Tortonien du site 121. Ce sont les marnes bleues à Pleurotomes du Bassin du Rhône, de Tortona dans l'Apennin Nord, de l'Afrique du Nord et de l'Espagne. Lorsqu'on s'enfonce plus profondément dans ces bassins, on rencontre des faciès peu profonds: sables, molasses sableuses du Bassin Suisse, etc. . . . Au sommet, ces séries tortoniennes passent à des dépôts plus grossiers comme par exemple les grès sableux du Lyonnais, puis sont recouvertes de nappes d'alluvions continentales d'âge pontien.

Dans le Bassin oriental, les dépôts que nous avons forés sont plus délicats à corréler. Le calcaire pélagique d'âge langhien du Strabo (site 129) contient une faune de mer ouverte. Au-dessus, le Serravalien et le Tortonien montrent, par contre, des faunes pélagiques moins abondantes et moins diversifiées. De même, en Mer Ionienne (site 126), le Serravalien qui se présente toujours sous le faciès des marnes bleues contient une faune très appauvrie et beaucoup de pyrite. Ces caractères suggèrent un bassin partiellement isolé. Le nannoplancton, peu sensible aux changements des conditions hydrauliques, reste le principal agent de sédimentation biologique tandis que les foraminifères sont affectés. Leur abondance, ainsi que le nombre des espèces, diminuent. Les formes sont souvent naines. Enfin, sur le fond règnent des conditions réductrices. Seuls quelques foraminifères benthiques survivent. Les organismes fouisseurs disparaissent, laissant des dépôts finement lités où se forme de la pyrite.

Le faciès des dépôts forés dans le Bassin oriental est donc assez semblable aux marnes bleues du Bassin

occidental jusqu'au Serravalien. A partir de cette époque, à l'Est, les faunes de foraminifères sont affectées. Mais comme la fraction d'origine biologique des sédiments est essentiellement composée de nannofossiles et non de foraminifères, l'aspect macroscopique des dépôts reste le même: celui des marnes bleues.

Dans toute la Méditerranée orientale, au Vindobonien, ce faciès de marnes bleues semble caractériser les dépôts profonds. On les observe dans le Tortonien des forages implantés sur les Iles Ioniennes (Bizon, 1967), dans le centre de l'Europe, dans le Bassin de Vienne où elles forment le faciès "schlier" à l'Est de l'Europe dans le Bassin Panonique, etc.

Ainsi depuis le Burdigalien et jusqu'à la fin du Tortonien, des sédiments de même faciès, les marnes bleues, se déposent dans tout le bassin méditerranéen. Il s'agit ici du bassin au sens large, de la Téthys vindobonienne, comprenant l'Europe centrale, l'Europe du Sud-Est, ainsi que tous les bassins périphériques comme celui du Rhône. Ces marnes bleues forment un ensemble lithologique homogène. Il s'agit d'une *formation marine* au sens géologique du terme. Ces marnes sont caractérisées par des valeurs d'environ 30% de  $\text{CaCO}_3$  et par leur couleur sombre. La proportion de carbonates montre que les apports terrigènes fins l'emportent largement sur la productivité biologique. La couleur sombre indique des conditions réductrices au niveau du fond, c'est-à-dire une circulation des eaux difficiles dans l'ensemble des bassins.

Nous ne connaissons pas la base de cette formation, car nos forages n'ont pas atteint l'Aquitainien. Il reste, en particulier, à préciser si un changement de faciès accompagne l'avènement du Burdigalien en Méditerranée profonde. Par contre, la fin du Tortonien est marquée à terre par une émergence généralisée qui semble bien correspondre à la *crise de salinité* messinienne. Ainsi, le toit de la grande formation de marnes bleues coïnciderait avec la limite supérieure du Tortonien. En Méditerranée profonde, ce toit correspond à un passage des dépôts marins à des dépôts saumâtres et évaporitiques.

### La crise de salinité messinienne

Dans toute la Méditerranée, aussi bien dans le Bassin oriental qu'occidental, tous les dépôts d'âge messinien forés correspondent à des séries évaporitiques: marnes dolomitiques interstratifiées avec des horizons de gypse, d'anhydrite et de halite (Figure 12). Jusqu'à une époque récente, de telles séries auraient été considérées comme peu profondes. Toutefois, depuis la confirmation de l'existence de dômes de sel sous les plaines abyssales (Burk et al., 1969), l'hypothèse d'une précipitation des sels dans des

bassins profonds a été proposée (Schmalz, 1969). Nous avons donc été conduits à rechercher dans nos forages des critères permettant d'opter pour l'une ou l'autre de ces hypothèses. Nous avons noté que:

1. Des horizons d'anciennes vases marines à faciès de mer ouverte sont interstratifiés au milieu des bancs de gypse, d'anhydrite ou de halite. A l'origine ces vases étaient formées, quant à leur composition biologique, de nannoplancton et de foraminifères. Depuis, certains horizons ont été épigénisés à des degrés divers, soit par des sels, soit par de la dolomie.

2. L'étude des isotopes de l'oxygène et du carbone confirme l'origine marine de certains horizons. Mais elle montre surtout que ces lits marins sont interstratifiés avec des couches déposées lorsque le bassin était alimenté en eaux continentales (Fontes et al., 1972).

3. Dans certains horizons, les associations faunistiques suggèrent des faciès littoraux ou saumâtres. Ainsi, dans la Montagne du Strabo (site 129), les premières couches messiniennes contiennent des foraminifères benthiques d'eau peu profonde et des ostrocodes d'eaux saumâtres. En Mer Ionienne (site 125), les évaporites terminales abondent en foraminifères benthiques d'eau peu profonde. Dans le Bassin Algéro-Provençal (site 124) quelques horizons de la série évaporitique contiennent des diatomites finement laminées dont la flore indique un milieu saumâtre.

4. Le faciès des épais lits d'anhydrite et de gypse est souvent semblable à celui des dépôts de sels actuels, littoraux ou supralittoraux, des régions chaudes ou tropicales comme le Golfe Persique ou les sabkha tunisiennes (Kinsman, 1966; Rooney et French, 1968). Ainsi, nous avons observé des anhydrites finement laminées avec alternance de lits clairs et sombres. Dans ces lits se forment des cristaux secondaires, nodulaires, qui en se développant aboutissent à des structures alvéolaires appelées *chicken wire* (Figure 8A). Nous avons aussi noté, dans des gypses, les laminations ondulées caractéristiques des récifs à algues littoraux ou stromatolites (Figure 5B).

5. Enfin des lits de sables terrigènes à stratification entrecroisée et contenant des débris biologiques bien roulés indiquent l'action de courants. Toutefois, ces courants peuvent aussi bien être littoraux que profonds.

Tous ces caractères nous conduisent à penser que les sels se sont déposés en eau peu profonde. Toutefois, des épisodes marins venaient interrompre, d'une façon intermittente, le dépôt des sels.

Le modèle qui répond le mieux à ces deux conditions

Sédimentation d'après les Forages JOIDES

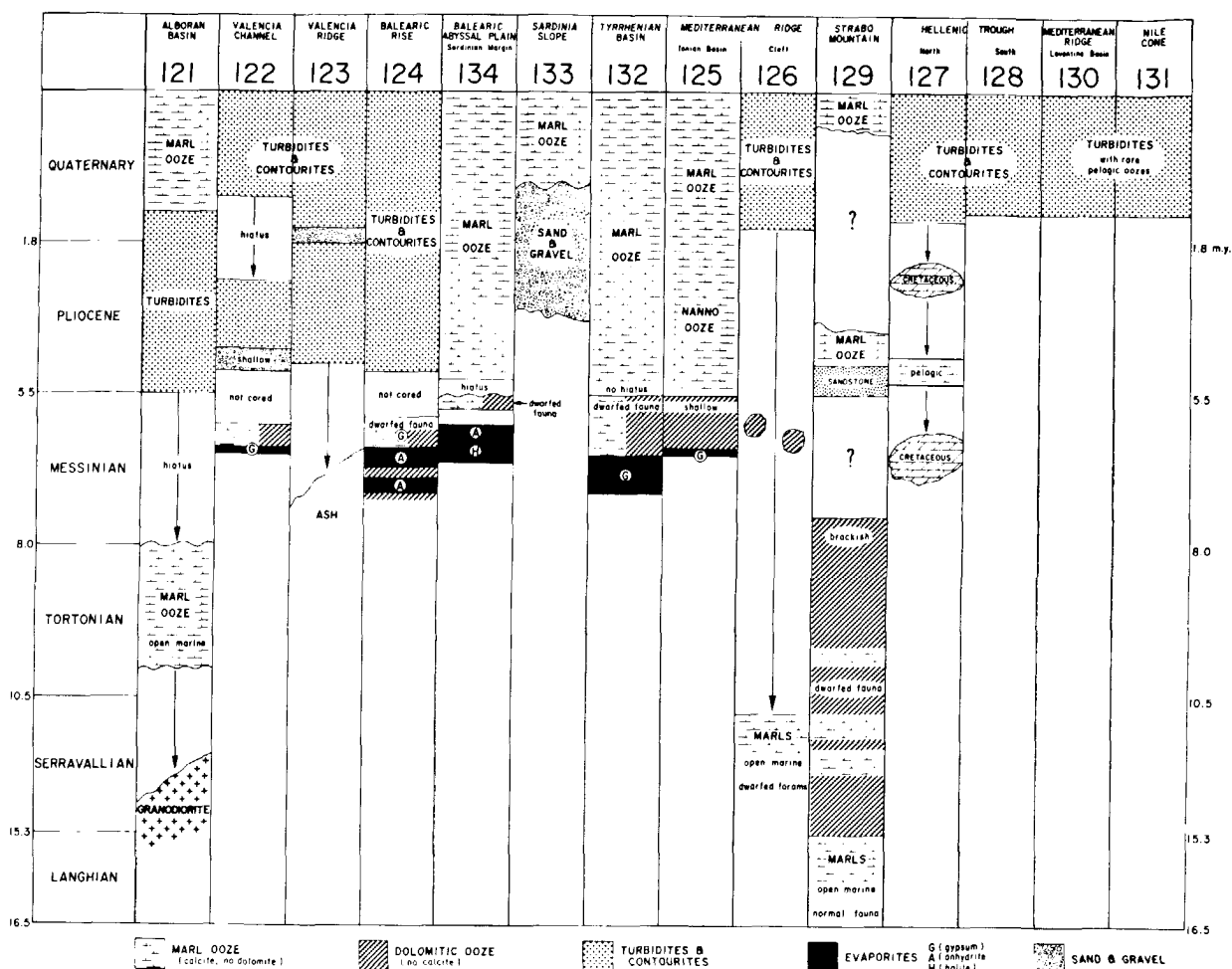


Figure 12. Lithostratigraphie des forages. Leg XIII du GLOMAR CHALLENGER (JOIDES-DSDP). D'après Nesteroff *et al.*, (1972).

est un bassin isolé, situé en contrebas du niveau de l'Océan Mondial. L'évaporation y excède les apports d'eaux continentales et conduit ainsi à un assèchement. Des lagunes peu profondes où se déposent des évaporites subsistent au fond du bassin. Mais si l'épaisseur des évaporites qui s'y accumulent atteint plusieurs centaines de mètres, il n'est guère possible d'envisager leur dépôt par simple évaporation de la colonne d'eau sus-jacente. Une alimentation limitée, mais assez continue, en eau de mer est nécessaire.

D'autre part, ce bassin est sporadiquement envahi par la mer. Il reçoit alors, pendant quelques dizaines ou centaines de milliers d'années des dépôts marins avant de s'assécher à nouveau.

Tout suggère qu'au Messinien, la Méditerranée ait été transformée en un bassin de ce type. En effet, à l'Est, les communications s'interrompent avec l'Océan Indien. Elles ne seront pas rétablies. Tout le Sud-Est de l'Europe, la Yougoslavie, la Russie du Sud, jusqu'à la mer d'Aral et la Caspienne se trans-

forment en d'immenses mer-lacs dessalés (Gignoux, 1950). Dans ces provinces humides, situés au Nord du Bassin Méditerranéen proprement dit, les apports d'eaux continentales et les précipitations l'emportent sur l'évaporation.

Plus à l'Ouest, dans les Alpes, dans le Bassin du Rhône, c'est la régression pontienne, laissant la place aux dépôts continentaux. Dans le Golfe du Lion, le forage Mistral montre une lacune correspondant au Miocène supérieur (Burolet et Dufaure, ce volume). Dans la Mer d'Alboran, notre forage (site 121) a mis en évidence une lacune correspondant à la fin du Miocène. La Méditerranée se trouve donc isolée au Messinien, époque que les auteurs placent vers 9 ou 8 millions d'années. Il faudrait en rechercher la cause dans un rapprochement de la plaque africaine de celle de l'Eurasie. Ce rapprochement interrompt les communications à l'Est avec l'Océan Indien. Il les coupe aussi à l'Ouest en exondant les détroits Nord Bétique et Sud Riffain. Une commu-

nication sporadique subsiste toutefois avec l'Atlantique. C'est probablement par elle que se fait l'approvisionnement en eau salée nécessaire à l'alimentation des formations évaporitiques ainsi que les brutales invasions marines qui transforment de temps à autre ce bassin desséché en mer intérieure. Ainsi pendant le Messinien, des séries évaporitiques se déposent dans les parties profondes de la Méditerranée asséchée. Les études de sismique réflexion montrent en effet que les dômes de sel, expression morphologique des séries salifères, sont limités à certaines parties du bassin, aussi bien à l'Ouest (Glangeaud, 1966) qu'à l'Est (Emery et al., 1966).

Des lambeaux de ces séries évaporitiques se retrouvent actuellement soulevés sur la périphérie du Bassin Méditerranéen. Les plus connus sont ceux de l'Apennin et de la Sicile (Ogniben, 1957). Ces gisements se poursuivent par des petits lambeaux en Afrique du Nord. En Espagne, des séries épaisses de 1000 mètres ont été reconnues en forage. Dans le Bassin oriental, les exemples les plus spectaculaires viennent de Chypre et de Turquie où les forages ont traversé des centaines de mètres de sel. Enfin, dans tous les gisements reconnus, le toit des évaporites et la transgression pliocène sont extrêmement nets et tranchés (Bourcart, 1960-62).

Les évaporites messiniennes du Bassin Méditerranéen constituent une grande formation lithologique dont les limites inférieures et supérieures sont très bien définies pétrographiquement. De plus, comme elles coïncident avec celles de l'étage messinien, cette unité lithologique est, en même temps, une unité *chronostratigraphique* et *biostratigraphique* (Bell et al., 1961).

Cette formation représente le plus vaste système évaporitique actuellement connu. L'ensemble des divers bassins dépasse largement celui du Zechstein (700.000 km<sup>2</sup>) ou la Mer Morte. Seul le Bassin de Tarim, dans le Sinkiang, pourrait être comparé à la Méditerranée.

### Le Plio-Quaternaire

Avec le Pliocène se produit une transgression extrêmement brutale. Tous les contacts forés sont érosifs avec souvent des lacunes importantes. Les nouveaux dépôts sont, dès leur base, marins et pélagiques. De plus les associations de foraminifères indiqueraient qu'ils sont relativement profonds: plusieurs centaines de mètres (Cita, 1971). Les ostracodes témoigneraient même de profondeurs beaucoup plus importantes (Benson, ce volume).

Ces données confirment bien l'envahissement par la mer d'un bassin situé en contre-bas du niveau général. Ainsi, la transgression pliocène en Méditer-

rannée aurait un caractère particulier qui la distingue des transgressions qui recouvrent les bordures de nos continents.

L'arrivée de la mer ne peut se faire que par l'Ouest. En effet à la fin du Miocène toutes les communications ont été interrompues du côté oriental. A l'Ouest le détroit Nord-Bétique, fonctionnel au Miocène, est émergé au Pliocène. C'est probablement la région Sud-Riffaine qui fait office de détroit, relayée plus tard par Gibraltar.

Ainsi, il y a environ 5,5 millions d'années, le détroit de Gibraltar s'ouvre et l'eau de l'Atlantique envahit le Bassin Méditerranéen asséché, situé en contrebas. Cette *mise en eau* provoque une érosion plus ou moins importante des couches terminales du Miocène. Des conditions de mer ouverte s'installent dans toute la Méditerranée et des vases semi-pélagiques, très différentes des séries évaporitiques du Messinien, commencent à s'y déposer.

Si l'on se base sur les deux colonnes sédimentaires pélagiques complètes que nous avons forées (site 132 Mer Tyrrhénienne, site 125 Mer Ionienne), la sédimentation plio-quaternaire apparaît comme continue. Toutefois, les enregistrements sismiques montrent des discordances angulaires à la base de certaines marges continentales, comme celles des Baléares (site 124). Or, ces glaciis sont formés de contourites, c'est-à-dire de dépôts par courants de fond. Les discordances suggèrent donc des changements de régime des courants généraux de la Méditerranée.

Enfin, l'apparition de sapropels au Pliocène supérieur et au Quaternaire, indique des périodes de stagnation au fond des bassins, c'est-à-dire de nouveau des changements dans le régime hydraulique général. Il est intéressant de noter que les sapropels ne se rencontrent que dans le Bassin oriental.

Les lambeaux de Plio-Quaternaire actuellement émergés sur la périphérie du bassin méditerranéen correspondent bien, lorsqu'ils sont de faciès pélagique profond, aux séries-types de nos forages. En particulier, les marnes claires du faciès *trubi* qui forment la base du Pliocène dans la série Gessosso Solifera des Apennins et de Sicile ont bien le même faciès que les vases claires à foraminifères de la base du Pliocène de nos sites 125, 132 et 134.

De même, la transgression extrêmement brutale du Pliocène avait été depuis longtemps remarquée par les géologues méditerranéens (Bourcart, 1960-1962).

Enfin, en ce qui concerne le Quaternaire supérieur, de nombreuses campagnes océanographiques ont montré la grande homogénéité des dépôts pélagiques en Méditerranée (Ryan et al., 1970). D'un bassin à l'autre, les vases pélagiques ne diffèrent que par

une variation lente et limitée dans les proportions de leurs principaux constituants et dans la nature des minéraux argileux.

## CONCLUSIONS

L'aspect le plus intéressant de nos forages est d'avoir pu montrer, en nous basant sur les coupes-types de bassins profonds, que les affleurements néogènes éparpillés non seulement autour du Bassin-Méditerranéen, mais aussi dans tout le domaine alpin, se rangent dans trois grandes unités lithologiques. Très souvent, de par leur position marginale, il s'agit d'équivalents latéraux à faciès plus terrigène, plus grossier et plus littoral.

La plus ancienne de ces unités lithologiques est celle des marnes bleues, d'âge burdigalien-vindobonien. Elles sont sombres, pauvres en carbonates, bien litées et souvent pyriteuses. Il s'agit d'un dépôt où les apports terrigènes l'emportent sur la productivité biologique et où des conditions réductrices règnent au fond. Tous ces caractères suggèrent une circulation difficile entre les divers bassins.

La seconde unité lithologique comprend les séries évaporitiques messiniennes.

La troisième unité est celle des marnes plio-quadernaires. Elles sont plus claires que les marnes vindoboniennes et plus riches en carbonates. Elles correspondent à une plus grande productivité biologique et à des conditions oxygénées au fond. Parallèlement la proportion d'apports terrigènes fins est moins importante. Elles témoignent d'une bonne circulation océanique dans des bassins moins étendus et profonds.

Les limites entre ces trois unités lithologiques sont extrêmement nettes et de plus isochromes. Il en résulte que ces grandes formations lithologiques sont en même temps des unités chronostratigraphiques et biostratigraphiques. Nous pouvons donc proposer, pour le domaine méditerranéen, trois grandes formations au sens géologique du terme. La plus remarquable est la *formation d'évaporites messiniennes*, qu'encadrent les marnes bleues vindoboniennes et les marnes beiges plio-quadernaires.

Cette évolution sédimentaire exceptionnelle est due au caractère intracontinental des domaines méditerranéens et alpins et, en conséquence, à leur dépendance des mouvements tectoniques. Ceci est évident pour l'épisode d'évaporites durant lequel les mouvements relatifs des plaques lithosphériques Afrique et Europe-Asie ont isolé (8 millions d'années) puis réuni à nouveau (5,5 millions d'années) la Méditerranée à l'Océan Mondial. Mais ce sont aussi les mouvements tectoniques qui durant tout le Néogène

ont déterminé la profondeur des bassins et leurs interconnections.

En conclusion, c'est la tectonique du domaine alpin qui, en modifiant la circulation océanique de la Téthys, a contrôlé pendant le Néogène le dépôt des formations lithologiques dans cette mer.

## REMERCIEMENTS

L'état major scientifique du Leg 13 est profondément redevable à la National Science Foundation des Etats-Unis qui a permis la réalisation du Deep Sea Drilling Project.

Le centre National d'Exploitation des Océans, et le Centre National de la Recherche Scientifique, ont assuré la participation française à l'état-major scientifique embarqué.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bell, W. C., M. Kay, G. E. Murray, H. E. Wheeler et J. A. Wilson 1961. Geochronologic and chronostratigraphic units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 45:666-673.
- Benson, R. H. 1972. Ostracods as indicators of threshold depth in the Mediterranean during the Pliocene. In: *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*, ed. Stanley, D. J. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 63-73.
- Bizon, G. 1967. *Contribution à la Connaissance des Foraminifères Planctoniques d'Epire et des Iles Ioniennes (Grèce Occidentale) Depuis le Paléogène Supérieur jusqu'au Pliocène*. Technip, Publications de l'Institut Français du Pétrole, Société des Editions, Paris, 142 p.
- Bourcart, J. 1960-1962. La Méditerranée et la révolution du Pliocène. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. *Société Géologique de France*, 1:103-116.
- Burk, C. A., M. Ewing, J. L. Worzel, A. O. Beall, W. A. Berggren, D. Bukry, A. G. Fischer et E. A. Pessagno Jr. 1969. Deep-sea drilling into the Challenger Knoll Central Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53:1338-1347.
- Burollet, P. F. et Ph. Dufaure 1972. The Neogene Series Drilled by the MISTRAL No. 1 Well. In: *The Mediterranean Sea: Natural Sedimentation Laboratory*, ed. Stanley, D. J., Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 91-98.
- Cita, M. 1971. Deep Sea Neogene Stratigraphy. *5ème Congrès du Néogène Méditerranéen*, (in press).
- Durand Delga, M. 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publication du Service Géologique Algérie* (Nouvelle Série), 39:89-131.
- Emery, K. O., B. C. Heezen et T. D. Allan 1966. Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research*, 13:173-192.
- Fontes, J. C., R. Letolle et W. D. Nesteroff 1972. Les forages DSDP en Méditerranée (Leg 13): Reconnaissance isotopique. In: *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*, ed. Stanley, D. J. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 671-680.
- Glangeaud, L. 1966. Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Paris*, 262:2405-2408.



*Nesteroff et al.*

- Gignoux, M. 1950. *Géologie Stratigraphique*. Masson, Paris, 735p.
- Huang, T. C. et D. J. Stanley 1972. Western Alboran Sea: sediment dispersal, ponding and reversal of currents. In: *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*, ed. Stanley, D. J. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 521-559.
- Kinsman, D. J. J. 1966. Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. In: Second Symposium on salt, ed. Raup, *Northern Ohio Geological Society* 1:302-326.
- Nesteroff, W. D. and others 1972. Summary of lithostratigraphical findings and problems. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, National Science Foundation. Government Printing Office, Washington, D.C., 13(42).
- Ogniben, L. 1957. Petrografia della serie solfifera Siciliana e considerazioni geologiche relative. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 33:1-275.
- Rooney, L. F. and R. R. French 1968. Allogenic quartz and the origin of penemosaic texture in evaporites of the Detroit River Formation (Middle Devonian) in northern Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38:755-765.
- Ryan, W. B. F., D. J. Stanley, J. B. Hersey, D. A. Fahquist et T. Allan 1970. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: *The Sea*, ed. Maxwell, A. E., John Wiley and Sons, New York, 4(2):387-492.
- Schmalz, R. F. 1969. Deep water evaporite deposition: A genetic model. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53:798-823.
- Scientific Staff 1970. Deep Sea Drilling Project: Leg 13. *Geotimes*, 15(10):12-15.