

Publication CNEOXO  
Série : "Résultats des Campagnes à la Mer"  
N° 02 - 1971  
Art. N° 110

DESCRIPTION GEOLOGIQUE DE LA BORDURE PROVENCALE

par J.L. OLIVET  
J.M. AUZENDE  
J. MASCLE  
S. MONTI  
L. PASTOURET  
G. PAUTOT

(Centre Océanologique de Bretagne - Brest)

I - INTRODUCTION

— Des données récentes intéressant l'ensemble du bassin de la Méditerranée occidentale (Campagne JOIDES, MONTADERT et coll., 1970, AUZENDE et coll., 1971, LE BORGNE et coll., 1971) et ses rapports avec l'évolution du domaine atlantique (LE PICHON et coll., 1970, TALWANI et coll., 1971, LE PICHON et coll. en préparation) nous ont conduits après d'autres auteurs (DUBOURDIEU, 1962, STANLEY et MUTTI, 1968, RYAN, 1969 notamment) à admettre une ouverture du bassin algéro-provençal au cénozoïque. Une série d'arguments nous ont amenés à formuler l'hypothèse d'un âge Oligocène (en préparation).

Ce travail s'inscrit dans cette perspective. Son objet est de présenter une synthèse des faits acquis sur la structure et l'extension de la marge continentale provençale entre le Rhône et le Var et de reconstituer son histoire depuis l'Oligocène. Pour cela, nous avons repris l'ensemble des données morphologiques, sédimentologiques et structurales existant en les complétant par les résultats des campagnes Polymède (N.O. J. CHARCOT - 1970) et TEREHEL.

Dans une première partie, nous rappelons les unités tectoniques reconnues dans le domaine émergé et leur évolution jusqu'au Miocène. Puis nous décrivons les unités sous-marines correspondantes. Enfin, nous discutons l'évolution de l'ensemble au cours du Néogène. —

II - LES UNITES STRUCTURALES DE LA MARGE

Entre la vallée du Rhône et la région de Cannes, on distingue classiquement (figure 98) la Provence calcaire au nord-ouest et la Provence cristalline au sud-est. Sur le littoral, la première apparaît dans la partie orientale du golfe du Lion jusque vers Toulon. La seconde forme la côte de Toulon à Cannes. Au nord et à l'est de la région de Cannes, on passe aux chaînons subalpins qui forment les arcs de Castellane et de Nice entre lesquels la vallée du Var forme un profond

fossé. Les sondages pétroliers et la gravimétrie (BEAUFORT et coll., 1954, BONNET, 1962) ont mis en évidence dans le Bas-Rhône un profond fossé d'âge Oligocène et Néogène qui se prolonge vraisemblablement sous le golfe du Lion. Ce fossé interrompt à l'ouest les structures provençales.

La Provence calcaire correspond à la couverture essentiellement mésozoïque du socle cristallin, décollée au niveau du Trias et écaillée dans l'ensemble vers le nord. Mais les accidents du socle semblent jouer un rôle majeur et être responsables des grands traits tectoniques. Dans l'ensemble, il s'agit de plissements EW recoupés par un système d'accidents transversaux NE - SW et NW - SE soulignés en particulier par des "voûtes triasiques" (CORNET, 1969). Dans le détail, les relations entre les diverses unités tectoniques qui résultent de plusieurs phases sont très complexes. Schématiquement, on observe une série de bassins EW (du SE au NW : bassins de Bandol, du Beausset, de Marseille et d'Aix) séparés par autant de massifs qui en chevauchent les bords méridionaux.

La Provence cristalline est constituée d'un socle cristalloyphyllien essentiellement hercynien revêtu d'un tégument permo-triasique. Le socle profondément plissé, faillé et érodé affleure dans trois groupes de massifs alignés du SW au NE suivant un axe anticlinal : massifs de la région Toulonnaise, des Maures et du Tanneron, séparés par deux inflexions axiales de direction NW - SE. Comme en Provence calcaire, ces orientations sont obliques par rapport aux structures principales EW.

A l'ouest du fossé du Var, le front de chevauchement des chaînes subalpines s'arrête au nord du Tanneron (arc de Castellane) mais à l'est le front de l'arc de Nice forme la côte jusqu'à Monaco. GEZE (1960) considère néanmoins que le revêtement secondaire et tertiaire des Maures se poursuit en continuité de Vence à Menton. En effet, la couverture paraît simplement refoulée sur son front où elle serait subautochtone. Les lignes structurales dans l'ensemble NS à NNW - SSE, résultent de plusieurs phases tectoniques. Le socle cristallin est totalement inconnu.

### III - LA TECTONIQUE ANTE-MIOCENE

La Provence offre la superposition de plusieurs directions structurales (AUBOUIN et MENNESSIER, 1962) : les mouvements tectoniques hercyniens et antéhercyniens tout d'abord ont produit des fractures de direction NS. La direction EW, caractéristique de la Provence, apparaît pour la première fois à la fin du Crétacé inférieur avec la formation de l'Isthme Durancien, bombement dû à des mouvements essentiellement verticaux qui se sont poursuivis durant le Crétacé supérieur. A la fin du Crétacé supérieur a lieu une première phase de tectonique tangentielle au cours de laquelle l'ensemble du domaine provençal est émergé, plissé et faillé selon cette direction EW. Toute son évolution ultérieure se fera à l'air libre.

Durant l'Eocène, la mer nummulitique, progressant à partir du domaine alpin, recouvre à l'est le futur domaine des chaînons subalpins. Mais à l'ouest, la sédimentation reste lacustre ou continentale (CORROY, 1960). Entre l'Eocène moyen et supérieur a lieu, toujours suivant la direction EW, la principale phase tectonique provençale avec décollement de couverture et translation d'ensemble vers le nord. En Provence cristalline, une série d'accidents de socle sont à rapporter à cette phase : ce sont, du sud au nord, les accidents de la Mole, de Pierrefeu-Collobriè-

res, de Carnoules-les-Mayons et de Vidauban-Roquebrune, auxquels s'ajoutent de nombreux autres moins importants. On peut noter que ces failles ont joué en décrochement senestre. Il est possible que certains accidents transversaux (NE - SW et NW - SE) aient été amorcés à cette époque (MENNESSIER, 1967).

Ces deux phases, Crétacé et Eocène, correspondent à celles qui ont modelé pour l'essentiel les Pyrénées et le Languedoc (MATTAUER et PROUST, 1963). A l'est, les déformations se marquent encore dans la région de Vence mais elles n'ont pas affecté, au-delà du Var, le domaine du futur arc de Nice qui est resté calme jusqu'à la fin de l'Oligocène (GEZE, 1960).

En Provence par contre, l'Oligocène est marqué par des mouvements tectoniques mais leur signification est controversée. Il s'agit essentiellement de soulèvements et d'affaissements "sans lien génétique avec la phase tangentielle Eocène" (AUBOUIN et MENNESSIER, 1962). Les faits principaux sont la création de fossés de distension en Provence occidentale (fossé de Marseille et fossés nord-varois), la mise en place avant l'Aquitaniens d'un "méga-massif des Maures" suivant un bombement NE - SW du socle hercynien et l'apparition de voûtes triasiques au NW (CORNET, 1969, AUBOUIN et MENNESSIER, 1962) Toutes ces structures recoupent les structures EW antérieures. Pour MENNESSIER (1967), les plissements transversaux se sont installés "dans un deuxième stade de la phase provençale entre la mise en place du système EW au Bartonien et le Sannoisien". Les fossés résultent de la "première phase alpine" (Sannoisien) et ont peut-être été amorcés dès le Crétacé Supérieur. A partir du Sannoisien, une surface d'arasion se développe qui est disséquée vers le début du Miocène. Pour AUBOUIN (in AUBOUIN et MENNESSIER 1962) et CORNET (1969), la principale phase de mouvements verticaux a lieu durant le Sannoisien et le Stampien. Les bandes triasiques correspondent à des bombements de socle du même âge. La surface d'arasion s'est développée durant le Miocène. Dans cette interprétation, la mise en place des structures transversales de Provence est contemporaine de l'affaissement du golfe du Lion, des fossés du Bas-Rhône et du Languedoc ainsi que de leur prolongement vers le nord : fossé de Bresse, des Limagnes et du Rhin.

#### IV - DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DE LA PENTE CONTINENTALE

Aux unités structurales définies sur le continent correspondent des unités morphologiques reconnues sur la pente continentale depuis BOURCART (cartes morphologiques du précontinent entre Marseille et Gène, 1958).

Nous en distinguerons quatre (figures 99 et 100) qui correspondent à :

- 1° - La terminaison occidentale de la Provence (calcaire et cristalline)
- 2° - la Provence cristalline
- 3° - La terminaison orientale de la Provence cristalline
- 4° - Le bord méridional du domaine subalpin et du fossé du Var.

##### Premier domaine (cf. profils 1 à 4, figures 99 et 101)

Le premier domaine fait la liaison entre le golfe du Lion, à pente très faible (2° environ), de direction ENE-WSW, et la bordure provençale, E-W, à pente très raide (de l'ordre de 20°).

Le plateau continental du golfe du Lion se termine au méridien de Marseille

mais sa véritable limite structurale doit se situer plus à l'ouest, dans le prolongement des failles du Bas-Rhône (figure 98). Sur la pente, le canyon du Cap Couronne marque une limite morphologique : à l'ouest, les vallées entièrement entaillées dans la vase plio-quaternaire présentent des reliefs arrondis ; à partir du canyon du Cap Couronne, le relief, plus accusé, suggère un envasement beaucoup plus faible. Les interfluves sont accidentés et les changements de direction des canyons sont nets. Leurs pentes moyennes, de l'ordre de 6 %, (figure 101) sont également plus élevées que celles du golfe du Lion. Le canyon de la Cassidagne qui débute à 5 km à peine de la côte sépare deux plateaux larges d'une vingtaine de kilomètres : le plateau du Planier au nord ouest, celui des Blauquières au sud est. Un abrupt rectiligne d'orientation NW - SE limite au large ces deux plateaux. Il affecte également, selon la carte de BOURCART, le profil longitudinal de la Cassidagne (figure 101). Cette direction manifestement commandée par la tectonique se retrouve dans le canyon des Blauquières, au nord-est.

#### Second domaine (cf. profils 5 à 8, figures 99 et 101)

Le second domaine, de direction générale est-ouest, s'étend du plateau des Blauquières au Banc du Magaud. La partie occidentale forme un rentrant entre les Blauquières et la crête de Giens. La partie occidentale est décalée vers le sud d'une dizaine de kilomètres. A la limite, entre les canyons de Toulon et de Porquerolles, le bord du plateau forme un alignement remarquable NW - SE. L'ensemble du domaine est découpé par une dizaine de canyons rectilignes, nord-sud pour la plupart. Les canyons des Blauquières et de Toulon, à l'ouest des Maures, sont nettement plus larges que ceux de la bordure des Maures et du Magaud.

Les profils longitudinaux des thalwegs et des interfluves (figure 101) montrent des pentes extrêmement fortes (jusqu'à plus de 40 %) souvent découpées en gradins. On sait que pour de telles pentes, les enregistrements bathymétriques intègrent tous les détails et ne décèlent que les replats importants : au sud du Banc du Magaud, les plongées en bathyscaphe et les traicts de Troïka (BELLAICHE, 1968) ont mis en évidence, localement, des pentes de 60° à 90°).

La pente moyenne des thalwegs est toujours nettement moins forte que celle des interfluves correspondants, contrairement à ce qu'on observe pour les vallées entaillées dans la vase. MASCLE (1968) a remarqué une correspondance entre les abrupts qui accidentent les thalwegs de Toulon et de Porquerolles et ceux des interfluves, ce qui suggère une action de la tectonique postérieure au creusement. On peut noter enfin que la direction générale de ce domaine est parallèle à celle des grands accidents du socle d'âge Crétacé ou Eocène (figure 98). Ceci est souligné par le canyon des Stoechades qui emprunte probablement une telle fracture.

#### Troisième domaine (cf. profils 9 à 11, figures 100 et 101)

Le troisième domaine, entre le Banc du Magaud et le canyon de Cannes, correspond à un décalage de la marge vers le NNE. L'aspect morphologique de ce domaine est très particulier ; ceci tient à ce qu'il s'étend presque perpendiculairement aux structures des Maures qui s'ennoient à ce niveau sous la couverture Mésozoïque et tertiaire. Deux massifs représentant des éléments séparés des Maures accidentent la pente : le banc du Magaud et le haut-fond du Méjean.

Le banc du Magaud prolonge les îles du Levant vers l'est. Il est séparé du massif des Maures par la profonde vallée est-ouest des Stoechades. Le profil est-ouest du Magaud montre une pente supérieure moyenne suivie d'une pente beaucoup plus forte représentant sans doute une zone de fracture (BELLAICHE, 1970).

Le haut-fond du Méjean, situé au NE, est un bloc de forme presque carrée de 10 km de côté environ. Il est limité à l'est par une pente raide d'orientation nord-sud (plan de faille probable) qui s'ennoie rapidement sous une couverture sédimentaire à pente faible, et au sud par un versant irrégulièrement dénivellé en gradins. Il est séparé de la côte par les canyons du Drammont et de Cannes au nord et de Saint-Tropez au sud. Ces trois canyons présentent, au contact du haut-fond, des changements de direction remarquables, en particulier celui de Saint-Tropez qui tourne de près de 130°. Leur tracé est évidemment lié à l'existence d'un réseau de failles. Le profil longitudinal de ces canyons ainsi que de celui de la Cassidagne peut se décomposer en deux parties :

La partie supérieure, jusque vers 500 à 800 m, est relativement raide : 8,5 % à 12,3 % ; la partie inférieure, faible, est comprise entre 4,5 % et 6 %. Cette particularité est, comme nous le verrons plus loin, (figure 110) en rapport avec l'envasement du canyon rocheux.

#### Quatrième domaine (cf. profils 12 à 15, figures 100 et 101)

Le quatrième domaine s'étend dans le nord est du canyon de Cannes. Nous le limiterons pour cette étude au versant est de la Baie des Anges. Il est caractérisé par des pentes moyennes plus fortes que celle du domaine précédent mais avec une morphologie beaucoup plus simple. Les canyons sont rectilignes et parallèles à la pente.

On peut distinguer d'ouest en est les deux petites vallées de Saint-Honorat et de Sainte-Marguerite, qui rejoignent au pied de la pente le canyon de Cannes, et celle, plus importante, de Golfe Juan. Puis vient une zone bombée ne présentant que des ravinements secondaires. A l'est, entre le cap d'Antibes et le cap Ferrat, s'ouvre la profonde dépression de la baie des Anges qui prolonge sur la pente le fossé du Var. Cette dépression est bordée : à l'ouest par une ride haute de 500 à 800 m, très abrupte, orientée vers le sud est, puis tournant progressivement vers l'est ; à l'est, par une falaise nord-sud qui s'ennoie et tourne progressivement vers le sud-est, parallèlement à la ride occidentale, mais disparaît vers 2 000 m. La Baie des Anges se présente donc comme une sorte de vaste entonnoir. Une ride médiane, qui se sépare en deux pédoncules inégaux, est marquée dans la partie supérieure. De part et d'autre sont formés deux cirques ravinés donnant naissance vers 800 m à deux canyons qui confluent à la base de l'entonnoir, vers 1 800 m.

Les profils longitudinaux mettent en évidence deux types de pentes en relation probable avec la nature du substratum : le domaine compris entre le canyon de Cannes et la Baie des Anges présente des pentes de 13 à 14 % (profil 13 et 14, figure 101) (comparables à la section supérieure des profils 9 à 12). Des pentes semblables caractérisent les deux cirques de la baie des Anges et la ride médiane (profils 15 et 15 a). La partie inférieure des canyons de Nice et de Cannes par contre une pente de 4 à 5 % seulement comme celles des profils 9 à 11. Les particularités morphologiques de ce domaine traduisent pour une part, comme nous le verrons, les conditions de la sédimentation.

## V - GEOLOGIE DE LA PENTE CONTINENTALE

### 1 - Introduction

On distingue commodément dans l'analyse des enregistrements sismiques continus le "socle" acoustique de sa "couverture" sus-jacente. Dans le domaine qui nous occupe, ce "socle" peut être constitué soit par le socle cristallin, soit par le toit de la série mésozoïque calcaire, soit éventuellement par du matériel volcanique ; il sera représenté dans tous les cas par un réflecteur "opaque" (figures 106, 108, 109). Sa nature peut être déterminée avec plus ou moins de certitude par prélèvement, par photographie sous-marine, par continuité avec les horizons reconnus à terre ou par des considérations morphotectoniques.

La série salifère messinienne, présente dans toute la partie abyssale du bassin et sur le glacis (AUZENDE et coll., 1971), est en général bien identifiable sur les enregistrements flexotirs, ainsi que la série miocène sous-jacente. Elle constitue donc un précieux repère. Pour les canons à air et les sparkers tels que ceux utilisés jusqu'ici en Méditerranée, elle constitue une limite de pénétration dont les caractères diffèrent de ceux du "socle acoustique". (MAUFFRET, 1969).

La couverture plio-quaternaire est en général bien reconnaissable quand elle surmonte le socle, la série salifère ou une surface d'érosion pontienne bien caractérisée (figures 107, 108, 109). Une ambiguïté peut subsister sur la base du Pliocène quand la série salifère est mal caractérisée (figure 112) ou inexistante (figures 108 et 111). Enfin, une certaine part est laissée à l'interprétation pour la série infra-Pliocène quand elle n'est pas surmontée par les évaporites messiniennes (figures 107, 108, 109, 111) ou qu'elle représente un dépôt très localisé (figure 108).

La distinction enfin entre surface façonnée à l'air libre et surface façonnée sous l'eau n'est pas toujours nette (figure 108).

### 2 - Le socle

#### - Les zones d'affleurements

Le socle hercynien des Maures affleure largement sur la pente continentale, du canyon de la Cassidagne au haut-fond du Méjean. Ce fait est attesté par les profils sismiques continus étayés par de nombreux prélèvements. Dans le canyon de la Cassidagne, BOURCART et coll. (1958) ont dragué, entre 100 et 300 m, des schistes et quartz filoniens analogues à ceux du cap Sicié. FROGET (communication orale) a récemment confirmé ces résultats par d'autres dragages. Aucune roche cristallophyllicienne n'a encore été prélevée plus à l'ouest. Sur la pente continentale, le profil flexotir P 1 (figures 105-106) met en évidence au niveau du canyon de la Cassidagne le socle libre de sédiments jusque vers 2 000 m, que par une fine couverture plio-quaternaire.

Davantage de données existent sur le second domaine. Le canyon de Toulon a été étudié par J. BOURCART et C. LALOU (1950) et par J. MASCLE (1968) qui y a carotté la roche à douze reprises entre 150 m et 2 200 m. A 2 200 m, le carottage (granito-gneiss) a été effectué dans le thalweg, à un niveau où l'entaille du canyon est déjà très atténuée (cf. profil 5, figure 101). Ceci démontre qu'à cette profondeur le canyon est libre de toute couverture sédimentaire notable et que l'entaille

rocheuse du canyon se termine progressivement, comme l'indiquent la carte topographique et les profils. Le prolongement de la crête ouest paraît affleurer vers 2 500 m : un très gros bloc a en effet été photographié et échantillonné par le bathyscaphe (BELLAICHE, 1970). Il s'agirait d'une roche granitique. Par 755 m de profondeur, au sud de l'île de Porquerolles, J. MASCLE (1968) a carotté des quartzophyllades analogues à celles de Giens et de Porquerolles. La région du canyon de Port-Cros, draguée par J. BOURCART et J.P. REHAULT (communication orale) a donné des résultats comparables.

Sur le versant sud du banc du Magaud, des photographies (bathyscaphe et troïka, G. BELLAICHE, 1968) ont montré entre 1 000 et 2 000 m l'affleurement de vastes surfaces rocheuses en contrebas desquelles sont amoncelés des éboulis. La structure des roches évoque là aussi, d'après les photographies, des roches cristallines. Plusieurs profils sismiques continus publiés par J. MASCLE (1968) et G. BELLAICHE (1969) montrent parfaitement le socle presque partout affleurant sur la pente qui n'est envasée de façon appréciable que sur les replats importants.

Dans le troisième domaine, entre le banc du Magaud et le canyon de Cannes, la couverture plio-quadernaire devient plus importante (figure 110) et de ce fait les observations directes sont moins nombreuses. Il est certain néanmoins que le socle cristallin détermine encore l'essentiel du relief. Dans le canyon des Stoechades, BELLAICHE (1968) a pu observer (bathyscaphe et troïka) des affleurements rocheux sur le versant droit (flanc nord du Magaud).

Sur le banc du Méjean, G. PAUTOT (1969) a carotté le gneiss à deux reprises ainsi que, sur le flanc sud, par 1 300 m, une arène indiquant la proximité du socle. Sur le ressaut situé vers 1 800 m, qui est probablement un bloc effondré du Méjean, le forage T 3 du Térébel a effectivement foré la roche à deux reprises sous quelques mètres de plio-quadernaire mais sans pouvoir toutefois la prélever.

#### - Les zones où le socle est ennoyé

Sous le plateau des Blauquières, DUCROT (1967) a mis en évidence par sismique réflexion la prolongation probable des formations métamorphiques de Sicié, masquées par une centaine de mètres de plio-quadernaire.

Dans la plaine abyssale au sud de Toulon, le profil P 1 permet de suivre le socle sous le Pliocène et le Miocène infra-messinien jusque vers 5 s. (figure 106). Sur un profil Sparker dans le sud de l'île du Levant, LEENHARDT et coll. (1970) montrent que le Pliocène ne transgresse pas directement sur le socle mais sur un élément présentant des réflecteurs. Cet ensemble forme une sorte de talus recouvrant le socle au bas de la pente. Le même phénomène apparaît sur des profils publiés par G. BELLAICHE (1970) et BELLAICHE et coll. (1970) (voir aussi figure 67 de ce volume).

Dans le troisième domaine, BELLAICHE a noté que dans la partie inférieure du canyon des Stoechades, le réflecteur qui apparaît sous le remplissage plio-quadernaire est différent de celui qui prolonge le socle des îles du Levant et séparé de celui-ci par un épaulement accusé. Sur un profil est-ouest de l'interfluve nord (PAUTOT, 1969), il semble également que vers 1 200 m le socle disparaisse, à la faveur d'une faille, sous un ensemble infra-pliocène.

Sur le haut-fond du Méjean, PAUTOT (1969) a montré que le socle formait une surface relativement plane (ennoyée sous une couverture plio-quadernaire) acciden-

tée par deux pics où le gneiss a été carotté. La partie plane peut représenter soit une surface d'érosion du gneiss (LUTAUD, 1924 a décrit de telles surfaces dans les Maures) soit un élément de la couverture mésozoïque. Nous sommes là en effet à la longitude à laquelle sur la côte le primaire fait place vers l'est au secondaire (cf. figure 104). Sur les versants est et nord, on observe clairement l'ennoyage du socle sous une série infra-pliocène (figures 108 et 109).

Sur le bord oriental, la limite de l'ennoyage s'abaisse progressivement vers le sud (figure 103). Tout le versant sud est dénivellé en gradins plus ou moins recouverts de plio-quadernaire, et nous ne pouvons, dans cette topographie chaotique, différencier des réflecteurs.

Au sud des îles de Lérins et du cap d'Antibes, les promontoires qui prolongent les unités jurassiques s'ennoyent rapidement de tous côtés entre 1 s. et 1,5s. sous le même réflecteur que le flanc est du Méjean. Il semble en être de même pour le prolongement du Cap Ferrat, mais les limites ne peuvent être situées avec précision (figures 103 et 104).

### 3 - Le remplissage sédimentaire de la plaine abyssale

Avant de passer à l'interprétation de la couverture tertiaire sur la marge, il nous faut brièvement rappeler les données connues sur le remplissage de la partie abyssale du bassin.

Les données sur la profondeur du socle magnétique (LE BORGNE et coll., 1971) permettent d'estimer l'épaisseur totale des sédiments à 6 km. Si l'âge du bassin est oligocène (travail en préparation) les plus anciens sédiments sont de cet âge. Les enregistrements flexotir permettent d'observer qu'une couverture d'environ 1 000 m de plio-quadernaire surmonte une série évaporite de 500 à 1 000 m. Cette série a été datée du Miocène supérieur (Messinien). On peut suivre localement les horizons du Miocène moyen à inférieur jusqu'à 2 s. sous les évaporites c'est-à-dire à proximité du socle. La couverture plio-quadernaire a été reconnue en détail sur de très nombreux enregistrements air-gun ou sparker. Elle est caractérisée par une couche supérieure très litée d'environ 0,3 s. et une couche inférieure acoustiquement transparente. La série transparente surmonte souvent une séquence de forts réflecteurs (toit des évaporites ?) précédant la couche de sel. Mais cette subdivision n'est pas toujours possible (figure 106 par exemple) et la base du Pliocène reste imprécise.

Sur la bordure provençale, l'horizon salifère remonte à proximité de la pente continentale où il disparaît.

### 4 - Les dépôts infra-pliocènes

- La paléogéographie miocène moyen et supérieur (figure 102).

Après les épisodes compressifs qui ont soulevé et plissé la Provence et après les mouvements verticaux de l'Oligocène, la mer réapparaît à l'Aquitainien dans la région de Marseille. Durant le Burdigalien et l'Helvétien, elle s'étend progressivement et atteint au Tortonien son extension maximale. A ce moment là, un vaste golfe relié à la dépression péri-alpine contourne la Provence au nord-ouest.

A l'est, on sait que les mers nummulitiques à l'Eocène supérieur ont envahi



d'est en ouest le domaine des chaînons subalpins jusqu'à la région de Cannes et au nord du Tanneron. L'Oligocène y est par contre inconnu. La mer réapparaît au Burdigalien. Venant du sud, elle forme un vaste golfe dans la basse vallée du Var et à l'ouest de celle-ci jusque vers Vence. Ses dépôts sont connus également au cap d'Antibes et à Cannes (GINSBURG, 1960). Entre ces golfes, la Provence subit une évolution entièrement continentale, qui a fait l'objet d'études morphotectoniques extrêmement détaillées. MENNESSIER (1967) et CORNET (1969) entre autres ont reconstitué le réseau fluvial qui, au Vindobonien, drainait le massif des Maures vers le nord-ouest. Le drainage se dirigeant vers le nord à partir du littoral actuel, à l'ouest des Maures, oblige à admettre l'émersion d'un massif cristallin entre les Maures et Marseille, dont l'axe se situerait au niveau du plateau actuel. Cette émersion est ancienne puisque des brèches daniennes, au nord de Marseille, contiennent déjà des éléments de Permien provenant du sud (MENNESSIER, 1967). Il ne serait donc pas impossible qu'une partie des canyons de l'actuelle pente continentale aient été entaillés à l'air libre dès cette époque sur le versant sud de ce "méga-massif" des Maures (figure 102).

- Les dépôts sur le plateau et la pente

Sur le plateau du Planier, les résultats obtenus par LEENHARDT (1963) montrent la couverture mésozoïque tectonisée sous une faible couverture plio-quadernaire. Ces auteurs distinguent dans la partie occidentale du plateau un domaine différent, moins tectonisé, qui pourrait être logiquement rapporté au Miocène. Il est probable, d'après les données de la morphologie et de la paléogéographie, que le Miocène forme le substratum des canyons du cap Couronne et du Planier et de la partie inférieure de la Cassidagne.

Dans le second domaine, tout le Miocène est inconnu sur la carte et sur la pente. Au bas de la pente, l'enregistrement P 1 (figure 106) le montre transgressif directement sur le socle. Il ne paraît affecté que de faibles dénivellations. A l'est, les enregistrements air-gun et sparker ne permettent généralement pas de l'observer car il est masqué par les évaporites.

Dans le troisième domaine, nous rapportons au Miocène l'ensemble mis en évidence dans la partie inférieure du canyon des Stoechades (BELLAICHE, 1970), et sur la pente à l'est de Saint-Tropez. Nous interprétons de la même façon l'ensemble qui ennoie au nord et à l'est le haut-fond du Méjean. Dans le domaine oriental (IV), le Pliocène repose presque partout sur un ensemble stratifié qui forme le substratum des canyons de Cannes (figure 109), de Golfe Juan et de la Baie des Anges (figure 107) ; il remonte sur le socle mésozoïque des îles de Lérins (figure 109) ; il est affecté par une faille en bordure de la Baie des Anges (figure 107) ; cet ensemble stratifié est vraisemblablement Miocène (figures 102 et 104).

- Ces interprétations conduisent au schéma paléogéographique de la figure 102 : la mer Miocène à son maximum d'extension pénétrait largement sur le continent à l'est et à l'ouest de la Provence ; sa limite s'abaisse ensuite le long de l'actuelle pente continentale pour passer au sud des Blauquières, des îles du Levant et du Banc du Magaud où elle ne peut être davantage précisée.

## 5° - L'épisode Pontien-Messinien

### Généralités

- Le retrait quasi général de la mer à la fin du Miocène est un phénomène mis en évidence depuis longtemps. On a donné aux dépôts continentaux de cet âge que surmontent souvent les couches marines pliocènes le nom de Pontien (LUTAUD, 1924).

En Afrique du Nord, en Italie, les dépôts du Miocène moyen passent vers le haut à des évaporites elles-mêmes surmontées par les marnes pliocènes. L'étage est alors dénommé Messinien. Son âge est compris selon les dernières estimations entre 8,5 et 5,5 m.a. Dans notre texte, le Pontien et le Messinien auront la même signification stratigraphique et chronologique.

L'extension des évaporites messiniennes à tout le bassin profond de la Méditerranée occidentale est maintenant bien établie (AUZENDE et coll., 1971) et l'on peut lier leur dépôt à la phase de régression pontienne. Il reste à préciser les limites de la mer et des zones exondées. Sur la bordure provençale, BOURCART (1962) et GLANGEAUD et coll. (1965) ont attribué le creusement des vallées sous-marines à la phase d'érosion aérienne pontienne. PAUTOT (1969) et BELLAICHE (1970) ont montré au sud du banc du Magaud par plus de 2 000 m de profondeur, une surface d'érosion qu'ils attribuent au Pontien. Nous allons essayer de compléter ces observations et de les lier entre elles.

### - Les canyons pontiens

J. BOURCART pensait que le creusement de toutes les vallées sous-marines datait du Pontien. Pour lui, les canyons représentent d'anciennes vallées fluviales redressées, déformées et ennoyées par le jeu de la flexure continentale au cours du Pliocène. Nous reviendrons plus loin sur le problème tectonique. Les vallées au sud des Maures n'évoquent pas à première vue des vallées fluviales ; elles ne correspondent d'ailleurs à aucune vallée terrestre. Plusieurs des vallées orientales (domaine III) se raccordent par contre au réseau des vallées terrestres dont le style (nombreux virages, confluences) les rapproche. Leur pente est d'ailleurs peu accentuée.

Toutes ces vallées entaillées dans le socle paléozoïque sont dues probablement à l'érosion subaérienne. Leur âge peut être pontien ou plus ancien ainsi que le suggère la figure 102. Leur cours inférieur, entaillé dans le Miocène, est vraisemblablement d'âge Pontien.

Nous avons vu que l'entaille du canyon de Toulon était très atténuée vers 2 200 m où les interfluves n'ont plus que 200 m de dénivellation. Les profils du canyon des Stoechades (BELLAICHE, 1970) montrent de même la terminaison du canyon rocheux vers cette profondeur. Ceci nous donne une première indication sur la limite du domaine exondé.

### - La surface d'érosion

A l'est des Maures et au sud de la région niçoise, la surface du Miocène représente une surface d'érosion jusque vers 3,0 s. (temps double de parcours). Cette surface relativement régulière est marquée par un fort réflecteur et par des discordances. Elle est atteinte par endroits par l'entaille des canyons plio-

quaternaires de Golfe Juan et de la Baie des Anges (figure 107). Dans celle-ci, il est difficile toutefois de savoir s'il faut attribuer le fort réflecteur observé à la surface pontienne ou à des dépôts grossiers plio-quaternaires. Il est probable que ces derniers masquent la surface pontienne vers la base de la pente. La nature "dure" de ce réflecteur a en tout cas été établie par les forages T 6 et T 8 du Térébel, bien que des échantillons n'aient pu être prélevés (sinon quelques graviers ou éclats calcaires).

L'ensemble qui fait suite au bas de la pente continentale à l'ensemble Miocène érodé évoque nettement un dépôt sous-marin (figure 108). Les chenaux sédimentaires qu'on y observe peuvent être reliés aux canyons d'origine subaérienne de la pente. Vers le large, cet ensemble passe en continuité à la série salifère. Au sud du Magaud, la surface d'érosion mise en évidence par BELLAICHE (1970) passe en continuité au réflecteur H de MAUFFRET (toit des évaporites). Les premières manifestations de la tectonique salifère apparaissent un peu au sud (profil P 2, figure 112). La figure 104 schématise le résultat de ces observations.

- Au sud des Maures et du Magaud, nous l'avons vu, un ensemble sédimentaire recouvre le socle en formant un talus, au bas de la pente continentale. Il semble bien que ce talus passe en continuité au réflecteur H sous le pliocène ; il pourrait s'agir là d'une accumulation détritique de bas de pente d'âge Pontien. Le forage T 2, réalisé au pied sud-ouest du banc du Magaud, étaye cette interprétation ; il a permis de prélever un échantillon de conglomérat polygénique à ciment calcaire. Aucune faune Miocène n'y a été trouvée. Nous l'interprétons comme un dépôt subaérien résultant de l'érosion de la pente continentale au Pontien.

Au sud de Toulon (profil P 1) la limite de la couche salifère est nettement marquée. La limite approximative de la mer messinienne est portée sur la figure 102.

### Le Plio-quaternaire

#### - La paléogéographie Pliocène

Après l'épisode Pontien, la mer est revenue au Pliocène dans la vallée du Rhône et dans celle du Var. Elle a aussi formé de nouveaux golfes à l'est de la Provence dans les basses vallées de la Siagne, de l'Argens et de Saint-Tropez (figure 110). Partout ailleurs sur la côte provençale, le Pliocène est inconnu.

La mer Pliocène a progressé sur un pays profondément découpé par l'érosion Pontienne et déformé. Les fossés subsidents du Bas-Rhône et du Var ont montré des épaisseurs voisines de 700 m. Au cours du Pliocène et du Quaternaire, la mer s'est progressivement retirée des golfes à l'est et à l'ouest tandis qu'elle s'avancait sur le sud des Maures jusqu'à sa place actuelle.

#### - La série plio-quaternaire sur la marge

Sur les enregistrements sismiques continus (air-gun et sparker) les dépôts plio-quaternaires sont aisément identifiables grâce aux caractères suivants : sous une séquence superficielle litée d'environ 300 ms, on observe une série "transparente" à réflecteurs à peine marqués. L'ensemble est très inégalement réparti sur la pente et le glacis. Il est entaillé par des vallées, accumulé en rides et affecté par des glissements de masse. Les traces d'érosion sont nombreuses et le

Pliocène se trouve souvent à l'affleurement. Les courants de fond ont joué un grand rôle dans le façonnement de ces structures. Les épaisseurs varient de 0 à 1 s. sur la pente, de 1 s. à 1,5 s dans la plaine abyssale.

Il semble, d'après les nombreux carottages (PAUTOT, 1969, BELLAICHE, 1970) qu'on puisse rapporter au Quaternaire la série superficielle litée, le Pliocène représentant la partie "transparente", mais la distinction n'est pas toujours nette. Sur le glaciaire, on peut distinguer des structures quaternaires superposées aux structures d'âge Pliocène dont elles diffèrent par le style et la dimension (figure 106).

Toutes les observations précédentes nous ont montré que la couverture plio-quaternaire est très inégalement répartie. Elle est de l'ordre de la centaine de mètres sur les plateaux du Planier et des Blauquières. Au sud des Maures, elle est accumulée dans la rade d'Hyères (300 m) et sur des replats locaux. Elle ne constitue ailleurs que des placages sur le socle. Ses dépôts deviennent progressivement plus importants dans les deux domaines orientaux. Nous avons établi une carte d'isopaques (figure 110) à partir des documents publiés par BELLAICHE (1970) et PAUTOT (1970) et de documents inédits. Cette carte fait ressortir les accumulations importantes, mais très localisées du flanc droit des canyons des Stoechades et de Saint-Tropez ainsi que du haut-fond du Méjean. Elle met en évidence la forte accumulation de part et d'autre de la Baie des Anges et les rides qui les prolongent.

Il ressort nettement de ces observations que la principale source d'apport de ce domaine est le Var, l'influence du Rhône ne s'étendant guère à l'est au-delà du canyon du cap Couronne. Les accumulations de la rade d'Hyères, du canyon des Stoechades et de celui de Saint-Tropez témoignent du rôle secondaire des autres cours d'eau. DUPLAIX et GENNESSAUX (1967) avaient déjà mis en évidence cette prédominance des apports du Var en mer Ligure à partir d'une étude de minéraux lourds.

#### - Les vallées plio-quaternaires

A partir du canyon de Cannes, toutes les vallées sous-marines sont entaillées dans le plio-quaternaire. Ces vallées sont de plusieurs types : le canyon de Cannes correspond à une vallée Pontienne, entaillée en grande partie dans le Miocène, à laquelle s'est superposée une vallée plio-quaternaire (figure 109). Le canyon du golfe Juan correspond également en partie à un ravinement d'âge Pontien. Les deux vallées de la Baie des Anges, les canyons du Var et du Paillon, se sont individualisés sur les failles ou flexures qui encadrent le prolongement sous-marin du fossé du Var. Nous n'avons pas vu sur les enregistrements trace d'une vallée pontienne antérieure mais le substratum Miocène est pratiquement à l'affleurement au fond du canyon du Var sur une partie de la pente. Les canyons de Saint-Honorat, Sainte-Marguerite, Cap Cros et Garoupe, entaillés uniquement dans le plio-quaternaire, sont beaucoup plus modestes. Il existe enfin quantités de ravinements mineurs prenant naissance à des niveaux quelconques de la pente ou sur les versants des vallées principales.

Les vallées pontiennes ou plio-quaternaires sont rapidement comblées à partir du bas de la pente (entre 1 800 et 2 000 m) et seuls subsistent des chenaux peu profonds avec levées latérales asymétriques (figures 106, 108, 112). Ces chenaux superficiels se superposent à des structures beaucoup plus importantes intéressant toute l'épaisseur du Pliocène. Un exemple en est donné avec le profil P1

au sud de Toulon (figure 106). Ce profil recoupe obliquement le prolongement du canyon pontien de la Cassidagne. On observe en discordance sur le Miocène moyen (Vindobonien), une zone stratifiée complexe qu'on peut interpréter comme une construction édifiée par les courants de turbidité issus du canyon de la Cassidagne et reprise par les courants de contour.

L'origine des canyons plio-quatérnaires est complexe : à des phases de construction des interfluves par les courants sous-marins succèdent des phases de creusement ; l'érosion au niveau du thalweg a dû entraîner les glissements latéraux que l'on observe sur les versants, laissant affleurer par place le Pliocène.

Le profil longitudinal du canyon du Var, tracé d'après la carte topographique de Monaco, montre une nette rupture de pente vers 1 000 m ; la pente supérieure est de 12,5 %, la pente inférieure de 4 %. La pente supérieure correspond au talus de remplissage pliocène du fossé du Var. En effet, les profils sismiques suggèrent que c'est le Miocène qui forme le fond du canyon au-dessous de cette profondeur et qui détermine la pente inférieure. Si l'on prolonge cette pente jusqu'au rivage, on obtient pour le remplissage pliocène une épaisseur d'environ 600 m, ce qui est en accord avec les résultats des forages dans le delta du Var (HORN et col. 1965).

On retrouve dans les autres canyons (Cannes, Saint-Tropez, Stoechades) la même rupture de pente vers 800 à 1 000 m que l'on peut interpréter de la même manière (Notons que cette valeur de pente des talus pliocènes est du même ordre de grandeur que celle du canyon de Sainte-Marguerite, Saint-Honorat et Garoupe, dont le substratum est pliocène.

#### Rides de courant

Le rôle des courants de contour dans les bassins océaniques a été bien mis en évidence (HEEZEN et HOLLISTER, 1964) ces dernières années. On a montré en particulier comment à partir d'un relief d'origine tectonique, pouvait s'édifier une ride sédimentaire. C'est à un tel phénomène qu'il faut sans doute attribuer la ride qui s'allonge au sud est du cap d'Antibes sur plus de 50 km.

## VI - DESCRIPTION DE LA STRUCTURE ET DE L'EVOLUTION TECTONIQUE DE LA MARGE

### Structures de la marge

L'effondrement (la flexure) de la marge s'est fait selon les principales directions structurales reconnues à terre. La pente très raide du sud des Maures épouse une direction parallèle aux grandes fractures est-ouest d'âge Crétacé-Eocène. Elle est dénivellée en gradins par des fractures de cette direction.

#### - Limites du domaine continental

Les données précises sont encore peu nombreuses. BELLAICHE et coll. (1971) se fondant sur des résultats de sismique réfraction, estiment que le socle des Maures disparaît à la faveur d'un accident majeur à une vingtaine de kilomètres dans le sud des îles du Levant.

A l'ouest, en direction du golfe du Lion, il est possible, ainsi que le suggère l'analyse du profil P 2 (figure 106) que le socle continental s'étende plus largement vers le sud.

Au nord-ouest, si la ride sédimentaire est-ouest correspond bien à un accident du socle, on pourrait y voir la trace d'une fracture limitant vers le sud le socle continental.

## VII - LA TECTONIQUE POST-OLIGOCENE

### La tectonique Miocène

LUTAUD (1924) a mis en évidence les restes d'une ancienne surface d'érosion de la Provence maintenant disséquée et gauchie. Cette surface est surtout développée en Provence calcaire mais on la retrouve également en Provence cristalline où elle forme des plans caractéristiques. Pour MENNESSIER (1967), cette surface s'est formée immédiatement après la phase Eocène. Pour C. CORNET (1969) qui, nous l'avons vu, admet une phase tectonique importante à l'Oligocène, elle date du Miocène. L. GLANGEAUD et coll. (1965) ont émis l'hypothèse que cette surface se retrouvait sur le Banc du Méjean (vers 700 m de profondeur). Les lambeaux reconnus de cette surface traduisent en effet partout un gauchissement postérieur, sa pente actuelle étant de beaucoup supérieure à sa pente originelle. Des hauts sommets des Maures, elle passe à l'ouest sous le golfe du Lion, au sud on la retrouve sur les îles du Levant et sans doute se poursuit-elle sous la mer comme au Méjean. Dans la région de Toulon, elle est inclinées vers le sud alors qu'elle s'abaissait vers le nord au Miocène moyen. C. CORNET a montré que cette surface est très souvent recouverte de dépôts fluviatiles qu'elle date du Vindobonien. Ceux-ci sont d'autant plus grossiers qu'on les trouve près de l'axe du massif et ils témoignent "de la puissance des cours d'eau qui les ont déposés" CORNET (1969). Ceci suggère donc que des déformations se sont poursuivies pendant le Miocène : tandis que les deux extrémités du massif des Maures s'affaissaient, permettant l'ingression de la mer, le massif devait se bomber davantage. Au sud, la marge actuelle s'affaissait elle aussi, puisque nous y voyons le Miocène transgresser. Mais tous ces mouvements devaient être très progressifs car les structures à terre n'en portent pas le témoignage. A l'est, en revanche, dans l'"aire alpine", la tectonique a été davantage active tout au long du Miocène. On sait que la tectonique alpine dans ce domaine est caractérisée par un décollement de couverture et un glissement vers le sud, le front de l'arc de Nice représentant la limite des plissements au sein d'un pays autochtone. Une phase antéburdigalienne, perceptible vers l'ouest jusqu'à Vence, a été mise en évidence (GINSBURG, 1960) ; elle est responsable de structures nord-sud et GEZE (1960) lui attribue la formation des vastes synclinaux (Contes, Menton,...) où s'est conservé le flysch paléogène. Au Miocène moyen (Vindobonien), l'importance des conglomérats (Vence, Roquebrune) indique que le glissement de la couverture est engagé.

Il est difficile d'apprécier les mouvements tectoniques de la fin du Miocène et de les distinguer des manifestations pliocènes qui les prolongent. Le Pontien correspond sur le pourtour des Alpes à des décharges de conglomérats témoignant d'un soulèvement et d'une "contraction" du domaine alpin (DEBALMAS et LE MOINE, 1964). Cette phase se poursuit pendant le Pliocène avec des plissements et des chevauchements. Sur la bordure méditerranéenne, il est certain que la mise en place des arcs subalpins est antépliocène mais les plissements se sont poursuivis au

Pliocène tandis que l'ensemble du domaine se soulevait.

Dans le domaine provençal, le Pontien se marque par l'exhaussement d'un certain nombre de massifs et le rejeu important de failles. En plusieurs endroits le Miocène est fortement déformé. Des dépressions se sont creusées, comme le Bas-Argens, où la mer Pliocène a pénétré. Mais les mouvements pliocènes sont beaucoup moins accentués que dans le domaine subalpin et se résument à un gauchissement progressif de la marge et de la surface pontienne.

### Conclusion

- Les données paléographiques et tectoniques sont en accord avec l'hypothèse d'une ouverture du bassin à l'Oligocène. L'Oligocène est marqué en effet dans tout le domaine provençal par une phase de soulèvement qui peut s'interpréter comme la phase initiale de rupture du continent (voir HEEZEN, 1968, pour une analyse du phénomène).

Dès la fin de l'Oligocène, les bordures continentales commencent à se flexurer tandis que le bassin s'approfondit : cette phase se marque par l'ingression de la mer sur les marges.

L'épisode pontien interrompt cette évolution. Le retrait eustatique de la mer est démontré et mesuré par l'extension de l'érosion sur la pente continentale.

Le Pliocène est marqué d'abord par un brusque retour de la mer sur les bordures puis par la reprise de la flexuration régulière de la pente correspondant à la subsidence du domaine abyssal.

Dans le domaine alpin proprement dit, la fin du Miocène correspond à une phase tectonique importante (DEBELMAS et LE MOINE, 1964) qui se poursuit jusqu'au Quaternaire. Cette phase masque peut-être ou se confond avec une phase pontienne et début pliocène propre à la bordure méditerranéenne et liée à l'évolution du bassin. Nos données le suggèrent.

Une donnée importante du problème est l'existence durant le Pliocène d'un régime de forts courants de fond interrompu au cours du Quaternaire. Ces courants n'ont pas existé durant le Miocène. Ce régime pourrait être mis en relation avec le climat plus froid propice aux formations d'eaux profondes (LACOMBE et TCHERNIA, 1960).

REFERENCES

AUBOUIN J., MENNESSIER G.

Essai sur la structure de la Provence. In "Livre à la mémoire du Pr.P. Fallot".  
Mem. H. Ser. Soc. Geol. Fr., 1962, t. II, 45-98.

AUZENDE J.M., BONNIN J., OLIVET J.L., PAUTOT G., MAUFFRET A.

Upper Miocene Salt Layer in the western mediterranean Basin.  
Nature, 1971, 230, 82-84.

BEAUFORT L., BRUNNEAU J., CREPIN A., JULLIAN Y.

Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue.  
Bull. Soc. Geol. Fr., 1954, (16), IV, fasc. 1-3, 177.

BELLAICHE G.

Précisions apportées à la connaissance de la pente continentale et de la plaine  
abyssale à la suite de trois plongées en bathyscaphe "Archimède".  
Rev. Geogr. Phys. et Geol. dyn., 1968, X, fasc. 2, 137-145.

BELLAICHE G.

Etude géodynamique de la marge continentale au large des Maures.  
Thèse, Paris 1969.

BELLAICHE G.

Géologie sous-marine de la marge continentale au large du massif des Maures  
(Var, France) et de la plaine abyssale Ligure.  
Rev. Geogr. Phys. et Geol. dyn. 1970, XII, fasc. 5, 403-440.

BELLAICHE G., MASCLE J., RECQ M.

Interprétation géologique des profils sismiques réalisés au sud du massif des  
Maures.  
C.R. Acad. Sc. Paris, 1971, 272, 1960-1963.



BONNET A.

Note sur la liaison entre les tectoniques superficielles et profondes de la Camargue.

Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 1962, n° 251-259.

BOURCART J., LALOU C.

Sur la géologie des gorges sous-marines de Toulon.

C.R. Acad. Sc. Paris, 1950, 230, 1302-1304.

BOURCART J., LALOU C., GENNESSEUX M.

Le relief sous-marin du Précontinent entre le Rhône et la Ciotat.

Bull. Inf. du C.O.E.C. 1958, X.3.

BOURCART J.

La Méditerranée et la révolution du Pliocène in "Livre à la mémoire du Pr. Fallot" t. 1, Mem. h. Ser. Soc. Geol. France, 1962, 103-117.

CORNET C.

La Provence de l'Oligocène à nos jours.

Rev. Geog. Phys. et Geol. Dyn., 1969, (2) XI, fasc. 1, 101-122.

CORROY G.

L'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Provence.

in "Livre à la mémoire du Pr. P. Fallot".

Mém. h. Ser. Soc. Geol. Fr., 1962, t II, 19-43.

DEBELMAS J., LE MOINE M.

La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents.

Ext. de l'"information scientifique", 1964, N° 1, 1-33.

DUBOURDIEU G.

Le déplacement de l'Europe Occidentale.

C.R. Acad. Sc. Paris, 1962, 254, 510-512.

DUCROT J.

Premières données sur la structure profonde du Banc des Blauquières (région de la Ciotat, Bouches-du-Rhône).

C.R. Soc. Geol. Fr., 1967, 3, 80.

DUPLAIX S., GENNESSEUX M.

Les minéraux lourds sables du Var, du Paillon et de la Roya et les dépôts sous-marins de la mer Ligure.

Cahiers océanographiques, 1967, 19, 3, 219-238.

GEZE B.

Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes).

in "Livre à la mémoire du Pr. P. Fallot" .

Mem. h. ser. Soc. Geol. Fr., 1960, II, 289-300 .

GINSBURG L.

Etude géologique de la bordure subalpine à l'ouest de la basse vallée du Var.

Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 1960, N° 259, LVII.

GLANGEAUD L., SCHLICH B., PAUTOT G., BELLAICHE G., PATRIAT P., RONFARD M.

Morphologie, tectonophysique et évolution géodynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Estérel. Relations avec les régions voisines.

Bull. Soc. Geol. France, 1965, 7, N° 6, 998-1010.

HEEZEN B.C., HOLLISTER C.

Deep Sea Current evidence from abyssal sediments.

Marine Geol., 1, 141-174.

HEEZEN B.C.

Univ. Missouri, Rolla, J. 1968, 1,5.

HORN R., MENARD F., MUNCK F.

Etude géophysique de la basse vallée du Var. B.R.G.M.

JOIDES. HSU K.J.

Conférence de Presse, Paris, octobre 1970 .

LACOMBE M., TCHERNIA P.

Quelques traits généraux de l'hydrologie méditerranéenne.

Cahiers océanographiques, 1960, XII, 8.

LEENHARDT O., PIERROT S., REBUFFATTI A., SABATTIER R.

Sub-sea-floor structure south of France.

Nature, 1970, 226, 930-932.

LE BORGNE E., LE MOUEL, LE PICHON X

Aeromagnetic Survey of south western Europe and plate tectonics (sous presse).

LE PICHON X. et coll.

Travaux en cours ; communication personnelle.

LUTAUD L.

Etude tectonique et morphologie de la Provence cristalline.

Rev. Geogr., 1924, 12, fasc. 1, 270 .

MASCLE J.

Contribution à l'étude de la marge continentale et de la plaine abyssale au large de Toulon.

Thèse de 3ème cycle. Paris, 1968.

MATTAUER M., PROUST F.

Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc.

Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., 1963, (2) V, fasc. 1, 5-11.

MAUFFRET A.

Les dômes et les structures "anticlinales" de la Méditerranée occidentale au nord-est des Baléares.

Rev. Inst. Fr. Petr., 1969, 24, 718, 953-960.

MENNESSIER G.

Sur l'évolution morphotectonique des régions provençales entre le Bas-Verdon et l'Argens (Var).

Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., 1967, IX.

MONTADERT L., SANCHO S., FAIL J.P., DEBYSER J., WINNOCK E.

De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale.

C.R. Acad. Sc. Paris, 1970, 271, 812-815.

PAUTOT G.

La marge continentale au large de l'Estérel (France) et les mouvements verticaux pliocènes.

Marine Geoph. Res., 1970, 1, 61-84.

PAUTOT G.

Etude géodynamique de la marge continentale au large de l'Estérel.

Thèse, Paris, 1969.

PITMAN W.C. III et TALWANI M.

Sea floor spreading in the North Atlantic (en préparation).

RYAN W.F.B.

The floor of the Mediterranean sea.

Ph. D. Thèse. Columbia University, 1969.

STANLEY D.J., MUTTI E.

Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian sea during the Paleogene.

Nature, 1968, 218, 32-36.