

Reprinted from THE MEDITERRANEAN SEA, edited by Daniel J. Stanley, © 1972 by Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pa.

Histoire Sédimentaire de la Région au large de la Côte d'Azur*

Guy Pautot

Centre Océanologique de Bretagne, Brest

RESUME

— Dans cette étude locale, nous avons voulu montrer que la définition de paramètres aussi différents que la composition chimique et les propriétés physiques du sédiment, la stratigraphie et le cadre structural doivent participer à l'élaboration d'une synthèse à l'échelle régionale. Les relations entre le cadre structural et la stratigraphie de la couverture sédimentaire ont été étudiées avec un intérêt particulier à l'aide de la sismique réflexion, de forages et de carottages.

On aboutit à la conclusion que la couverture sédimentaire meuble de la pente continentale est Plio-Quaternaire. Elle présente de nombreuses figures de glissement dues à des mouvements tectoniques du même âge. Le substratum au Sud de Cannes est formé par le prolongement du massif cristallin des Maures qui se serait effondré au Mio-Pliocène.

La partie centrale du bassin est recouverte d'une couche salifère d'âge Messinien (6 à 9 MA) qui alimente de nombreuses structures diapiriques. Cette couche salifère se serait formée sous un régime lagunaire après la création du bassin à l'Oligo-Miocène. La partie océanique centrale s'est ensuite enfoncée par subsidence entraînant les marges. —

INTRODUCTION

La région maritime s'étendant au large du massif de l'Estérel (France) est une des zones de contact entre le système pyrénéen et le système alpin. Différentes méthodes ont été utilisées pour cette étude. La bathymétrie met en évidence les grands traits de la marge continentale; la sismique continue caractérise

ABSTRACT

— Detailed investigation of a portion of the sea-floor off the French Riviera serves to detail the history of the Algéro-Provençal Basin. The chemical composition and physical properties of sediments and the stratigraphy and structural framework are considered together. Both stratigraphy and structural framework of the sedimentary cover are examined by means of deep drilling, coring and seismic reflection.

It appears that the unconsolidated sedimentary cover of the continental slope is Plio-Quaternary in age. This cover displays abundant slumping structures which have resulted from contemporaneous tectonic movements. The basement south of Cannes corresponds to an extension of the crystalline Maures Massif which subsided during Mio-Pliocene time.

The central portion of the Algéro-Provençal Basin is covered by an evaporite layer of Miocene age (Messinian, 6 to 9 MY) which forms numerous diapiric structures in this region. It is likely that the evaporite layer resulted from deposition in a lagoonal environment following the formation of the basin in Oligo-Miocene time. Subsequently, the central (presently oceanic) portion of the basin and contiguous continental margins subsided. —

la couverture sédimentaire et délimite son contact avec le substratum. L'analyse stratigraphique d'une cinquantaine de carottes trace une histoire plio-quaternaire, et les premiers forages par grands fonds ont permis de préciser cette histoire. Les mesures des propriétés physiques des sédiments permettent de mieux comprendre les processus de transport et de mise en place. Enfin, la géochimie des sédiments marins

*Contribution no. 46 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne.

est en concordance avec la dynamique sédimentaire. Toutes ces approches différentes par les méthodes et par l'échelle du phénomène, permettent chacune l'apport de faits qui, une fois ordonnés, conduisent à une interprétation rationnelle du mode de formation du bassin occidental méditerranéen.

LA MARGE CONTINENTALE: CADRE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIE

Cadre Général

La zone étudiée s'étend dans une région complexe au carrefour du système alpin, des chaînes calcaires

provençales, des massifs cristallophylliens des Maures et du Tanneron et du massif volcano-sédimentaire de l'Esterel (Figure 1).

L'analyse morphotectonique de la marge continentale permet de présenter le schéma suivant (Figure 2):

1. *Le plateau continental* est très étroit. C'est une plateforme littorale quaternaire qui se termine entre -90 et -100 m par une rupture de pente souvent très marquée. Ce ressaut correspond à la régression maximale du Würmien.

2. *La pente continentale* est abrupte. Entre 0 et 1000 m, la pente moyenne est de 9° avec un maximum de 15°. Cette valeur maximum est comparable à l'escarpement (Shepard, 1966) qui borde la plateforme

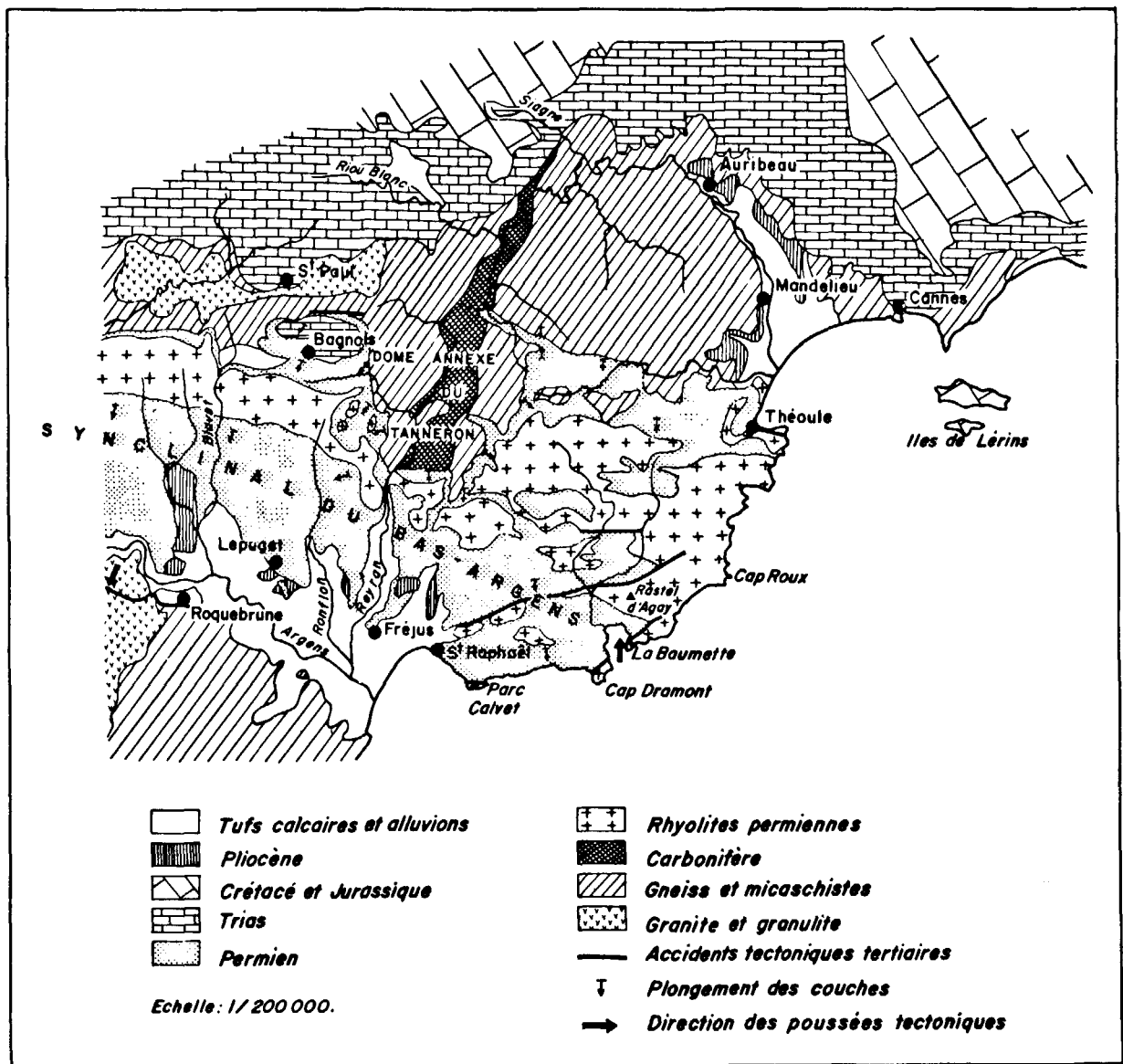


Figure 1. Schéma géologique de la bordure continentale de la région étudiée (d'après Luteaud, 1924). C'est la région de contact entre la Provence cristalline et la Provence calcaire.

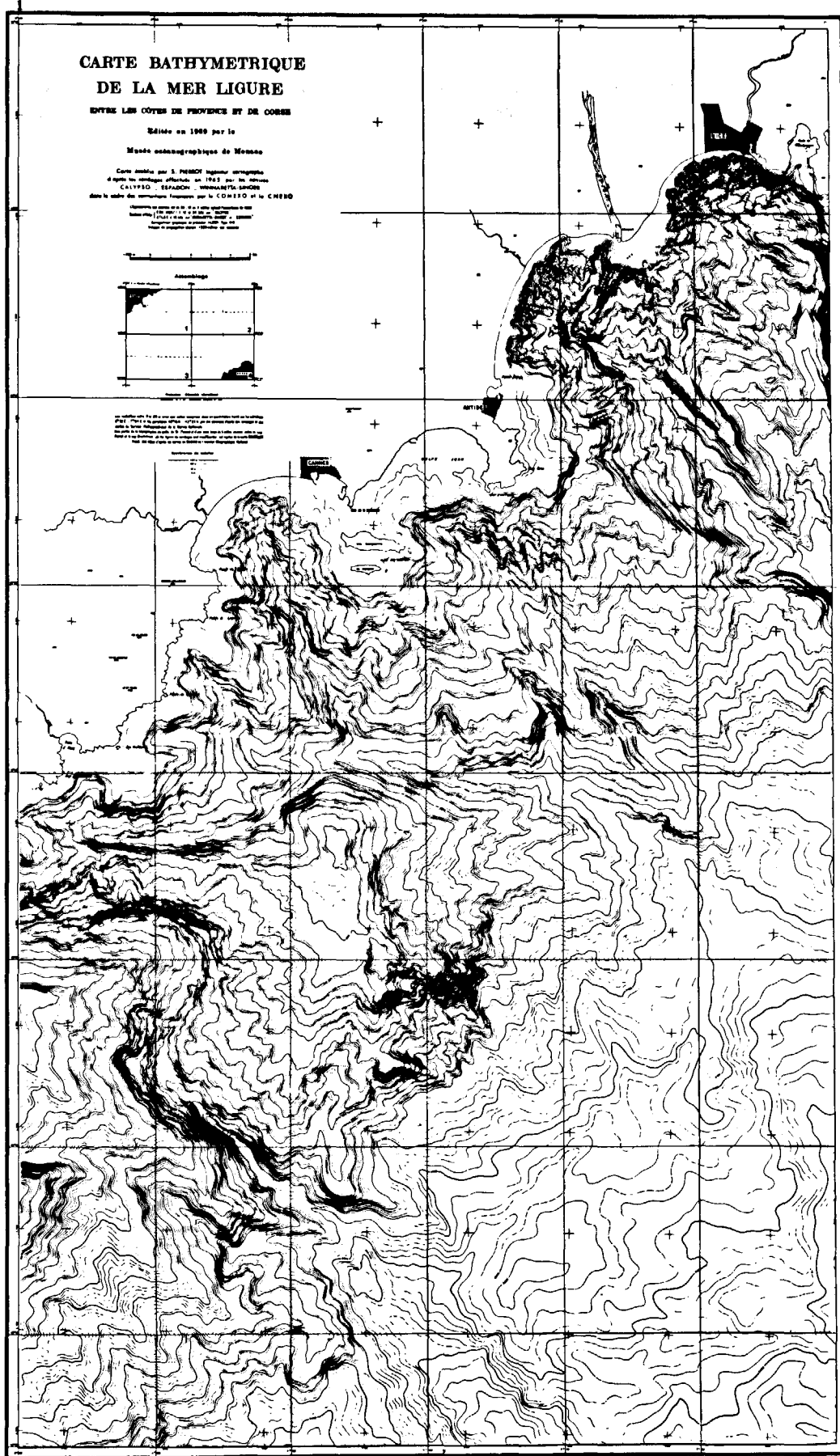


Figure 2. Carte bathymétrique de la marge continentale (publication du Musée Océanographique de Monaco). Le plateau continental est quasi-inexistant. De nombreux canyons accidentent cette pente. Le haut-fond du Méjean est visible à 20 km au Sud de Cannes.

au NE du Brésil (15 à 20°). Au-dessous de 1000 m, la pente est encore importante: entre 6° et 19°. Les canyons sont nombreux. Ils forment un véritable réseau avec de nombreux affluents; un haut-fond appelé "haut-fond du Méjean" forme un gradin important sur la pente.

3. La limite supérieure du glacis continental est sensiblement NE, parallèle à la direction générale du rivage, à une distance de 25 km de la côte.

4. Au niveau de la *plaine abyssale*, on distingue de nombreuses collines périabyssales d'une cinquantaine

de mètres de hauteur et de 2 à 3 km de diamètre. Elles semblent plus élevées dans la partie Nord et moins marquées vers le Sud.

La Plateforme Littorale

Une étude détaillée par sismique haute fréquence et par carottages nous conduit à distinguer 3 domaines principaux (Figure 3) de l'Ouest à l'Est: le domaine de la Napoule; le domaine des îles de Lérins; et le domaine du cap d'Antibes.

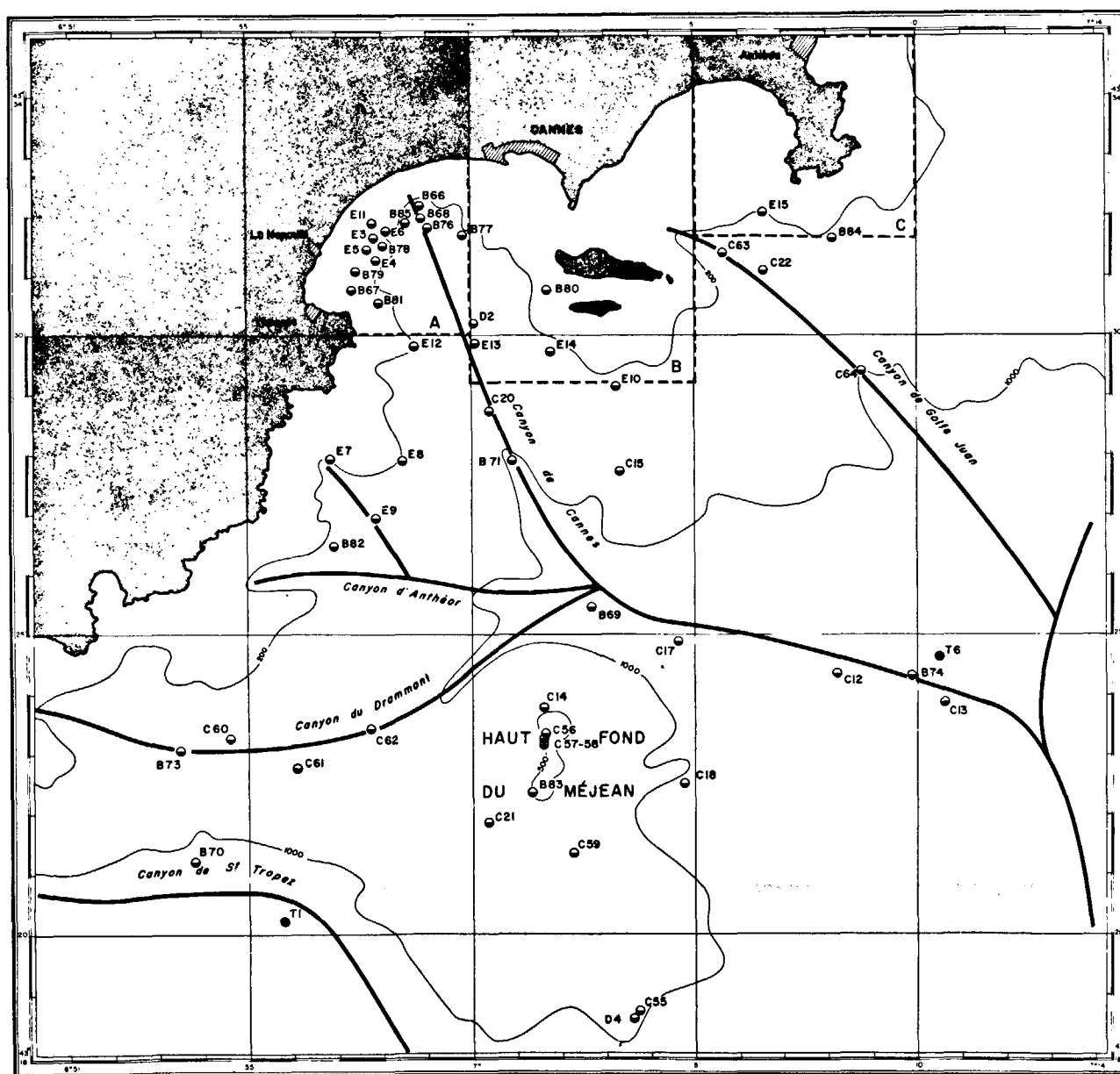


Figure 3. Cadre morphologique de la marge continentale. La plateforme continentale est divisée en trois domaines (tiretés). Les canyons sont en traits pleins. Les carottages sont représentés par des cercles noir et blanc et les forages par des cercles pleins.

Le Domaine de la Napoule

Dans ce secteur, la sismique montre que le substratum est proche. Ce substratum (Esterel) est recouvert d'une couche sédimentaire qui comble un petit bassin dont les bordures correspondent à la plage et à la rupture de pente. Plusieurs carottes de 500 cm prélevées sur la rupture de pente jusqu'à 200 mètres de profondeur montrent la stratigraphie suivante de la surface vers la base:

1. vase terrigène gris-bleu;
2. sablon à sable fin terrigène;
3. sable coquillier à gastéropodes, huîtres, serpules, turritelles et galets roulés;
4. vase consolidée.

Sur le socle formé de rhyolite ou de pyroméride se sont déposés des sédiments sableux ou vaseux qui ont été surmontés par des sédiments de plage déposés probablement au cours de la dernière régression quaternaire (Wurm). Il est à noter qu'en plus des variations eustatiques du niveau de la mer, des phénomènes de néotectonique sont visibles. On retrouve en effet sur le littoral des plages quaternaires soulevées (Luteaud 1924, et Chamley et Pastouret, communication orale): (1) un ensemble dont l'altitude oscille entre 4 et 10 m et un ensemble qui présente des variations d'altitude plus marquées de 30 à 65 m.

Ceci suggère des mouvements tectoniques le long des failles anciennes qui auraient joué au Quaternaire.

Domaine des Iles de Lérins

Le bloc des îles de Lérins présente des parois abruptes dans son domaine maritime et une très faible extension de la plateforme littorale.

Trois carottages réalisés à 105 m, 185 m et 250 m à la limite plateforme-pente autour des îles ont atteint le substratum de calcaire dolomitique jurassique.

Dans la carotte B 80 (Figure 4) (profondeur 105 m), le sédiment superficiel est grossier à dominante organogène; il ne présente pas de granoclassement. On trouve également des fragments dolomitiques qui proviennent vraisemblablement des îles de Lérins. Leur aspect roulé et émoussé est remarquable; il peut être expliqué par l'existence d'une plage fossile ceinturant ces îles.

Domaine du Cap d'Antibes

Le Cap d'Antibes est lui aussi bordé par un système de failles, car les pentes sont abruptes et le plateau très limité.

La stratigraphie de la carotte E15 prélevée à 200 m de profondeur est la suivante, du sommet vers la base: vase beige foncé avec de nombreux passages de fibres

de posidonies;
passage graduel à un sablon;
sable vaseux avec de nombreuses coquilles de lamellibranches et des fragments rocheux; et calcarénite.

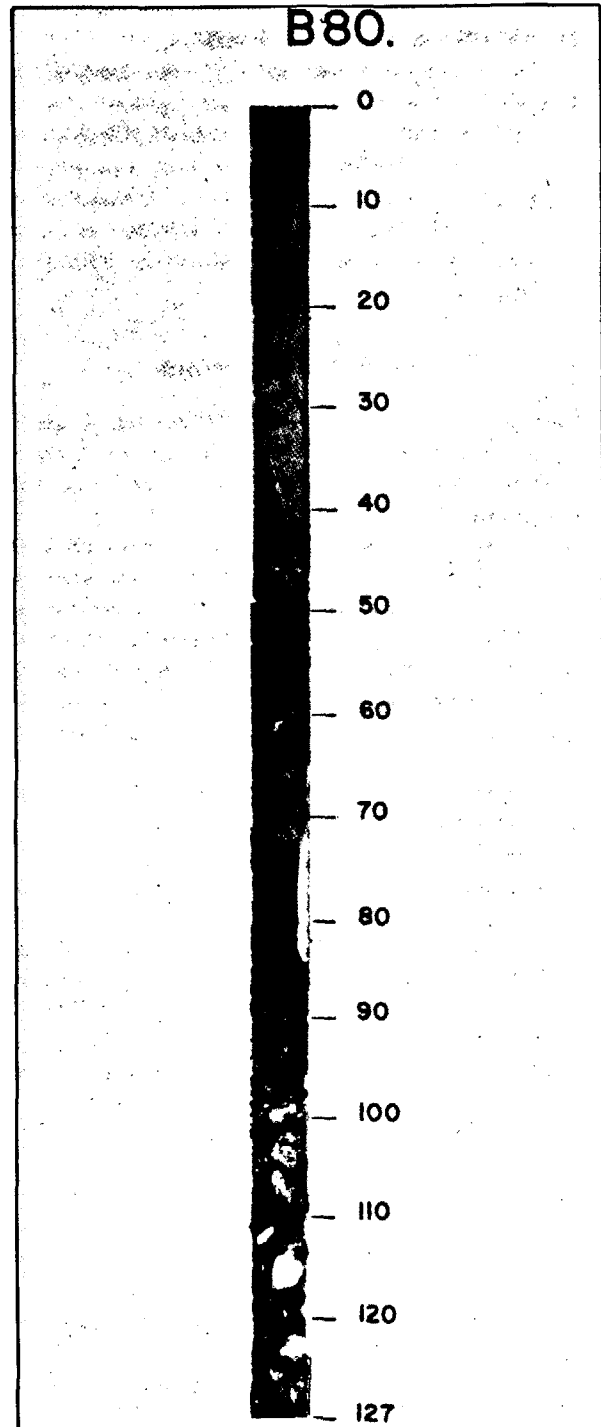


Figure 4. Photographie de la carotte B 80 (profondeur 105 m) prélevée sur la plateforme continentale à l'Ouest des îles de Lérins. Le sédiment superficiel est grossier à dominante organogène. La partie inférieure est constituée par des fragments calcaires émoussés.

On retrouve donc la même succession que dans les autres domaines.

Conclusion

Le plateau continental est très réduit dans cette région. Il est limité vers le large par une rupture de pente très nette entre 90 et 100 mètres.

L'étude stratigraphique des carottes permet de présenter le schéma de formation suivant. Sur le substratum en relief ou sur les sédiments pliocènes ou pléistocènes des parties en dépression, des dépôts de plage würmiens se sont déposés. La transgression flandrienne a ensuite entraîné un changement de mode sédimentaire caractérisé par l'apport de sédiments hémipélagiques durant l'Holocène.

La Pente Continentale

Des études sismiques ont été réalisées sur la pente continentale (Pautot, 1969) pour déterminer l'épaisseur et les structures de la couverture sédimentaire. Plusieurs dizaines de carottages ont été également réalisés (Figure 5), et enfin une mission de forages sur contrat C.N.E.X.O. par le procédé "Flexo-électroforage" mis au point par l'I.F.P. nous a permis de prélever plusieurs carottes sous 40 mètres de sédiment.

La sismique a permis de définir trois grands domaines: la pente continentale au Sud de Cannes, le prolongement du Cap d'Antibes, et le haut-fond du Méjean.

Les canyons sous-marins peuvent être classés dans un ensemble différent.

La Pente Continentale au Sud de Cannes

Sur les *profils sismiques* (Figure 6) réalisés entre les îles de Lérins et le canyon de Cannes, la détermination des réflecteurs a été faite par continuité avec la géologie terrestre et par carottages. Les premiers profils ont été effectués suffisamment près du rivage pour que la nature géologique du réflecteur soit certaine par continuité. On suit ainsi un horizon de calcaire dolomitique bathonien.

La couverture sédimentaire est formée par deux assises à caractères sismiques différents. La *couche A* superficielle est bien stratifiée, à réflecteurs nets; elle est formée d'une succession de lits de vase terrigène et de sablon (sédimentation hémipélagique). La *couche B* possède un haut degré de transparence acoustique qui indique une homogénéité réelle de sédimentation.

L'épaisseur de cette couverture sédimentaire est très variable car de nombreuses figures de glissement sont visibles, et des canyons sont entaillés dans cette assise.

Une faille N-S est bien mise en évidence à l'Ouest du Cap d'Antibes; elle présente un rejet d'environ 1000

mètres. D'autre part, des accidents E-O ennoient cette marge jusqu'au niveau du canyon de Cannes.

Les *carottages* réalisés dans cette zone, C 15 (788 m) et C 64 (1060 m) présentent un faciès hémipélagique typique (passage de lits sablonneux) mais à structure assez homogène. Les sédiments sont d'âge Holocène. La carotte E 10 (250 m) prélevée sur la partie supérieure de la pente (Figure 7) est formée d'une succession de lits de vase à sablon calcaire, de passées de sable organogène vaseux à Madréporaires. On note la présence d'encroûtements calcaires et de galets roulés de calcaire. Il faut noter ici que le calcaire du bedrock a été atteint.

Le Prolongement du Cap d'Antibes

Le cap d'Antibes se prolonge vers le SE par un relief qui présente une face abrupte vers la baie des Anges, c'est-à-dire vers le NE (Figure 2). Des profils de *sismique continue* (Figure 8) ont permis d'une part de retrouver les deux couches à caractères sismiques différents signalées plus haut et ont montré d'autre part que ce relief était formé par une accumulation sédimentaire de 600 à 800 ms d'épaisseur. Ce relief a pu être formé par les dépôts terrigènes fins du Var qui auraient été contrôlés par un courant marin assez violent autour d'un relief du socle.

Le socle est représenté par un réflecteur net; il semble affleurer sous la falaise NE.

La carotte E 1 (1590 m) prélevée au pied de ce relief présente la succession suivante: sous 8 cm de vase beige oxydée, on passe brutalement à une marne gris-bleu très rigide à faible teneur en eau (20%) et à très forte résistivité. Le forage T 8 (1775 m) réalisé par le B. F. TEREBEL sur ce même réflecteur n'a rencontré que 140 cm de sédiment meuble avant de toucher un horizon extrêmement dur. Malheureusement, ce réflecteur n'a pu être échantillonné.

Sur la dorsale sédimentaire, la carotte E 2 (1190 m) est formée de vase gris-bleu homogène, très fluide au sommet. Le forage T 4 (1275 m) sur ce même relief a prélevé 110 cm de vase gris-bleu compacte entre 39 et 40 mètres sous le fond. Au cours de l'enfoncement, plusieurs niveaux plus compacts ont été rencontrés. Ils correspondent à des réflecteurs visibles sur les enregistrements du sondeur de vase.

Ce relief sédimentaire est parcouru par des canyons qui se sont creusés dans des chenaux d'éboulement ou d'avalanche, qui rejoignent les canyons principaux: canyon de Golfe Juan et canyon de Cannes. Ces derniers ont une origine différente.

Le Haut-fond de Méjean

Ce haut-fond est situé à 15 km au Sud des îles de Lérins. C'est un ressaut important sur la pente

Région au large de la Côte d'Azur

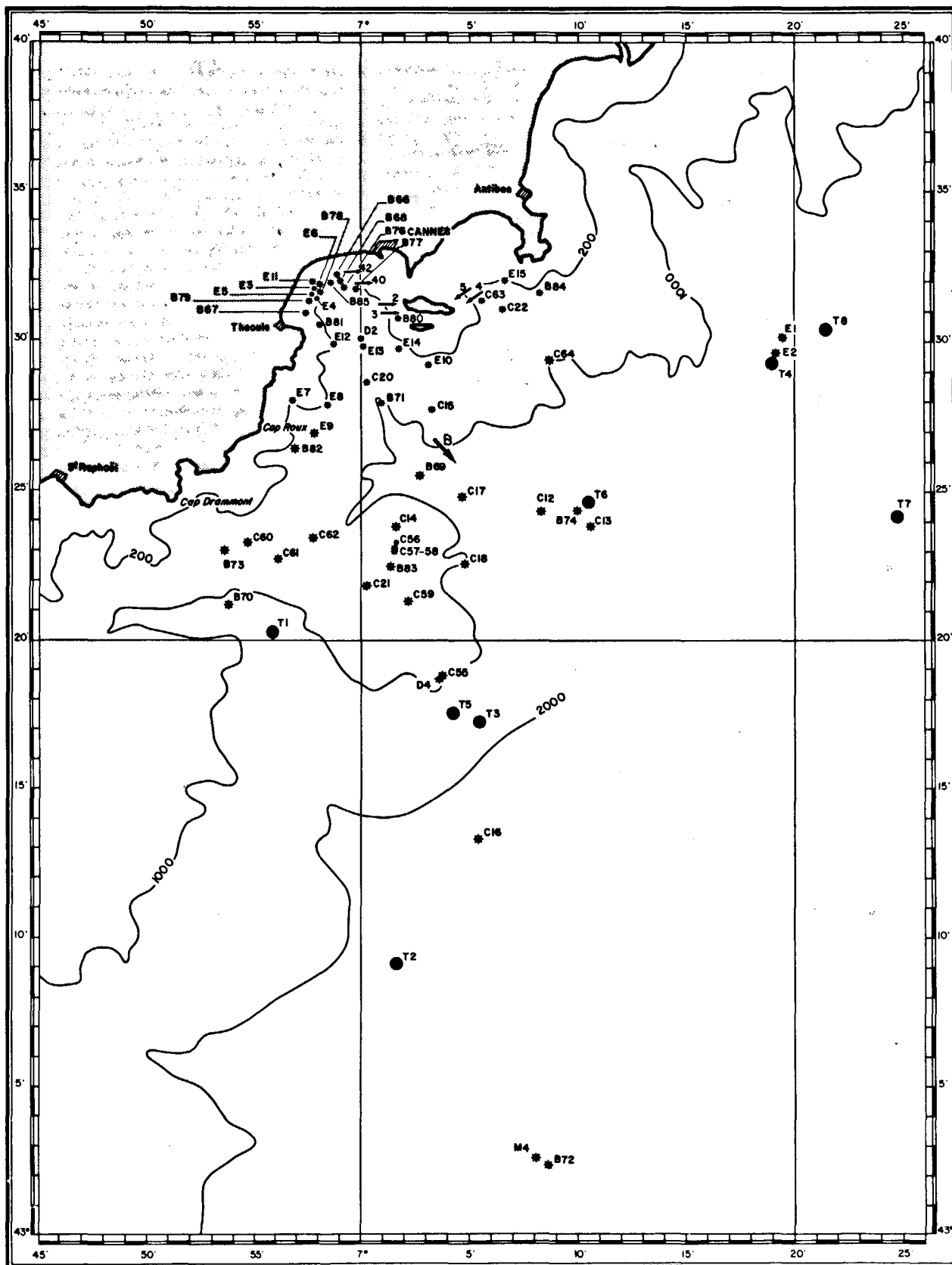


Figure 5. Cadre général de l'étude avec la position des carottages (étoile), des dragages (flèche), des forages (cercle plein) et de la plongée en bathyscaphe (flèche plus B).

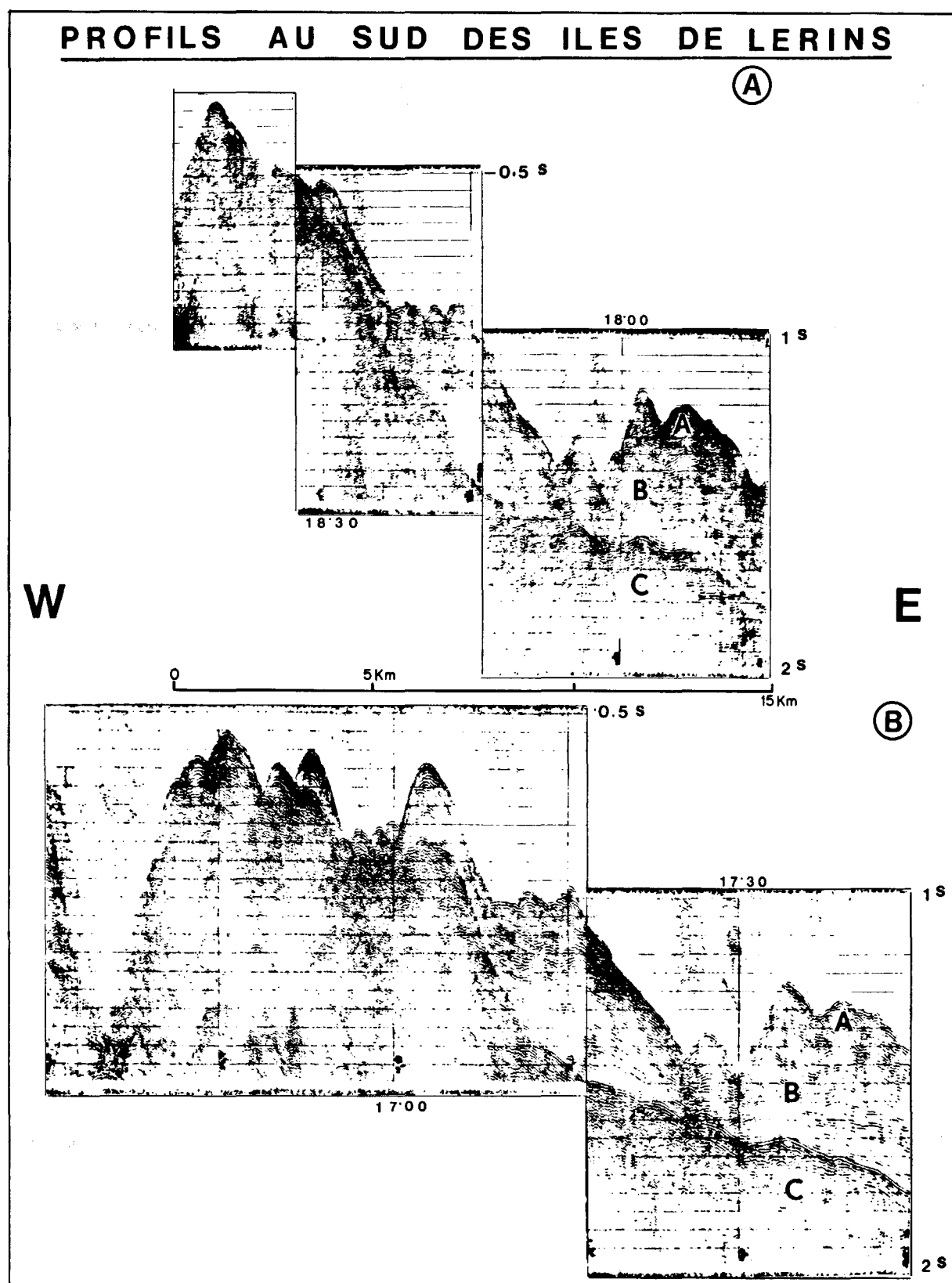


Figure 6. Profils sismiques réalisés avec un canon à air (air gun) au Sud des îles de Lérins sur la pente continentale. La position de ces profils est soulignée sur la Figure 8. Le substratum est le calcaire jurassique. La couverture sédimentaire est formée de deux assises à caractères acoustiques différents: couche A superficielle avec un litage apparent, couche B d'apparence homogène.

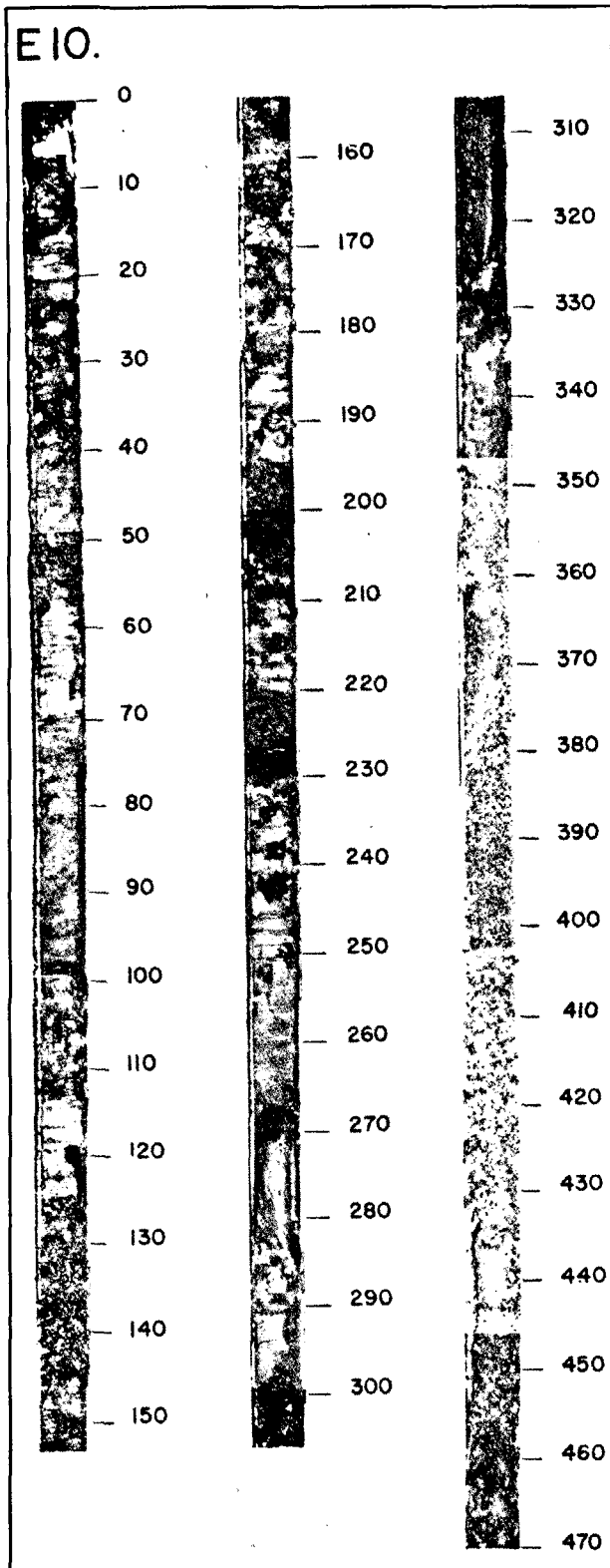


Figure 7. Photographie de la carotte E 10 (profondeur 250 m) prélevée du Sud des îles de Lérins sur la partie supérieure de la pente continentale. On note une succession de lits de vase et de sable organogène avec la présence d'encroûtements calcaires et de galets roulés de calcaire.

continentale (Figure 9). Il présente une pente abrupte vers le Nord en direction du canyon de Cannes, et vers l'Ouest en direction du canyon de Saint-Tropez. Il s'enneige par paliers vers le Sud et brutalement par faille vers l'Est. Le point culminant est un piton qui remonte jusqu'à - 340 mètres.

Une étude détaillée à l'aide de la *sismique continue* a montré que le substratum affleurerait sous forme de reliefs arrondis dans la partie Nord (Pautot, 1970) et certainement sur les reliefs SE. Ce haut-fond est recouvert dans sa partie centrale par une couverture sédimentaire ayant une puissance maximum de 600 ms. Les deux couches A et B de caractères sismiques différents sont visibles. Ce bassin suspendu ne peut s'expliquer que par des phénomènes de sédimentation différentielle.

Lowrie et Heezen (1967) ont montré le processus de formation d'une colline sédimentaire sous-marine par la décélération d'un courant chargé, due à un relief faisant obstruction à ce courant. Ce modèle peut être appliqué ici. La partie supérieure de la couverture sédimentaire (couche A) qui a un aspect lité serait due à des apports terrigènes rythmiques par flottation. La partie inférieure (couche B) est homogène mais elle se distingue des "pélagites" par une épaisseur non constante. Ils correspondent aux sédiments *homogènes* de Ewing *et al.* (1968), c'est-à-dire à une sédimentation rapide, continue, mais contrôlée par des courants de fond chargés de particules en suspension (couche "néphéloïde"). Sur ce haut-fond, seule une sédimentation hémipélagique est possible.

Si l'on applique un taux de sédimentation de 10 cm/1000 ans qui est généralement admis pour ce mode de dépôt en Méditerranée (Blanc-Vernet *et al.*, 1969), la base de la couche B serait Pliocène basal. Ceci est en accord avec un dragage qui a ramené une faune pliocène au voisinage de la couche B. Ainsi, la couche A qui présente des apports rythmiques plus grossiers liés aux glaciations serait d'âge quaternaire alors que la couche B, plus homogène sur ce type d'enregistrement serait d'âge pliocène.

Les *carottes* prélevées dans ce bassin sédimentaire sont constituées de vase gris-bleu assez homogène. On note parfois des apports d'organismes calcaires (coquilles de lamellibranches, gastéropodes, térébratules, *etc.*) qui doivent être éboulés à partir des pitons rocheux, puis transportés.

Deux échantillonnages du substratum ont été réussis. Le premier réalisé sur le *piton Nord* [carotte C 58 (435 m)] a ramené des fragments de gneiss. Le second réalisé sur la pente a ramené une carotte de 470 cm qui présente de haut en bas la stratigraphie suivante:

vase beige,
vase graveleuse avec de nombreux débris organiques;

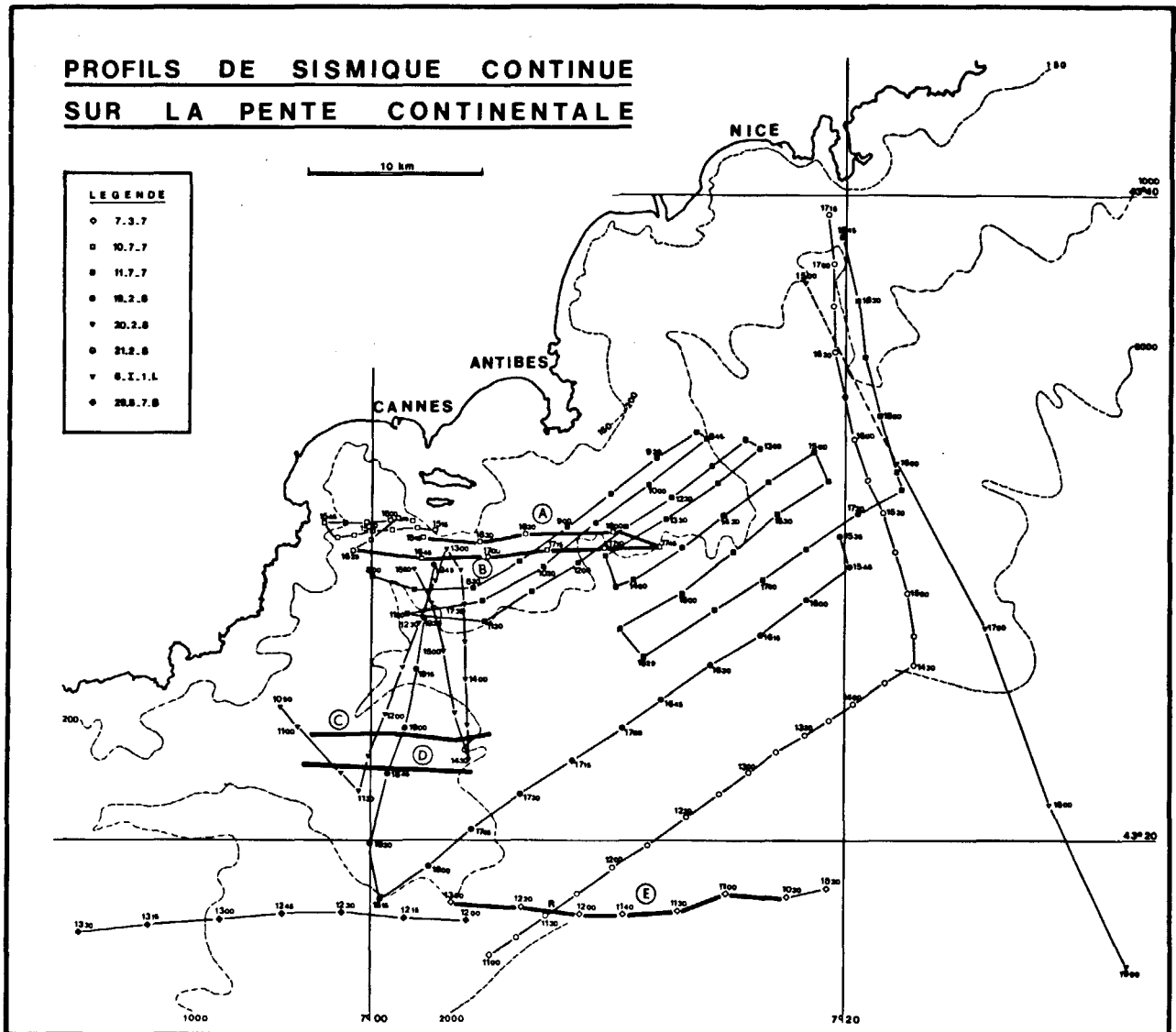


Figure 8. Position des profils de sismique continue au Sud de Cannes et sur le prolongement du cap d'Antibes (profils canon à air réalisés avec le B. O. CATHERINE-LAURENCE). Les profils présentés dans cette note sont représentés par un trait soutenu.

oursins, bryozoaires, lamellibranches, gastropodes, dentales, gros foraminifères, etc.

260 cm: deux fragments anguleux de roche métamorphique couverts d'une patine verte,

360 cm: nombreux polypiers dont l'âge déterminé par le carbone radioactif 14 est supérieur à 35000 ans., fragments de roches métamorphiques à patine verte et à cassure fraîche, composés de gneiss qui présente entre les feuillets de biotite une structure de granite à biotite du type anatexique (Figure 10).

Sur le *flanc S* du haut-fond, le substratum est recouvert par une pellicule sédimentaire; la couche B homogène est reconnaissable. Le carottage C 55 a été réalisé par 1300 m de profondeur. Sous 70 cm de vase gris-bleu subactuelle, on passe brutalement à

une "arène" jaunâtre présentant des minéraux moins altérés et des passages plus fins de couleur verdâtre. A la base, on trouve des fragments plus grossiers d'une roche métamorphique altérée. Le fond de la roche est riche en oxyde de fer. On note la présence de nombreux petits quartz de recristallisation, de sphérolites d'oxyde de fer, de plages de calcite d'altération, de grandes biotites très altérées, de phénocristaux de plagioclases saussuritisés zonés et de petits cristaux de plagioclases. La composition de cette arène est en accord avec la pétrographie d'un gneiss à biotite très altéré.

L'analyse de cette arène (Pautot, 1967b) se trouvant actuellement à plus de 1000 mètres de profondeur, conduit à penser à une formation sédimentaire qui proviendrait de l'altération atmosphé-

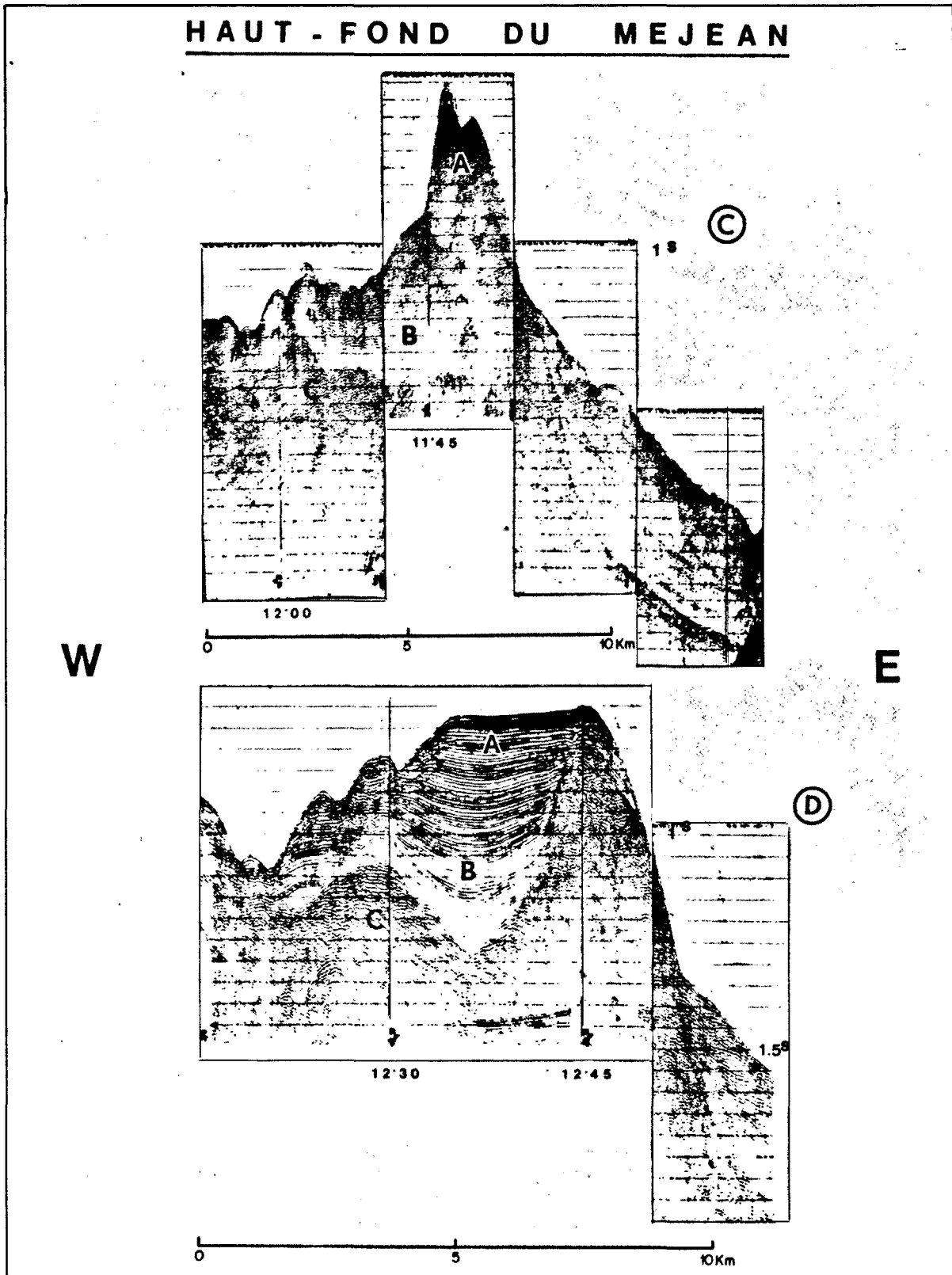


Figure 9. Profils sismiques sur le haut-fond du Méjean montrant le substratum (C) et le bassin sédimentaire suspendu (couches sédimentaires A et B; cf., Figure 6) (profils canon à air réalisés avec le B. O. CATHERINE-LAURENCE). Position représentée sur la Figure 8.

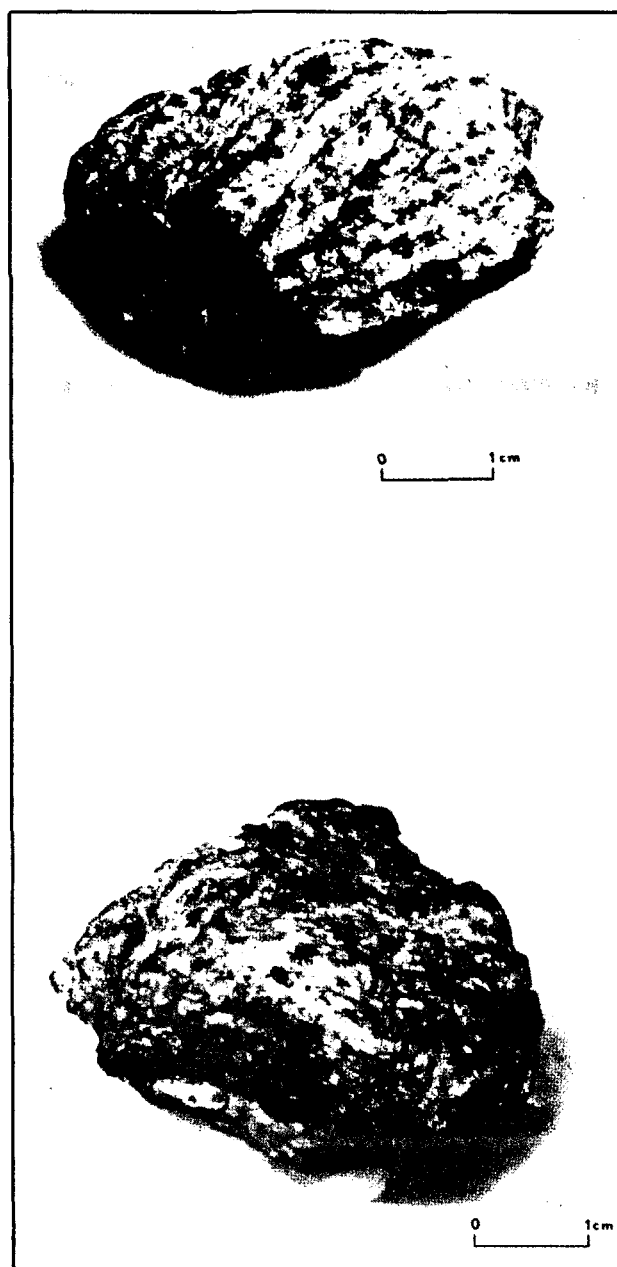


Figure 10. Echantillons de gneiss prélevés sur le haut-fond du Méjean par carottages et provenant du substratum.

rique de matériaux continentaux. Ce sédiment est absolument azoïque. En outre, l'aspect des minéraux sombres altérés et la structure de cette couche ne permet pas de penser à un transport. Il pourrait donc s'agir d'un *paléosol* en place. La roche-mère doit être proche car l'ogive du carottier a été ébréchée.

Si l'altération a eu lieu à l'air libre, il est nécessaire d'envisager un mouvement d'ennoyage important (plus de 1000 mètres) et très rapide, afin d'expliquer que cette arène n'ait pas été lessivée et resédimentée.

Ceci est une bonne illustration du phénomène de subsidence.

Deux forages ont été réalisés sur la falaise Sud de ce haut-fond à une profondeur plus importante, entre 1800 et 1900 m. Dans le site T3 (1840 m, sous 26 m de sédiment, on a foré 10 cm de roche qui n'a pu être prélevée. Le forage T5 (1896 m) a échoué car le carottier n'a pas déclenché, mais à 38 m un lit très dur est également présent.

Le réflecteur sismique étant continu entre le piton septentrional et la falaise méridionale, on peut penser que tout le haut-fond du Méjean a un soubassement gneissique.

Sur ce substratum, seule une couverture plio-quadernaire est visible. En tenant compte de la présence d'un paléosol continental à plus de 1000 m de profondeur recouvert par une couverture plio-quadernaire hémipélagique, on peut penser que le haut-fond du Méjean est le prolongement du massif des Maures effondré depuis le Pliocène. Luteaud (1924), écrivait d'ailleurs: "Je crois donc que le massif des Maures... a continué de s'ennoyer durant la plus grande partie du Quaternaire, tandis que la région de l'Estérel et du Tanneron, au contraire, s'est progressivement relevée pendant la même période".

Les Canyons Sous-marins

De nombreux canyons sont visibles sur cette pente. Les plus importants sont le canyon de Saint-Tropez et le canyon de Cannes.

Le canyon de Saint-Tropez est au début de son cours d'abord parallèle au rivage, puis il fait un coude brusque vers le Sud en rencontrant le flanc Ouest du haut-fond de Méjean. Ce canyon semble emprunter des lignes de fractures anciennes qui affectaient la surface d'érosion Miocène émergée. Bourcart (1959) a prélevé par dragages du gneiss sur les flancs du canyon. La carotte B 70, effectuée dans le thalweg par 1420 m, est constituée de vase beige foncé plus ou moins chargée en sablon avec deux passages de sable fin terrigène micacé. Le flanc Ouest semble envasé et le forage T 1 (1395 m), réalisé à proximité du thalweg mais sur son flanc, a prélevé, sous 39 m de vase, une carotte de vase plus indurée avec des faunes mélangées provenant de glissements sur la pente.

Le canyon de Cannes présente un tracé en baïonnette: direction S-SE, puis à 1400 m de profondeur virage brutal vers l'E-SE, et à 1900 m il se dirige vers le S. Sa pente est de 6° de 10 m à 1400 m et de 3° de 1400 m à 1900 m; c'est un des canyons les plus abrupts de la Méditerranée.

Plusieurs carottages ont été réalisés dans le thalweg: de 300 à 1400 m; à partir de 1600 m; et dans la partie plus profonde à 2020 m.

De 300 à 1400 m, on ne trouve que de la vase

homogène beige à gris foncé se chargeant en sable vers la base. Dans le prélèvement B 71, ayant 940 cm de longueur, on reste dans l'Holocène et les formes benthiques sont bien représentées avec Buliminidae, Nodosariidae, Lagenidae, Cibicides, Miliolidae, Rotaliidae, Textulariidae et autres.

Après son confluent avec le canyon du Drammont, on note la présence de passées de sable micacé qui proviennent de l'Esterel (Carotte B 69).

A partir de 1600 mètres de profondeur, on trouve sous quelques mètres de vase homogène une marne très indurée que nous avons prélevée dans les carottes C 13 (1600 m), C 17 (1650 m), C 12 (1750 m) et B 74 (1940 m). Cette marne présente une forte résistivité, une faible teneur en eau (18 %). La fraction grossière est plus importante et moins riche en calcaire que la vase commune. A la base de la carotte B 74 (Figures 11 et 12) le sédiment est très détritique et il contient de nombreux foraminifères remaniés du Miocène et peut-être aussi de l'Oligocène.

Ce sédiment très micacé a créé un biotope peu propice au développement des foraminifères, ce qui explique que la faune en place est rare. On note la présence de quelques foraminifères planctoniques: *Globigerina bulloides*, *Globigerina eggeri*, mais absence de *Orbulina* et de *Globorotalia*.

Dans la partie plus profonde de ce canyon, à 2020 m, le forage T 6 a trouvé le substratum sous 7 m de sédiments. Seuls quelques fragments de calcaire ont pu être prélevés.

Sur les flancs de ce canyon, plusieurs carottes ont été prélevées. Les flancs sont habituellement formés d'une vase beige terrigène très homogène avec de nombreuses taches de réduction. Des coquilles de lamellibranches et des fibres de Posidonies se retrouvent parfois dans cette vase.

En conclusion, le canyon de Cannes présente tout d'abord une accumulation de sédiments fins dans la partie initiale de son thalweg (direction NNO-SSE). Puis dans la seconde partie de son parcours (O-E), après avoir reçu des canyons de la pente de l'Esterel, on note la présence de passages sablonneux. A partir de 1600 m, c'est-à-dire juste après le passage de l'accident N-S du cap d'Antibes, on a prélevé à chaque carottage des marnes pliocènes. Enfin, à 2000 mètres, on trouve le substratum calcaire. La présence de cette marne à caractère peu profond (pourcentage élevé de la fraction grossière, faible teneur en calcaire, etc.) peut s'expliquer par des mouvements tectoniques récents qui auraient entraîné l'effondrement du compartiment à l'Est de la faille. C'est une explication voisine de celle avancée par Bourcart *et al.* (1960) dans son étude de la Baie des Anges. On doit, dans cette hypothèse, admettre un effondrement de 2000 m d'âge pliocène et post-pliocène.

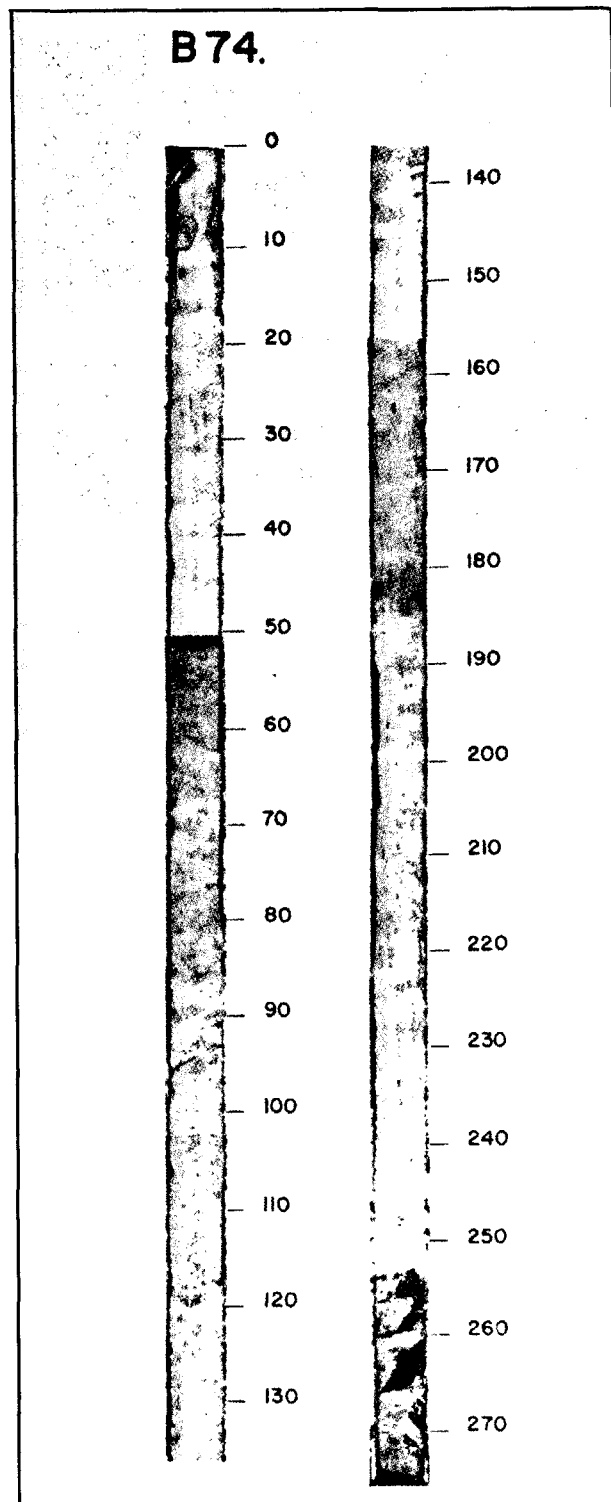


Figure 11. Photographie de la carotte B 74 (profondeur 1940 m) prélevée dans le thalweg du canyon de Cannes. Sous 255 cm de vase holocène et pléistocène on passe brutalement à une marne indurée contenant des foraminifères benthiques miocènes.

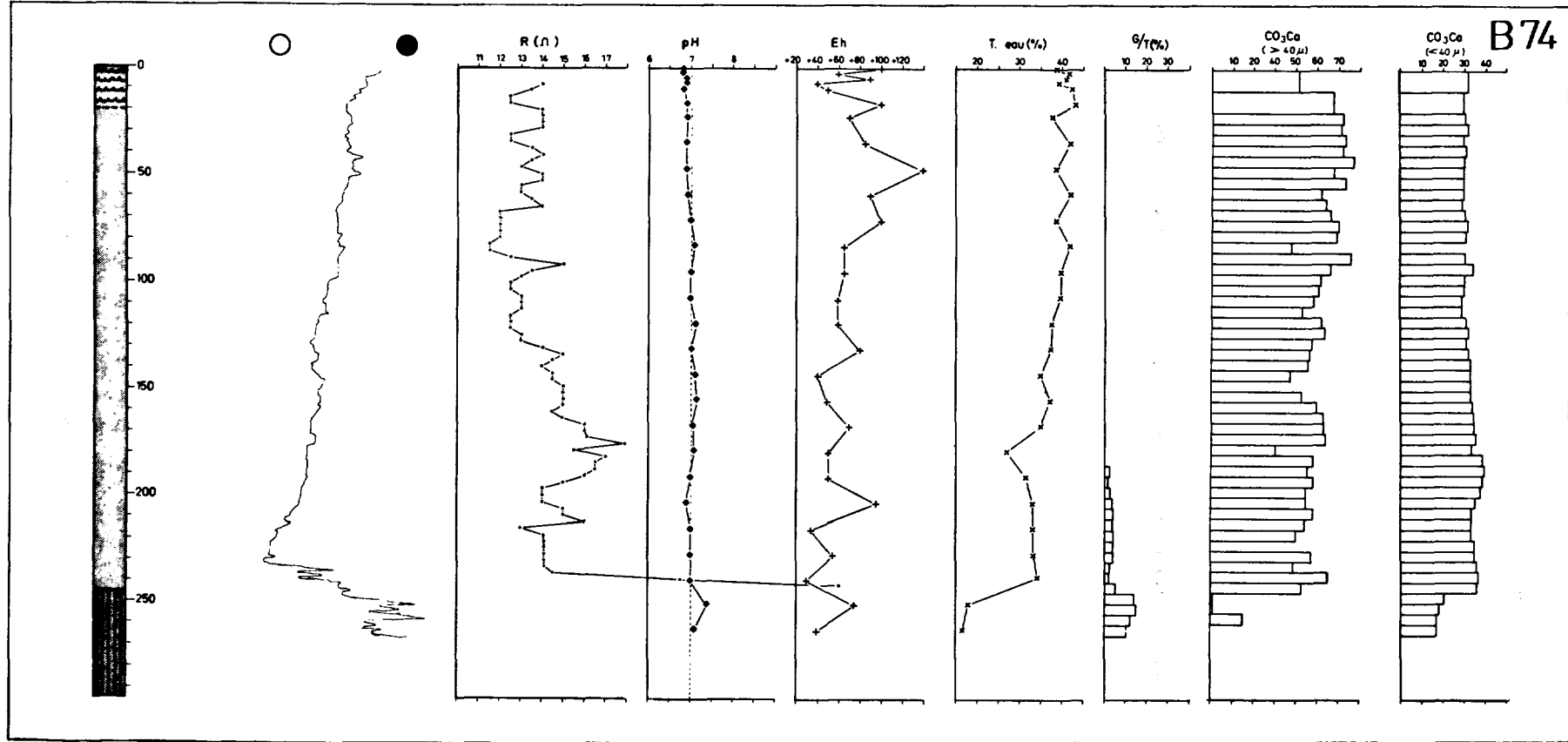


Figure 12. Exemple de log complet montrant les variations des propriétés physiques sur la carotte B 74 (Figure 11). Les cercles représentent la densité optique, R est la résistance électrique, G/T est le rapport de la fraction grossière sur le poids total.

Le canyon du Drammont, affluent du canyon de Cannes, semble se combler en direction de l'aval. En effet, à 750 m de profondeur, le carottage (B 73) a atteint le substratum, sous 300 cm de vase gris-bleu terrigène recouvrant du sable terrigène. Ce canyon paraît actuellement inactif. Le comblement du thalweg s'effectue par apports de matériel dans l'axe mais également par glissement latéral sur les flancs. Le "galet mou" trouvé dans C 62 proviendrait du démantèlement de la couverture ancienne d'un des flancs du canyon. L'interfluve est recouvert d'une couverture sédimentaire plus épaisse.

Le canyon de l'Esquillon, autre affluent du canyon de Cannes, est parsemé de galets roulés de rhyolite et de pyroméride. Ces galets de rhyolite permienne se retrouvent aussi bien dans le thalweg du canyon (E 7 = 330 m) que sur les interfluves (E 8 = 190 m) (Figure 13). Il est donc difficile de les attribuer au seul phénomène d'écoulement dans un canyon. Une explication plus vraisemblable serait d'évoquer la présence d'une plage fossile quaternaire dans cette partie de la côte de l'Esterel. Au niveau de E 8, qui correspond à un niveau de régression de 190 m ou à un début du mouvement d'ennoyage, ces galets seraient à peu près en place. En E 7 (330 m) ils auraient glissé dans la tête du canyon et en B 82 (350 m) les passages de galets roulés interstratifiés dans la vase indiqueraient un glissement le long de la pente durant la subsidence. La couverture sédimentaire, comme dans le canyon du Drammont, augmente d'épaisseur vers l'aval (E 9).

Conclusion

Les profils bathymétriques sériés sur la pente continentale (Pautot, 1969) montrent des surfaces d'aplanissement qui descendent d'une façon presque continue du Nord au Sud par de petits accidents Est-Ouest. Au Sud de Cannes, une dénivellation importante apparaît dans la partie méridionale du haut-fond du Méjean : elle serait due à l'accentuation des failles de Roquebrune et de Saint-Tropez réunies en une faille unique.

Tandis que le Nord du Méjean reste à une altitude de 500 mètres, la partie Sud descend brutalement en-dessous de 1500 mètres, en formant une zone de "blocs éboulés". En même temps, le canyon de Saint-Tropez qui se dirigeait vers le NE prend une direction N-S. Ce virage important paraît lié à l'affaissement de la région située entre le Sud du Méjean et l'Est de Saint-Tropez d'une part, et au grand accident N-S empruntant la première partie du canyon de Cannes et se prolongeant vers le Sud d'autre part. Le faible recouvrement sédimentaire, les parcours à angle droit des canyons et leur pente excessive s'expliquent mal par une érosion sous-marine, mais beaucoup mieux

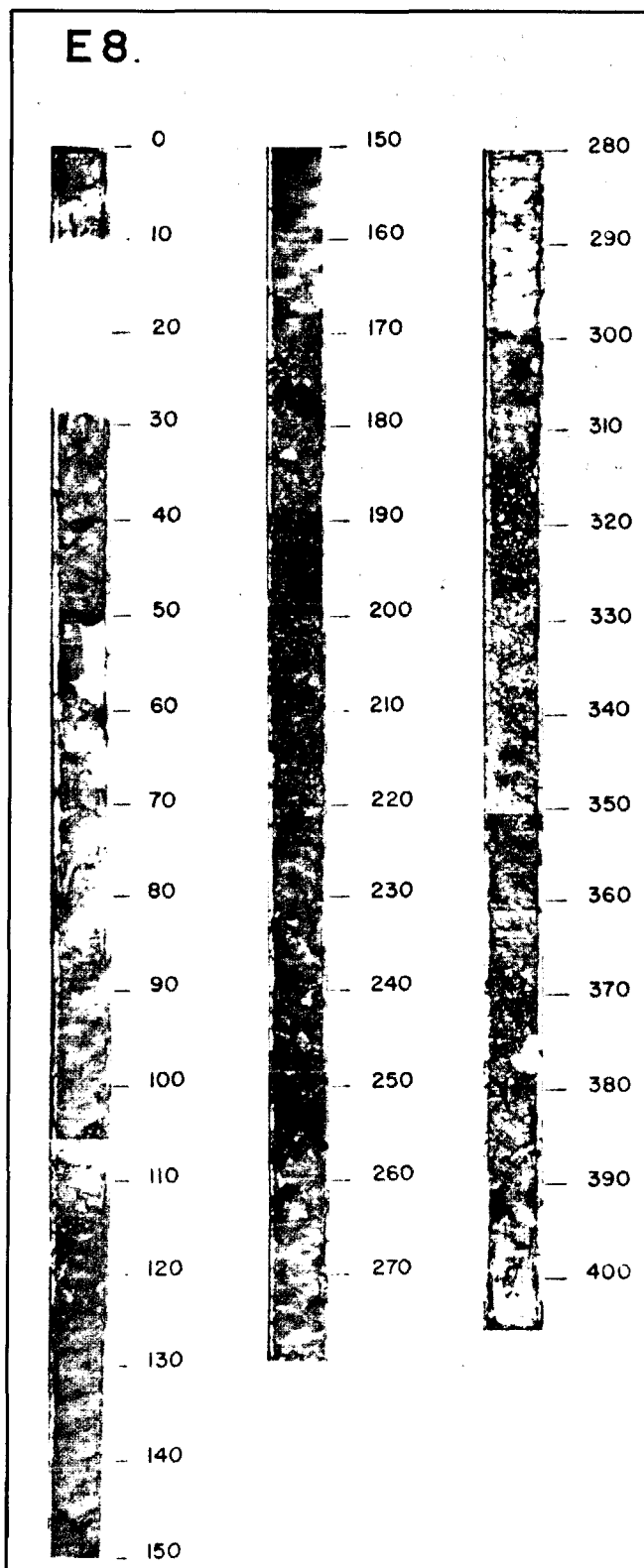


Figure 13. Photographie de la carotte E 8 (profondeur 190 m) prélevée sur un interfluve au large du massif de l'Esterel. Succession de passes de vase sablonneuse et de sable organogène avec des galets roulés de Permien de 2 à 3 cm de diamètre (niveau 176 cm). Nombreux changements de faciès.

par une phase principale d'érosion réalisée à l'air libre, avant l'immersion de la région au début du Pliocène. Le creusement de ces canyons serait donc, comme il a été admis pour d'autres régions (Afrique du Nord) (Glangeaud, 1961), d'âge Miocène supérieur (Pontien). A cette époque, le trajet des canyons a épousé le trajet de failles orthogonales anciennes qui auraient joué au Pontien (Figure 14).

La Plaine Abyssale

De nombreux profils de *sismique continue* ont été réalisés dans la plaine abyssale par le Musée Océanographique de Monaco (sparker), par la Station de Géodynamique sous-marine de Villefranche-sur-Mer

(air-gun) et en 1970 par l'Institut Français du Pétrole et le Centre Océanologique de Bretagne (Flexotir) (Figure 15) (Hersey, 1965; Mauffret, 1968; et Pautot, 1969). Nous ne présenterons ici que l'étude structurale de la terminaison de la marge continentale vers le large, et l'étude sédimentologique de la zone des dômes de la plaine abyssale.

Les résultats principaux de l'interprétation de nos profils sismiques sont les suivants (Pautot, 1969):

1. Les phénomènes de glissement *subactuels* par masses importantes (olistostromes, klippes) sont communs sur la pente continentale.
2. Les deltas sous-marins des canyons de Cannes et de Saint-Tropez forment une morphologie de grande extension.

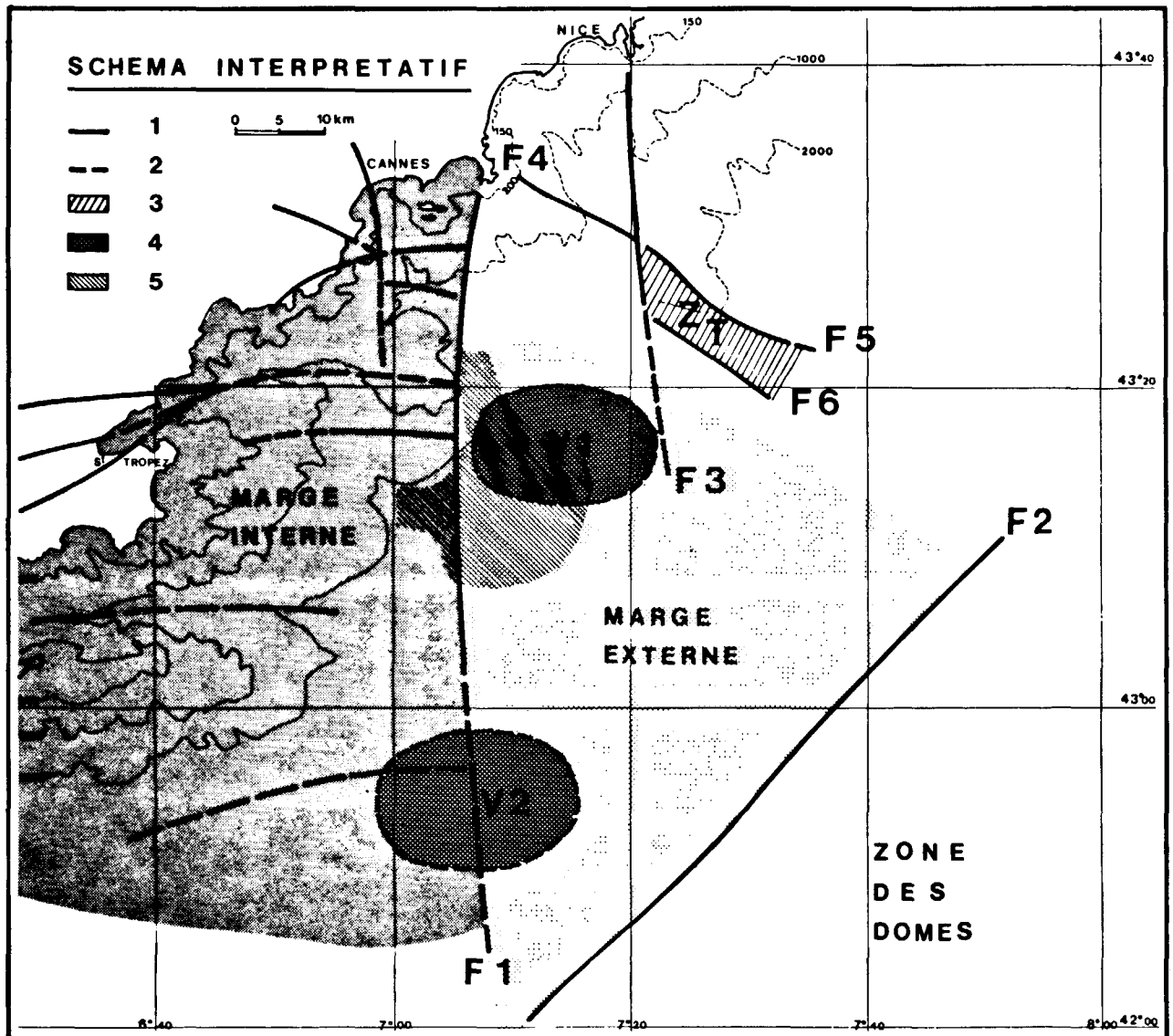


Figure 14. Schéma structural interprétatif. 1, failles; 2, failles probables; 3, zone acoustiquement transparente limitée par des failles; 4, volcans présumés d'après la sismique réfraction et le magnétisme; 5, deltas sous-marins des canyons.

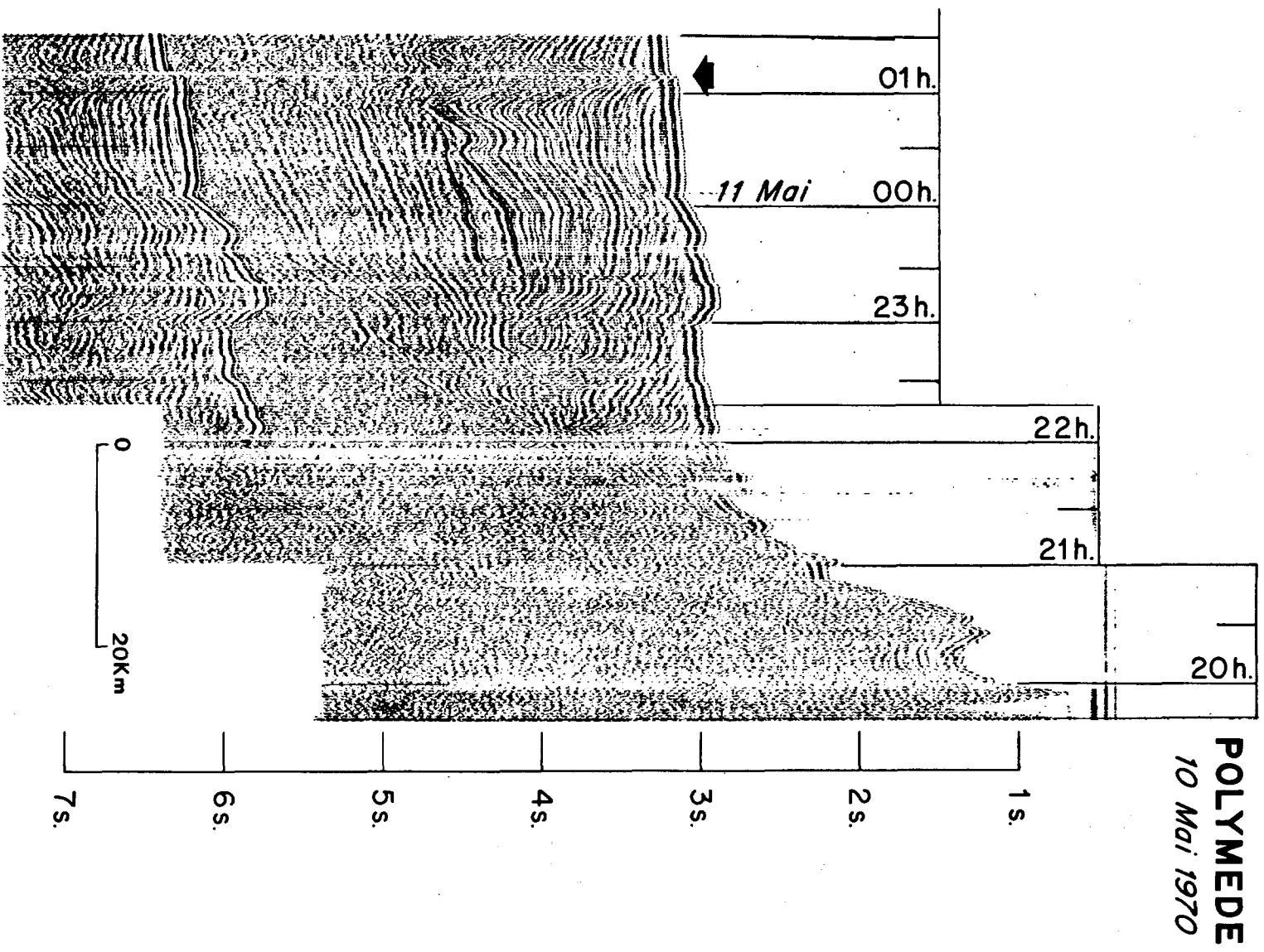


Figure 15. Profil sismique de la marge continentale et du glacis obtenu au cours de la mission POLYMEDE I du N. O. JEAN CHARCOT avec le procédé flexotir. Ce profil a été réalisé en dehors de la zone étudiée ici à 200 kilomètres plus à l'Ouest. Ce profil a une orientation NO-SE à partir de Marseille. Vitesse: 6 noeuds. Un dôme (flèche) est visible à 1h 15. Le toit et le plancher du sel sont également visibles.

Pautot

3. On peut délimiter une zone centrale affectée par de nombreuses structures en forme de dômes.
4. Entre le pied de la pente continentale et la zone centrale parsemée de dômes, on suit un réflecteur puissant qui devient de plus en plus fracturé vers le large. Ce réflecteur est surmonté d'une couche sédimentaire de 800 ms de puissance moyenne. Les forages JOIDES ont montré que la vitesse dans les sédiments non consolidés était plus faible que ce

qui était admis jusqu'alors. Dans le Golfe de Gascogne, comme en Méditerranée, une vitesse de 1,8 km/sec peut être adoptée pour ce type de sédimentation. La couche sédimentaire envisagée ici aurait donc 700 m d'épaisseur. Le taux de sédimentation habituellement admis d'après les mesures sur les carottes (Blanc-Vernet *et al.*, 1969) ou d'après le taux de dénudation moyen des Alpes depuis l'Oligocène (Menard *et al.*, 1965) est de 10 cm/1000 ans.

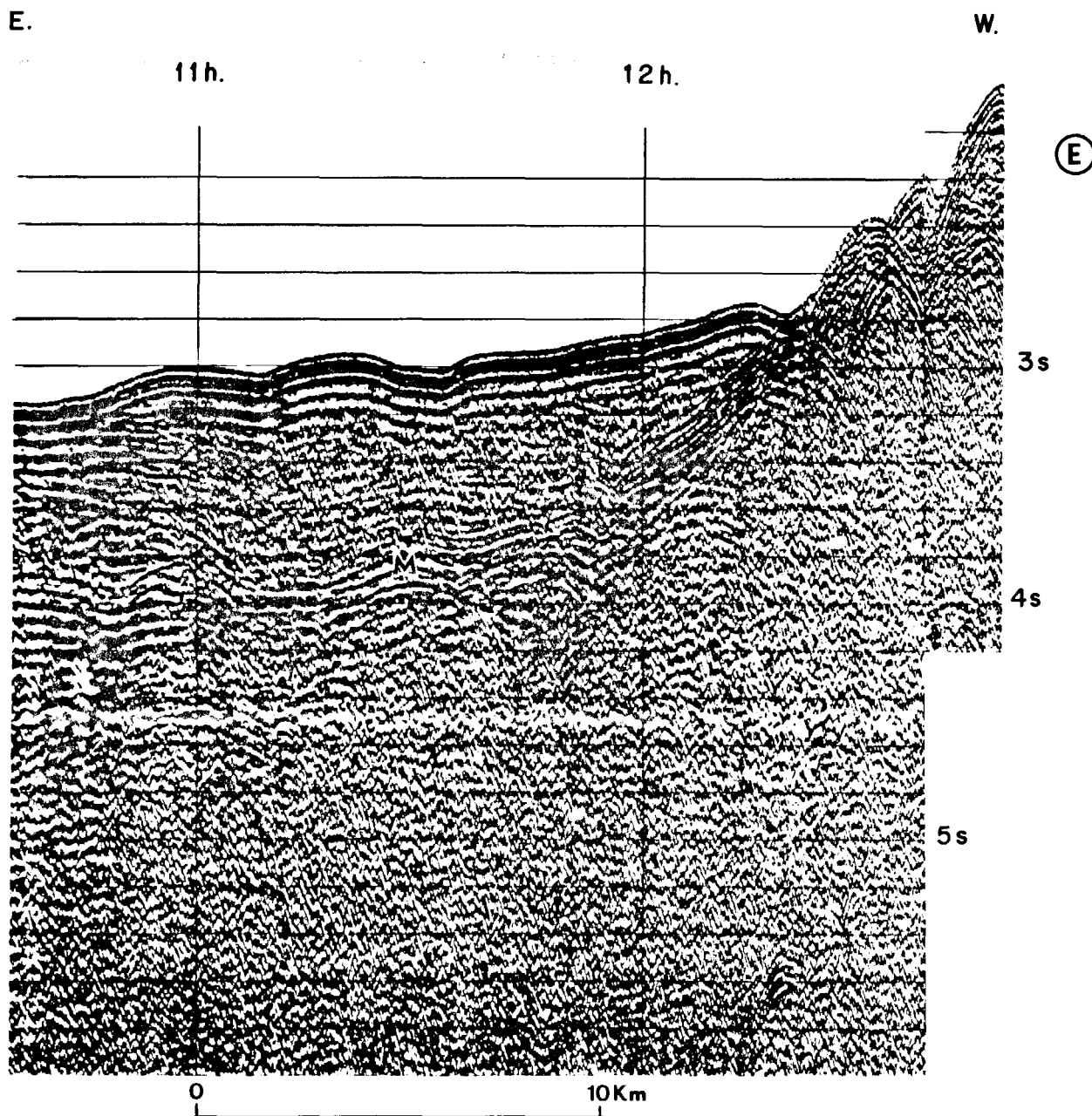


Figure 16. Profil sismique (canon à air) obtenu avec le N. O. CATHERINE-LAURENCE. La position de ce profil est soulignée sur la Figure 8. Il est situé sur la terminaison orientale du haut-fond du Méjean. La couverture sédimentaire meuble est Plio-Quaternaire. Le réflecteur puissant (M) représente probablement la surface Miocène.

La base de cette série sédimentaire non consolidée aurait 7 MA, c'est-à-dire serait Miocène terminal à Pliocène basal.

Le réflecteur puissant au bas de la marge continentale a les caractéristiques d'un horizon sédimentaire induré. Il présente des fractures et même parfois des surfaces d'érosion. Ce réflecteur représente probablement la surface miocène effondrée au cours du phénomène de subsidence.

Contact Glacis-Plaine

La carotte C 16 a été prélevée par 2200 mètres de profondeur sur le tombant Sud du haut-fond du Méjean, et à proximité du flanc Nord du canyon de Saint-Tropez. C'est une vase gris-bleu sablonneuse. A 512 cm, on trouve des coquilles de lamellibranches et à la base, de 530 à 540 cm, on note un passage franc à un sable vaseux. L'ogive a été ébréchée sur le substratum. On est certainement en présence de blocs de substratum effondrés, recouverts de sablon drainé par le canyon de Saint-Tropez et remodelé par les courants de contour puissants au pied de cette marge (observations en bathyscaphe de Bellaïche et Pautot, 1966).

La carotte B 72 provient du delta sous-marin du canyon de Saint-Tropez par 2480 m de profondeur, sur la levée Sud du canyon. Sur les 834 cm de la carotte, on note une succession de strates de vase beige et de sable fin ou de sablon. A partir de 300 cm, les passées sableuses sont plus nombreuses et leur épaisseur croît vers la base en même temps qu'apparaît un granoclassement type. On relève 6 turbidites nettes de 2 à 13 cm d'épaisseur, mais également 155 passées sablonneuses de plus de 2 mm d'épaisseur. Elles se présentent en récurrence après apport turbide et en figures de courant de contour. Ce sable fin représente 180 cm de sédiment sur la longueur totale de la carotte. Les turbidites ont une couleur foncée et une composition terrigène avec micas, pélites rouges permienues, et quartz. La coloration s'assombrit vers la base.

La carotte C 5 prélevée par Bellaïche (1969) au large des îles du Levant par 2500 m de profondeur présente une structure différente. Cette carotte de 795 cm est constituée par 4 parties essentielles:

de 0 à 250 cm: partie riche en matériel grossier (sable et sablon)

de 250 à 592 cm: partie constituée essentiellement de vase

de 592 à 670 cm: sédiment sableux

de 670 à 795 cm: vase

La majeure partie des passées grossières de cette carotte est constituée d'un matériel organogène calcaire (foraminifères planctoniques en général). Ces passées, comme l'analyse climatique l'a montré, sont

en relation avec l'abondance des foraminifères durant les périodes chaudes.

Le forage T10 réalisé dans la même zone presque au contact du socle a permis le prélèvement d'une carotte de 70 cm sous 43 m de sédiment. Elle est composée d'un sable plus ou moins vaseux. Ce sable est constitué de gros minéraux non roulés: quartz anguleux, plagioclases, hornblende et de foraminifères benthiques et planctoniques.

En conclusion, on peut évoquer trois modes de sédimentation généraux dans la plaine abyssale:

1. La sédimentation pélagique lorsque les îles font barrage aux apports terrigènes.
2. La sédimentation terrigène par glissement de matériel le long des parois.
3. La sédimentation par "turbidites" (apports terrigènes empruntant des canyons sous-marins) qui est souvent remodelée par les courants de fond ou de contour.

Les Dômes

Une étude sédimentologique spéciale a été réalisée sur des dômes qui perçent la plaine abyssale (Figures 17 et 18). Trois carottages ont été réalisés sur un dôme appelé structure A (42°47'N et 7°41'E) par le Musée Océanographique de Monaco:

C1: dans la dépression qui entoure ce relief (2665 m)

C2: sur la partie Sud-Est du sommet (2605 m)

C3: sur la partie Nord-Ouest du sommet (2602 m)

L'étude sédimentologique a été réalisée en collaboration avec Bellaïche et les résultats généraux ont déjà été publiés (Alinat *et al.*, 1970).

Le problème posé était la détermination de la nature de ces dômes. La présence de pyrite néoformée à la base de C 3 et l'accroissement de la concentration ionique de l'eau interstitielle dans la vase surmontant ces dômes, semblent indiquer l'existence de conditions d'oxydo-réduction liées souvent aux évaporites (Bellaïche et Pautot, 1968).

Des forages ont été réalisés sur d'autres dômes du même type au Sud de Toulon. Les carottes prélevées sous 45 m de sédiment sont habituellement des vases plus ou moins compactes; elles remonteraient à une époque comprise entre 200.000 et 300.000 ans et seraient donc d'âge Pléistocène Supérieur (datation par coccolithes en cours). Un niveau de sable a été prélevé sur un de ces dômes. Compte tenu des conditions hydrodynamiques actuelles dans ce secteur, ce sable n'a pu se déposer dans cette position. On est donc obligé d'admettre que la formation de ces figures topographiques est subactuelle. Les forages JOIDES du parcours 13 ont effectivement trouvé un horizon salifère d'âge Messinien (6 MA). Ces dômes sont donc bien des structures évaporitiques mais le cap-rock n'a pas été atteint sur ce dôme.

PROPRIETES PHYSIQUES DU SEDIMENT

Sur la cinquantaine de carottes prélevées, plus de 10.000 mesures ont été réalisées: résistivité électrique, teneur en eau, pH, potentiel d'oxydo-réduction, poinçonnement, cisaillement, densité humide, porosité, teneur en calcaire, granulométrie. La mesure de la vitesse du son n'a pu être effectuée car nous ne disposions pas de l'appareillage nécessaire. L'analyse de ces mesures a été présentée en détail (Pautot, 1969).

Nous voulons donner ici les résultats généraux après traitement de ces données sur ordinateur.

Pour chaque carotte (en moyenne 50 mesures par technique) la moyenne arithmétique de chaque propriété a été calculée. Dans un premier temps, on calcule la moyenne régionale qui est la moyenne de chaque propriété physique sur une couche sédimentaire de 5 m d'épaisseur. Dans un deuxième temps, on a fait apparaître les coefficients de corrélation entre les diverses propriétés physiques.

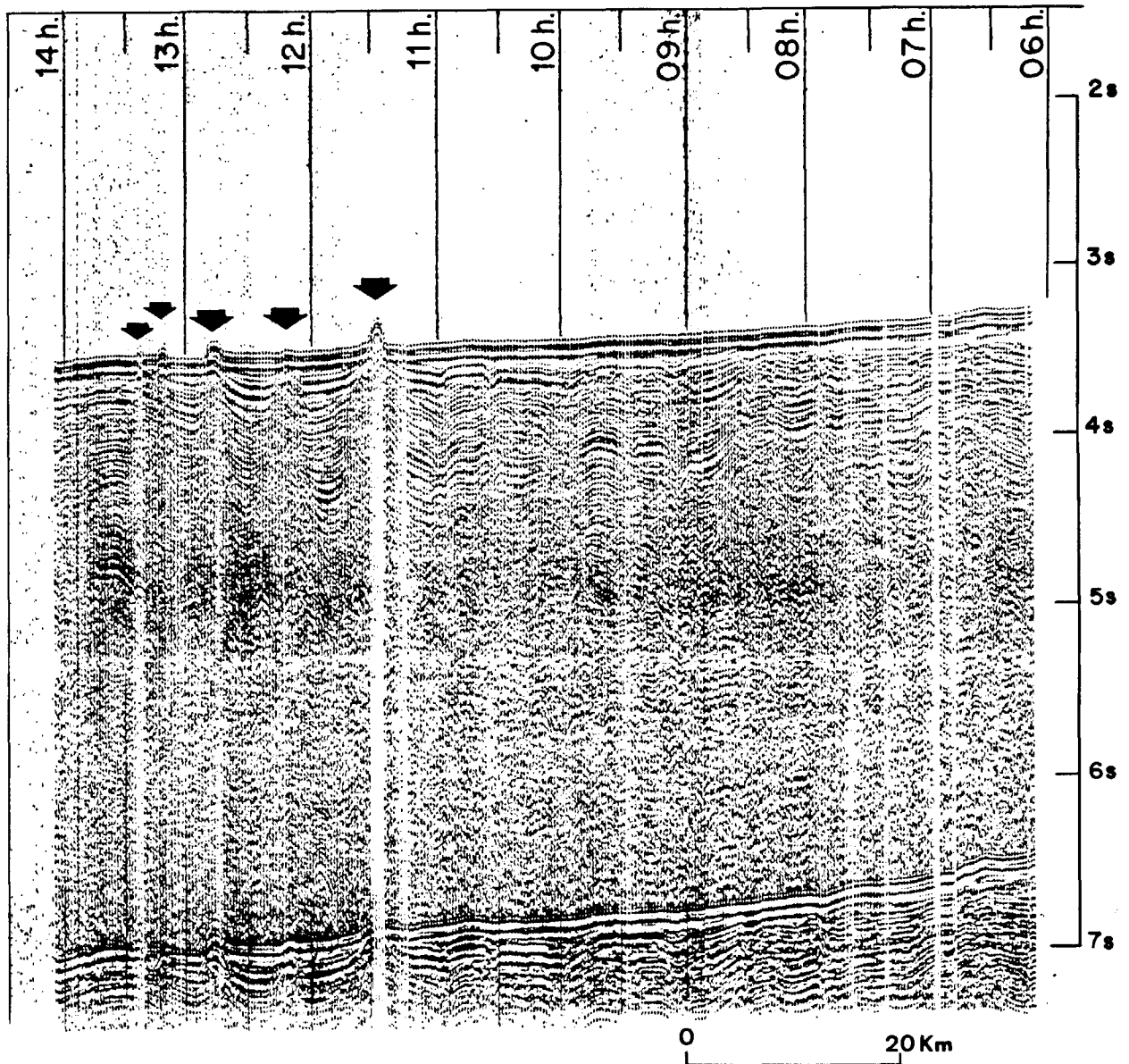


Figure 17. Exemples de structures diapiriques de nature salifère dans la plaine abyssale ligurienne. Cet enregistrement a été réalisé avec le système flexotir au cours de la mission POLYMEDE I avec le N. O. JEAN CHARCOT. Vitesse: 6 noeuds. Ce profil est donné comme exemple de diapirs en formation et de diapirs perçants; il est situé au Sud de Toulon.

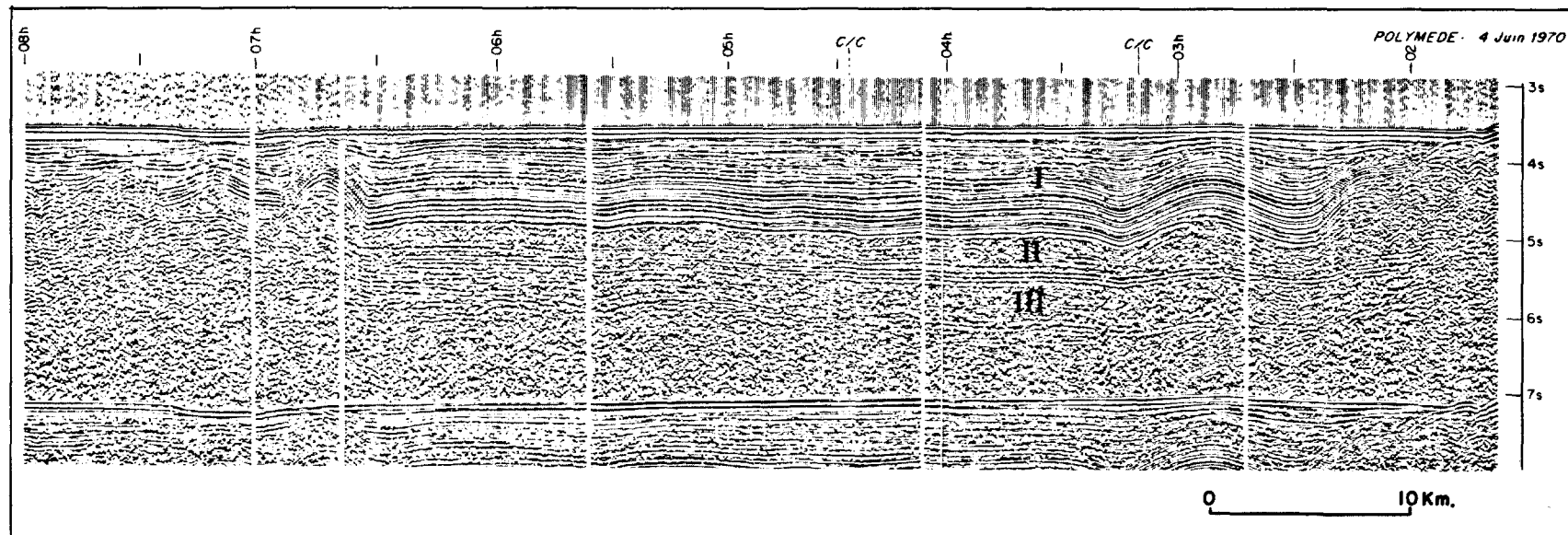


Figure 18. Exemple de profil montrant la couverture sédimentaire du bassin occidental méditerranéen. Procédé flexotir, N. O. JEAN CHARCOT, mission POLYMEDE I. Vitesse: 6 noeuds. Ce profil est orienté au N E de Minorque (Baléares). Cet exemple permet de mettre en évidence la couverture plio-quaternaire (I), la couche de sel formant des structures diapiriques (II), les niveaux sub-horizontaux anté-Miocène supérieur (III).

Propriétés Electriques

Cette méthode a été mise au point par l'auteur (Pautot, 1967a). Les sédiments marins sont composés de trois éléments: la charpente minéralogique, la matière organique et l'eau interstitielle. La partie minéralogique est formée essentiellement de quartz et d'autres minéraux non conducteurs. Seuls quelques minéraux comme la magnétite ont une conductivité appréciable. La résistivité électrique d'un sédiment marin dépend essentiellement de son eau interstitielle. Elle varie donc avec la température, la pression et la salinité. La province étudiée ayant une extension réduite, on peut l'assimiler à une zone profonde à salinité constante.

Les valeurs brutes de résistivité (Figure 19) ont été calculées et comparées aux autres propriétés physiques. Les valeurs moyennes extrêmes relevées dans l'étude des carottes de cette zone vont de 39 Ω cm à 94 Ω cm. Ces valeurs sont comparables à celles publiées par Filloux (1967) dans sa thèse (39 Ω cm à 87 Ω cm).

La valeur moyenne régionale calculée est de 54 Ω cm.

La variation avec le niveau est significative:

48 Ω cm entre la surface et le premier mètre;

52 Ω cm entre 100 et 200 cm;

53 Ω cm entre 200 et 300 cm;

56 Ω cm entre 300 et 400 cm; et

58 Ω cm entre 400 et 500 cm.

Les coefficients de corrélation entre la résistivité et les autres propriétés physiques ont été calculés. Ces coefficients de corrélation ont été obtenus carotte par carotte, et chacune de ces carottes est définie par un nombre de mesures situé entre 20 et 60. Je considère qu'un coefficient de corrélation supérieur à 0.6 dans ces conditions est significatif.

En reportant sur un graphique les valeurs des propriétés physiques qui présentent un bon coefficient de corrélation, on peut en déduire une loi générale linéaire. Les lois générales sont les suivantes:

1. La résistivité croît avec l'"enfouissement", la densité humide et la granulométrie. Elle augmente dans le même sens que le poinçonnement et le cisaillement.

2. La résistivité est inversement proportionnelle à la teneur en eau et à la porosité.

3. Il ne semble pas y avoir de relation entre la résistivité et le pH, le potentiel d'oxydo-réduction, la profondeur d'eau, et la pente du relief.

Horn *et al.* (1968) dans l'étude de carottes de la Mer Méditerranée et de la Mer de Norvège ont établi d'excellentes corrélations entre la vitesse du son dans le sédiment et les propriétés physiques suivantes: porosité, teneur en eau, densité humide, indice des vides, granulométrie, etc. (Hamilton, 1970).

L'établissement de ces lois de relation entre la résistivité et d'autres propriétés physiques devrait

permettre, si elles sont univoques, d'estimer directement la porosité, la densité d'un sédiment, et de déterminer la vitesse du son.

Quelques carottes ne suivent pas les lois générales établies précédemment. Or, ces carottes proviennent d'une pente abrupte ou d'un thalweg de canyon. On peut donc également déterminer les zones instables actuelles ou même fossiles par l'analyse des propriétés physiques du sédiment.

"Enfouissement"

Pour étudier le rôle de l'"enfouissement" sur la diagenèse précoce du sédiment, on a établi des moyennes et des coefficients de corrélation mètre par mètre (Figure 20). Entre 0 et 100 cm, la disposition des points montre qu'il n'y a pas de corrélation visible entre les diverses propriétés physiques.

Par contre, entre 300 et 400 cm par exemple, les corrélations, sans être encore significatives, semblent bien se dessiner. Le début du tassement est donc visible dès les premiers mètres.

Teneur en Eau

La résistivité électrique dépend grandement de la teneur en eau du sédiment. Les lois établies pour la résistivité sont donc valables pour la teneur en eau. La moyenne régionale est de 51%. La diminution de la teneur en eau avec l'"enfouissement" est très nette après de grandes oscillations dans les dix premiers centimètres:

0 à 100 cm: 58%

100 à 200 cm: 50.5%

200 à 300 cm: 47%

300 à 400 cm: 46%

400 à 500 cm: 41.5%

Cette variation n'est pas directement linéaire.

La teneur en eau n'est pas constante après le premier mètre, comme certains auteurs le pensaient, mais elle diminue lentement avec l'enfouissement. Cette perte d'eau, rapide dans les premiers centimètres, puis plus lente, est une des premières étapes de la diagenèse.

Poinçonnement et Cisaillement

Les mesures de cisaillement et du poinçonnement sont des mesures complémentaires dont les résultats sont en bonne concordance.

γ en g/cm² sont les valeurs de compression simple obtenues avec un pénétromètre; γ en g/cm² sont des valeurs de résistance au cisaillement obtenues avec un scissomètre. La moyenne régionale est de 850 g/cm².

L'évolution avec l'"enfouissement" est très nette:

0-100 cm: $\gamma = 480$ g/cm²

100-200 cm: $\gamma = 600$ g/cm²

200-300 cm : $\gamma = 800 \text{ g/cm}^2$
 300-400 cm : $\gamma = 970 \text{ g/cm}^2$
 400-500 cm : $\gamma = 1300 \text{ g/cm}^2$

Les corrélations entre τ et γ , carotte par carotte, sont bonnes à l'exception de quelques carottes qui proviennent de régions instables. Théoriquement, la "consistance" du sédiment γ et la "rigidité" du sédiment τ

sont reliées dans un corps cohérent, et on peut définir la cohésion c et l'angle de frottement interne ϕ . En fait, s'il n'y a pas de relation entre τ et γ , c'est que l'on a affaire à un milieu devenant pulvérulent (cohésion nulle) ou devenant purement cohérent (angle de frottement interne nul). Par exemple, un sablon fin humide donnera une forte valeur de "consistance"

CORRELATIONS ENTRE LA RESISTIVITE ET LES PROPRIETES PHYSIQUES

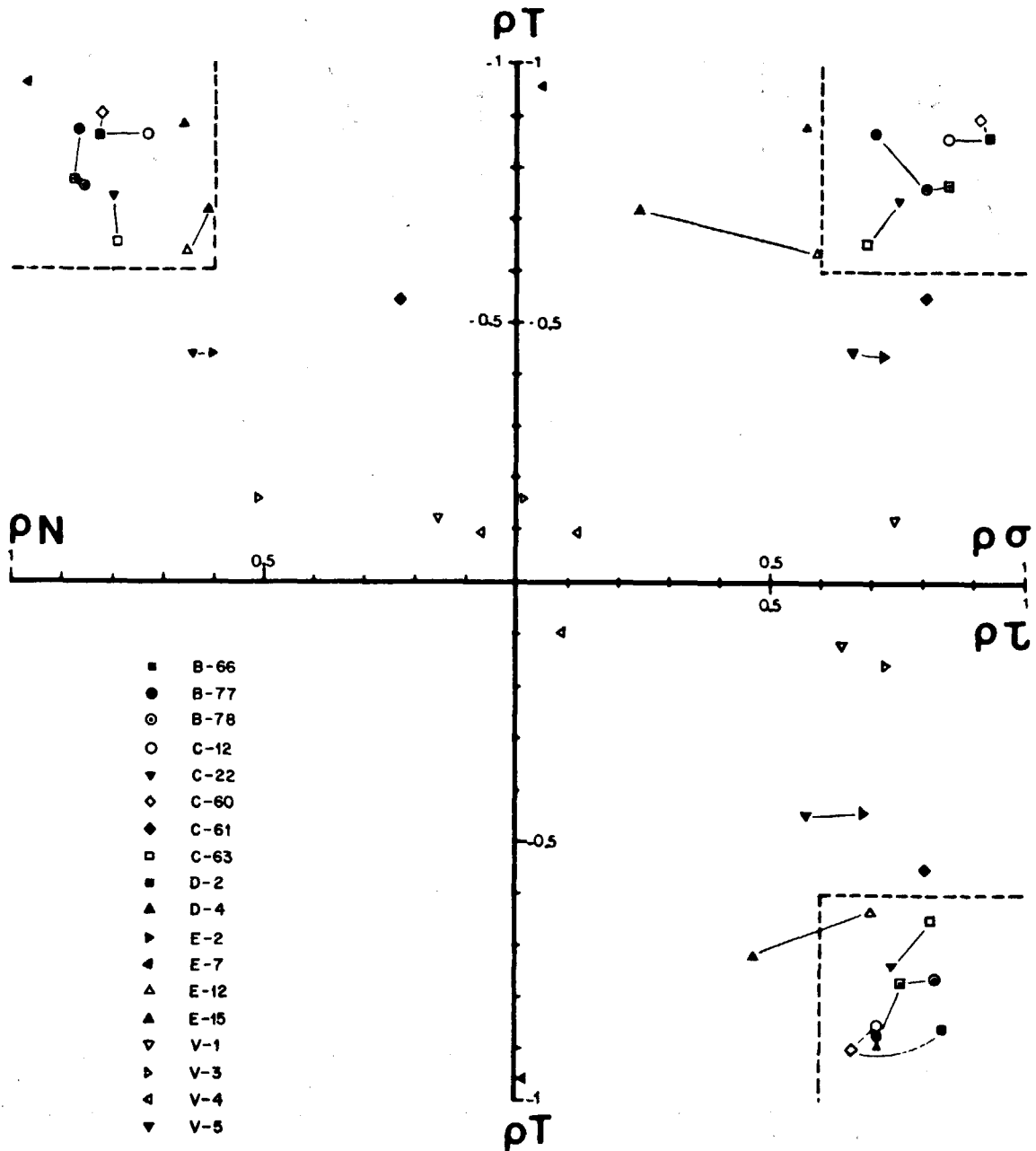
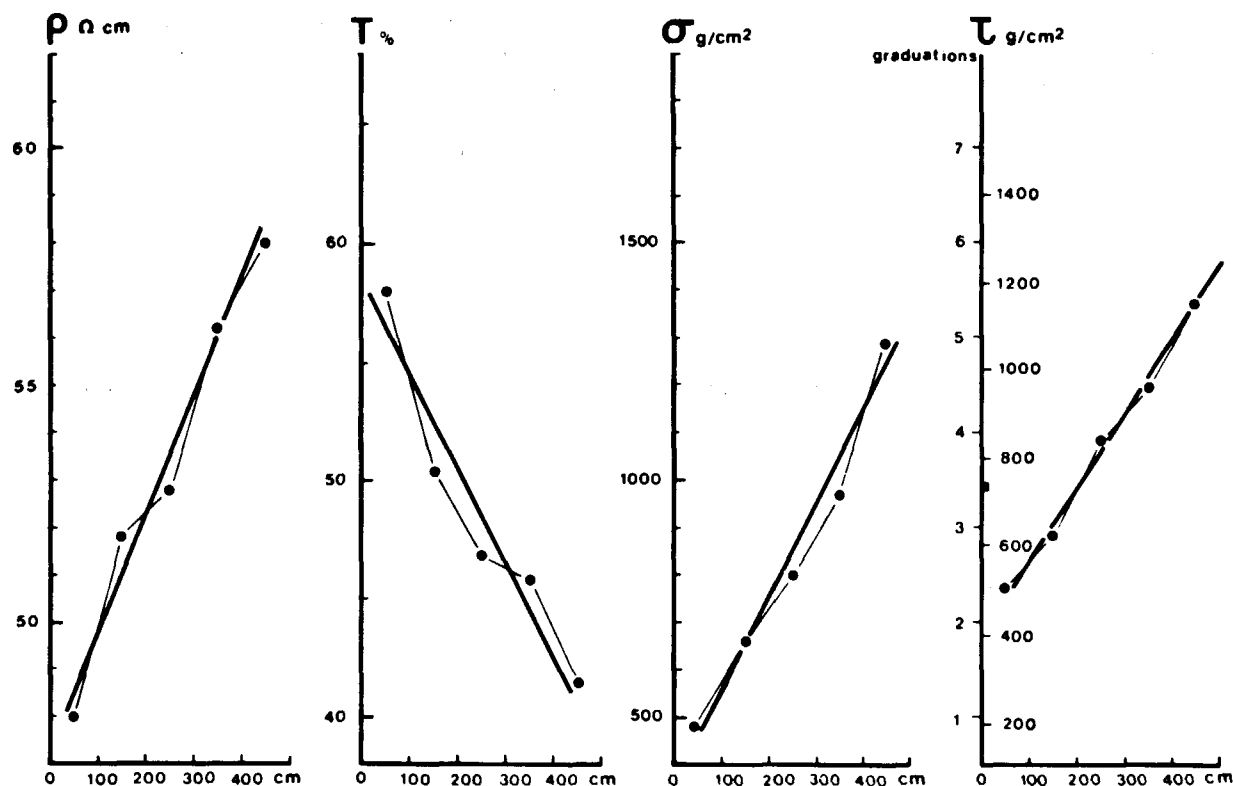


Figure 19. Corrélations entre la résistivité et diverses propriétés physiques. Chaque symbole représente la valeur moyenne d'une carotte. ρ est la résistivité; T la teneur en eau, N le niveau, γ le poinçonnement et τ le cisaillement.



VARIATIONS DES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES EN FONCTION DE L'ENFOUISSEMENT

Figure 20. Variations des propriétés physiques en fonction de l'enfouissement. Chaque point représente la moyenne par mètre.

et une faible valeur de "rigidité". De la même manière, une vase chargée de coquilles ou de fibres végétales présentera une forte valeur de "consistance" pour une faible valeur de "rigidité".

Densité Humide et Porosité

Il y a un bon accord entre ces propriétés et les autres mesures mécaniques et électriques. Les valeurs extrêmes vont de 1.35 à 2.00 pour la densité et de 0.41 à 0.65 pour la porosité. La porosité est une caractéristique fondamentale en relation étroite avec la résistivité électrique et la vitesse du son (Horn *et al.*, 1968).

Conclusion: Propriétés Physiques

L'étude statistique des propriétés physiques a permis de mettre en évidence des relations plus ou moins lâches entre la granulométrie, la teneur en eau, l'"enfouissement", le coefficient de compression simple, le coefficient de torsion, la densité humide et la porosité des sédiments d'une région donnée.

En se référant aux courbes de Horn *et al.* (1968) on

peut, d'après les résultats des mesures physiques, en déduire la *vitesse du son* approchée dans le sédiment étudié. La porosité moyenne donne une vitesse de 1550 m/sec; la teneur en eau et la densité humide correspondraient à une vitesse de 1500 m/sec. La partie superficielle du sédiment aurait donc une vitesse *comparable* à la couche d'eau qui recouvre le sédiment. Dans le cas de la transmission du son, les paramètres importants à connaître sont la porosité, la teneur en eau et l'indice des vides. Il ne semble pas qu'il y ait une relation étroite entre la vitesse du son et la densité sèche ou la teneur en carbonates.

Le coefficient de cisaillement reflète la granulométrie et la genèse du sédiment, mais ce n'est pas un paramètre en relation directe avec la vitesse du son. *La dimension moyenne des grains* est le paramètre le plus important pour la détermination de la vitesse du son, et cela gouverne la teneur en eau et la texture du sédiment.

La résistivité électrique est en excellent accord avec les propriétés mécaniques et physiques du sédiment. Cette méthode est précise, rapide, c'est un paramètre complémentaire important. Les mesures "in situ"

permettraient de définir rapidement la lithologie du sédiment et peut-être une prospection de divers minerais.

Les propriétés physiques ont permis une approche de la genèse du sédiment (Figure 21). Les parties planes ou les pentes inférieures à 6° ne présentent pas d'éboulement et la vase montre de bonnes relations entre ses propriétés physiques. Dans le cas de zones érodées, de zones tectoniques instables et de pentes accentuées, les propriétés physiques sont indépendantes. Ainsi, en complément de l'analyse lithologique, les propriétés physiques peuvent montrer des pics dus soit à une variation granulométrique, soit à une phase d'érosion et de tassement liée au passage d'une avalanche sous-marine.

PROPRIÉTÉS CHIMIQUES

Une centaine d'analyses chimiques ont été effectuées sur les carottes. La majeure partie de ces analyses a été réalisée sur la fraction fine (inférieur à 40 μ).

Pour conduire et interpréter correctement l'analyse élémentaire d'une vase marine, il faut auparavant connaître les minéraux qui la composent. L'analyse minéralogique des argiles n'a pu être effectuée sur chaque échantillon, ce qui entraîne une interprétation parfois incomplète.

La moyenne des compositions chimiques (en %) de tous les échantillons étudiés ici est la suivante:

SiO₂ : 40.00

Al₂O₃ : 10.00

INFLUENCE DU RELIEF

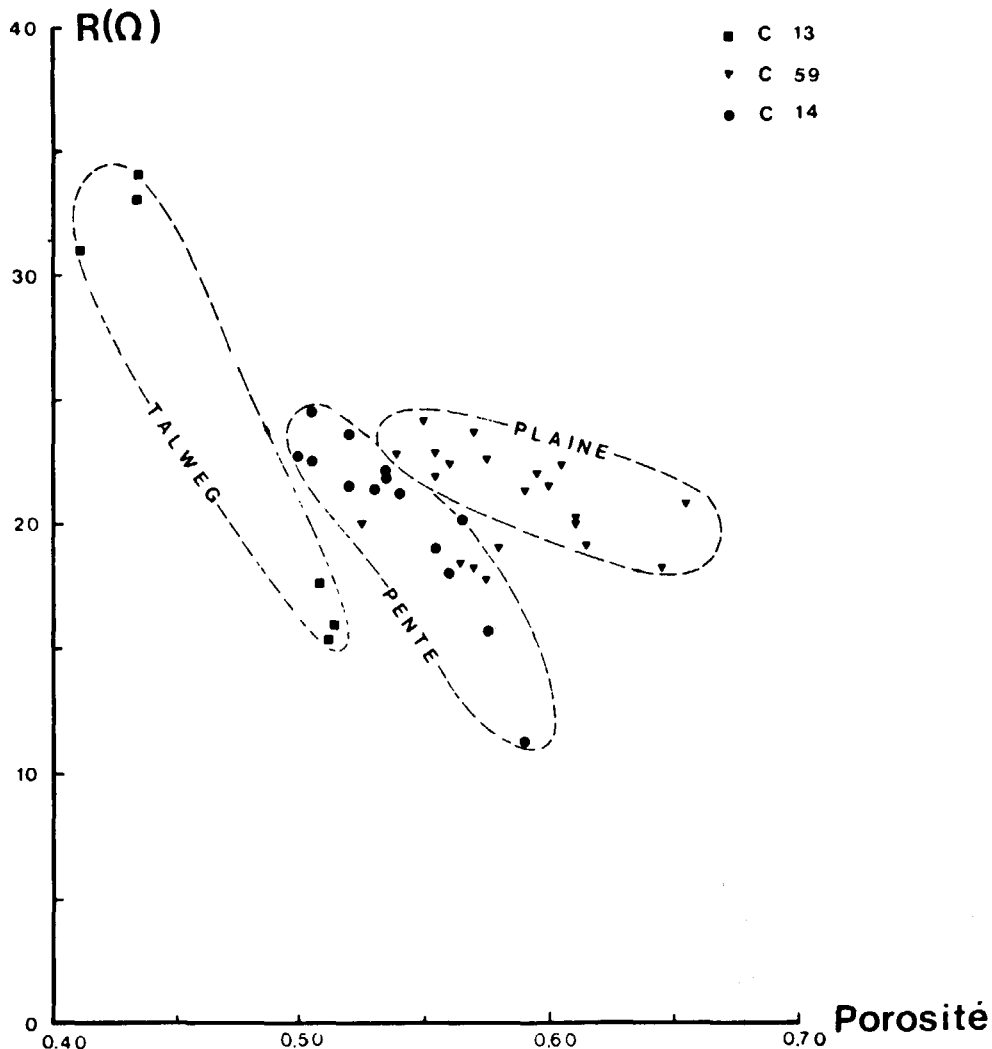


Figure 21. Influence du relief sur les relations entre la porosité et la résistivité.

Pautot

Fe ₂ O ₃ :	4.00
MnO :	0.05
MgO :	3.00
CaO :	20.00
Na ₂ O :	0.80
K ₂ O :	2.00
TiO ₂ :	0.50
P ₂ O ₅ :	0.10

C'est la composition chimique type d'une vase terrigène.

Malgré les difficultés rencontrées dans l'interprétation de l'analyse élémentaire des vases marines, il est possible dans une certaine mesure d'estimer quels sont les minéraux qui fournissent les éléments les plus courants du sédiment (Debyser, 1959). Le fer provient essentiellement des illites et des chlorites et de leur produit d'altération, le magnésium des chlorites et de la dolomite, le potassium des feldspaths alcalins des micas et des illites, le sodium des plagioclases. Bien qu'une telle interprétation n'ait qu'une valeur statistique et que toutes les exceptions soient possibles, elle permet d'orienter l'étude minéralogique.

Etude Minéralogique

Les travaux de Chamley (1968) et de Nesteroff *et al.*, (1963) aboutissent aux conclusions suivantes:

1. La sédimentation argileuse récente a une répartition géographique homogène en Méditerranée nord-occidentale.
2. L'illite est le minéral dominant; ceci est en relation avec la haute concentration en micas dans de nombreux types de roches et la résistance relative de ces micas à l'altération chimique.
3. La distribution verticale en Méditerranée est caractérisée par une homogénéité de l'apport au cours du temps.

Une aggradation superficielle généralisée se produit.

Biscaye (1965), dans son étude des sédiments de l'Atlantique, a mis en évidence des phénomènes importants: les périodes glaciaires seraient marquées par un déficit en kaolinite et gibbsite et une augmentation de la teneur en chlorite par rapport aux sédiments actuels, et l'époque pliocène semble présenter le phénomène inverse.

L'analyse minéralogique de quelques échantillons prélevés dans le Golfe du Lion et en Provence nous conduit aux conclusions suivantes: l'illite est le principal constituant avec la chlorite et un complexe gonflant illite-montmorillonite. La kaolinite semble inexistante dans le Golfe du Lion alors qu'elle est présente en Provence (Golfe de Fréjus).

Distribution Horizontale des Eléments dans les Echantillons de Surface

CaO (Figure 22)

Autour des îles de Lérins formées de dolomie, les valeurs sont plus élevées que vers l'Estérel, de nature volcanique. La teneur en calcaire diminue avec la profondeur dans le canyon de Cannes. Le haut-fond du Méjean à soubassement gneissique a une faible teneur en calcaire.

Ces faits suggèrent que dans la région étudiée l'origine du calcaire est à dominante détritique. Plus au large, Nesteroff (1965) a montré que le pourcentage de calcaire se stabilise autour de 40% et la proportion entre le calcaire détritique et le calcaire organogène est dans ce cas certainement différente.

SiO₂

Sur le littoral, les valeurs ont un caractère assez constant (33 à 38%). Des valeurs plus élevées sont notées sur le haut-fond du Méjean et sur la partie terminale du canyon de Cannes. Dans les deux cas, il y a présence d'un substratum sous-jacent proche, gneiss dans un cas, vase ancienne dans l'autre.

Al₂O₃

Les valeurs de l'alumine sont bien groupées entre 10 et 12%. Il y a constance du rapport SiO₂/Al₂O₃ dans cette région (Figure 24).

Fe₂O₃

Les concentrations en fer varient de 3.30 à 5.87%. Il y a encore ici une relation directe entre silice, alumine et fer (Figure 24), c'est-à-dire que la teneur en fer totale du dépôt est liée à la fraction minérale silico-alumineuse.

MnO

Proportion extrêmement constante de MnO le long du littoral: 0.04%. Augmentation avec la profondeur dans le canyon de Cannes (0.08%) et sur le haut-fond du Méjean (0.19%). Cette valeur élevée ne doit pas être en relation avec le socle sous-jacent car dans la région, seules les dolérites et les andésites présentent des valeurs élevées comparables. L'augmentation de la vitesse du courant sur ce relief entraînerait plutôt des conditions d'oxygénation qui sont propices à la précipitation du manganèse (formation des "nodules").

MgO

Valeurs comprises entre 2.30 et 4.20%. Les valeurs les plus fortes sont relevées au contact de l'Estérel

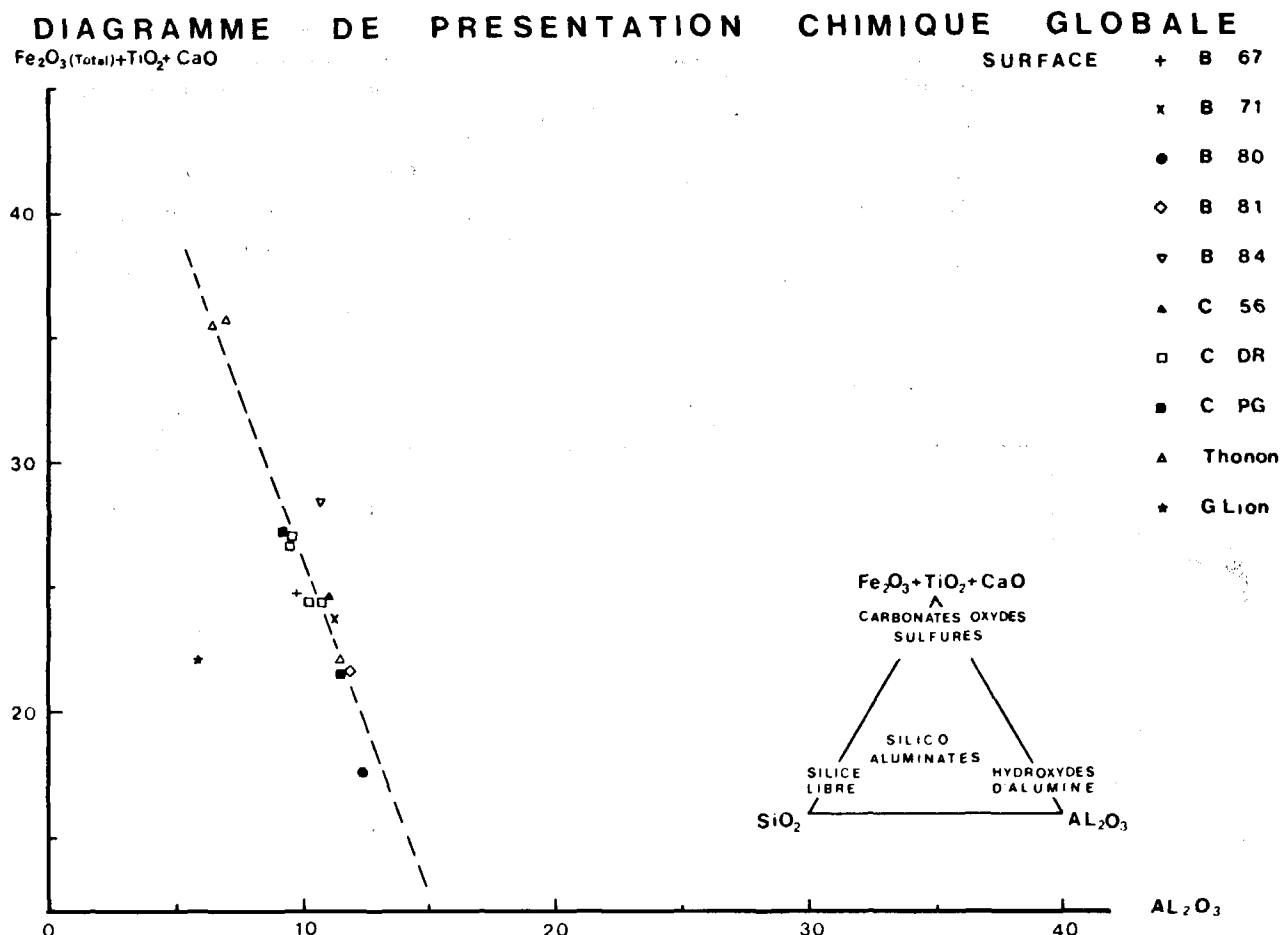


Figure 22. Diagramme de présentation chimique globale des échantillons de surface. Thonon, échantillon de vase lacustre; G. Lion provient du Golfe du Lion (ces échantillons sont présentés à titre comparatif).

alors qu'on ne note pas de concentration particulière autour des îles de Lérins dolomitiques. La concentration en magnésium de la partie Est de l'Estérel serait due aux apports terrigènes (chlorite) des rivières Siagne et Argentière qui parcourent les gneiss du Tanneron.

Na₂O

Valeurs de 0.40 à 1.40%. Le sodium provient essentiellement des plagioclases. Les valeurs élevées correspondent aux domaines éruptifs ou métamorphiques: Esterel et haut-fond du Méjean.

K₂O

Valeurs de 1.40 à 2.75%. Les valeurs les plus importantes se trouvent dans le domaine de l'Estérel et dans le cours terminal du canyon de Cannes. Le potassium dans ces sédiments récents proviendrait directement des apports terrigènes des rivières Siagne et Argentière sous forme de mica, de feldspaths alcalins et d'illite.

Distribution Verticale et Diagenèse

Sédimentation Quaternaire

L'influence du temps et de l'"enfouissement" est difficile à déterminer dans une zone accidentée où les apports sont hétérogènes comme sur cette marge continentale abrupte.

Une carotte type (B 84) a été étudiée en détail pour mettre en évidence les phénomènes de diagenèse précoce (Figure 23). Elle a été choisie à cause de sa sédimentation homogène, de sa longueur (860 cm), et de sa position. La fraction grossière, supérieure à 40µ est inférieure à 10% jusqu'à 750 cm et supérieure à 20% à partir de 800 cm. Les analyses chimiques montrent que tous les éléments marquent une discontinuité entre 810 et 820 cm, exception faite de MgO. Ce phénomène ne correspond pas à une anomalie physique notable.

Il est difficile de tirer des conclusions générales de l'étude d'une seule carotte car les variations mises en évidence peuvent être dues aussi bien au mode d'apport ou de sédimentation qu'à la diagenèse.

Pautot

Toutefois les faits qui se dégagent de cette étude et qui pourront être vérifiés par d'autres travaux sont une augmentation de la teneur en CaO et Na₂O et un déficit de la teneur en SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ et K₂O avec l'enfouissement.

Le passage 810-820 cm montre un enrichissement relatif en SiO₂, Al₂O₃, Na₂O et K₂O et un déficit très sensible en CaO (25 à 17%). Ce passage correspondant à une période plus froide d'après la faune, les conclusions de Biscaye (1965) sur les sédiments atlan-

tiques seraient applicables également en Méditerranée; en particulier l'augmentation de la teneur en chlorite expliquerait l'augmentation de la teneur en MgO.

Sédimentation Pliocène

Deux échantillons pliocènes prélevés dans le canyon de Cannes (B 74 et C 17) se distinguent des échantillons quaternaires par leur rigidité, leur faible teneur en eau et leur forte résistivité (il en est de même pour un

B84	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn O	Mg O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	Ti O ₂	PF	TOTAL	Si O ₂	Fe ₂ O ₃
											Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃
0	38,10	10,70	3,63	0,05	2,33	20,20	0,66	1,86	0,44	22,31	100,18	3,60	0,32
50													
100													
150													
200													
250	39,70	10,45	3,71	0,04	2,03	20,02	0,54	1,79	0,46	21,76	100,50	3,70	0,345
300													
350													
400	37,90	10,30	3,72	0,04	2,33	20,19	0,62	1,67	0,41	22,32	99,50	3,68	0,36
450													
500	38,90	10,00	3,72	0,04	2,31	20,08	0,62	1,60	0,47	21,56	99,50	3,69	0,37
550	38,70	10,50	3,72	0,04	2,58	20,37	0,66	1,80	0,44	21,62	100,43	3,70	0,355
550	37,60	9,90	3,47	0,04	2,53	21,54	0,50	1,75	0,41	21,93	99,67	3,80	0,35
600	37,20	10,10	3,37	0,04	2,51	21,70	0,69	1,66	0,39	22,52	100,18	3,70	0,33
650	37,40	9,70	3,21	0,04	2,28	22,16	0,69	1,62	0,37	22,50	99,97	3,65	0,34
650	37,30	9,87	3,34	0,05	2,33	22,53	0,62	1,63	0,38	22,28	100,33	3,78	0,34
700													
750													
800	34,50	9,00	3,36	0,06	2,44	24,43	0,80	1,56	0,47	23,63	100,25	3,85	0,37
800	35,20	9,10	3,16	0,04	2,47	23,48	0,83	1,52	0,42	23,76	99,98	3,90	0,345
800	34,40	9,30	3,28	0,04	2,40	23,97	0,80	1,71	0,42	23,65	99,97	3,70	0,35
800	42,40	11,50	4,21	0,07	2,50	16,52	1,18	2,16	0,55	18,19	99,28	3,68	0,365
800	34,40	9,30	3,32	0,05	2,56	23,70	0,57	1,64	0,45	23,57	99,56	3,70	0,36
800	35,50	9,10	3,18	0,05	2,57	23,18	0,69	1,53	0,40	23,24	99,44	3,90	0,35

Figure 23. Analyse chimique de la carotte B 84 (350 m). Cette carotte a été prélevée au Sud du Cap d'Antibes.

échantillon pliocène prélevé dans un canyon de la marge algérienne). L'analyse chimique les caractérise très nettement. La teneur en SiO_2 est plus élevée; Al_2O_3 et Fe_2O_3 suivent cet accroissement. CaO marque un fort déficit (teneur inférieure à 10%).

Ce faciès de Pliocène semble marqué par un apport plus important de sédiments terrigènes siliceux, sur une plateforme de faible ou moyenne profondeur (foraminifères benthiques dominants). L'apport également plus important de kaolinite à partir de sols fossiles a pu jouer dans le phénomène de concentration en Al_2O_3 . La teneur en magnésium liée sans doute aux chlorites, ne montre pas de déficit car au cours de l'engorgement des terrains métamorphiques (socle d'Afrique du Nord, Massif des Maures en Provence), les micas des gneiss ont participé aux phénomènes de sédimentation.

Conclusion: Propriétés Chimiques

La similitude de composition chimique de ces vases terrigènes pliocènes de Provence et d'Afrique du Nord

est probablement liée à l'histoire tectonique du bassin occidental méditerranéen (Bourcart, 1962). Après le dépôt des évaporites dans la lagune méditerranéenne au Miocène supérieur, le Pliocène est marqué par une reprise brutale de la subsidence du bassin avec érosion intense et apports terrigènes. Au Pliocène supérieur et au Quaternaire, le mouvement de subsidence semble se poursuivre de façon moins intense (Auzende *et al.*, 1971).

Au Quaternaire, les glaciations se marquent par des variations de faune, de productivité, ce qui entraîne des variations de composition chimique.

CONCLUSION

Dans cette étude régionale, nous avons voulu définir un certain nombre de paramètres et vérifier leur importance et leurs relations dans le cadre d'une synthèse structurale.

Des méthodes indirectes comme la sismique réflexion continue sont utilisées pour connaître les

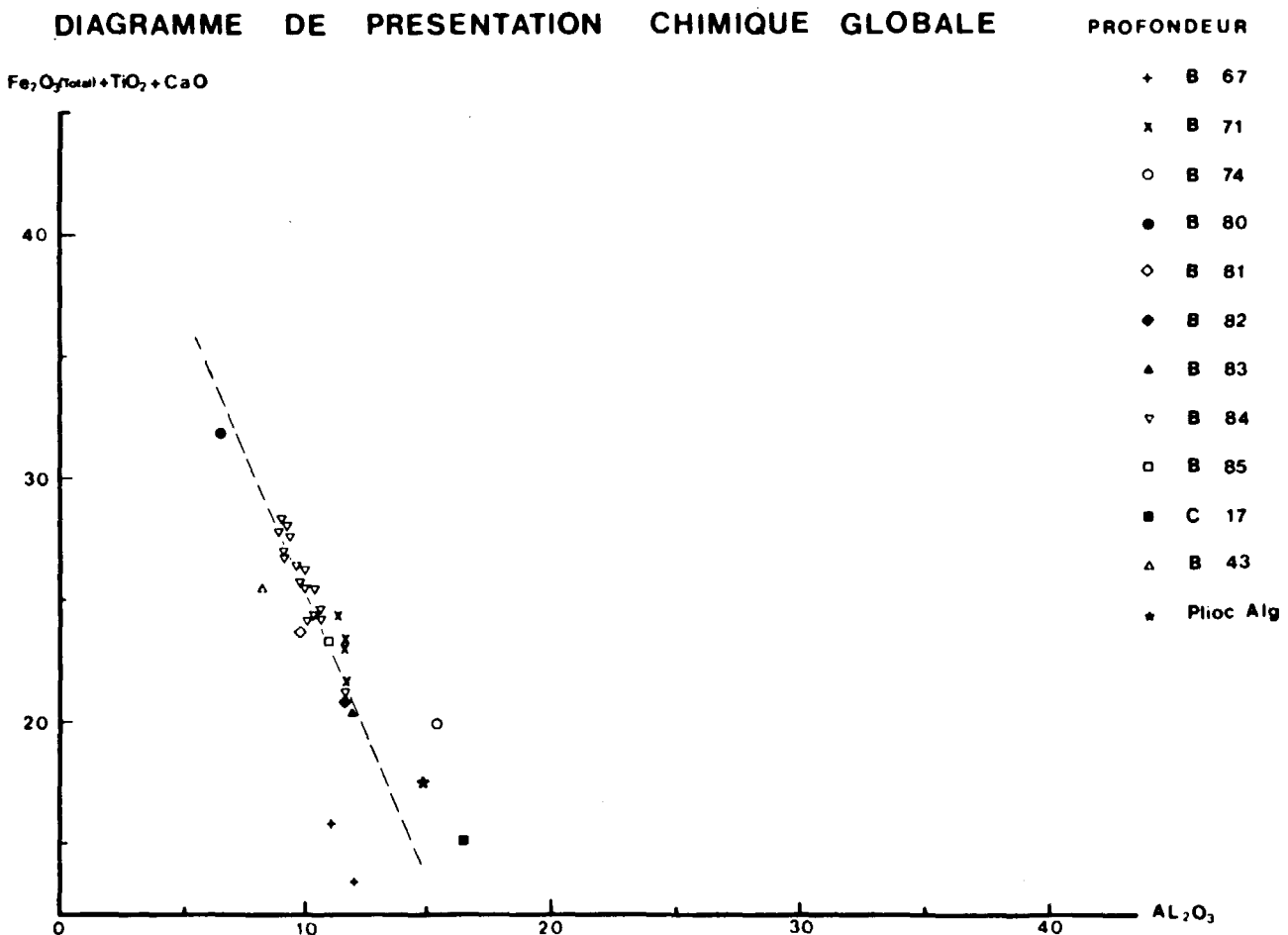


Figure 24. Diagramme de présentation chimique globale d'échantillons de niveau-5 m dans la colonne sédimentaire. Plioc Alg, correspond à un échantillon de marne pliocène provenant d'un canyon de la marge algérienne et présenté à titre comparatif.

grandes lignes de la structure sous-marine. Les forages et les carottages permettent ensuite de déterminer la nature des réflecteurs définis sur les enregistrements. La profondeur réelle des réflecteurs comme le degré de compaction des strates sédimentaires ne peuvent être abordés que par l'étude des propriétés physiques du sédiment (si l'on excepte les grands forages du type JOIDES).

Les propriétés physico-chimiques du sédiment reflètent également le mode de dépôt et la stabilité tectonique de la région. La minéralogie et la géochimie enfin montrent l'intensité des apports terrigènes, l'extension de ces apports, et soulignent donc les grandes phases d'érosion, donc d'activité tectonique.

Des moyennes régionales des divers paramètres mesurés sont présentées pour permettre une comparaison avec d'autres régions, et donc aboutir à un élargissement du champ de la synthèse.

On aboutit ainsi aux conclusions suivantes: le plateau continental est très peu étendu ou même absent par endroits. Le rebord continental est situé entre 90 et 100 m et il est dû à la régression Würmienne. La transgression pliocène n'est visible sur terre que dans les golfes pliocènes de Saint-Raphaël, La Napoule et du Var.

La pente continentale est abrupte, entre 10 et 15°. Des gradins découpent cette pente. Un gradin important au Sud de Cannes, le haut-fond du Méjean, laisse affleurer le substratum (gneiss des Maures) et montre un paléosol azoïque à 1200 mètres de profondeur. Cette pente continentale au Sud de Cannes est formée par le prolongement du massif des Maures et plus à l'Est par la couverture mésozoïque. Ce substratum est recouvert par une couverture sédimentaire meuble d'âge plio-quarternaire. Cette couverture présente de nombreuses figures de glissement dues à des mouvements contemporains du dépôt.

La plaine abyssale est formée de deux zones. La partie centrale du bassin est recouverte par une couche salifère d'âge Messinien (6 à 9 MA) qui alimente de nombreuses structures diapiriques. La couverture plio-quarternaire est extrêmement affectée par ces mouvements diapiriques.

Entre la pente continentale et cette zone centrale, on suit un réflecteur anté-pliocène qui est marqué par des entailles de canyon, des surfaces d'érosion. Ce réflecteur représente vraisemblablement une surface miocène érodée à l'air libre et amenée à sa position actuelle par un phénomène de subsidence. Ce réflecteur est très fracturé lorsqu'il arrive au contact de la zone centrale.

On propose une création du bassin à l'Oligo-Miocène par rotation du massif corso-sarde. La subsidence débute au Miocène en même temps qu'un comblement à la même vitesse. Au Miocène supérieur,

fin de comblement du bassin avec le dépôt de la couche évaporitique. Une accélération de la subsidence est chronologiquement liée à la transgression pliocène. Ce mouvement entraîne l'effondrement des marges.

REMERCIEMENTS

Nous remercions MM. M. Roubault et H. de la Roche du CRPG de Nancy pour la réalisation des analyses chimiques. Mes collègues du Centre Océanologique de Bretagne ont bien voulu lire et critiquer ce texte; je les en remercie. Les carottages ont été réalisés avec le B. O. CATHERINE LAURENCE de la Station de Géodynamique sous-marine de Villefranche-sur-Mer.

BIBLIOGRAPHIE

- Alinat, J., G. Bellaiche, G. Giermann, O. Leenhardt et G. Pautot 1970. Morphologie et sédimentologie d'un dôme de la plaine abyssale ligurienne. *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco*, 1400: (69) 22 p.
- Auzende, J. M., J. Bonnin, J. L. Olivet, G. Pautot et A. Mauffret, 1971. An Upper-Miocene salt layer in the Western Mediterranean basin. *Nature, Physical Science*, 230: 82-84.
- Bellaiche, G. 1969. *Etude géodynamique de la marge continentale au large du massif des Maures (Var) et de la plaine abyssale ligurienne*. Thèse, Paris, 221 p.
- Bellaiche, G., et G. Pautot 1966. Quelques observations morphologiques et sédimentologiques effectuées à bord du bathyscaphe "Archimède" au large des Maures et de l'Esterel. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 (7ème série): 769-772.
- Bellaiche, G., et G. Pautot 1968. Sur la présence de niveaux à pyrite au sommet d'un dôme de la plaine abyssale ligurienne. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 267: 991-993.
- Biscaye, P. E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 803-832.
- Blanc-Vernet, L., H. Chamley et C. Froget 1969. Analyse paléoclimatique d'une carotte de Méditerranée nord-occidentale. Comparaison entre les résultats de trois études: foraminifères, ptéropodes, fraction sédimentaire issue du continent. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 6: 215-235.
- Bourcart, J. 1959. Morphologie du Précontinent des Pyrénées à la Sardaigne. *Colloque International du Centre National de la Recherche Scientifique, Nice-Villefranche* (5-12 mai 1958), 114-121.
- Bourcart, J. 1962. La Méditerranée et la révolution du Pliocène. *Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot*, 1: 103-116.
- Bourcart, J., M. Genesseeux et E. Klimek 1960. Ecoulements profonds de sables et de galets dans la grande vallée sous-marine de Nice. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 250: 3761-3765.
- Chamley, H. 1968. La sédimentation argileuse actuelle en Méditerranée nord-occidentale. Données préliminaires sur la diagenèse superficielle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 10: 75-88.
- Debyser, J. 1959. *Contribution à l'étude géochimique des vases marines*. Thèse, Paris. Technip Editions, 210 p.
- Ewing, J., M. Ewing, T. Aitken et W. J. Ludwig 1968. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling. In: *The Crust and*

Région au large de la Côte d'Azur

- Upper Mantle of the Pacific Area* (Geophysical Monograph 12), eds. Knopoff, L., C. L. Drake and P. G. Hart, American Geophysical Union, Washington, D. C., 147-173.
- Filloux, J. H. 1967. *Oceanic electric currents, geomagnetic variations and the deep electrical conductivity structure of the ocean continent transition of Central California*. Thèse, San Diego, 120 p.
- Glangeaud, L. 1961. Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaires. *Colloque National de la Recherche Scientifique*, Villefranche, 125-161.
- Hamilton, E. L. 1970. Sound velocity and related properties of marine sediments, North Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 75:4423-4446.
- Hersey, J. B. 1965. Sedimentary basins of the Mediterranean sea. In: *Submarine Geology and Geophysics*, eds. Whittard, W. F. and R. Bradshaw, Butterworths, London, 75-89.
- Horn, D. R., B. M. Horn et M. N. Delach 1968. Correlation between acoustical and other physical properties of deep-sea cores. *Journal of Geophysical Research*, 73:1939-1957.
- Luteaud, L. 1924. Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Revue de Géographie*, 12:270 p.
- Lowrie, A. et B. C. Heezen 1967. Knoll and sediment drift near Hudson, Canyon. *Science*, 157:1552-1553.
- Mauffret, A. 1968. *Etude des profils sismiques obtenus au cours de la campagne GEOMEDE I au large des Baléares et en Mer Ligure*. Thèse de 3ème cycle. Paris, 90p.
- Menard, H. W., S. M. Smith et R. M. Pratt 1965. The Rhone deep sea fan. In: *Submarine Geology and Geophysics*, eds. Whittard W. F. and R. Bradshaw, Butterworths, London, 271-284.
- Nesteroff, W. D., G. Sabatier et B. C. Heezen 1963. Les minéraux argileux dans les sédiments du bassin occidental de la Méditerranée. *Rapport et Procès-Verbaux des Réunions du Comité International d'Etudes Scientifiques en Mer Méditerranée*, 17 (3):1005-1007.
- Nesteroff, W. D. 1965. Recherches sur les sédiments marins actuels de la région d'Antibes. *Annales de l'Institut Océanographique*, 63:136 p.
- Pautot, G. 1967a. Mesures de résistivités électriques sur des carottes de sédiments marins et lacustres. *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco*, 1376 (67):8 p.
- Pautot, G. 1967b. Structure sous-marine du haut-fond du Méjean (sud de Cannes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 265:1028-1030.
- Pautot, G. 1969. *Etude géodynamique de la marge continentale au large de l'Esterel*. Thèse, Paris, 269 p.
- Pautot, G. 1970. La marge continentale au large de l'Esterel (France) et les mouvements verticaux pliocènes. *Marine Geophysical Research*, 1:61-84.
- Pautot G. (éditeur) 1971. Résultats de la campagne de flexo-électro-carottage en Méditerranée nord-occidentale. *Publication du CNEXO*, en cours d'impression.