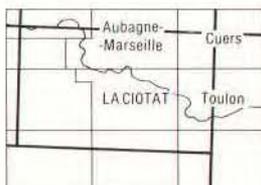




LA CIOTAT

La carte géologique à 1/50 000
LA CIOTAT est recouverte par la coupure
MARSEILLE (N° 247)
de la carte géologique de la France à 1/80 000



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LA CIOTAT

XXXII-46

2^e EDITION

*De Bandol
au Cap Canaille*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	2
DESCRIPTION DES TERRAINS	2
<i>TERRAINS SECONDAIRES</i>	2
<i>TERRAINS TERTIAIRES</i>	6
<i>TERRAINS QUATERNAIRES</i>	7
<i>FONDS MARINS</i>	8
DESCRIPTION STRUCTURALE ET PALÉOGÉOGRAPHIE	15
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	19
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	19
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	20
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	20
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	20
<i>SONDAGES</i>	21
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	21
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	22
AUTEURS DE LA NOTICE	23

INTRODUCTION

Le domaine continental de la feuille la Ciotat à 1/50 000 n'est qu'une dépendance des unités géologiques des feuilles Toulon et Aubagne. Il appartient entièrement à la basse Provence calcaire. On peut y distinguer les régions suivantes :

— au Sud-Est, les collines de Bandol, constituées de terrains triasiques, liasiques et jurassiques disposés en bandes sensiblement parallèles. A la zone déprimée, creusée dans le Trias, s'opposent nettement les plateaux calcaréo-dolomitiques karstifiés du Jurassique moyen et supérieur ;

— au centre, le synclinal turono-sénonien de la Ciotat aux contrastes morphologiques : massif tabulaire de Canaille-Soubeyran, surplombant la mer du haut de ses 400 m ; zone déprimée de Saint-Cyr, creusée dans les marnes sénoniennes et échancrée par la baie de la Ciotat et des Lecques ; crêtes calcaires de la Cadière et de l'Oratoire Saint-Jean, cette dernière affrontant la zone triasique ;

— les pointes Castel-Viel et Cacau à l'Ouest de la baie de Cassis, formant les indentations les plus méridionales de la falaise par laquelle la chaîne de Carpiagne, située sur le territoire de la feuille Aubagne, se termine du côté de la mer ;

— l'extrémité orientale des îles de Marseille, constituées par des calcaires urgoniens.

Le substratum géologique sous-marin peut être subdivisé en deux secteurs : un secteur septentrional dépendant de la basse Provence calcaire, un secteur méridional dont les affleurements rocheux laissent supposer l'existence du socle et d'un tégument permien dépendant de la Provence hercynienne.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS SECONDAIRES

t3-6. **Trias moyen. Calcaires et dolomies.** Les conditions tectoniques dans lesquelles se présente le Muschelkalk de la feuille la Ciotat ne permettent pas d'y distinguer les différentes subdivisions stratigraphiques établies sur les feuilles Toulon et Cuers. Le Muschelkalk moyen constitué de dolomies blanches ou grises, de calcaires dolomitiques et de passées marno-dolomitiques forme la majeure partie des affleurements entre Rampale et le quartier de Maren. Entre Rampale et Allons on observe une intercalation de roches volcano-sédimentaires basaltiques analogue à celles qui se développent au Nord-Est dans la haute vallée du Gapeau et dans la partie méridionale de l'arc de Barjols.

Le Muschelkalk supérieur débute à la base par des calcaires compacts à passées marneuses, souvent fossilifères (notamment au col qui relie les quartiers de Maren et de Saint-Côme, au Sud-Est de Saint-Cyr, où l'on recueille : *Coenothyris vulgaris*, *Moernesia socialis*, *Myophoria vulgaris*, etc.). Au-dessus viennent des calcaires gris fumée, avec fines passées de calcarénites : cette formation est marquée à la base par un banc de calcaire à Solénoporacées et au sommet par des alternances bicolores de calcaires argileux clairs et de calcaires gris fumée. Le Muschelkalk supérieur se termine par des calcaires dolomitiques et des dolomies. La puissance totale est de l'ordre de 40 mètres.

t7-9. **Trias supérieur. Marnes.** Le Trias supérieur est représenté par des argiles rouges ou vertes, à stratification confuse, dans lesquelles s'intercalent des amas irréguliers de carneules jaunes ou verdâtres, des lentilles de gypse. Le Keuper constitue une bande très continue entre la pointe Grenier et le quartier d'Entrechaux. Son épaisseur, difficile à évaluer du fait de la tectonique, ne semble pas dépasser une trentaine de mètres.

t10. **Rhétien. Calcaires, cargneules et marnes.** La partie inférieure du Rhétien montre des bancs de calcaire coquillier en plaquettes, avec débris d'os et de dents de Poissons (*bone-bed*) ainsi que : *Avicula contorta*, *Mytilus minutus*, articles de Crinoïdes, etc.

Au-dessus on a une alternance de calcaires argileux jaune miel en bancs massifs et de calcaires et marnes vertes feuilletées. L'étage se termine au sommet par un calcaire compact dur, gris à beige, à passées finement oolithiques et localement à *ripple marks*.

La puissance totale est de l'ordre de 40 mètres.

l1-2. **Hettangien. Dolomies et calcaires (50 m).** Dolomies claires à patine blanche souvent très finement litées, avec passées marno-dolomitiques verdâtres, surtout fréquentes à la partie supérieure ; à la base ensemble plus massif, gris, passant à des calcaires gris (passage Rhétien—Hettangien).

l5-9. **Lias moyen et supérieur. Calcaires à silex (60 m).** Calcaires souvent siliceux, à patine rousse dans lesquels les divers étages ne peuvent être mis en évidence que localement :

— mince niveau de calcaire argileux gris à débris de tests ; ce niveau a été attribué au Sinémurien au Nord-Ouest de Toulon ;

— calcaires bleutés souvent très fossilifères avec, vers la base, *Gryphaea cymbium*, microfaciès à débris de tests de Brachiopodes, Lamellibranches et Crinoïdes « jointifs » (Carixien) ;

— dalles ondulées avec nombreuses *Rhynchonella meridionalis* (Toarcien) ;

— bancs à patine claire à nombreux débris organiques (oncolites, Bryozoaires, etc.) reposant sur des petits bancs très siliceux roux (Aalénien ?).

j1c-2a. **Bajocien supérieur—Bathonien inférieur. Marno-calcaires (200 m).** Alternances décimétriques à métriques de calcaires argileux gris bleutés à *Cancellophycus* ; microfaciès de calcaires à tests fins ; partie supérieure silteuse et micacée ; la rareté des Ammonites ne permet pas de tracer la limite Bajocien—Bathonien ; à la base, deux à trois bancs durs, ferrugineux (*hard-ground*) renferment les faunes du Bajocien inférieur mais ne peuvent être, sur la carte, séparés du Lias supérieur.

j2b-c. **Bathonien supérieur. Calcaires (60 à 150 m).** Ensemble calcaire dont la puissance est maximum au Nord de Bandol (150 m) et comportant de bas en haut :

— calcaires oolithiques et biodétritiques roux (débris d'Échinides, Algues, Foraminifères) renfermant souvent des gros grains de quartz et des débris ferrugineux ; passage latéral vers le Nord-Ouest à des marno-calcaires silteux et micacés qui ont fourni à l'Ouest du Pin-du-Midi quelques débris d'Ammonites (zone à *Retrocostatum*) puis, au Nord de la pointe Fauconnière, à des marno-calcaires analogues à ceux du Bathonien inférieur, la puissance totale des calcaires est alors réduite à 60 mètres ;

— gros bancs de calcaires clairs à oncolites, reposant sur des bancs oolithiques de même teinte et renfermant une abondante microfaune du Bathonien supérieur (*Meyendorffina bathonica*, *Pfenderina* sp., *Acervulinidae*, *Miliolidae*), passées dolomitiques (j2b-cD) fréquentes ; vers le Nord-Ouest (le Pin-du-Midi, pointe Fauconnière) passage à des calcaires jaunes ou roux à oncolites, souvent très fossilifères au sommet (Polypiers isolés, Brachiopodes, Échinides, etc.).

j3. **Callovien. Calcaires et marnes (5 m).** Calcaires argileux silteux et micacés gris bleuté surmontés par des calcaires clairs, reposant sur le Bathonien supérieur calcaire daté ; ils sont attribués au Callovien par analogie avec les successions de Solliès-Toucas (feuille Cuers) et de Tourves (feuille Brignoles) ; bien caractérisés sur la côte (minuscule affleurement entre le Pin-du-Midi et la pointe Fauconnière), il sont ailleurs le plus souvent dolomités (carrières au Nord de Bandol).

j₃D. **Jurassique supérieur indifférencié dolomitique** (150 m maximum). Dolomies en gros bancs, stratigraphiquement comprises entre le Callovien et le Portlandien, affleurant entre la pointe des Trois-Fours et la pointe du Défens, ainsi que dans le cœur de la structure synclinale de Bandol.

j₉a. **Portlandien inférieur. Calcaires** (10 m ?). Les dolomies passent vers le haut, de façon irrégulière, à des bancs de calcaires blancs fins.

j₉b-P1. **Portlandien supérieur—Berriasien. Calcaires** (35 m). Formation localisée dans le secteur Port-d'Alon—pointe du Défens avec sa base marquée par une brèche à gros éléments (15 cm) calcaires, blancs, gris ou noirs et ciment dolomitique (5 m)^(*); au-dessus, calcaires clairs (gris ou beiges) avec lits de grumeaux noirs à la base des bancs, renfermant des Algues calcaires et des Foraminifères (*Pseudocyclamina lituus*, *Dictyoconus* sp.); au sommet des calcaires blancs fins, bien lités et comportant des passées marno-dolomitiques verdâtres parfois bréchiques.

n2D. **Valanginien. Dolomies** (50 m visibles). A la pointe du Défens, on attribue au Valanginien des dolomies grises, bien stratifiées, avec des bancs pétris de tests encore identifiables de Nérinées.

n4U-5. **Barrémien et Bédoulien non différenciés. Calcaires**. Au Sud de Saint-Cyr-sur-Mer, constituant l'ossature de la crête de la Gache, en position renversée, le Barrémien broyé et recristallisé est représenté par des calcaires à Requiénidés et des calcaires bioclastiques (*Paleodictyoconus* gr. *actinostoma cuvillieri*, « *Eclusia* », *Sabaudia minuta*, dét. J.-P. Masse). Le Bédoulien est représenté par des calcaires à silex.

n4U. **Barrémien. Calcaires à faciès urgonien**. Calcaires bioclastiques à Rudistes (*Requienia*, *Toucasia*) des pointes de Castel-Viel et de Cacau.

n6a. **Gargasien. Marnes**. Un petit affleurement a été découvert (J.P.) au Sud de Saint-Cyr. Il s'agit de marnes très écrasées mais qui ont livré *Globigerinelloides ferreo-lensis* et *Hedbergella infracretacea* (dét. G. Tronchetti).

C3a. **Turonien inférieur (Ligérien). Marnes bleues** à Foraminifères planctoniques (*Praeglobotruncana helectica*, *P. algeriana*, *Globotruncana sigali*, *G. angusticarinata*, dét. G. Tronchetti).

C3b. **Turonien supérieur**. Il constitue l'ensemble du massif de Canaille—Soubeyran à l'Ouest de la Ciotat. La sédimentologie est complexe dans le détail. Elle résulte schématiquement de l'affrontement, dans une zone subsidente instable, de dépôts deltaïques venus du S-SE et de dépôts carbonatés à Rudistes qui se relie cartographiquement à une plate-forme calcaire développée au Nord-Est (feuille Aubagne). Il en résulte une grande épaisseur de série (400 m) et une diversité de faciès remarquable (grès, conglomérats, biostromes à Rudistes, microbrèches, brèches à éléments calcaires, calcaires gréseux encore appelés grès à pavés à cause de leur ancienne utilisation). La disposition des différentes unités lithostratigraphiques est de type lenticulaire (fig. 1).

C3bR1 à R4. **Barres à Rudistes** (nomenclature suivant J. Philip, 1970).

C3bR1. **La barre à Rudistes de Canaille** dont on observe ici la terminaison sud prend un grand développement sur la feuille Aubagne. Cette barre livre *Durania cornupastoris*, *Vaccinites rousseli*, *V. praepetrocoriensis*, *Hippurites requieni*, etc.

C3bR2. **La barre à Rudistes du Pin de Galaban** se raccorde au Nord-Est à la plate-forme calcaire. Lithologiquement, son architecture est plus complexe; les faciès bréchiques de démantèlement sont plus fréquents au cœur du complexe deltaïque (Nord-Ouest de la Grande-Tête par exemple), les faciès bioclastiques ou biostromes à Rudistes prenant un grand développement au Nord (*Durania cornupastoris*, *Vaccinites*

(*) L'affleurement noté en Portlandien, en bordure de la côte, entre les pointes Fauconnière et Grenier est en réalité constitué par du Bathonien supérieur (C.T.).

praegiganteum, *V. gr. corbaricus*, *Hippurites requieni*, *Biradiolites lumbricalis*, Nérinées, Madréporaires, etc.).

C3bR3. *La barre à Rudistes du Pont Naturel* est nettement lenticulaire ; elle est fréquemment interrompue par des chenaux de grès ou de conglomérats. Il s'agit d'une accumulation bréchique constituée d'éléments hétérométriques : Rudistes (*Durania*), *Chaetetidae*, calcaires bioclastiques, galets de quartzites, etc.

C3bR4. *La barre à Rudistes de Saint-Loup* est également lenticulaire, mais moins étendue que la précédente : elle est localisée au quartier de Saint-Loup. La lithologie est comparable à celle de la barre du Pont Naturel : brèche hétérométrique à *Chaetetidae* massifs, débris de Rudistes (*Durania* de grande taille), calcaires bioclastiques, grès en plaquettes. Les éléments sont emballés dans une matrice bioclastique peu cohérente.

C3bG1 à G3. *Grès et poudingues* (nomenclature suivant J.-J. Blanc, 1950). Les barres à Rudistes décrites ci-dessus sont séparées par des formations détritiques qui ont été distinguées, de bas en haut sous les noms de *Grès et poudingues de Soubeyran* (C3bG1), *Grès et poudingues de Canaille* (C3bG2) et *Grès et poudingues du Sémaphore* (C3bG3). Ces dépôts correspondent à des épandages continus réalisant une architecture deltaïque sous-marine où s'individualisent des chenaux, lentilles et biseaux (J.-J. Blanc). Les apports viennent du S.S.E, du palécontinent « pyrénéo-corso-sarde ».

Les formations gréseuses sont constituées le plus souvent de grès ferrugineux grossiers et quartz rubéfiés à stratifications obliques et entrecroisées avec parfois des intercalations sableuses ou microconglomératiques, ou des passées de grès calcaires (débris d'Échinodermes et de Rudistes). Les poudingues sont, d'après J.-J. Blanc, constitués à 97 % d'éléments de grès roux ou chloriteux permo-triasiques auxquels s'adjoignent quelques galets de calcaires jurassiques ou crétacés (Urgonien).

On a laissé figurer sur la désignation de *Grès à pavés* des calcaires bioclastiques graveleux ou microbréchiques, gréseux, se disposant en auréoles autour des barres à Rudistes et dont ils constituent un faciès particulier sans doute de démantèlement. Du point de vue pétrographique, il s'agit d'un calcaire gréseux grossier (environ 10 % de quartz) avec de la glauconie détritique, des lithoclastes et des débris de Rudistes, Mélobésiées, Échinodermes, Foraminifères, etc. Le ciment est microsparitique ou micritique, silicifié secondairement.

C4GC. **Coniacien. Grès de la Ciotat.** On a rapporté au Coniacien les grès grossiers ferrugineux et glauconieux en gros bancs, formant la partie supérieure du massif du Soubeyran et le soubassement de la plaine de la Ciotat. Épais d'une centaine de mètres, ils diminuent progressivement d'épaisseur vers le Nord-Est.

C4R. **Coniacien. Calcaires à Rudistes.** Le passage des grès de la Ciotat aux marnes superposées est progressif. Il est approximativement jalonné par une lentille à Rudistes (C4R) à *Vaccinites praegiganteus*, *V. giganteus*, etc. Les dépôts marneux ou gréseux qui l'entourent sont affectés de déformations syn-sédimentaires et de *slumpings* (J.-J. Blanc). La lentille elle-même est de nature essentiellement bréchique et elle représente un dépôt d'éléments allochtones sédimentés en bas de pente. L'origine des éléments est à rechercher vraisemblablement au Nord-Est.

C4M. **Coniacien. Marnes de Ceyreste.** Marnes bleutées, glauconieuses et calcaires argileux. L'épaisseur est d'une cinquantaine de mètres. La base de la formation livre *Peroniceras tricarinatum* (zone 1 du Coniacien), la partie supérieure *Peroniceras moureti*. On y recueille également des Échinides (*Micraster*) et des Inocérames.

C4GB. **Coniacien. Grès du Baguier.** Alternances rythmiques de grès glauconieux et calcaires gréseux à débris de Bryozoaires, Échinodermes et rares Foraminifères benthiques (*Cuneolina*, *Dicyclina*, etc.). Les terriers sont fréquents. L'épaisseur est d'une centaine de mètres. La découverte dans cet ensemble de *Gauthiericeras margae*

permet de le rapporter au Coniacien supérieur. La partie terminale livre *Parabevahites serrato marginatus* qui caractérise le Coniacien le plus élevé et le Santonien inférieur (M. Collignon).

c5. Santonien. Marnes, calcaires à Rudistes, grès et marnes sableuses. Le Santonien est constitué par des formations marneuses (C5M) ou marno-gréseuses (C5G) épaisses d'une centaine de mètres, dans lesquelles s'intercalent la barre à Rudistes de la Cadière et celle plus réduite du Moutin (C5R). Les séquences marneuses ou marno-gréseuses montrent des débris d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Spongiaires (gisement de la pointe Grenier). La microfaune étudiée par G. Tronchetti est typiquement santonienne (*Globigerinelloides asper*, *Globotruncana fornicata*, *Dictyopsella kiliani*, etc.) ; sur le territoire de la feuille Toulon ces marnes renferment des Ammonites également santonniennes (S. Taxy).

La barre de la Cadière (une vingtaine de mètres) est célèbre pour sa richesse en Rudistes qui constituent des biostromes entrecoupés de passées marneuses ou bioclastiques à Foraminifères : *Hippurites sublaevis*, *Hippuritella toucasi*, *Vaccinites beausse-tensis*, *V. dentatus*, *V. galloprovincialis*, *Radiolites mammilaris*, *R. squamosus*, *Praeradiolites toucasi*, *Bourmonia excavata*, etc. La barre de la Cadière resurgit sur le flanc sud du synclinal supracrétacé où elle s'appuie en position transgressive sur le Muschelkalk de l'Oratoire Saint-Jean.

Dans le secteur du Moutin, le Santonien se termine par des marnes bleutées riches en Ostracodes auxquelles se superposent des calcaires noduleux à Rudistes (*Praeradiolites coquandi*, *Apricardia toucasi*) (C5R) et des calcaires marneux à *Ostrea galloprovincialis*.

c6. Valdo-Fuvélien (Campanien fluvio-lacustre). Calcaires argileux. Le passage du Santonien marin au Valdonnien s'effectue par l'intermédiaire d'horizons lagunosaumâtres connu sous le nom de « zone » du Plan-d'Aups : il s'agit ici de calcaires lumachelliques à débris d'Ostréidés, *Cardium itieri*, *Astarte cretacea*, *Glauconia coquandi* et *Turritella*.

Le Valdonnien est représenté par des calcaires argileux gris-noir à cassure fétide, renfermant des Corbicules et des Gastéropodes dulçaquicoles (*Campylostylus galloprovincialis* et Mélanies).

Le Fuvélien est constitué d'une alternance de calcaires argileux et de marnes noires riches en Corbicules et *Unio* dans lesquelles s'intercalent des couches ligniteuses jadis exploitées. Au Nord du signal de Pibarnon la série se termine par des argilites rouges pisolithiques.

L'épaisseur totale de cet ensemble est d'une cinquantaine de mètres. La série est redoublée sous le chevauchement du Télégraphe.

TERRAINS TERTIAIRES

Oligo-Miocène

Les subdivisions lithostratigraphiques et les contours de la première édition de cette feuille ont été conservés. Néanmoins on a apporté quelques compléments d'ordre stratigraphique et sédimentologique (J. Philip).

gp. Poudingue de Bandol : galets et blocs très hétérométriques d'origine locale (Jurassique - Trias), matrice argilo-gréseuse, croûtes calcaires pédologiques. En formation d'une dizaine de mètres (Bandol) ou en placage (pointe des Engraviers) discordants sur le Jurassique.

Cette formation est attribuée au Sannoisien par E. Haug (première édition), au Stampien par J. Repelin (1936), mais sans preuve paléontologique et sur la seule analogie de faciès avec l'Oligocène de la feuille Toulon.

gß. **Poudingue à galets de basalte.** C'est un faciès latéral du poudingue de Bandol. Il est bien individualisé dans la falaise qui porte l'ancien château. Des blocs de basalte, souvent très gros, en forme de boules, se mêlent aux éléments calcaires du poudingue.

L'âge de cette formation est sujet à discussion : Oligocène pour E. Haug, J. Repelin, G. Denizot (1938), Cl. Gouvernet (1963), Pontien supérieur ou Pliocène inférieur pour C. Coulon (1967). Dans l'hypothèse néogène, l'âge du poudingue de Bandol serait à reconsidérer.

Le mode de mise en place des boules de basalte au sein du conglomérat fait également l'objet de deux interprétations. Pour J. Repelin et E. Haug il s'agirait d'un remaniement des coulées basaltiques tertiaires de la région toulonnaise. Pour G. Denizot et C. Coulon la formation des boules est contemporaine de la sédimentation détritique. A leur arrivée dans la dépression lacustre de Bandol les coulées se seraient fragmentées en boules et refroidies brutalement.

gs. **Sables et graviers.** E. Haug avait attribué au Rupélien une formation qui n'affleure que dans l'anse de Renécros. On a conservé la dénomination Sables et graviers de la 1^{ère} édition, mais il s'agit en fait d'argilites rouges ou bigarrées avec intercalations de passées sablo-gréseuses à galets de quartz et de phyllades (6 m). Cette formation semble sous-jacente aux poudingues à boules de basalte. Une analyse palynologique (Miskovsky) s'est avérée négative, l'affleurement étant largement contaminé par la flore halophile actuelle.

Ces différents termes argilo-sableux ou conglomératiques de la série tertiaire sont parfois remaniés dans les anfractuosités karstiques nées de la glyptogénèse quaternaire (pointe des Engraviers).

TERRAINS QUATERNAIRES

U. **Tufs anciens.** Il s'agit de petits dépôts de tufs calcaires occupant, dans les quartiers de Maren et d'Entrechaux, une altitude assez élevée.

M. **Grès de plage anciens.** A Renécros ils se trouvent dans une position voisine de la cote 0. Il s'agit de calcaires bioclastiques vacuolaires, plus ou moins gréseux (1 à 10 % de quartz anguleux), à stratifications obliques et renfermant des galets de basalte empruntés à la formation proche du château de Bandol. Parmi les bioclastes, les *Corallinées* sont très abondantes (*Corallina*, *Jania*, *Amphiroa* selon J. Pfender) accompagnées de *Mélobésiées*, de débris de Mollusques et de rares Foraminifères. Une matrice micritique ferrugineuse est parfois présente. La cimentation des débris est sparitique ou microsparitique, ménageant de nombreux vides (J. Philip). Des grès roses dunaires à *Helix*, couronnent le gisement (début du Würm selon E. Bonifay), l'ensemble est daté de l'Eutyrrhénien (E. Bonifay, 1962).

D'autres affleurements importants s'observent près de la Madrague des Lecques, discordants sur le Sénonien, par l'intermédiaire d'une brèche argileuse. Selon E. Bonifay, il s'agit de grès de plage à ciment calcaire à débris de coquilles marines (Néotyrrhénien) recouverts par des grès ou des sables dunaires à passées limoneuses et Gastéropodes (Post-Würm).

Jy. **Cônes de déjections wurmiens. Cailloutis cryoclastiques.** Dans la partie ouest de la Ciotat, au débouché d'un thalweg descendant de la montagne de Canaille, on a distingué un cône aplati de cailloutis cryoclastiques. Cet appareil, qui se raccorde aux alluvions wurmiennes, est maintenant entièrement masqué par des constructions récentes.

Fy. **Alluvions fluviales wurmiennes. Limons caillouteux.** Ces alluvions sont constituées soit de limons et de cailloutis à éléments bien arrondis, soit de brèches plus ou moins cimentées. Elles forment des nappes alluviales continues qui se maintiennent à 10 ou 12 m au-dessus des thalwegs actuels. Elles occupent au Nord de Saint-Cyr une

série de croupes allongées et au Nord et Nord-Est de la Ciotat un glacis doucement incliné vers la mer.

Fy. Éboulis wurmiens. Cailloutis cryoclastiques. Des éboulis de cailloutis cryoclastiques ont été distingués : d'une part au pied ouest de la barre turonienne à Rudistes de Canaille, masquant presque complètement le Turonien inférieur marneux et d'autre part au pied nord des crêtes de la Gache et de l'Oratoire Saint-Jean, ainsi qu'au Sud-Est de Pibarnon, en avant du chevauchement du Télégraphe.

Dz. Dunes récentes. Les sables éoliens sont bien développés au Sud-Ouest de Saint-Cyr. Les dunes progressent encore actuellement et ont envahi les ruines de la ville romaine de *Tauroentum*. Elles remontent les pentes des grès santoniens, aux dépens desquels elles sont formées. Elles atteignent, sur la crête de la Gache, le petit col à l'Ouest de la cote 220 et redescendent le long du versant sud, où leur accumulation atteint encore une certaine épaisseur (E. Maury).

Mz. Cordon littoral récent. Sables, galets. Un cordon littoral récent, formé de galets arrondis et de sables, atteint une certaine largeur sur le rivage au Sud-Est de Bandol.

Fz. Alluvions fluviales récentes. Limons, graviers, galets. Contrairement à la 1^{ère} édition, on n'a pas distingué les alluvions actuelles de celles de la basse terrasse, cette séparation paraissant plutôt subjective, dans un grand nombre de cas. De toutes façons, ce sont des limons, des menus galets et des graviers fins, formant le fond de la plupart des vallées actuelles.

X. Dépôts artificiels, remblais. On a figuré sous la notation X, l'emplacement, gagné sur la mer pour une grande part, du chantier de constructions navales.

FONDS MARINS

Bathymétrie — Cadre général

Le précontinent est largement développé au Sud du cap de l'Aigle et de la baie de la Ciotat : l'isobathe 200 m se trouve reportée à 9 milles nautiques (m.n.) du littoral, et les fonds à 1000 m, à environ 12 m.n. Au Sud de Bandol, la largeur du précontinent demeure encore égale à 4,5 m.n. Cette vaste surface sous-marine, légèrement inclinée et irrégulière, accidentée de contre-pentes (banc des Broquets, à - 70 m), constitue une partie du banc des Blauquières.

L'archipel et le « plateau de Riou », à l'Ouest de la feuille, ont un tréfond représenté par des calcaires crétacés à faciès urgonien *s.l.*, avec un recouvrement quaternaire, notamment au plateau des Chèvres, au Nord de l'île Jaïré (éboulis cryoclastiques wurmiens et grès sub-littoraux). Les sédiments récents surmontent généralement les formations quaternaires.

Le canyon de la Cassidaigne occupe une partie importante de la zone sous-marine concernée par la présente feuille. Au Sud du littoral accore du cap Morgiou, de Castel-Viel et immédiatement à l'Ouest de la balise de Cassidaigne (ou Cassidagne), se situe un important canyon débutant par un large cirque aux parois abruptes. Les fonds y atteignent rapidement 800, puis 1 500 mètres. L'abrupt du canyon commence à peine à 3 milles nautiques du littoral, dans le S.SW de Cassis. Les recherches de C. Froget montrent que le versant occidental et la « tête » du canyon sont généralement représentés par des horizons calcaires d'âges variés mais appartenant principalement au Crétacé et au Pliocène, tandis que le versant oriental correspond à des roches métamorphiques appartenant au *socle paléozoïque* de la Provence.

A l'exception du plateau de la Cassidaigne, constitué par des calcaires dolomitiques, le *bed-rock* apparaît représenté, dans le secteur sous-marin méridional, par des assises métamorphiques. Au Sud de la Ciotat et de Bandol, le recouvrement sédimentaire

meuble peut s'avérer fortement irrégulier. Près du rivage, on relève quelques affleurements mésozoïques représentés par de la dolomie bathonienne et du Crétacé supérieur.

Les apports terrigènes apparaissent réduits pour la feuille considérée : des torrents intermittents se jettent dans les baies de la Ciotat et Bandol ; aucune rivière n'aboutit en baie de Cassis.

Le tracé des côtes, irrégulier et complexe, est une conséquence de l'héritage géologique (lithologie et structures tectoniques très variées) : calcaires blancs d'âge barrémien, à faciès urgonien, creusés de profondes entailles, ou *calanques*, qui représentent les réseaux hydrographiques anté-wurmiens (En-Vau, Port-Pin et Port-Miou), grès du Crétacé supérieur de la baie de la Ciotat, accidents du Trias et du Jurassique de la pointe Grenier et de Port-d'Alon, synclinal de Bandol et son remplissage oligocène colmatant un paléokarst, etc.

Les masses d'eaux montrent les déplacements suivants :

- courant géostrophique permanent, dit *courant général*, se traduisant, surtout par beau temps, par un déplacement continu des masses d'eaux de l'Est vers l'Ouest à des vitesses faibles comprises entre 0,5 et 0,2 nœud ;

- par régime d'Est (vents E, SE, E.SE, etc.), les dérives accélèrent le courant général et de fortes vagues battent les caps de l'Aigle et Sicié ;

- par régime de mistral (vents W.NW, NW et N.NW), les secteurs exposés sont l'île Verte, la pointe Grenier et la partie occidentale de l'archipel des Embiez, ou Grand Rouveau. Les dérives sont alors très rapides (10 à 60 m/mn) et portent du Nord-Ouest vers le Sud-Est, comme le montrent des mesures directes, les plans de vagues et les photographies aériennes.

Ces modalités physiques interviendront dans la répartition des différents faciès sédimentaires. Ainsi, s'individualisent des circuits courantologiques complexes en baies de la Ciotat et de Bandol, tandis que la compensation du flux à la côte est réalisée par un système de courants de décharge étalant le sédiment contre le fond et dégradant les herbiers à Posidonies à des profondeurs variables, de quelques mètres à — 18 m, ou davantage.

Fonds meubles

Sables fins, mobiles et bien classés des plages et du « prisme littoral » (faciès infralittoraux). Ils sont particulièrement bien représentés en baies de la Ciotat et de Bandol. De tels sédiments sont brassés par les tempêtes puis étalés par les courants de fond en des lobes orientés suivant la direction moyenne dominante, jusqu'à — 15 m ou davantage (— 20), en fonction des paramètres des ondes incidentes, de la pente et des caractères granulométriques de fond. De tels sédiments isométriques et les biotopes correspondants peuvent s'avérer très sensibles aux envasements et pollutions, notamment en fond de baies.

Éboulis littoral, blocs. On observe d'importants écroulements avec d'énormes blocs (dépassant 250 m³, parfois), aux pieds des falaises de Canaille et du Soubeyran, entre Cassis et la Ciotat. Cet éboulis sous-marin peut se poursuivre jusqu'à une profondeur de 38 mètres. Il résulte de plusieurs phases d'écroulement de la cuesta turonienne, du Quaternaire à l'époque actuelle. D'autres éboulis de moindre importance sont notés aux pointes Grenier et des Engraviers où le littoral dolomitique est tarudé par un paléo-karst à remplissage oligocène.

Herbiers à Posidonies. Ils s'incorporent aussi aux fonds de type infralittoral. Le développement de la « prairie » sous-marine à *Posidonia oceanica* amène la rétention d'un sédiment bioclastique très hétérométrique formant alors des accumulations s'accroissant verticalement, nommées *mattes*.

A l'exception des zones terrigènes et polluées, cet herbier forme une frange

continue longeant le rivage. Il se trouve érodé par les effets des vagues et des courants de fond et subit une très forte dégradation en baies de Bandol et Sanary.

Sables et graviers calibrés sous l'influence des courants de fonds, sédiments de chenaux, etc. Ils représentent le passage aux faciès circalittoraux ; on les trouve *toujours* dans les secteurs fort exposés et balayés par les courants : courants des passes (Riou, île Verte, les Embiez), ou courants de décharge dans les baies ou aux débouchés des calanques (En-Vau, Port-Miou, Port-d'Alon, la Moutte). Ces graviers presque exclusivement bioclastiques se retrouvent sur le « plateau » sous-marin battu de l'écueil de la Cassidaigne. De multiples faciès de détail peuvent s'y distinguer accompagnés de concrétionnements à Lithothamniées, Rhodolites, etc.

Sables polygéniques, hétérométriques, de l'ensemble circalittoral du « détritique côtier ». Ce sont des sables et des graviers hétérogènes, d'origine autochtone et allochtone, bioclastique ou minérale, avec un pourcentage de pélites variable et s'accroissant fréquemment avec la profondeur sans que cela soit une règle absolue. Ils correspondent à une ceinture plus ou moins régulière bordant le littoral et la marge externe des herbiers, notamment au large du massif des Calanques, de la baie de la Ciotat et du Grand Rouveau. Ce « détritique côtier » demeure encore fortement influencé par la nature géologique du littoral et les facteurs hydrodynamiques (zones de concrétionnements et de graviers). Des paléobiocoenoses remontant à la fin du Würm et au Dryas y forment des « sédiments-reliques » et accentuent l'hétérogénéité de l'ensemble.

Sédiments envasés du « détritique côtier ». Des zones d'envasement liées aux centres des circuits tourbillonnaires s'observent dans les fonds de baies et notamment en baies de Bandol et Sanary. L'augmentation brutale de la fraction pélitique est en relation avec des apports terrigènes très locaux, voire certaines phyllites d'origine rhodanienne. Au large de la Ciotat, la fraction vaseuse est influencée par les apports en montmorillonite provenant des formations du Crétacé supérieur du bassin du Beausset.

Faciès des vases terrigènes côtières. La fraction pélitique domine et la teneur en carbonates s'abaisse en demeurant variable. Les minéraux phylliteux sont principalement représentés par l'illite, la chlorite, voire la montmorillonite et les éléments interstratifiés. La fraction pélitique est accompagnée par une fine poussière de quartz. Comme pour le faciès précédent, cet envasement est lié aux zones « mortes » des circuits courantologiques et aux décharges détritiques locales (baie de Bandol). L'abrasion des matériaux calcaires du littoral et l'érosion sous-marine des ceintures bioclastiques (herbiers, graviers coralligènes, etc.) aboutissent également à une lutite carbonatée.

Graviers du « détritique du large ». Ils correspondent aux vestiges de thanatocoenoses du Würm supérieur et de l'Holocène plus ou moins lessivées. On les trouve au banc des Blauquières.

Sables polygéniques du « détritique du large ». A sédiments-reliques et thanatocoenoses quaternaires récentes, ils constituent une formation complexe, à la fois bioclastique et terrigène.

On note souvent un mélange de paléobiocoenoses et de peuplements actuels. De fait, le stock « relique » correspond à un état régressif de la mer et traduit un décalage vers le bas de la zonation bionomique. La fraction bioclastique fossile, représentée par les faunes dites « froides », a été secondairement oxydée. On notera encore des silicifications locales. Certaines paléobiocoenoses sont issues d'un « détritique côtier » fossile en relation avec un ancien rivage wurmien, de - 120 à - 180 mètres. Une autre thanatocoenose, située plus au large, se rencontre de - 180 à - 220 mètres.

Vases bathyales. En pratique, on ne les observe qu'à partir de - 200 mètres. Elles montrent un faciès très voisin de celui des vases terrigènes côtières. Les compositions minéralogiques et les caractères granulométriques ne présentent point de variations notables en fonction de la profondeur.

Les assemblages de Foraminifères marquent la dominance des *Lagenidae* et des

formes pélagiques. On notera une lutite calcaire presque totalement composée de Cocolithophoridées à partir d'une profondeur de 1000 m où le sédiment devient homogène et où les proportions relatives des espèces et familles de Foraminifères varient assez peu. On décèlera encore une fraction pélitique d'origine détritique décantée au large, un stock biogène pélagique et, parfois, des intercalations turbides issues de remaniements aux versants des canyons de la Cassidaigne et de Sicié.

Fonds rocheux

Aperçu morphologique. La pente du plateau continental est faible, de l'ordre de 0,5 % en moyenne. Cependant la monotonie du plateau est rompue par quelques reliefs. A l'Ouest du canyon de Cassidaigne, ces reliefs provoquent des dénivellations inférieures à 10 mètres. Par contre, à l'Est du canyon, le banc des Blauquières est plus accidenté : une crête sous-marine prolonge le massif de Sicié vers l'Ouest jusqu'à environ 13 km de la côte. Plus à l'Ouest, on retrouve un vaste relief culminant à - 85 m, l'Esquine. Enfin, à 3,6 km du rivage, la balise de Cassidaigne est construite sur un haut-fond émergeant, entouré de plusieurs pointements rocheux aux environs de - 30 mètres. Aux reliefs sous-marins du plateau (Esquine, Cassidaigne), correspondent des zones en saillie sur le pourtour des canyons.

§. **Affleurements métamorphiques. Phyllades, micaschistes, gneiss.** Plusieurs affleurements métamorphiques ont été relevés ; ils jalonnent la ligne de reliefs prolongeant le massif de Sicié vers l'Ouest, passent par l'Esquine et aboutissent au canyon de Cassidaigne à la latitude de l'Esquine. Le matériel n'est pas constitué de phyllades comme à Sicié, mais plutôt de micaschistes ou de gneiss à grain très fin. Dans le canyon de Cassidaigne, la présence du socle se traduit par des bancs de brèches à éléments exclusivement métamorphiques, observés en soucoupe plongeante (profondeur : - 250, - 350 m). Les éléments métamorphiques y sont très tectonisés, le broyage s'accompagnant d'apports feldspathiques importants. Le ciment de ces brèches est calcaire, d'origine marine, et d'âge probablement pliocène. Des fragments de filons quartzo-feldspathiques accompagnent les brèches.

Plus au Sud, des débris de roches remaniées traduisent la présence de zones de métamorphisme plus profondes (profondeur 1570 m). Il s'agit de fragments de quartzite, micaschistes, gneiss à biotite, amphibolites.

Aucun affleurement métamorphique n'a été relevé sur la rive ouest du canyon de Cassidaigne.

r. **Permo-Trias. Grès, pélites.** Les indices d'affleurements permo-triasiques sont peu nombreux. On peut signaler, sur la rive ouest du canyon de Cassidaigne, un fragment de grès-quartzite azoïque renfermant, outre le quartz, les minéraux du métamorphisme des Maures. En outre on trouve des débris remaniés de pélites permo-triasiques indiquant, vers le Sud, la présence d'affleurements de cet âge au-dessus de 1 570 mètres.

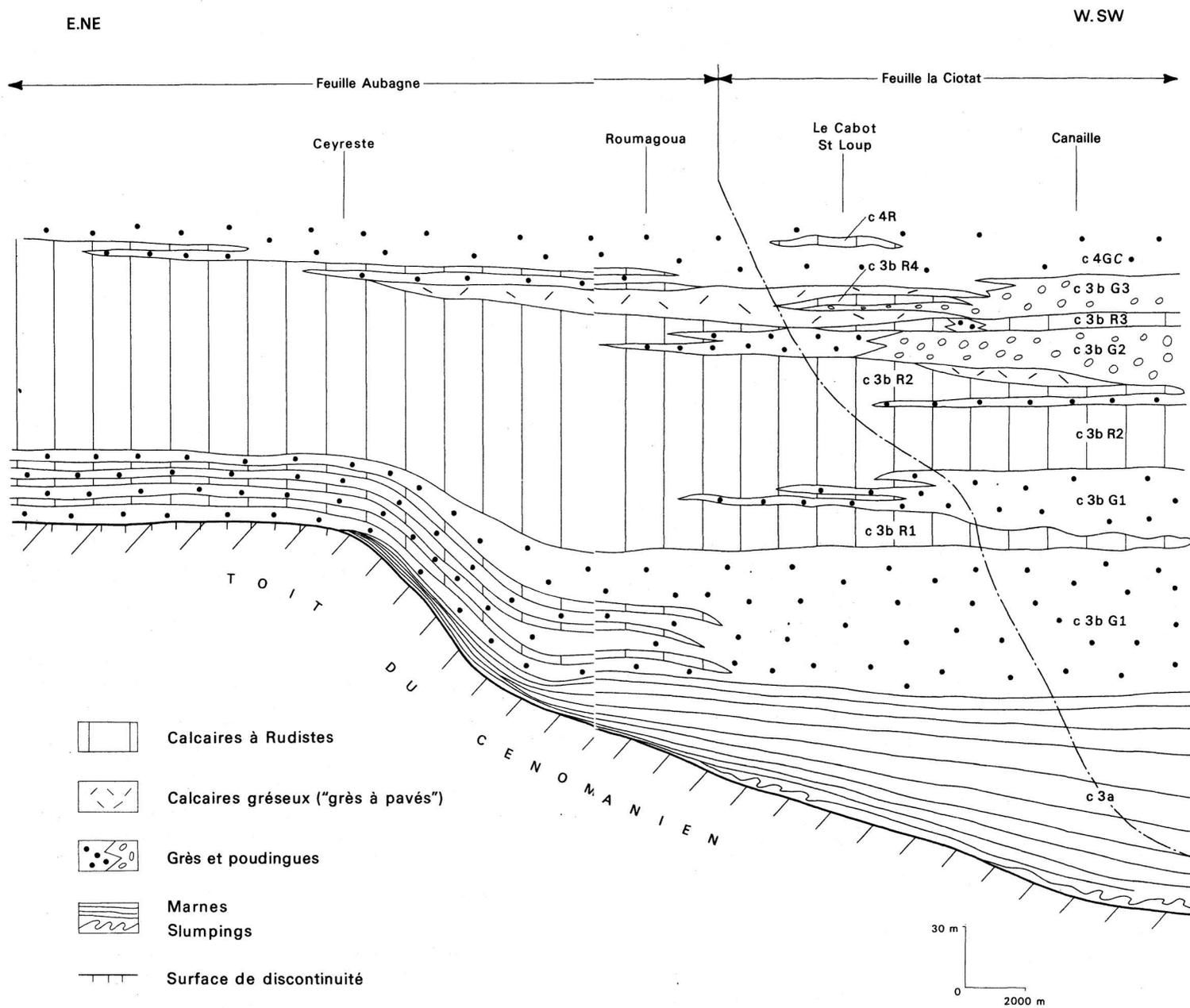
j-c, j-c-D. **Jurassique et Crétacé. Dolomies et calcaires.** Tous les pointements rocheux constituant le haut-fond de Cassidaigne sont formés de dolomies de couleur grise à beige (j-c-D). En l'absence de microfaune caractéristique, ces affleurements sont attribuables au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur (Urgonien). La même incertitude subsiste pour des fragments dolomitiques ou calcaires (j-c) recueillis sur le flanc ouest du canyon.

n2. **Valanginien. Calcaires.** Dans la tête nord du canyon, des échantillons de calcaires blancs renferment une microfaune caractéristique du Valanginien provençal.

n6-7. **Albien-Aptien. Calcaires siliceux et marnes (*).** Plusieurs affleurements sont rapportés à ces étages par analogie de faciès. Les principaux se trouvent dans la tête

(*) La découverte très récente d'une riche microfaune benthique et pélagique dans une partie de ces sédiments permet de confirmer son attribution à l'Aptien supérieur (Gargasien) (G. Tronchetti, inédit).

**Fig. 1 – Profil stratigraphique schématique du Turonien (J. Philip)
(feuilles la Ciotat et Aubagne)**



nord du canyon, au Sud-Ouest de la balise de Cassidaigne (profondeur 150-200 m) et sur la rive ouest. Il s'agit de calcaires siliceux noirs, à spicules de Spongiaires, grains glauconieux et débris bioclastiques silicifiés, de marnes noires pyriteuses à plaquettes de calcite et de calcaires beiges gréseux et glauconieux. Le premier faciès est semblable à celui de certains bancs siliceux de l'Aptien supérieur et de l'Albien du Nord de l'Étoile, de la Sainte-Baume, et du Nord de Toulon.

Br. Paléogène : faciès bréchiq. Des conglomérats et des grès azoïques ont été localisés dans les têtes nord et est du canyon (— 500, — 400 m). On y observe des fragments de roches métamorphiques (micaschistes à tourmaline), de grès quartzite à tourmaline et zircon, de pélites permo-triasiques, de dolomies et calcaires azoïques, ainsi que de nombreux cristaux de quartz automorphes, bipyramidés, provenant très probablement du Keuper. Certains échantillons, dont les éléments calcaires sont cariés par des *Microcodium*, datent vraisemblablement de l'Éocène. Par extension, un âge paléogène a été attribué à l'ensemble de ces dépôts continentaux.

m3. Messinien (?). Au Sud du banc des Blauquières affleurent des dolarénites à constituants circalittoraux (Corallinacées, *Halimeda*, Foraminifères benthiques), dépourvues de faune caractéristique (— 270 m). Postérieurement à la dolomitisation précoce, un épisode d'émergence a provoqué une érosion dont les produits sont repris par le Pliocène, d'où l'âge hypothétique attribué à cette formation.

p. Pliocène. Dans les têtes du canyon de Cassidaigne, on distingue deux faciès attribuables au Pliocène. Tout d'abord, des biocalcudites et biocalcarénites riches en Mélobésiées renferment une microfaune dont les espèces sont sans équivalent dans le Quaternaire de Provence, mais très répandues à la fin du Tertiaire (*Dorothia gibbosa* d'Orb., *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Amphistegina hauerina* d'Orb.) (profondeur actuelle : — 200, — 150 m). Le deuxième faciès est constitué par des sables argileux jaunes, dont la microfaune très abondante est également pliocène (profondeur actuelle : — 300, — 250 m). Le littoral correspondant au dépôt de ces sédiments doit se trouver entre 100 et 150 mètres.

Au Sud du banc des Blauquières, le Pliocène remaniant les dolomies messiniennes(?) est massivement phosphaté. Ces dépôts témoignent d'une sédimentation très lente, influencée par les eaux profondes, aboutissant à l'édification de *hard grounds*.

Mv. Pléistocène. Calcaires ferrugineux. Trois types de roches peuvent être attribués au Quaternaire :

— calcirudites et calcarénites ferrugineuses (Pléistocène inférieur). Ces faciès ont été observés et échantillonnés en soucoupe plongeante (— 300, — 170 m). Ils sont très riches en Mélobésiées (*Lithothamnium calcareum*) et débris organiques divers. La ferruginisation est sous-marine. Elle pourrait provenir d'une fixation du fer libéré par les sols continentaux. Ces roches affleurent en couches peu inclinées, fortement érodées (présence de cavernes, surplombs, lapiaz). Elles témoignent d'un bas niveau de la mer et peuvent avoir émergé postérieurement à leur lithification ;

— micrites hémipélagiques à organismes encroûtants (Serpules, Bryozoaires). Elles surmontent les faciès précédents en masses non stratifiées ; elles se sont déposées par un niveau marin peu différent du niveau actuel et dateraient du Pléistocène moyen ;

— calcarénites non ferrugineuses, à éléments circalittoraux (Pléistocène supérieur). Ces faciès se sont déposés entre 150 et 400 m sur la pente continentale, à la faveur des régressions glacio-eustatiques. Certains échantillons, datés au ^{14}C , sont contemporains de la glaciation wurmienne.

Thanatocoenoses à faune nord-atlantique. Le long de la pente continentale, entre 200 et 300 m, se rencontrent des amas de coquilles en général non cimentées, caractérisés par des espèces nord-atlantiques ne vivant plus actuellement en Méditerranée. Ce sont principalement : *Chlamys islandica* (Müll.), *Chlamys septemradiata* (Müll.), *Modiolus modiolus* (L.), *Cyprina islandica* (L.), *Panopaea norvegica* (Lmk), *Buccinum*

undatum (L.). Un grand nombre d'espèces encore actuelles en Méditerranée accompagnent les précédentes. Cette association, attribuée primitivement au Sicilien, a dû être considérablement rajeunie, les auteurs s'accordant pour la rattacher à la glaciation wurmienne. Des datations effectuées au ^{14}C sur ces espèces ont fourni un âge moyen de 12 000-13 000 ans B.P. Ces accumulations de coquilles se placeraient donc à la limite entre la glaciation wurmienne et le réchauffement post-glaciaire. D'après leur position bathymétrique actuelle, ces espèces vivaient alors que le niveau de la mer se trouvait à environ — 80 m par rapport au niveau actuel.

DESCRIPTION STRUCTURALE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

La disposition structurale des différentes unités géologiques figurées sur la feuille la Ciotat résulte de l'interférence de phénomènes paléogéographiques et tectoniques échelonnés dans le temps et dont on se propose d'esquisser les grandes lignes.

Les caractères sédimentologiques du Trias moyen et du Trias supérieur sont ceux habituellement présentés par le Trias provençal : dépôts carbonatés de mer pélagique ou dépôts margino-littoraux argileux à tendance évaporitique. Des manifestations tectoniques distensives se traduisent au Muschelkalk moyen par des venues basaltiques. J.P.H. Caron a précisé à quels niveaux de la série lithostratigraphique se situaient les surfaces de décollement qui prendront naissance lors des serrages majeurs dus à la phase éocène (voir notice feuille Toulon). Nous y reviendrons plus loin.

Après le calme orogénique qui caractérise la période jurassique, des déformations tectoniques vont se manifester pendant le Crétacé. Elles se traduisent par la surrection d'une ride à noyau triasique observable sous l'Oratoire Saint-Jean au Sud de Saint-Cyr-les Lecques (J. Philip, 1967). Cette ride est fossilisée par le Sénonien inférieur transgressif et discordant sur le Trias par l'intermédiaire d'un poudingue à galets calcaires et quartz bipyramidés. L'âge plus précis des déformations est difficile à évaluer ; cependant, diverses observations effectuées sur le Crétacé de la région semblent indiquer qu'elles auraient pu débiter à l'Albien (phase autrichienne ou durancienne) (J.-P. Masse, J. Philip, 1969-1975) et rejouer au Turonien (J. Philip, 1970).

En raison des phénomènes tectoniques postérieurs, ainsi que de l'érosion, la géométrie de la paléostructure triasique est difficile à reconstituer. Dans le secteur de l'Oratoire Saint-Jean elle paraît avoir cependant une direction NW-SE alors que le Sénonien transgressif présente une direction sensiblement W-E. La valeur de la discordance angulaire ne peut être évaluée avec précision. Des travaux en cours cherchent à mieux comprendre les relations de cette ride avec le massif du Gros Cerveau (feuille Toulon) où la série jurassique et crétacée est complète.

Pendant le Turonien et le Sénonien inférieur se déposait au Nord de la ride triasique dans une gouttière subsidente d'orientation W-E une épaisse série de conglomérats, grès, marnes sableuses, entrecoupés de lentilles calcaires à Rudistes, l'ensemble ayant la signification d'un complexe récifal et deltaïque.

L'émersion de la région intervient progressivement au Santonien supérieur et au Campanien, les dépôts fluvio-lacustres du Valdo-Fuvélien venant se substituer aux dépôts margino-littoraux de la « zone » du Plan-d'Aups.

Par comparaison avec les autres chaînons provençaux on peut rapporter à la phase éocène (phase bartonienne) les plissements majeurs et les chevauchements. Cependant, en l'absence complète de dépôts post-campaniens et anté-oligocènes on ne peut pas exclure tout à fait l'hypothèse d'une orogénèse plus précoce (phase larianne). Quoiqu'il en soit, la phase majeure correspond à un serrage affectant principalement les unités jurassiques et triasiques allégées d'une grande partie de leur couverture par l'érosion consécutive à la phase autrichienne. Les décollements au niveau du

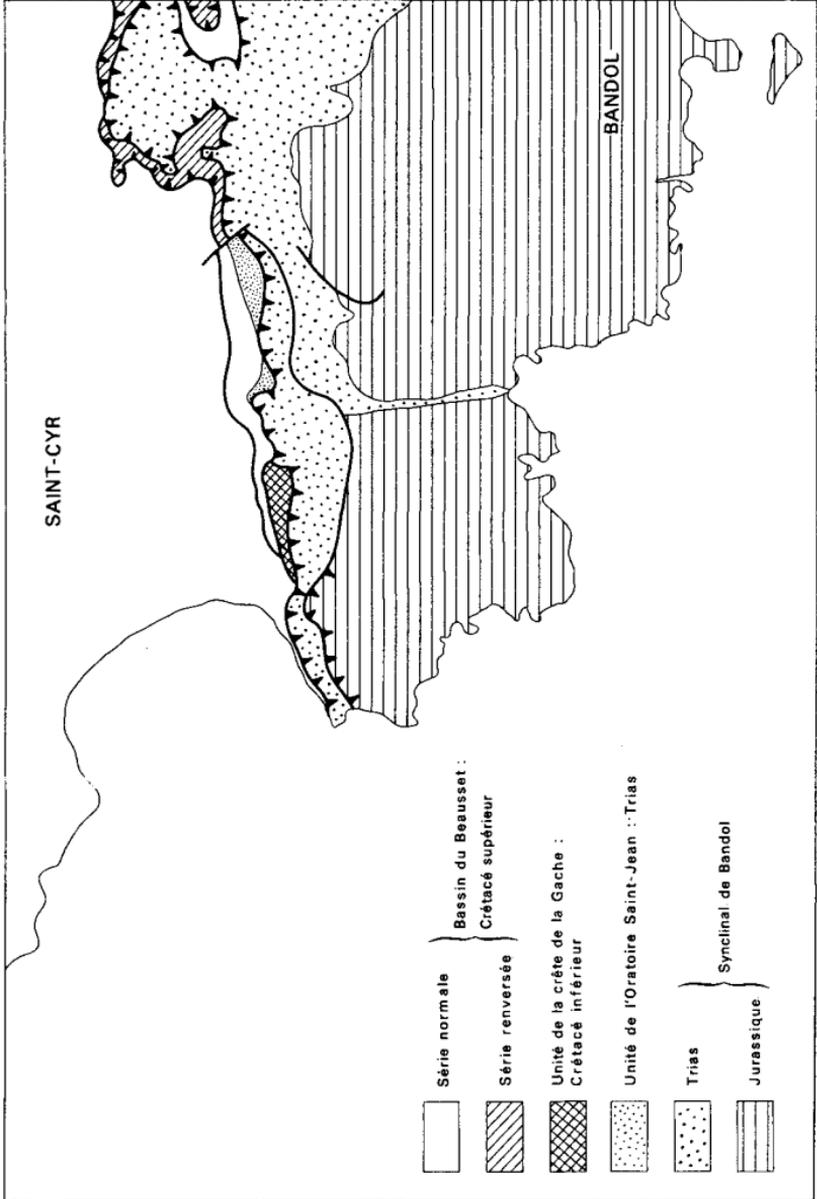


Fig. 2 — Schéma structural (J. Philip)

Trias moyen (*anhydritgruppe* et horizons marno-dolomitiques) et du Keuper seront ainsi facilités.

Le sens des chevauchements est sud—nord, le Trias chevauchant le bord sud du synclinal du Beausset. La flèche minimale du recouvrement, mesurable dans les collines du Télégraphe, est environ d'un kilomètre. Ailleurs, l'amplitude du chevauchement est plus difficile à chiffrer.

Des mouvements oligocènes essentiellement verticaux (halocinèse ?) paraissent avoir affecté la bordure sud du bassin du Beausset déformant les structures chevauchantes. C'est ainsi que le lambeau triasique du Télégraphe est conservé dans une gouttière synclinale étroite dont la genèse est postérieure aux chevauchements. Inversement le Sénonien de l'Oratoire Saint-Jean a été soulevé et il apparaît actuellement comme un horst étroit limité par deux accidents de direction W—E.

L'évolution post-oligocène de la région correspond à la naissance d'un réseau de fractures sécant par rapport aux directions des structures antérieures et surtout au basculement de la Provence vers le Sud qui se manifeste dès le Pontien.

Les principales unités géologiques et structurales résultant de cette évolution paléogéographique et tectonique sont représentées par :

- le synclinal crétacé supérieur du Beausset,
- la zone de contact entre ce synclinal et la zone triasique montrant l'interférence des structures dues à la phase autrichienne, des chevauchements éocènes et des déformations oligocènes,
- la zone triasique,
- le synclinal jurassique de Bandol (fig. 2).

Synclinal du Beausset

Sur le territoire de la feuille la Ciotat n'affleure que la partie sud-ouest de cette unité structurale développée plus largement sur les feuilles voisines Aubagne et Toulon.

La disposition générale est celle d'une cuvette dont le bord méridional, échancré par l'érosion dans la baie de la Ciotat, est relevé. Ce relèvement est bien visible dans le massif de Canaille—Soubeyran au Bec de l'Aigle, où les couches turoniennes calcaires plongent fortement vers le Nord. Au contact de la zone triasique du Télégraphe et de la pointe Grenier, le Sénonien est redressé à la verticale ou déversé. Au centre de la cuvette, les couches ont un faible rejet. Elles paraissent relever de l'évolution pontoplio-quaternaire de cette région.

Zone de contact entre le synclinal du Beausset et la zone triasique.

Autochtone. Il est représenté par le Sénonien et le Muschelkalk de l'Oratoire Saint-Jean au Sud de Saint-Cyr. Le contact de transgression des calcaires à Rudistes sur le Muschelkalk est jalonné par un poudingue à galets de Trias ; ce contact est remarquablement visible sous l'Oratoire Saint-Jean, où il fut cependant interprété comme une faille (E. Haug, Cl. Gouvernet). Le contact stratigraphique normal est également prouvé par les sondages 4-194 et 4-36, implantés dans le Sénonien par la Société des eaux de Marseille. Le sondage 4-194 montre le contact Sénonien-Trias à 147,50 mètres de profondeur.

On déduit de cette observation l'existence d'une zone de haut-fond tardivement transgressée par le Sénonien. L'extension latérale de cette paléostructure est interrompue par l'unité triasique chevauchante. Ses relations avec l'autochtone du Gros Cerveau (feuille Toulon) où la série mésozoïque est complète sont pour l'instant hypothétiques. L'existence de paléofailles ou de paléoflexures de direction méridienne peut être envisagée. Elles ont pu fonctionner pendant l'Albien comme le montrent les caractères de cet étage au Grand Vallat (feuille Toulon) : brèches et klippes sédimentaires à blocs d'Urgonien. Le comportement et le rôle de ces paléoaccidents pendant la phase tangentielle reste à préciser. Il importe néanmoins de souligner que la dénudation de la couverture jusqu'au Trias a pu faciliter dans ce secteur les phénomènes de décollement.

La barre à Rudistes de l'Oratoire Saint-Jean, au comportement extrusif, est en contact par faille avec les marnes du Santonien qu'elle perce également en genou anticlinal au Nord de l'Oratoire. L'allure sinueuse du contact tend à montrer un léger chevauchement de la barre à Rudistes sur les marnes santonniennes coupées obliquement.

L'interruption vers l'Ouest du synclinal valdo-fuvélien pourrait être due à un relèvement d'axe de ce synclinal postérieurement au chevauchement.

A l'Est de l'Oratoire Saint-Jean la barre à Rudistes santonienne se déverse progressivement sous le chevauchement de la zone triasique et le synclinal supracrétacé à cœur valdo-fuvélien est renversé dans tout le secteur compris entre Maren et Fontanieu. Ce renversement s'accompagne d'écaillages vers le Nord, la barre calcaire santonienne recouvrant localement le Valdo-Fuvélien (la Roquette, Sud de Fontanieu), les marnes santonniennes étant étirées.

Unité éocrétacée de la crête de la Gache. Elle se compose d'une série barrémo-bédoulienne et gargasienne en position verticale ou renversée, intercalée structurellement entre la zone triasique et la barre à Rudistes santonienne de l'Oratoire Saint-Jean, redressée ou renversée à son contact. On peut rattacher cette unité à l'autochtone du flanc sud du bassin du Beausset ; il s'agirait alors d'une paléostructure synclinale anté-sénonienne flanquant la ride de l'Oratoire Saint-Jean. Cette idée est étayée par la présence de galets bédouliens et urgoniens dans le conglomérat de base du Sénonien.

Cependant, le contact du Barrémien avec le Muschelkalk de la Nartette est un contact anormal ce qui exclut l'idée d'une transgression barrémienne sur un paléorelief triasique. L'hypothèse la plus plausible pourrait être celle d'une parautochtonie de l'unité éocrétacée qui se comporterait comme une écaille poussée au front de la zone triasique chevauchante.

Ainsi donc l'unité éocrétacée de la crête de la Gache témoigne de l'interférence des phénomènes paléotectoniques et tectoniques mentionnés ci-dessus : individualisation lors de la phase durancienne d'une structure synclinale d'axe sensiblement méridien, écaillage et déplacement de cette unité lors de la phase tangentielle éocène.

Zone triasique

L'exposé qui précède souligne la complexité de la zone triasique dont une partie, représentée par le Muschelkalk de l'Oratoire Saint-Jean, est en position d'autochtonie relative et constitue le substratum du synclinal supracrétacé du Beausset. Mais cette paléostructure est très réduite dans l'espace et partout ailleurs un contact anormal sépare le Trias du Crétacé. D'où l'idée qui s'impose d'une zone triasique structurellement hétérogène formée d'une partie autochtone et d'une partie décollée et chevauchante (« allochtone »). Bien qu'il n'ait pas observé la paléostructure anté-sénonienne cette disposition particulière de la zone triasique avait retenu l'attention de Cl. Gouvernet qui écrivait à la page 129 de sa thèse : « Ainsi, la surface de contact anormal du Télégraphe et de Maren ne se confond pas, à l'Ouest, avec l'accident qui sépare le Trias et le Crétacé de la colline de l'Oratoire Saint-Jean ».

Dans son ensemble, la zone triasique chevauchante présente une structure chaotique où des lames de Muschelkalk parfois très broyées percent les argiles gypseuses du Keuper. Un plan de chevauchement majeur met en contact le Trias allochtone avec le Crétacé, plan qui a été déformé par les mouvements postérieurs à la phase tangentielle responsable du soulèvement de la bordure sud du bassin du Beausset entre la Madrague et l'Oratoire Saint-Jean. Un deuxième contact anormal sépare entièrement la zone triasique du synclinal jurassique de Bandol décollé sur le Keuper.

Dans le détail, la zone triasique est complexe. Entre la pointe Grenier et la Madrague des Lecques le Trias vigoureusement écaillé chevauche les marnes santonniennes renversées à son contact. A la Nartette, une lame de Muschelkalk redressée à la verticale est en contact anormal avec l'Urgonien de la crête de la Gache. Dans le vallon de la Moutte, le long de la voie de chemin de fer, les sondages 4-196 et 4-195 ont

respectivement traversé 114 m et 302 m d'argiles gypsifères, anhydrite et dolomies, à fort pendage, rapportées au Keuper. Entre Rampale et Allons le Trias allochtone est en contact anormal avec le Muschelkalk autochtone de l'Oratoire Saint-Jean. Au delà, vers l'Est, se développe le célèbre lambeau de recouvrement du Télégraphe formé d'une grande écaille de Muschelkalk renversée et décollée sur le Keuper du flanc inverse. Le flanc normal, étiré, montre un beau développement de brèches dolomitiques et de cargneules dans le secteur d'Entrechaux et de Poutier. Le raccord du lambeau de recouvrement à la zone triasique s'effectue par l'intermédiaire d'un étroit pédoncule compris entre les demi-fenêtres de Maren à l'Ouest et de Fontanieu à l'Est où affleure le Sénonien.

Synclinal de Bandol (Cl. Tempier).

La localité de Bandol est située au cœur d'un synclinal d'axe est-ouest, dont le flanc sud est sous la mer, tandis que le flanc nord, coupé par quelques failles (la Guarduère, Colle de Reyne) vient normalement au contact du Trias chevauchant de Rampale. A l'Ouest, cette structure se relève le long de l'accident (anticlinal pincé et faillé) nord-sud de la Moutte qui la sépare du synclinal de Port-d'Alon. Ce dernier, presque totalement situé en mer, ne montre que son flanc nord à fort pendage sud, affecté par plusieurs failles normales, inclinées au Nord ou au Nord-Ouest et accompagnées de grandes masses de brèches. Ce flanc est coupé au Nord de la pointe Fauconnière, par un accident tangentiel incliné au Sud, qui fait reposer le Bathonien marno-calcaire directement sur le Trias de la pointe Grenier, avec bréchification de l'unité supérieure sur près de 100 m d'épaisseur.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Aucun cours d'eau important ne traverse le territoire de la feuille. Le ruisseau de la Salle près Saint-Cyr, qui se jette directement dans la mer entre les Lecques et la Madrague, a cependant de l'eau en toute saison (mais seulement dans la partie inférieure du cours) de même que son affluent de gauche, le ruisseau de Saint-Côme. Ils coulent presque exclusivement dans le Quaternaire. Par contre, les affluents de droite, le Dégoutant et le Fainéant, dont les noms indiquent suffisamment le régime torrentiel, ravinent profondément les grès sénoniens. Le régime torrentiel caractérise également tous les petits cours d'eau qui descendent directement à la mer entre les Lecques et la Ciotat. Tout au plus traversent-ils une courte plaine alluviale.

Les sources sont rares et peu abondantes.

Les grès de la Ciotat sont aquifères et de nombreux puits et quelques forages sollicitent la nappe à l'Ouest de la Ciotat ; ils sont eux-mêmes drainés par les alluvions de la plaine. Ces grès nourrissent les anciens captages de la ville (source du Pré) maintenant alimentés par une dérivation du canal de Marseille.

Des grès du Baguier est issue la petite émergence de Fontainte dans la baie de la Vierge.

Dans la plaine de Saint-Cyr, dans les alluvions des ruisseaux de la Salle et de Saint-Côme, ainsi que dans la zone d'altération du grès et des marnes sableuses du Santonien qui supportent et encadrent celle-ci, circule une nappe, sollicitée par de nombreux puits dont ceux alimentant la ville (les Vannières, la Font Michel, sur le ruisseau de la Salle, la Recense sur celui de Saint-Côme). Deux forages, au Sud de la ville, à proximité de l'entrée du tunnel SNCF forment un complément de débit : ils atteignent les calcaires à Rudistes du Santonien.

Les calcaires liasiques de Bandol ne nourrissent que de petites émergences (Font

Rampale près de la route de Sanary). Les calcaires jurassiques sont drainés en mer.

Une prospection géophysique effectuée en mer par le B.R.G.M. en 1965 a localisé des émergences d'eau douce en mer entre l'île Verte et la pointe Grenier, sur le prolongement de l'important accident limitant au Sud le bassin du Beausset. Ces émergences sont très vraisemblablement issues des calcaires du Turonien supérieur affleurant plus au Nord.

SUBSTANCES MINÉRALES

Les calcaires durs sont exploités pour la construction dans les niveaux jurassique de Saint-Cyr-sur-Mer et de Bandol et créacé de Saint-Cyr, de la Ciotat, dans les secteurs de la Roche Redonne et du Galaban. Le plus souvent, il s'agit de petites exploitations artisanales extrayant des pierres de taille pour la construction locale, excepté la carrière du Loin (Roche Redonne) qui a fourni les enrochements nécessaires à l'agrandissement des chantiers navals de la Ciotat (1977) et plus anciennement celle de la Plaine Brunette (en bordure nord de la voie ferrée) qui a produit des granulats et des enrochements de qualité.

Autrefois, dans ces mêmes secteurs, des carrières ouvertes dans *les formations gréseuses* ont produit des pavés qui furent employés dans la région marseillaise pour les chaussées.

Du gypse a été exploité anciennement à l'extrémité du cap de la pointe Grenier dans la série triasique.

Les argiles santoniennes ont été exploitées autrefois au quartier du Mouttin, au Sud de la Cadière. Ces argiles vertes, très calcaires, servirent surtout à la fabrication de briques.

Les lignites fuvéliens de la concession de la Cadière ont été exploités en limite est du territoire de la feuille dans la petite mine de Fontanieu. Les couches de lignite étaient plissées et tectonisées et le combustible extrait était de qualité très moyenne.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier des itinéraires dans les publications suivantes :

- *Guides géologiques régionaux : Provence*, par Cl. Gouvernet, G. Guieu et C. Rousset, 1971, Masson et Cie, éditeur :
 - itinéraire XIb : Toulon—Six-Fours—Sanary—Toulon ;
 - itinéraire XIV A.2 : Région de Cassis.
- *A la découverte des paysages géologiques : De Marseille à Menton*, par Ch. Glintz-boeckel et O. Horon, éd. B.R.G.M. :
 - itinéraire Ia : de Marseille à Toulon, la Provence calcaire ;
 - itinéraire XIV : du Thoronet à la Ciotat.

SONDAGES

On indique ci-dessous, parmi les forages effectués sur le territoire de la feuille la Ciotat, ceux qui sont susceptibles de fournir le plus de renseignements géologiques.

Numéro d'archivage au S.G.N.	Désignation	Coordonnées		Altitude	Profondeur en m	Formations traversées	Profondeur en m du toit des formations	Observations
		x	y					
1063 3-60	Sainte-Marguerite	866,37	104,75	+ 26	35	Quaternaire Santonien	5	
3-78	Chantiers navals	866,08	102,05	+ 9	36	Santonien		
3-79	Chantiers navals	866,00	102,00	0	32	Santonien		
3-81	Quai du parc à tôles	865,95	102,28	0	25	Quaternaire Santonien	12	
4-36	Saint-Cyr 1	874,76	102,29	+ 48	141	Santonien marneux Santonien calcaire Trias supérieur	64 136	Contact transgressif à 136
4-102	Orphelinat Don Bosco	874,10	101,33	+ 81	75	Trias supérieur		
4-190	Saint-Cyr 5	874,96	101,77	+ 90	123	Trias moyen		
4-194	Saint-Cyr 2	874,96	102,29	+ 53	197	Santonien marneux Santonien calcaire Trias moyen	122 147	Contact transgressif à 147
4-195	Saint-Cyr 3	874,61	101,73	+ 70	302	Trias supérieur		
4-196	Saint-Cyr 4	874,75	101,75	+ 62	115	Trias supérieur		pendages sub- verticaux
4-202	Château de Rampale	875,64	101,51	+ 94	39	Trias supérieur		

BIBLIOGRAPHIE

Partie continentale

BLANC J.-J. (1950) — Le Crétacé supérieur de la région de la Ciotat et de ses abords. *Bull. Mus. Hist. nat. de Marseille*. t. X, p. 56-112.

BONIFAY E. (1962) — Recherches sur les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. Thèse, Paris, 194 p.

CARON J.-P.-H. (1967) — L'étude stratigraphique du Muschelkalk supérieur calcaire et dolomitique de Basse Provence occidentale entre Bandol et Hyères (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IX, n° 4, p. 670-677.

COULON C. (1967) — Le volcanisme tertiaire de la région toulonnaise (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IX, n°5, p. 691-700.

GOVERNET Cl. (1963) — Structure de la région toulonnaise. *Mém. Carte géol. France*, thèse, 244 p.

- HAUG E. (1925) — Les nappes de charriage de la Basse Provence I. La région toulonnaise. *Mém. Carte géol. France*, 304 p.
- PHILIP J. (1970) — Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse, Marseille, 1970. Résumé in *Bull. B.R.G.M.* 2ème série, n° 3, p. 107-151.
- REPELIN J. (1936) — Note sur le basalte de Bandol. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 9, p. 149-151.
- TEMPIER Cl. (1972) — Les faciès calcaires du Jurassique provençal. Thèse, Marseille, *Trav. labo. sci. Terre, Saint-Jérôme*, série B, n° 4, 361 p.

Partie marine

- BLANC J.-J. (1958) — Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale. Thèse, Paris, Masson, 140 p.
- BLANC J.-J. et BLANC-VERNET L. (1966) — Sur la présence de dépôts marins plio-quaternaires sur le précontinent au Sud de Marseille. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, p. 1325-1326.
- BLANC J.-J. et BLANC-VERNET L. (1966) — Affleurements sous-marins du Barrémien et de l'Aptien dans la baie de Cassis. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, p. 1398-1399.
- BLANC-VERNET L. (1969) — Contribution à l'étude des Foraminifères de Méditerranée. Thèse, *Rec. Trav. stat. mar. Endoume*, (65), 48, p. 1-281.
- FROGET C. (1971) — État des connaissances sur la géologie du canyon de Cassidaigne et de ses abords (Sud de Cassis, Bouches-du-Rhône). *Bull. B.R.G.M.*, 2° s., section IV, n° 3, p. 5-13.
- FROGET C. (1974) — Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale. Thèse, Marseille, 2 vol., 219 p., 34 pl.

Carte géologique à 1/50 000

Feuille *la Ciotat*, 1ère édition (1925), par E. Haug, A. Lanquine et E. Maury.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Marseille* :

- 1ère édition (1890), par M. Bertrand et Ch. Depéret ;
- 2ème édition (1935), par E. Haug, L. Lutaud, A. Lanquine, J. Pfender, E. Maury et G. Denizot ;
- 3ème édition (1967), coordination par J. Rouire et Cl. Gouvernet.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Provence-Corse, Domaine de Luminy, route Léon Lachamp, 13009 Marseille, soit au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Ont collaboré à la rédaction de la présente notice :

pour la partie continentale :

- L. DAMIANI : substances minérales ;
- G. DUROZOY : hydrogéologie ;
- J. PHILIP : introduction, terrains créacés, tertiaires et quaternaires ; description structurale et paléogéographie ;
- J. ROUIRE : terrains triasiques et quaternaires ; sondages ; rédaction générale ;
- C. TEMPIER : terrains jurassiques et description structurale du synclinal de Bandol.

pour la partie marine :

- J.-J. BLANC : fonds meubles ;
 - C. FROGET : fonds rocheux.
- (Travaux consultés : BLANC J.-J., BLANC-VERNET L., BOURCIER M., CHAMLEY H., FROGET C., PERES J.-M., POIZAT C., PICARD F., PICARD J., MUSCHOTTI E. — Travaux réalisés avec l'aide et la participation du C.N.E.X.O.).

Saint Lambert Imprimeur à Marseille
4ème trimestre 1978