



## ISTRES

La carte géologique à 1/50 000  
ISTRES est recouverte par la coupure  
ARLES (N° 234)  
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

# ISTRES

XXX-44-45

*La Crau*

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



# NOTICE EXPLICATIVE

## SOMMAIRE

	Page
INTRODUCTION .....	2
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i> .....	2
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> .....	2
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> .....	3
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</i> .....	4
DESCRIPTION DES TERRAINS .....	5
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i> .....	5
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i> .....	5
<i>NATURE DES DÉPÔTS ET ÉVOLUTION RÉCENTE DES FONDS DU GOLFE DE FOS</i> .....	24
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES .....	26
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i> .....	26
<i>DÉFORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES</i> .....	26
<i>PROBLÈMES D'INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE</i> .....	27
<i>ÉVOLUTION DU LITTORAL ET DE L'EMBOUCHURE DU GRAND-RHÔNE</i> .....	28
OCCUPATION DU SOL .....	30
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i> .....	30
<i>DONNÉES GÉOTECHNIQUES</i> .....	31
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS .....	33
<i>HYDROGÉOLOGIE</i> .....	33
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i> .....	35
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE .....	36
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i> .....	36
<i>DOCUMENTS CONSULTÉS</i> .....	36
<i>BIBLIOGRAPHIE</i> .....	37
<i>COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES</i> .....	42
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> .....	46
AUTEURS .....	46

## INTRODUCTION

### APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La feuille se situe dans la partie orientale du département des Bouches-du-Rhône. Les traits géographiques les plus marquants qui y figurent sont l'extrémité du cours du Grand Rhône, avec son promontoire deltaïque et le golfe de Fos partiellement barré par la flèche de la Gracieuse. Un contraste frappant apparaît entre les étendues plates constituées par les sédiments récents de la plaine deltaïque, qui viennent recouvrir en biseau les cailloutis quaternaires de la plaine de la Crau, et les reliefs de la partie orientale affectant les terrains crétacés et tertiaires.

L'effet de ces reliefs est accentué par la présence de plusieurs dépressions insolites, fermées pour la plupart (étangs de l'Estomac, de Lavalduc, de Citis, du Pourra, de l'Olivier et de Berre).

L'étang de Berre, dont une partie seule figure dans le coin nord-est, communique avec la mer par le canal de Caronte également tronqué à l'Est du fait du découpage cartographique.

La bordure orientale de la feuille couvre quatre unités géologiques bien distinctes.

- Au Sud, la terminaison occidentale de la chaîne de la Nerthe, en forme de presqu'île entre la mer et l'étang de Berre ; elle est constituée essentiellement de formations crétacées affectées par une tectonique complexe et plus ou moins masquées par des dépôts oligocènes et surtout miocènes.

- Dans l'angle nord-est, apparaît à peine, représenté par un petit affleurement crétacé, l'extrémité ouest du chaînon de la Fare.

- Entre ces deux structures se trouve une zone synclinale, prolongement occidental du bassin de l'Arc et occupée par des dépôts du Crétacé supérieur.

- Enfin, masquant plus ou moins les trois unités précédentes, une succession de collines miocènes s'allonge en bordure de l'étang de Berre et du golfe de Fos.

Le contraste morphologique souligné plus haut se retrouve au niveau du littoral, qui est découpé et à pente accentuée sur la bordure orientale du golfe de Fos, alors qu'il est très plat et relativement rectiligne sur le reste du littoral. Ce sont les processus d'édification du delta, qui sont responsables de cette morphologie plate et de l'individualisation de lagunes d'eaux salées, entre d'anciens cordons littoraux. La présence de ces *étangs* salés, jointe à des conditions climatiques particulièrement favorables, a permis le développement d'une importante industrie salinière dont un des centres se situe à Salin-de-Giraud. Les cailloutis de la Crau représentent une réserve de *granulats* considérable ; ils renferment également une nappe d'eau très importante. Ces deux derniers éléments ont eu une forte incidence sur le développement spectaculaire de la zone de Fos.

Rappelons l'importance économique de cette région, due à la fois au débouché du Rhône (voie de communication essentielle avec l'intérieur), aux installations portuaires et au complexe industriel de Fos, au canal de l'étang de Berre, dont on connaît l'importance dans l'industrie pétrolière, et enfin à la proximité du port de Marseille.

### PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte Istres coïncide avec la partie orientale de la carte géologique à 1/80 000 Arles. Les formations crétacées et miocènes affleurent largement sur la bordure orientale du territoire de la feuille. La plupart de ces terrains ont fait l'objet de révisions notables depuis la parution de la dernière édition de la carte à 1/80 000. La présente feuille fait partie d'une série de cinq cartes, de facture homogène, couvrant l'ensemble du delta rhodanien et pour lesquelles l'étude des terrains holocènes a été plus particulièrement poussée.

Les délimitations naturelles, les cultures, les implantations humaines sont d'ordinaire plus ou moins directement subordonnées à la géologie. Cette interdépendance est très sensible dans la plaine deltaïque où il existe des liens étroits entre la morphologie et les faciès, ainsi qu'entre l'altitude, le réseau hydrographique, la distance à la mer et la salinité. Ces divers éléments conditionnent étroitement l'aptitude des terrains aux cultures et, par voie de conséquence, l'implantation humaine.

*N.B.* : Le lecteur intéressé par les données propres aux sédiments récents pourra consulter la notice explicative de la carte Les Saintes-Maries où cette partie est plus développée. Des données synthétiques sur le delta et sa formation peuvent être puisées dans divers ouvrages : C. Kruit (1955), C. Duboul-Razavet (1955), rapport *Camargue* (1970), J.P. Bertrand—A. L'Homer (1975).

La connaissance du prolongement sous-marin d'un delta étant indispensable pour expliquer bien des traits de la partie sub-aérienne, les sédiments des fonds marins ont été représentés sur les trois cartes géologiques du delta bordant le littoral. Les figurés conventionnels adoptés pour les sédiments marins donnent l'impression qu'il existe une limite tranchée entre les sables de plage Mz1 et les sables de la bordure marine du littoral. En fait on passe insensiblement d'un faciès à l'autre.

#### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

**Terrains anté-holocènes.** La cartographie en a été effectuée de façon classique. Une partie des contours des terrains crétacés et miocènes correspond à une généralisation des levés à 1/10 000 effectués pour les villes nouvelles.

**Terrains holocènes.** La carte Istres est la première de celles couvrant le Delta à avoir été levée. Les principales raisons qui ont incité à traiter en détail ces formations sont les suivantes :

1) les exemples de cartes détaillées intéressant des formations similaires, déjà réalisées en France et surtout à l'étranger (Hollande, Allemagne) ;

2) le courant d'intérêt porté aux deltas depuis une dizaine d'années et le fait que le delta du Rhône ait été étudié précédemment comme modèle sédimentaire par des laboratoires de sociétés pétrolières (Compagnie Shell, Sociétés associées au Comité des Techniciens du Pétrole) ;

3) la possibilité nouvelle de saisir l'appareil deltaïque dans son ensemble grâce aux images-satellite (Guy, 1973 ; Bertrand, Guy, L'Homer, 1974) ;

4) l'existence de documents cartographiques et d'études pédologiques du C.N.A.R.B.R.L. (\*) couvrant la Camargue (rapport *Camargue*, 1970) ;

5) les progrès réalisés dans la stratigraphie de l'Holocène.

**Méthodes de levés.** Le canevas de départ a été fourni par l'interprétation des photos aériennes de l'IGN. Une série de *faciès* photographiques liés tant à la morphologie qu'à la nature des sédiments ont été identifiés, puis représentés systématiquement sur la carte en tenant compte des processus d'édification propres aux constructions deltaïques. Le recours aux photos aériennes des missions antérieures à l'installation de la plupart des rizières a été souvent utile. Un contrôle systématique des photos-interprétations a été effectué par des petits sondages à la main (de 2 à 4 m). Au total une centaine de ces petits sondages a été réalisée. Dans cette démarche une aide appréciable a été fournie, pour la rive droite du Grand Rhône, par les documents pédologiques (cartes et profils tarière du C.N.A.R.B.R.L.).

(\*) C.N.A.R.B.R.L. : Compagnie nationale d'aménagement de la région du Bas-Rhône et du Languedoc.

Les faciès holocènes, distingués et portés sur la carte, l'ont été sur des critères lithologiques et génétiques. Sur les précédentes cartes géologiques, la région couverte par le complexe de Fos n'avait pas fait l'objet de levés géologiques de détail. La solution adoptée pour cette édition a été de représenter *en transparence*, sous les remblais, les faciès qui y apparaissaient en surface avant les grands travaux, de façon à compléter la vision d'ensemble sur les corps sédimentaires du delta. De même, les contours des terrains affleurant précédemment à l'emplacement des grandes darses sont figurés en tiretés et sans teinte.

Pour éviter les interférences fâcheuses de couleurs et de figurés, la représentation des étangs du fond topographique a été supprimée et remplacée par un hachuré symbolique situé hors des contours géologiques.

La carte ne prend pas en compte l'aspect de la salinité des terrains déjà largement traité par ailleurs sur les documents pédologiques et hydrogéologiques.

Enfin la consultation des cartes anciennes de la Bibliothèque nationale a fourni les données relatives aux anciens tracés de côte.

**Sédiments marins.** Les données sur le golfe de Fos ont été tirées des travaux effectués par Max Roux et Éric Vernier dans le cadre d'une convention du CNEOX<sup>(\*)</sup>, qui a bien voulu donner son accord pour cette utilisation.

#### HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

Après l'émersion albienne et l'invasion marine à partir du Cénomaniens sur l'ensemble de la région, se déposent à nouveau, au Bégudien, des formations continentales : ces dépôts sont laissés, par la divagation de cours d'eau, dans des chenaux deltaïques. Les matériaux déposés sont vraisemblablement issus de reliefs importants émergés au Sud et appartenant à l'axe structural Maures—Pyrénées (bloc pyrénéo-provençal). L'extension du delta proprement dit ne paraît pas avoir dépassé le parallèle de Saint-Mitre : au-delà les dépôts plus fins s'intercalent en effet avec des formations lacustres (calcaires pisolithiques à Algues).

Les grands traits structuraux sont acquis après la phase orogénique de la fin de l'Éocène (phase bartonienne). C'est à cette époque que s'amorcent les chaînes de la Nerthe et des Alpilles.

L'absence de dépôts éocènes et oligocènes, sauf dans le bassin lacustre de Saint-Pierre (qui se développe surtout sur la feuille Martigues) semble indiquer que la région fut exondée depuis la fin du Crétacé jusqu'au Miocène inférieur.

La mer transgresse à l'Aquitaniens (mis en évidence par sondage en Camargue et sur la bordure sud de la Nerthe). Cette transgression se développe ensuite au Burdigalien et au Vindobonien. La mer progresse vers le Nord-Est et envahit une paléo-topographie installée sur une structure en graben, les effondrements successifs des bordures littorales favorisant cette transgression. C'est surtout dans le cadre des feuilles voisines Martigues, Eyguières et Salon, que ce phénomène peut être mis en évidence.

La transgression s'est exercée de façon relativement lente (absence de conglomérat de base). L'ensemble des dépôts miocènes est littoral et témoigne ici d'un climat tropical.

C'est durant le Miocène supérieur que se situe la phase orogénique majeure (phase alpine). Tandis que se produit la surrection des Alpilles, la zone située immédiatement au Sud s'affaisse, formant une dépression où viennent aboutir les eaux de la Durance alors séparée du Rhône.

Au Pliocène la mer envahit la dépression occupée par la vallée du Rhône et recouvre une partie de l'emplacement actuel de la Crau.

(\*) CNEOX : Centre national pour l'exploitation des océans.

Le Pléistocène voit la mise en place de vastes nappes d'épandage fluviales (paléo-Durance), constituées de cailloutis, liées aux grandes glaciations et s'étendant assez loin sous le delta du Rhône et sur le plateau continental, sous la couverture de dépôts marins récents.

La principale nappe représentée sur la carte, Crau de Miramas (Fy), s'est inscrite, lors de sa mise en place, soit dans la nappe précédente (Crau de Luquier, FxG) soit dans les terrains du substratum anté-pleistocène.

A l'examen des cartes Eyguières et Istres, il apparaît que la mise en place des nappes pleistocènes s'est effectuée par un déplacement successif de celles-ci vers le S.SE, peut-être lié à un faible gauchissement du substratum de la paléo-Durance. Les nombreux sondages effectués dans le Delta (Shell, C.N.A.R.B.R.L., C.N.R.<sup>(\*)</sup>, Port Autonome de Fos) et qui ont atteint le cailloutis permettent d'avoir une idée de la morphologie de la surface des cailloutis avant la dernière remontée glacio-eustatique du niveau marin. Ces sondages ont également permis de reconstituer les divers stades de la remontée du niveau marin au cours de l'Holocène. C'est à partir d'un âge 6500 B.P.<sup>(\*\*)</sup> que le niveau marin a atteint une position très proche de l'actuelle. Les fluctuations intervenues ensuite ont été de faible amplitude.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TERRAINS NON AFFLEURANTS

L'exploitation des données du sous-sol donne quelques informations sur les terrains situés sous les cailloutis de Crau et sur l'épaisseur de cette formation (*cf.* fig. 1 et le cartouche des isopaques sur la carte). Une coupe du sondage Fos 1 (CEP, 1019-3-66), reproduite succinctement en marge de la carte, donne un aperçu de la succession des terrains figurant sur la carte.

Une coupe de sondage (fig. 2, en dépliant) fournit des informations sur la succession des sédiments holocènes.

### TERRAINS AFFLEURANTS

#### Secondaire

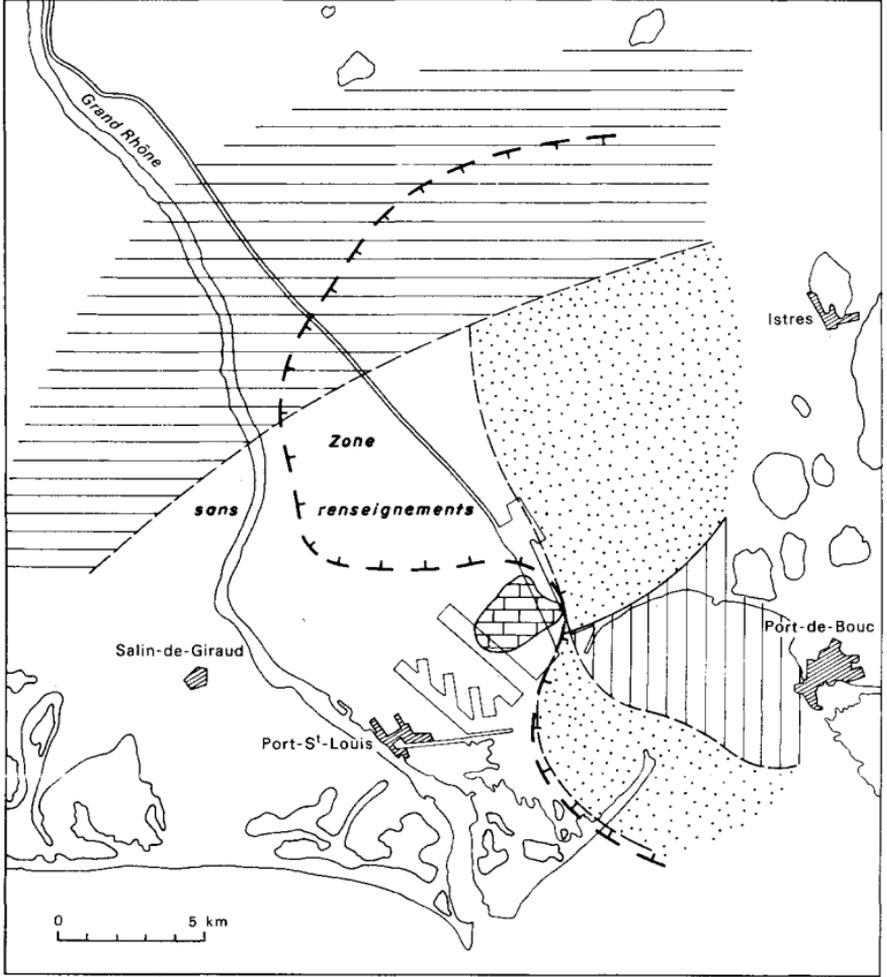
n2a. **Valanginien inférieur** (45 à 50 m) : calcaires légèrement argileux avec intercalations de bancs noduleux. A la partie supérieure, une assise de calcaire marneux en petits bancs a livré, dans le vallon des Chapats (Nord-Est de la Couronne, feuille Martigues) de gros exemplaires d'*Ampullina leviathan*.

n2b. **Valanginien supérieur** (50 à 55 m). Il débute à la base par une quinzaine de mètres de calcaires noduleux. Au-dessus viennent des calcarénites massives, avec niveaux à petits Rudistes, rappelant beaucoup l'Urgonien. Localement s'intercalent des lits noduleux, à entroques ou oolithiques. Le sommet de la formation donne souvent une corniche.

(\*) C.N.R. : Compagnie nationale du Rhône.

(\*\*) B.P. : before present, littéralement avant le présent (mesure donnée en années à compter de 1954).

**Fig. 1 – Écorché anté-Cailloutis de Crau**  
Exploitation des données du sous-sol par Ch. Glintzboeckel



Pliocène



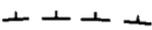
Crétacé supérieur continental



Miocène



Crétacé inférieur



Limite d'extension probable du Crétacé supérieur du bassin de l'Arc

n3a. **Hauterivien (partie inférieure)** (environ 100 m) : marnes jaunâtres et calcaires marneux jaunes et gris à *Exogyra couloni*, *Terebratula praelonga*, *Rhynchonella multiformis*, *Toxaster retusus*, etc.

n3b. **Hauterivien (partie supérieure)** (environ 200 m) : calcaires noduleux avec quelques bancs marneux et un horizon à grands silex roux contenant *Collyrites subelongata*, surmontés par des calcaires assez compacts, à patine blanche et à cassure bistre, présentant le faciès urgonien (Rudistes). Latéralement, cette dernière formation passe à des calcaires noduleux à *Toxaster amplus* et *Leopoldia castellanensis*.

n4U. **Barrémien. Calcaires à faciès urgonien** (environ 400 m). De façon assez constante, le Barrémien débute par une assise de petits silex ramifiés roux, surmontée par quelques assises à débris divers. Tout le reste de la formation est dans l'ensemble compact et comporte en abondance de gros Rudistes :

— à la partie inférieure et à la partie moyenne, on a des calcaires bio-détritiques de texture fine, présentant des microfaciès très variés. On y note des Rudistes épars ou réunis en biostrome localisés à l'épaisseur d'un banc. Dans des calcaires à Cyanophites, oncolithes, petites Nérinées, Polychètes, un horizon repère à l'échelle régionale contenant les microcoprolithes de Crustacés (*Fraveina salevensis*) a été récemment découvert.

— à la partie supérieure, la formation est constituée par des calcarénites blanches très compactes à abondante microfaune urgonoïde de milieu péri-récifal (divers *Orbitolinidae* notamment) et gros Rudistes (*Requienia ammonia*, *Toucasia*,...). Vers le sommet, on a des bancs graveleux, en plaquettes, d'aspect crayeux, pouvant passer latéralement au Bédoulien.

n5. **Bédoulien. Calcaires et calcaires argileux** (environ 120 m). A la base, l'Aptien inférieur (Bédoulien) est constitué par des calcaires assez compacts, jaune très clair, avec des gros silex ramifiés, bruns ou noirs.

Au sommet on a des calcaires légèrement marneux jaune clair à délit en plaquettes et petits silex : *Exogyra aquila* et Ammonites calcaires des genres *Chelonicer* et *Deshayesites* ; assez nombreuses empreintes de *Parahoplites consobrinus*, *Ancyloceras*.

c1-2. **Cénomaniens. Calcarénites, marno-calcaires, grès et sables** (30 m). Le Cénomaniens est discordant sur le Bédoulien. La partie inférieure montre des alternances de couches marno-calcaires, gréseuses et sableuses à Préalvéolines et *Polyconites operculatus*. Au-dessus, ce sont des calcarénites compactes à délit noduleux en surface ; dans la masse, des bancs construits par les Caprines et les *Ichtyosarcolithes* y constituent des biostromes en forme de lentilles.

c3. **Turonien. Calcaires marneux, marnes gréseuses et sables.** Le Turonien inférieur est absent. Le Turonien supérieur (Angoumien) est réduit : sa partie basale (25 m) montre un grès marneux peu cohérent, lignitifère et des sables pyriteux noirs (niveaux de teinte rousse en surface).

Vient ensuite une séquence, visible sur une quinzaine de mètres en surface mais traversée sur plus de 80 m en sondage, près de la Mède (feuille Martigues), où dominent des calcaires marneux noduleux, à Rudistes (*Durania cornupastoris*) et Polypiers, en alternance avec des marnes gréseuses, des grès calcaires.

c5. **Santonien. Calcaires et marnes** (150 m). Dans la Nerthe, c'est un ensemble de calcaires à Rudistes (*Vaccinites giganteus*, *V. dentatus* et Radiolitidés, etc.) et à Foraminifères, entrecoupés d'intercalations terrigènes : calcaires bioclastiques, calcaires argileux et marnes à Huîtres.

A l'extrémité ouest de la chaîne de la Fare, au Sud de Saint-Chamas, un petit affleurement sénonien montre des calcaires spathiques à Foraminifères (Lacazines), Polypiers, Bryozoaires, Nérinées et Hippurites.

**Valdo-Fuvélien.** Dans la Nerthe, ces terrains ne sont connus que par des affleurements très restreints, situés au Sud-Ouest de Martigues (feuille Martigues).

Néanmoins, sur la feuille Istres, sous les dépôts vaseux du chenal de Caronte, plusieurs forages ont traversé 90 m environ de sédiments valdo-fuvéliens, puis recoupé leur contact avec le Santonien marin, vers 100 m de profondeur (viaduc ferroviaire) : ce sont des alternances de marnes sableuses pyriteuses, de calcaires marneux noduleux et de marnes feuilletées à lits de lignite et passées de grès grossiers et micro-conglomérats. Ces faciès présentent de notables variations latérales. Fréquemment associés aux lits ligniteux, on trouve : *Ostrea galloprovincialis*, *Cyrena* sp., *Campylostylus galloprovincialis*, *Glauconia* sp.

**c7a. Bégudien. Argilites et poudingues, argilites et grès.** Cet étage, synchrone du Maestrichtien, se développe très largement entre le golfe de Fos et l'étang de Berre, partiellement recouvert entre Fos et Istres par les sédiments du Miocène.

Les terrains, épais d'au moins 400 m, montrent des marnes et argilites grises, rouges ou bariolées qui alternent avec des bancs et lentilles de *poudingues* (c7aP, dans la moitié méridionale) ou de *grès* (c7aG, dans la moitié septentrionale) ; des micro-conglomérats à encroûtements pisolithiques forment localement transition. Ces dépôts correspondent à des cônes de déjection et des épandages fluviaux emboîtés édifiant une structure deltaïque en milieu lacustre.

Vers le Nord, des faciès de précipitation biochimique apparaissent : niveaux à petits concrétionnements algaires (le Collet Long) ou à gros pisolithes (Daguin-Lavalduc), alliés à des calcaires lacustres (les Patorgues).

Dans les conglomérats, les figures de sédimentation, l'orientation des chenaux, la disposition des galets montrent que les apports fluviaux sont issus du secteur sud à sud-est. L'éventail pétrographique des éléments traduit par sa complexité la diversité des origines des apports. Les faciès calcaires jurassiques et crétacés, actuellement observables dans la chaîne de la Nerthe, abondent. S'y ajoutent des grès-quartzites (Permo-Trias) qui dominent parfois et des calcaires noirs ou gris à faciès urgonien (Barrémien et Aptien inférieur) comparables, selon J.P. Masse, aux faciès synchrones pyrénéens (Corbières, la Clape) et inconnus en Basse-Provence.

Dans les grès, on note une forte proportion d'altérites et d'opaques. Les espèces très résistantes (zircon, tourmaline, rutile, épidote) dominent, alliées à de faibles proportions de grenat, apatite, disthène, staurotide, chlorite et des exemplaires remarquablement *fraîs* d'andalousite.

L'influence (directe ou par relais interposé) du bloc pyrénéo-provençal, aujourd'hui disparu, sur la sédimentation bégudienne est ainsi manifeste.

### Tertiaire

**g. Oligocène. Calcaires en plaquettes.** Dans la Nerthe, les calcaires lacustres du bassin de Saint-Pierre affleurent dans la région des Olives et de Ponteau. Ces calcaires sont gypsifères et on y trouve des lits siliceux interstratifiés.

**m1b. Burdigalien.** Calcarénite blanche, c'est l'équivalent de la Pierre de la Couronne. Cette formation constitue les falaises blanches qui dominent la rive ouest de l'étang de Berre. En certains points (Fos, Port-de-Bouc), les calcaires burdigaliens reposent directement sur le substratum maestrichtien. La base de la formation calcaire est localement constituée par un conglomérat à galets de quartzites avec Huîtres, *Chlamys* et débris coquilliers. Au-dessus, sur 4 à 5 m d'épaisseur, vient un calcaire bio-détritique à Algues, Foraminifères, Bryozoaires, Balanes, Oursins (*Echinolampas*), *Chlamys praescabriuscula*, *Gigantopecten ziziniiae*, *Spondylus crassicosatus*, avec intercalations de bancs à *Ostrea squarrosa*. A la partie supérieure (4 m), on a soit un banc à *Ostrea squarrosa* (Janone), soit des accumulations de grosses valves de *Pelodon soldanii* (Saint-Blaise) surmontant une formation calcaire à Lithothamniées *en boules* ou un falun consolidé.

m1bA. *Argile calcaire de Saint-Mitre* (15 m). Dans la zone de Saint-Mitre, on a une formation de marnes sableuses grises renfermant des fragments d'Algues et de Bryozoaires, de nombreux moules internes de Turritelles, *Ostrea offreti*, *Chlamys radians*, *Panopea menardii*, Scutelles et autres Échinides (*Prionechinus jacquemeti*, *Psammechinus gauthieri*). Vers le haut, de petits bancs de grès calcaires fins s'intercalent dans les marnes.

m1bC. *Biocalcirudite graveleuse de Lavalduc* (2 m). Dans le secteur de Lavalduc, on a une biocalcirudite graveleuse passant localement à des niveaux plus conglomératiques avec galets de grès-quartzites et de quartz à patine verte. Lorsque la formation n'est pas trop chargée en éléments clastiques, on peut y rencontrer des Crabes, Huîtres, Bryozoaires, Lamellibranches.

Vindobonien. On est ici en présence d'un ensemble de formations rapportées classiquement à l'Helvétien (m2a) et au Tortonien (m2b) sans que des corrélations effectives avec les prototypes correspondants aient été mises en évidence.

#### *Ensemble inférieur*

m2aA. *Argile calcaire d'Istres*. L'Helvétien débute, à la base, par 15 m d'argiles calcaires bleues finement zonées, altérées en jaune à la partie supérieure. Avec *Chlamys*, Ostréidés, *Schizaster*. Les associations de Foraminifères et d'Ostracodes comprennent des espèces peu typiques (*Ammonia*, *Elphidium*, *Aurila*,...).

Au Sud de la feuille, ces argiles sont absentes, sauf entre les étangs d'Engrenier et de l'Estomac où elles étaient exploitées dans la carrière de Pont-Gayé.

m2aS. *Sables et grès du Castellan*. C'est un ensemble terrigène où l'on peut distinguer :

— à la partie inférieure : 16 m de grès et sables verts, fins, bien classés avec passées fossilifères (*Chlamys*, Balanes, Bryozoaires, *Lithothamnium*, Oursins). Deux bancs, peu épais, de calcarénite rousse s'intercalent à la base et au sommet.

— à la partie supérieure, 9 m de grès calcaires grossiers, à stratification oblique, avec pistes et terriers, localement ferrugineux ; la base de la formation (1 m) est une argile calcaire jaune avec *ripple marks*.

m2a1. *Biocalcirudite de Quinsanne et l'Estagel*. Elle constitue une plate-forme dans laquelle l'érosion a échantonné les dépressions du secteur d'Istres. C'est un calcaire sableux à débris coquilliers et lits gravillonneux, dont l'épaisseur est de 10 m environ. Les bancs composites montrent une stratification oblique, parfois entrecroisée. L'assise contient de nombreuses dents de Squales, des Polypiers branchus, des Bryozoaires, des Gastéropodes marins, des Balanes, *Ostrea crassissima*.

A Saint-Mitre, la formation repose directement sur les calcaires burdigaliens.

#### *Ensemble moyen*

m2a2. *Marnes bleues de Bayanne et de Saint-Chamas*. Ce sont des argiles calcaires micacées de teinte grise, avec, à la partie supérieure, des intercalations de bancs de biocalcirudite roussâtre. La macrofaune est constituée par des Lamellibranches à tests calcareux blancs (*Scrobicularia*, *Teredo*) et des Crabes proches du genre *Thalamita*. On note également la présence de figures d'encroûtements autour de racines de végétaux arborescents. La microfaune riche est celle d'une ancienne vasière littorale. L'épaisseur est de 30 m vers Bayanne et de 50 m vers Saint-Chamas.

m2a3. *Calcarénite rousse de Saint-Chamas*. Elle se présente en bancs composites et à stratification oblique. La macrofaune est à l'état de débris (Madréporaires, *Chlamys*, Huîtres, Balanes, Scutelles). L'épaisseur est de 7 mètres.

#### *Ensemble supérieur*

m2a4. *Sables à Chlamys de la Madeleine*. Sable glauconieux, fossilifère, avec, à la base et localement, un niveau conglomératique provenant du remaniement de l'assise calcaire sous-jacente. La faune est représentée par *Chlamys scabriuscula*, *Ostrea*, Balanes, *Schizaster*, Scutelles, Amphipotes et Crabes.

Au Nord d'Istres, l'extension de la formation sableuse est importante (gisements du Vieux Sulauze, Miramas-le-Vieux, Cornillon-Confoux et Salon). Son épaisseur n'excède pas 10 mètres.

m2b. *Calcaires coquilliers de Sulauze*. Formation calcaire friable, à stratifications obliques et intercalations fossilifères à *Chlamys scabriuscula* (épaisseur 10 m).

m2bS. *Calcaire sableux de Sulauze*. Les bancs sont constitués par des calcaires à débris grossiers (biocalcirudites) de teinte jaunâtre, vacuolaires, avec intercalations de lits de gravillons calcaires. La macrofaune est représentée par *Chlamys scabriuscula* ainsi que par des Polypiers, Bryozoaires, Oursins, Balanes, *Ostrea crassissima* et dents de Squales. Près d'Istres, l'épaisseur est de 20 m environ, elle diminue vers Saint-Chamas. Cette formation constitue souvent l'entablement supérieur des reliefs miocènes.

Les deux niveaux de Sulauze (m2b et m2bS) sont généralement considérés comme tortonien bien que faunistiquement et lithologiquement ces niveaux soient différents de ceux des gisements-types provençaux (Aix-en-Provence, Cabrières-d'Aigues,...).

## Quaternaire

### Quaternaire indifférencié

Sous cette dénomination ont été regroupées les colluvions d'âge non précisé ainsi que des encroûtements et des formations résiduelles que l'on suppose s'être formées au Quaternaire.

C. **Colluvions**. Elles se sont accumulées le plus souvent au pied des formations dont elles dérivent. Deux groupes ont été différenciés.

CF<sub>y</sub>, CF<sub>x</sub>G. *Colluvions limoneuses de la bordure de la Crau de Miramas et de la Crau de Luquier*. En bordure des cailloutis de Crau, la proximité de la nappe phréatique permet le maintien d'une végétation assez dense constituée principalement d'arbrisseaux. Ce couvert végétal, suivant une bande orientée du Sud-Est au Nord-Ouest, a favorisé la rétention des limons apportés par les eaux de ruissellement ou les vents. Ce limon rouge-brun, provenant du lessivage du sol d'altération qui affecte toute la Crau, est peu épais. Il colmate les galets en surface et souvent les masque complètement.

Le sol d'altération de la Crau de Miramas contient moins de 5 % de calcite. Les argiles sont représentées par de l'illite, de la kaolinite, de la chlorite et des interstratifiés illite-montmorillonite. Le pourcentage de lutite (< 63 microns) est de 50 % en moyenne.

A, J. *Complexes colluviaux indifférenciés et cônes de déjections*. Ces dépôts sont liés aux terrains de la bordure orientale. Leur composition est étroitement liée à la nature lithologique des formations dont ils sont issus. On remarque que ces colluvions sont particulièrement bien développées autour des affleurements bégudiens constitués d'argilites et de grès de la région du Plan-Fossan et de Reveilla.

Les cônes de déjection les plus marqués se trouvent sur les bordures de l'étang du Pourra.

Des éléments de datation des colluvions de la région ont été fournis par l'étude de coupes sur les bordures de l'étang de Berre (carte Martigues), P. Ambert, 1973.

Uz. *Encroûtements calcaires*. Il s'agit de cailloutis cryoclastiques, assez mal cimentés, proches des grèzes litées, dont les éléments figurés sont soit des blocs déplacés de substratum miocène, soit des graviers et gravillons siliceux (quartzites, roches vertes principalement). Les seuls témoins rencontrés sont situés dans le vallon de Sulauze et sur la bordure sud-est du salin de Rassuen. Le ciment liant des éléments figurés est calcaireux.

R. *Formation résiduelle à « menus galets »*. Ces galets parsèment les reliefs bordant au Nord, à l'Ouest et au Sud l'étang de Berre. On les retrouve dispersés dans diverses colluvions quaternaires de versant. Ils sont parfois localement concentrés dans des sols rouges fersialitiques décarbonatés, riches en illite et glaucophane, qui tapissent les fonds de thalwegs et de dépressions creusées dans les terrains miocènes ou bégudiens à montmorillonite.

L'éventail pétrographique des cailloutis traduit une origine durancienne : galets de quartzite à cortex rubéfié très abondants, roches vertes et variolites, radiolarites, rares microgranites. Au Sud de Grans apparaissent des basaltes à texture doléritique originaires du bassin de la Touloubre (Beaulieu, feuille Salon).

Les éléments résiduels se répartissent en plusieurs ensembles isométriques dont la taille moyenne diminue de 4-6 cm, au Nord-Ouest d'Istres, à 2-3 cm vers le Sud-Est. Les galets présentent un façonnement éolien (*ventifact*) qui se surimpose à des figures de thermo-fractionnement et de dissolution. Ces phénomènes peuvent masquer toute trace d'évolution fluviale.

La plupart des auteurs s'accordent pour considérer cette formation comme le reliquat de l'altération physico-chimique d'une nappe de cailloutis déposés par la Durance soit au Miocène supérieur (L. Collot, C. Cornet : crau de Berre) soit au Pliocène supérieur—Villafranchien (G. Denizot, C. Combaluzier, C. Gouvenet).

La position topographique actuelle des éléments ubiquistes ne correspond pas à la localisation initiale des galets, mis en place sur une haute surface de divagation de la basse Durance, alors fleuve indépendant (mont Menu, collines d'Istres, Nerthe occidentale). Déformée et disséquée au Plio-Quaternaire, cette surface d'épandage devait s'étendre plus au Sud, pour rejoindre, en passant par les îles de la rade de Marseille (Frioul, Riou), le plateau continental provençal. En effet, des graviers analogues sont présents sur ces îles arasées (C. Froget) et de tels granules, remaniés, ont été dragués en divers points de ce plateau (J.J. Blanc) jusqu'au large du cap Sicié (C. Froget).

#### Pléistocène

Fy. *Alluvions. Galets siliceux prédominants (Crau de Miramas)*. Cette nappe de cailloutis duranciens affleure largement dans le cadre des feuilles Istres et Eyguières. Elle présente la forme caractéristique et bien conservée d'un cône de déjection issu du seuil de Lamanon (cote + 112 à + 115). La pente, faible des marais du Rhône au Merle (3,1 pour mille), passe à près de 7 pour mille en Tête-de-Crau, entre le Merle et Lamanon. La carte du substratum de ce cailloutis met en évidence un thalweg emprunté à la fin du Pléistocène (Riss et Würm) par la Durance qui débouchait dans la dépression de Crau par le seuil de Lamanon.

La formation a été attribuée tantôt au Riss (F. Bourdier, J. Tricart) tantôt au Würm (H. Baulig, G. Denizot, C. Gouvenet, E. Bonifay). Un premier élément d'attribution stratigraphique est fourni par la présence, à sa surface, d'un paléosol tronqué, fersialitique et décalcifié, incompatible avec un âge wurmien récent. La phase majeure de pédogenèse rubéfiante ne peut être postérieure à l'interstadaire Würm I — Würm II (E. Bonifay). D'autre part, près de Grans (feuille Salon) et à Moulin-Picaud, les cailloutis duranciens ravinent des dépôts d'origine locale renfermant une importante malacofaune datée de la fin du Riss (J.J. Puisségur). Enfin, dans la vallée de la Durance, en aval du seuil d'Orgon, on n'observe pas de dépôts fluviaux antérieurs à la fin du Würm.

Ces éléments permettent de penser que la crau de Miramas a pu être mise en place au cours du laps de temps correspondant à l'interglaciaire Riss—Würm et le début du Würm (Würm I).

L'éventail pétrographique du cailloutis est varié : quartzites du Trias alpin, microconglomérats à faciès *verrucano*, radiolarites, grès paléogènes, calcaires mésozoïques sub-alpins ; les roches endogènes sont représentées par les éléments

granitiques du Pelvoux et le cortège de roches vertes alpines (serpentinites, euphotides, diabases et variolites, spilites) ainsi que par divers types de quartz.

Dans les cailloutis observés en gravières, les éléments de taille supérieure à 25-30 cm sont exceptionnels et représentés par des quartzites. La morphoscopie des galets traduit le jeu de phases successives de remaniements d'un matériel façonné en milieu glaciaire (moraine), fluvio-glaciaire et fluvatile froid ou tempéré. Les éléments siliceux superficiels montrent parfois une éolisation assez poussée et sont dépourvus de cortex.

La matrice du cailloutis est généralement absente (gravier libres) ou réduite à quelques lits sableux ou limoneux. Cette fraction renferme un cortège de minéraux lourds à épidote verte et glaucophane dominants. Les minéraux argileux : illite (7 à 8/10), chlorite (2 à 3/10) et traces de kaolinite, sont hérités des affleurements jurassiques (terres noires) et, à un degré moindre, des massifs centraux alpins. Localement, la présence de traces de smectites est liée à la proximité de terrains miocènes.

A quelques décimètres sous la surface actuelle se développe, sur 1 m à 1,5 m, un niveau de poudingue à ciment calcitique, qui correspond à l'horizon pédologique de précipitation des carbonates lessivés dans les sols sus-jacents (L. Collot, G. Denizot, C. Gouvernet, E. Bonifay). Ce niveau résistant, dont la présence en Crau est assez constante, explique les difficultés rencontrées lors de la mise en culture des *coussous* cravens<sup>(\*)</sup>. Sous ce niveau imperméable, on observe en outre, au sein du cailloutis, divers niveaux de concrétionnement dont la position et l'extension latérale sont apparemment anarchiques. Ces poudingues pourraient être liés à des phénomènes de précipitation par congélation à la périphérie de lentilles de cailloutis *englacées*.

**F<sub>x</sub>G. Alluvions. Galets calcaires et siliceux (Crau de Luquier).** Cette nappe de cailloutis duranciens affleure sur la bordure nord-ouest du territoire de la carte et se développe dans le cadre de la feuille Eyguières. La formation présente en commun avec la crau de Miramas les caractères fondamentaux suivants : éventail pétrographique des galets comparable, cortège de minéraux lourds et argileux dominants identiques, présence d'un paléosol fersialitique décarbonaté analogue, concrétionnements semblables à divers niveaux, appartenance à un cône de déjection issu du seuil de Lamanon.

Cependant, la crau de Luquier peut être dissociée de la crau de Miramas grâce à un ensemble de caractères originaux et concordants.

Une ligne de contact, visible en photographies aériennes, sépare les deux « crau » et correspond à un léger talus canalisant vers les marais du mas Thibert les eaux de ruissellement.

Des différences granulométriques systématiques apparaissent entre les deux cailloutis. Dans la crau de Luquier, la taille des galets s'élève jusqu'à 40 cm et une matrice marno-sableuse verdâtre est fréquente. En outre, l'altération des galets de roches cristallines est beaucoup plus avancée que dans la crau de Miramas. Ce stade d'altération est caractéristique des terrasses rissiennes de la basse Durance (E. Bonifay, 1962).

Au cortège fondamental à illite et chlorite de la matrice des niveaux inférieurs du cailloutis, s'ajoutent la vermiculite, des interstratifiés irréguliers 14<sub>C</sub>-14<sub>M</sub>, 14<sub>C</sub>-14<sub>V</sub>, 10-14<sub>M</sub> et la goethite. Ces minéraux, ici détritiques et hérités des sols du bassin durancien, traduisent de longues et puissantes pédogenèses antérieures aux érosions rissiennes.

Les rares témoins d'industries préhistoriques connus, attribuables à l'Acheuléen moyen ou supérieur (H. de Lumley, 1969), ont tous été recueillis à la surface de la crau de Luquier.

Dans la vallée de la Durance, les terrasses rissiennes passent sous les dépôts wurmiens alors qu'en aval du seuil d'Orgon on n'observe pas de niveaux antérieurs à la

(\*) Adjectif du nom commun *crau*.

fin du Würm.

Aucun critère paléontologique ne permet de préciser l'âge exact de la formation qui s'intercale entre des terrasses anté-rissiennes (cf. feuille Eyguières) et la crau de Miramas. La crau de Luquier représenterait l'épisode rissien des épandages variés mis successivement en place par la Durance dans la dépression subsidente de Crau pendant tout le Quaternaire.

**My. Formation littorale ancienne à galets.** Un horizon de galets paraissant appartenir à un cordon marin peut s'observer au Sud de Maronède à une altitude d'environ 3 mètres. Ce lit est recouvert par des colluvions pouvant avoir été affectées par des phénomènes de solifluxion. Il est difficile d'affirmer que ces dépôts sont en place.

Leur présence a été notée parce que des cordons littoraux anciens, néo-tyrrhéniens, ont été signalés le long de la côte du Var à une cote voisine (H. de Lumley, 1969). De son côté F. Bazille (1974) a découvert un poudingue daté  $29\ 650 \pm 1600$  B.P., au Nord des cordons d'Aigues-Mortes. Par ailleurs P. Ambert (1973) a reconnu la présence de hauts-niveaux marins sur la bordure de l'étang de Berre datés de 35 000 B.P., c'est-à-dire eutyrrhénien, suivant H. de Lumley ou néo-tyrrhénien suivant E. Bonifay.

#### Holocène

Tous les terrains contemporains ou postérieurs à la transgression flandrienne(\*) sont rangés dans l'Holocène.

**Le remblaiement holocène.** Il est couramment admis que le niveau marin au cours du Würm a atteint la cote - 100 et probablement des cotes encore plus basses. La trace des premiers stationnements marins post-würm existerait sur le plateau continental au large des Saintes-Maries(\*\*).

La succession des dépôts durant la transgression flandrienne nous est bien connue grâce aux études détaillées de sondages effectués par la Compagnie Shell (C. Kruit, 1955 ; R. Lagaaij et F.P. Kopstein, 1964 ; E. Oomkens, 1970) et la C.N.A.R.B.R.L. (rapport *Camargue*, 1970. Études paléo-écologiques de J. Barrière).

E. Oomkens (1970) a distingué deux grands ensembles(\*\*\*) :

— une série inférieure, la plus épaisse, le plus souvent marine, correspondant à la remontée relativement rapide des eaux jusqu'à 6500 B.P. Elle a été mise en place essentiellement par un processus d'ingression marine s'accompagnant d'un empiètement progressif de la mer sur le domaine continental wurmien préexistant.

— une série terminale mise en place depuis 6500 B.P., c'est-à-dire durant une période de relative stabilité du niveau marin, ce qui a permis une progression de l'édifice deltaïque au détriment du domaine marin. Ceci s'explique par le fait qu'en période de stabilité du niveau marin (= phase de progradation) le bilan apport/érosion devient positif.

Les études du sondage 105 implanté par la Shell sur le promontoire deltaïque du Grand Rhône indiquent des faciès essentiellement marins sauf au sommet, où la sédimentation est influencée par l'approche progressive du promontoire deltaïque (cf. fig. 3 et 3 bis, R. Lagaaij, F.P. Kopstein, 1962 ; E. Oomkens, 1970).

*N.B.* : L'évolution du delta depuis - 6500 ans a été traitée dans la rubrique *Préhistoire et archéologie* ainsi qu'au chapitre des anciens rivages et bras.

(\*) Souvent dénommée *versilienne* en Méditerranée.

(\*\*) Pour plus de détails il est conseillé de consulter la notice de la feuille Les Saintes-Maries.

(\*\*\*) Il n'existe de sondages que sur la terre ferme. La puissance maximale des terrains holocènes reconnus est de 58 m (cf. sondage 6bis = 105 de la Cie Shell).

### Fig.3- Coupe sédimentologique du sondage 6 bis (105 Shell) Plage Napoléon

(d'après E. Oomkens, 1970 ; R. Lagaij et F. P. Kopstein, 1964)

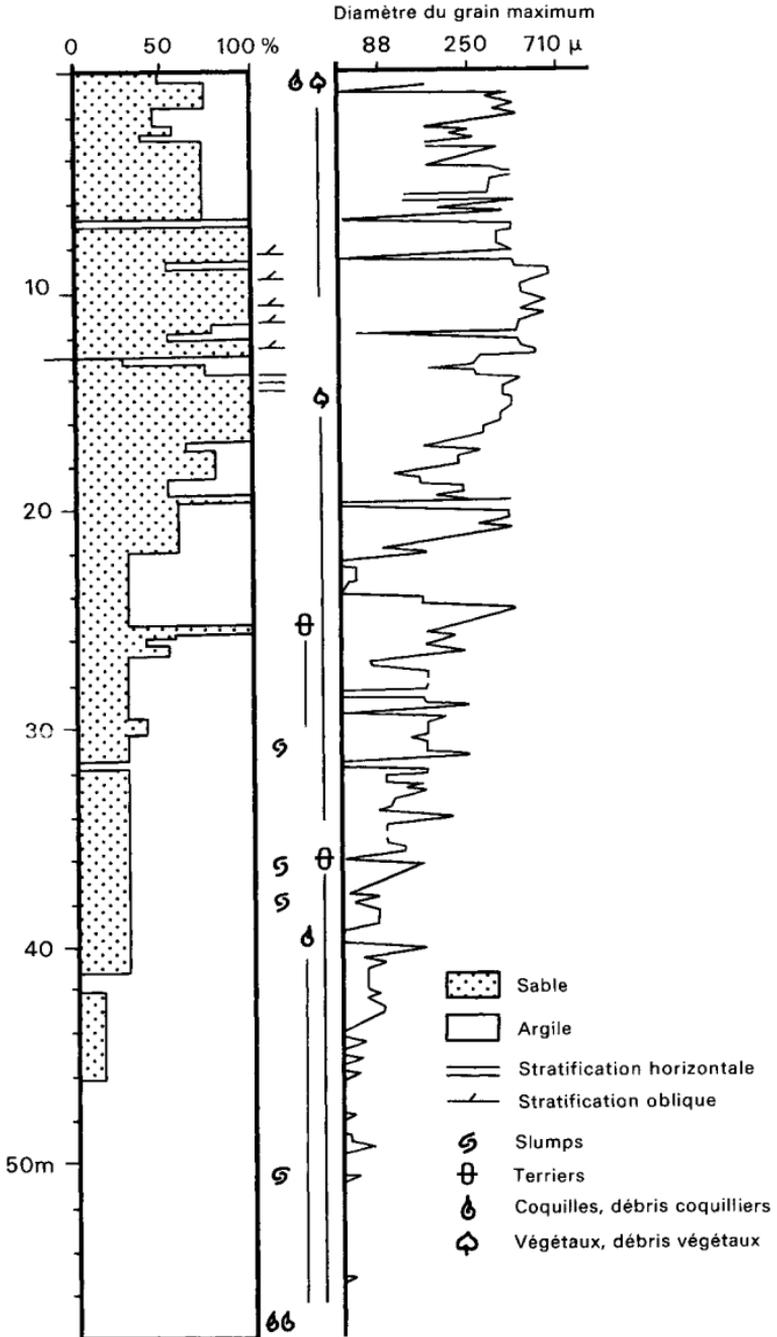
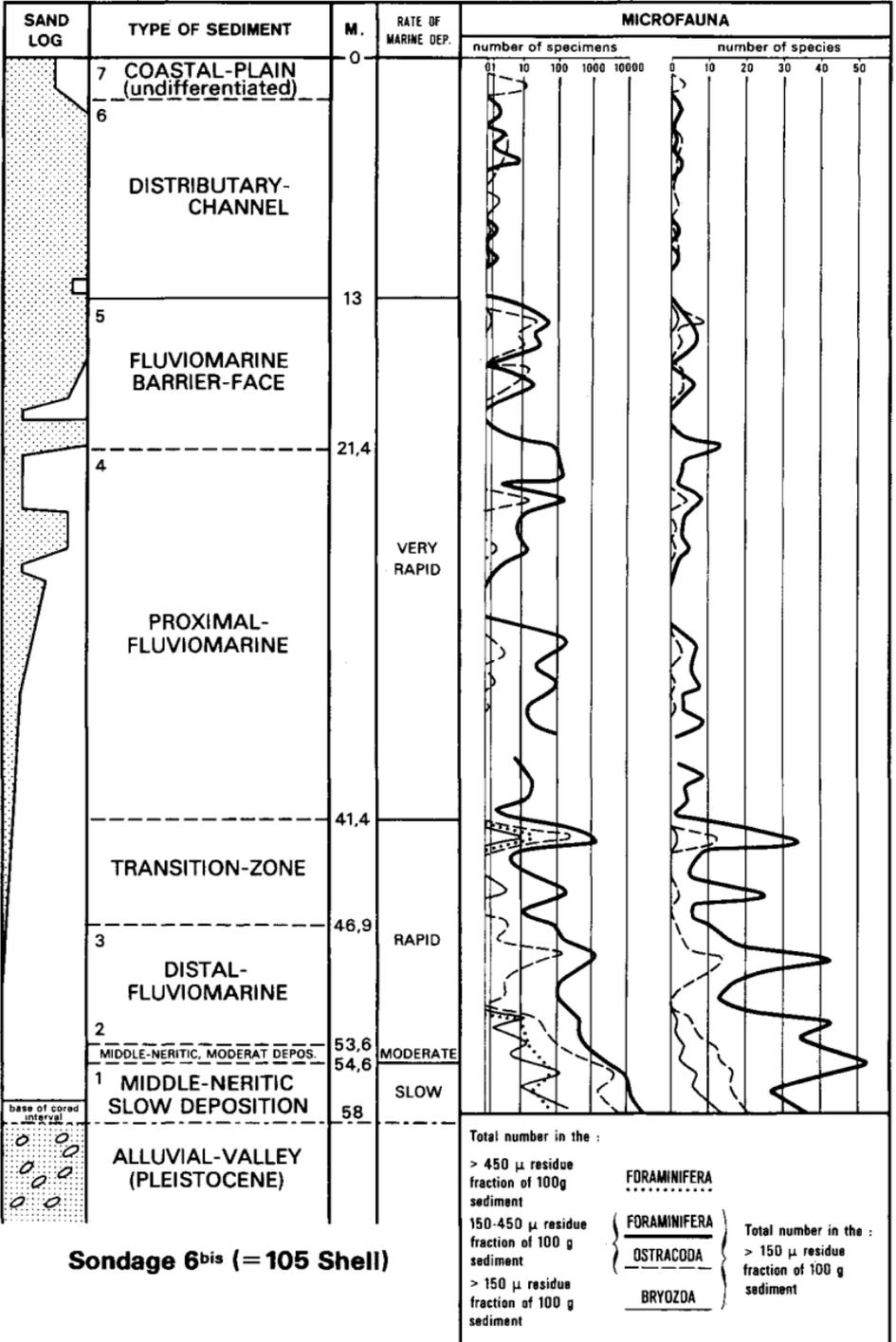


Fig. 3bis

Diagramme de microfaune et environnements correspondants

(d'après R. Lagaij et F.P. Kopstein, 1964).



**Sédiments holocènes.** Deux environnements principaux s'opposent au sein du delta : l'environnement marin générateur de cordons sableux alignés suivant une direction sensiblement est-ouest et l'environnement fluvial sécant par rapport au premier, dont les dépôts tendent à éroder, cloisonner, recouvrir et colmater les sédiments antérieurs. Ces deux environnements de base, et tous les intermédiaires qui existent entre eux-ci, déterminent les divers faciès du delta. Des données relatives aux caractéristiques de ces sédiments sont regroupées sur le tableau I.

#### *Faciès du domaine littoral*

**Mz1, Mz2. Sables du bourrelet de plage et sables de l'arrière-plage.** Les sables du bourrelet sont très uniformes. Ils sont bien classés (cf. fig. 4 et tableau I des résultats). Le diamètre oscille entre 210 microns (fond du golfe de Fos) et 245 microns à proximité de l'embouchure, là où l'effet des houles se fait le plus sentir (plage Napoléon). Ces sables proviennent essentiellement du tri et du transfert littoral des sédiments amenés par le Rhône ; des concentrations de minéraux lourds s'y observent.

Ils peuvent être, pour une faible part, issus du remaniement de sables déposés antérieurement (plates-formes sous-marines formées à partir des anciens promontoires deltaïques du Rhône de Pégoulie et du Vieux Rhône ; cf. fig. 6 et 7).

En arrière du bourrelet de plage existe une zone plate plus ou moins étendue, fréquemment inondée (en période de pluie et lorsque les vents soufflent du Sud). Là, se trouvent des sables (Mz2) de même origine que ceux notés Mz1, un peu moins bien triés et très légèrement vaseux.

#### *Minéraux lourds des plages de l'embouchure du Grand Rhône*

Constituants lourds dominants : grenats, ilménite, magnétite, épidotes.

Constituants fréquents : amphiboles (hornblende verte et plus rarement glaucophane), pyroxènes (augite brune et verte, diopside, hypersthène), leucoxène, zircon, rutile, spinelles bruns (chromifères probables), spinelle vert, péridots (vers le pôle forstérite).

Constituants rares : andalousite, sillimanite, disthène, staurotide, tourmaline, biotite, chlorite, anatase, brookite, hématite, pyrite oxydée, monazite, carbonates, sphène.

**Mz1G. Cordons à galets.** Ils sont limités à quelques petites anses de la bordure orientale du golfe de Fos. Des galets se mêlent également aux sables littoraux sur la plage de Fos.

**Mz3. Sables d'anciens cordons littoraux.** La surface des anciens cordons se situe à une altitude nettement supérieure à celle du 0 NGF. La partie supérieure de ces cordons est formée le plus souvent d'une succession de lits de sable remaniés par le vent. On trouve parfois de minces paléosols au sein de ces sables (tranchées de Fos).

Ces sables ont des caractéristiques très proches de celles du faciès décrit précédemment. Le schéma de répartition des anciens cordons et son interprétation ont été étudiés (Kruit, 1955 ; Bertrand et L'Homer, 1975).

**Mz4. Sables limoneux des dépressions au sein des cordons.** Ces sables se distinguent des précédents par un taux de lutite notable. Leur répartition est étroitement liée à la morphologie. Étant situés à une altitude légèrement inférieure à celle des sables Mz3 dont ils forment l'auréole, ces sables ont une plus grande aptitude à être recouverts de limons fluviaux ou palustres, en particulier dans les zones de colmatage.

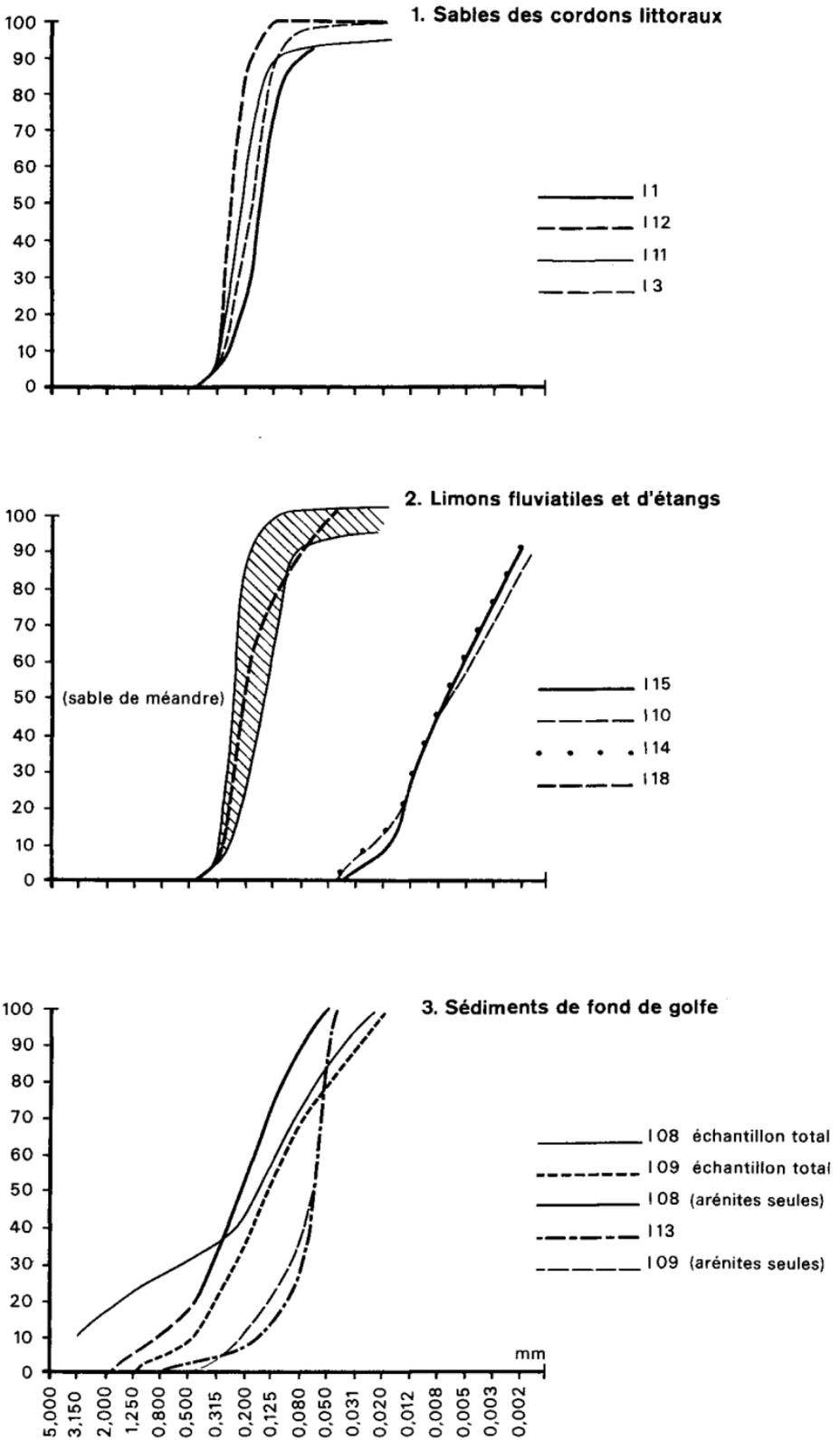
**Nmz. Sables éoliens des dunes littorales.** Les dunes sont surtout développées en arrière des bordures de plage situées de part et d'autre de l'embouchure. Des nappes de sables éoliens, bien reconnaissables sur les photos des missions aériennes anciennes, par leur forme en *dents de scie* caractéristique, ont été également rattachées à ce faciès des nappes, surtout bien développées dans la zone située entre la bordure de la Crau et le Grand Rhône. Elles sont orientées suivant la résultante des directions des deux principaux vents de la région (le *mistral* soufflant du N.NW et le *marin* soufflant du Sud-Est).

Tableau I - Tableau comparatif d'analyses de sédiments holocènes

Définition des sédiments	N° Echant.	CO <sub>2</sub> -Ca (%)	% en rudites > 2 mm	% en arénites 2 mm - 50 μ	% en lutites (1) < 50 μ	% en argiles (1) < 2 μ	Médiane (mm)		Mode mm
							s/arénites	s/éch. total	
Littoral	1-12	22	0	99,6	0,4	0	0,245	-	0,252
	1-11	-	0	93,0	7	0	0,220	-	0,252
	1-1	29	2,83	91,0	2	0	0,167	0,107	0,157
Eolien littoral	1-3	-	0	99,0	1	0	0,180	-	0,157
Lagune littorale	1-9	31	0	8,1	91,9	4,2	0,072	0,013	0,016
	1-10	33	0	0	100	6,5	-	0,007	0,016
	1-13	39	0	7,1	92,9	3,2	0,069	0,016	0,016
Palustre et marais salant	1-8	34	3	27,4	69,6	2,1	0,222	0,015	0,010
	1-14	31	0	0	100	9,1	-	0,007	0,016
Fluvialité	1-18	29	3	65,4	31,6	0,5	0,213	0,138	0,252
	1-15	39	0	0	100	6,8	-	0,007	0,016
	1-17	28	0	45,8	54,2	-	0,145	-	0,157

(1) % de lutite incluant la fraction argileuse.

**Fig. 4 - Courbes granulométriques (fréquences cumulées).**



**Rmz3. Sables remaniés d'anciens cordons.** Sous l'effet des vents violents, les sédiments des bordures des étangs (sables de faciès Mz4, Mz3, NMz) peuvent être érodés et redistribués dans les étangs en concourant à leur comblement (chapelets d'îlots de l'étang du Jonquier au Sud-Ouest qui appartiennent à un ancien cordon).

**Mz5. Dépôts limoneux marins.** Ces vases constituées en majeure partie de limons fluviatiles recyclés en milieu marin (cf. courbes granulométriques de la fig. 2) s'accumulent dans les zones très abritées (arrière de la flèche de la Gracieuse, canal de Caronte). Lorsque le niveau d'accumulation de ces dépôts vaseux dépasse le niveau moyen des eaux marines une végétation halophyte s'y installe conférant à l'environnement un aspect de schorre.

Ces sédiments contiennent plus de 90 % de lutites, et le pourcentage de la partie inférieure à 2 microns peut dépasser 4 %.

La médiane oscille entre 16 et 12 microns. Le taux de carbonate est relativement élevé (jusqu'à 39 %). Les argiles y sont représentées par l'illite, majoritaire, et la kaolinite. Ces dépôts limoneux contiennent une microfaune riche :

— Ostracodes : *Cyprideis torosa* (abondant), *Leptocythere pellucida* (assez rare), *Loxocoelha elliptica* (rare) ;

— Foraminifères : *Ammonia tepida* (assez rare), *Protoelphidium depressulum* (abondant), *Elphidium littorale* (rare), *E. crispum* (rare), Miliolidés (rare).

Cette association indique déjà un milieu un peu restreint (*cachet* meso-hyalin avec influences marines).

**Mz3G. Anciens cordons à galets et coquilles.** Deux cordons distincts ont été reconnus à la faveur des travaux d'excavation du canal de Port-de-Bouc à Arles, qui les recoupaient en profondeur.

Le premier situé à l'Est de Grand Boisvieil doit exister entre 2,5 et 3 m sous la surface. Il est fait de petits galets et graviers et d'accumulation de coquilles d'environnement saumâtre.

Le deuxième, d'extension plus importante, est visible à la station de pompage près du Relai. Il est constitué de petits galets de matériaux duranciens (quartzites, gneiss, variolites) à matrice sableuse qu'accompagnent des sables vaseux gris bleuté à faune riche. Ce cordon dont le sommet a été recoupé à 2,30 m de la surface avait été déjà signalé par C. Duboul-Ravazet comme constituant le soubassement de l'île de Lansac<sup>(\*)</sup>. Cet auteur rattache à ce cordon un autre pointement de galets, situé plus à l'Ouest près du mas de Laget.

La faune contenue, très semblable à celle de cordons anciens situés sur le territoire de la feuille Grau-du-Roi, est la suivante (C. Duboul-Ravazet) : *Cardium edule* L., *Pectunculus insubricus* Br., *Cerithium vulgatum* Burg., *Loripes lacteus* L.

Les deux cordons doivent avoir une orientation plus ou moins oblique par rapport à celle du canal. Ils balisent d'anciens rivages correspondant à des stationnements de la mer à des niveaux proches de l'actuel alors que l'appareil deltaïque était bien moins développé qu'aujourd'hui et que le débouché principal du Rhône se trouvait beaucoup plus à l'Ouest.

Les anciens cordons, remaniant des éléments de la Crau, et les sédiments de sables fins vaseux gris bleuté *Cardium* indiquent qu'à une époque relativement récente le golfe de Fos s'étendait nettement plus au Nord suivant une baie à fond plat, limitée à

(\*) Les bouleversements intervenus depuis l'aménagement de la région de Fos (couverture de remblais) n'ont pas permis de retrouver le site exact du cordon de la « Condoulière » à *Pecten glabert* signalé par Denizot (1959) comme culminant à 3 mètres. Il est vraisemblable qu'il s'agit du même cordon autrefois visible à l'île de Lansac. Des déblais trouvés à proximité de ce lieu, comprenant des galets duranciens et des fragments de tuiles roulées, coïncident avec la description de Denizot. Ils sont quelque peu différents des matériaux reconnus en profondeur à la station de pompage ; il n'est donc pas prouvé que ces deux dépôts appartiennent au même cordon. Étant donné la disposition morphologique, les sables à galets de la station de pompage seraient plus vieux que ceux de l'île de Lansac.

l'Est par les bordures de la Crau et les restes de dépôts antérieurs (zones tourbeuses). Les alignements de dépôts sableux (Mz3) recouverts de limons (LMz1) figurés parallèlement à la bordure de la Crau sont extrapolés de l'interprétation des photos aériennes et n'ont été vérifiés que pour la portion au Sud de Porcelette.

#### *Faciès du domaine des étangs salés*

LMz1. *Limons argilo-sableux*. Reposant généralement sur des sables de faciès Mz4, ces sédiments représentent le dernier terme de l'environnement littoral tout en assurant la transition avec l'environnement palustre auquel on passe graduellement par dessalure progressive des eaux. La nature de ces dépôts occupant les zones les plus déprimées varie avec l'environnement. Très fins à dominante limoneuse, sur la bordure de la Crau, ils contiennent encore une portion notable d'arénites (~ 15 à 30 %) dans les étangs salés entre les cordons littoraux.

Dans ce dernier cas, on y observe souvent la présence de coquilles de petits *Cardium* à test mince et une microfaune(\*) de type méso- à oligo-hyalin :

— Ostracodes : *Cyprideis torosa* (rare à abondant), *Loxococoncha elliptica* (rare) avec, pour les faciès les plus dessalés, *Candona angulata* (rare).

— Foraminifères : *Ammonia tepida* (rare à abondant), *Protoelphidium depressulum* (rare).

Cette association regroupe des espèces capables de supporter de fortes variations saisonnières de salinité.

Les argiles sont encore représentées par l'illite dominante associée à de la kaolinite avec une faible proportion d'interstratifiés irréguliers illite-montmorillonite.

#### *Faciès du domaine fluvial*

##### *Eaux douces*

FzR, Fz1R. *Limons, silts et sables*. Développés de part et d'autre du lit du Grand Rhône (levées fluviales) ou encadrant ses anciens cours, ces sédiments se sont toujours mis en place au détriment d'un schéma préexistant qu'ils ont effacé ou oblitéré. Les coupes verticales des levées donnent classiquement la succession suivante de bas en haut : sables fluviales, sables et silts limoneux en alternance, puis des doublets silts-limons et, au sommet, des limons plus ou moins silto-micacés. Les sables sont généralement moins bien triés que les sables des cordons ; la médiane se situe en moyenne vers 220 microns. Les limons de crues contiennent jusqu'à 100 % de lutites avec un taux de carbonate allant de 35 à 40 %.

Les berges inondables (Fz1R) sont généralement recouvertes d'une végétation dense.

Le mécanisme des inondations périodiques permettait, avant l'endiguement, l'apport régulier de limons. Latéralement aux levées, ces dépôts fluviaux décroissent rapidement d'épaisseur et viennent se superposer aux dépôts antérieurs à la venue du fleuve ou contemporains, mais latéraux (cas des dépôts palustres actuels).

Lorsque le recouvrement de limons fluviaux est inférieur à 30 cm, un figuré hachuré ( $\frac{FzR}{Mz4}$ , par exemple) a été adopté faisant apparaître la limite d'influence des anciennes crues. Dans la moitié nord de la feuille, au-delà de la limite septentrionale des cordons, les limons fluviaux recouvrent, de part et d'autre, des terrains palustres. Le contact s'observe aisément : sous les limons fluviaux gris-brun, d'aspect terreux, apparaissent brutalement des limons palustres gris bleuté plastiques, marqués au voisinage de la zone de contact par des *veinages* d'oxydation.

Fz2R, Fz3R. *Limons de colmatage d'anciens bras*. Les limons fluviaux, au sein des levées, se développent principalement en sommet de séquence. Mais ils peuvent exister

(\*) Ces variations de milieu peuvent tout aussi bien se suivre par des études malacologiques : cf. travaux de J. Barrière, CNARBL. L'étude des associations microfaunistiques a été très poussée par C. Kruit (1955).

sur plusieurs mètres d'épaisseur dans les anciens lits ou diramations<sup>(\*)</sup> du fleuve, par suite de la décantation des eaux turbides. La distinction de ce faciès présente l'avantage de faire nettement apparaître l'emplacement des anciens cours du Rhône.

**F<sub>Z4R</sub>. Sables fluviatiles plus ou moins éolisés.** Sables d'anciens bancs fluviatiles constituant souvent l'auréole et les matériaux d'approvisionnement des dunes de sable du domaine fluviatile. Ils apparaissent en nappes allongées parallèlement aux lits du fleuve et marquent généralement l'emplacement d'anciennes îles. Ils affleurent également dans les méandres (partie convexe).

**N<sub>FzR</sub>. Sables fluviatiles accumulés en dunes.** Plus ou moins étroitement liés aux faciès précédents dont ils dérivent. La dune la plus typique, recouverte d'une végétation dense<sup>(\*\*)</sup>, se trouve au mas de la Forêt. La rétention par les sables, à la base des dunes, d'une lentille d'eau douce provenant des précipitations permet le maintien de cette végétation.

Les dunes de faible importance sont couvertes d'une végétation herbacée (*prairie ammophile*). Des dunes et nappes de sable existent également près de la Commanderie et de la tour de Cazeau. De courts sondages n'ont pas permis de se faire une opinion valable sur l'origine des accumulations de sable situées au Nord de Cassaire. De faciès fluvio-éolien en surface, il n'est pas exclu qu'elles reposent sur un ancien cordon sableux en profondeur.

*Associés aux embouchures*

**FM<sub>Z1</sub>, FM<sub>Z2</sub>. Limons d'embouchure.** Aux débouchés actuels ou anciens du fleuve, alternent les influences prépondérantes du fleuve (périodes de crues) et de la mer (élévation du niveau marin par suite de fort vent soufflant du secteur sud). Les dépôts de levées (FM<sub>Z1</sub>) et surtout les dépôts de colmatage (FM<sub>Z2</sub>) sont sensibles aux influences marines (vases fines très *collantes* et sulfureuses).

**Faciès du domaine palustre**

*Secteurs anciennement inondables par le Rhône*

**FL<sub>ZR</sub>. Limons « mixtes ».** En limite des domaines palustres et fluviatiles, les faciès ne sont pas nécessairement tranchés. On observe alors en sondage des limons où les deux influences alternent puis se mêlent. Ces limons sont de teinte gris-brun verdâtre, faiblement plastiques.

**LF<sub>ZR</sub>. Limons palustres.** De teinte gris verdâtre à gris bleuté caractéristique (sulfures de fer réduits), ils sont très plastiques (consistance de pâte à modeler) et contiennent quelques petits Gastéropodes d'eau douce (Hydrobies). Ces dépôts s'accumulent dans les dépressions interfluves, occupées aujourd'hui par des marais restreints mais qui étaient régulièrement inondés avant l'endiguement du fleuve et l'installation du réseau de canaux de drainage (cf. fig. 5).

*Bordure de la Crau*

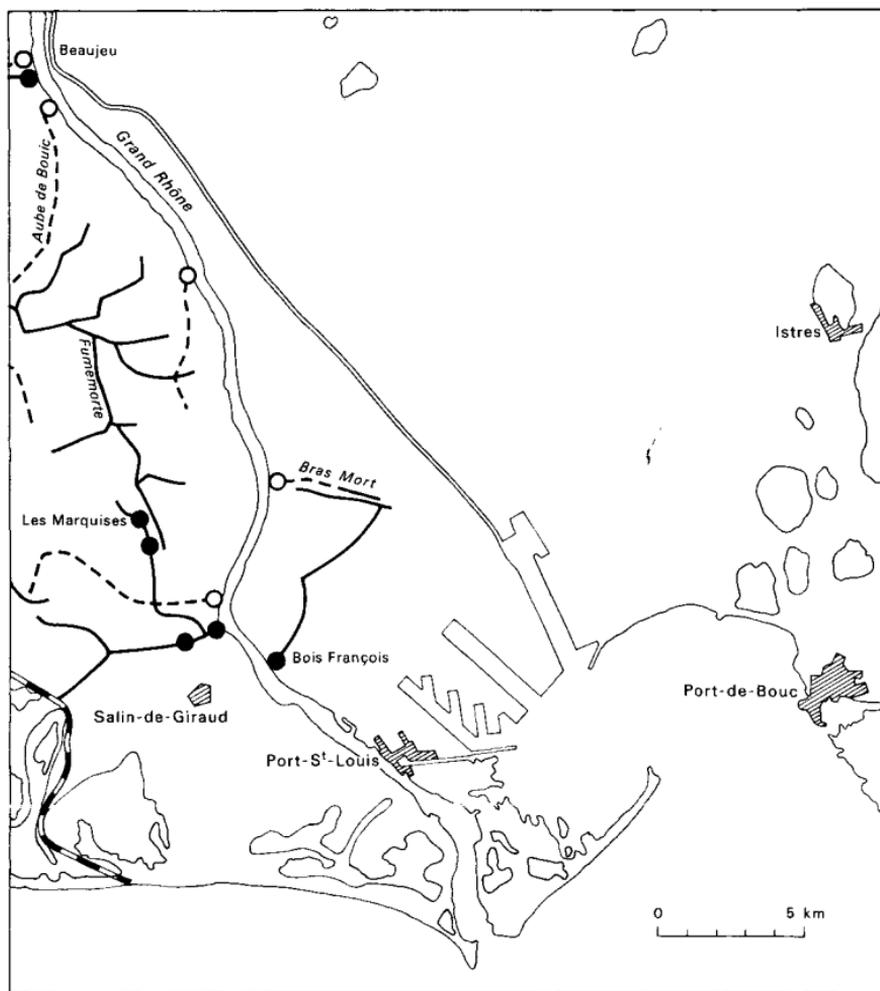
Des différences de faciès assez tranchées entre des sondages effectués en s'éloignant de la bordure de la Crau, tout comme la forme de la bordure des tourbières et certains traits relevés sur les photos aériennes nous font supposer qu'il existe en bordure de Crau un *talus masqué*, témoignant de l'existence d'un ancien rivage. Un contour d'ancien littoral, très approximatif, a été figuré pour matérialiser cette hypothèse.

**Tz. Tourbe.** La tourbe affleurerait largement en bordure de la Crau, au Nord de Fos, avant les travaux de terrassement du Port Autonome. Vers le Sud et l'Ouest, elle se trouvait recouverte par les sables de cordons récents (la tourbe se rencontrait de 0,30 à 2 m de profondeur). Les contours de ces horizons tourbeux ont été obtenus en exploitant les données de sondages communiquées par le Port Autonome de Fos.

(\*) Ramifications fluviatiles dans un delta.

(\*\*) Végétation mixte de dunes et de ségonnaux (levées naturelles) du fait de la proximité du Rhône, comprenant notamment des peupliers blancs, des chênes pubescents, des ormes, mais également des pins et des joncs.

Fig. 5 - Réseau d'irrigation et de drainage



Rapport Camargue, 1970

- - - - Principales stations de pompage et canaux d'irrigation
- - - - Principales stations de pompage et canaux d'assainissement
- ▬ Digue à la mer

La situation de cette tourbière et son développement s'expliquent par l'alimentation permanente en eau douce fournie par les émergences de la nappe de la Crau. Pour que l'eau ait été retenue suffisamment en avant de la Crau, favorisant le développement d'une vaste tourbière, il fallait qu'existât, à cette époque, un barrage (cordons littoraux) l'isolant ainsi de la mer (cf. analyse pollinique, H. Triat, 1975).

La tourbe, gênante pour les fondations, a été ôtée dans certains secteurs.

Un autre pointement de tourbe à Roseaux (1,85 m d'épaisseur) a été reconnu le long de la Crau, plus au Nord, dans la zone des résurgences de la nappe appelée *Laurons*. Les difficultés d'accès à cette zone n'ont pas permis de reconnaître l'extension de cette tourbière.

Au Sud de Capeau, dans le marais, un niveau de tourbe recouvert de vase gris bleuté plastique a été également recoupé de 2,60 à 0,4 mètre.

*Age de la tourbe.* L'analyse pollinique du gisement de Fos-sur-Mer par H. Triat (1975) sur une épaisseur de 4,80 m, là où la tourbe repose directement sur le poudingue quaternaire de Crau, retrace l'histoire de la végétation de ce secteur depuis 6000 ans. L'association pollinique de la base, à - 4,25 m, correspond à une végétation très comparable à celle existant actuellement sur les dunes de la partie méridionale du delta (*Juniperus*, *Phillyrea angustifolia* et *Pistacia lentiscus*). La variété d'herbacée est également typique de la ceinture des dunes.

Ceci conduit cet auteur à supposer qu'à cette époque(\*) un complexe dunaire important séparait la zone marécageuse de Fos du littoral, alors lointain. Une datation par radiocarbone au niveau - 4,10 m de la coupe a donné un âge de  $5600 \pm 150$  B.P.. A la cote - 1,20 m, apparaissent les premiers témoins de l'activité humaine.

*Secteur des étangs de la bordure orientale*

*Cz. Limons d'origine colluviale développés autour des étangs*

#### Dépôts anthropiques

**Remblais de sédiments dragués (secteur de Fos).** Des volumes considérables de sables fins et de sables vaseux ont été enlevés lors du creusement des darses(\*\*).

Ces remblais recouvrent notamment l'ancien pointement de calcaire à faciès urgonien de la Roque-de-Dour, arasé dès le début des travaux de Fos. Ces remblais holocènes ont souvent été garnis en surface de cailloutis de Crau qui les stabilisent (chaussées, implantations industrielles).

X, Xc. **Remblais.** Zones remblayées à la suite de travaux de terrassements, de réalisation de surfaces imperméabilisées importantes, d'aménagement de dépôts de matériaux. La surcharge Xc intéresse les berges du canal d'Arles à Bouc entre Port-de-Bouc et les salins de l'Estomac et concerne un matériau bégudien utilisé en masse.

X1. **Limons d'irrigation sur les cailloutis de Crau.** Ces limons proviennent de l'altération des galets calcaires et de l'apport par les eaux d'irrigation (canaux de Blanqueiron, de Craponne, de Boisgelin, d'Istres, de Saint-Mitre, de Martigues,...).

**Marais salants.** Les exploitations de marais salants ont donné lieu à des modifications des dépôts en surface. Les tables saunantes nécessitent, en effet, un fond assez imperméable donc limoneux qui doit être entretenu et égalisé. Un figuré rajouté souligne clairement les zones de marais salants.

(\*) Soit vers 6000 B.P., ce qui coïnciderait assez bien avec les datations (6400 B.P.) des cordons les plus anciens affleurant immédiatement au Nord d'Aigues-Mortes (F. Bazile, 1973).

(\*\*) Le dessin des quais en bordure de l'ancienne plage de Fos, inexact, correspond aux prévisions antérieures.

## NATURE DES DÉPÔTS ET ÉVOLUTION RÉCENTE DES FONDS DU GOLFE DE FOS

La nature des fonds est schématiquement définie selon la richesse en lutites de la fraction inférieure à 2,8 mm des sédiments, ainsi que par les aspects bionomiques dominants des substrats. Les classes granulométriques utilisées sont celles préconisées par le B.R.G.M..

### Apports terrigènes rhodaniens

La fraction limoneuse de ces apports, par sa large dispersion en mer au sein des eaux turbides, est à l'origine d'une sédimentation vaseuse qui se développe soit dans la partie médiane du golfe en raison de sa profondeur, soit dans une cellule de décantation née de l'abri de la flèche de la Gracieuse. Ce type de sédiment riche en lutites n'est pas particulier au golfe de Fos. Il correspond aux fonds de *vases terrigènes côtières*, véritables marnes en formation, qui s'étalent sur le plateau continental, au large du delta du Rhône.

En 1964 (fig. 6), avant le début des travaux d'aménagement portuaire, les vases pures (plus de 90 % lutites) et les vases bioclastiques (90 - 75 %) recouvraient la quasi-totalité des fonds. Ces dépôts de lutites étaient divisés en deux aires par une bande de vases sableuses (75 - 50 %) dont l'*épave dorsale*, constituée de sables vaseux (50 - 25 %) à fraction sablonneuse (0,125 - 0,063 mm) dominante, reliait la pointe de la Gracieuse à la plage de Fos.

En 1971, ces divers types de sédiments montrent une répartition nouvelle. Les vases pures ne dépassent pas, vers le Nord, l'isobathe 50, sauf au large du they de Roustan et dans l'anse du Repos. La zone médiane occupée précédemment par les vases pures est recouverte par une aire de vases sableuses passant localement à des sables vaseux. A la fraction sableuse très hétérométrique de ces faciès mixtes, s'ajoute une forte proportion de graviers ainsi que de nombreux galets caractéristiques du cailloutis de Crau. Ce sédiment hétérogène correspond à un dépôt artificiel : l'aire centrale de *vases terrigènes côtières* du golfe de Fos est utilisée comme zone d'épandage des matériaux issus du creusement du chenal d'accès aux darses.

En 1975, les travaux de dragages touchent à leur fin. Dans le Sud du golfe on observe une extension de la zone d'épandage qui, vers l'Est, vient recouvrir partiellement les faciès du détritique côtier. Dans le Nord du golfe, la tendance à l'envasement s'accroît.

La fraction sableuse des apports rhodaniens, par son dépôt à peu de distance de l'embouchure, donne naissance aux fonds de sables fins et très fins du talus deltaïque de Roustan. Ce type de matériel se retrouve encore de nos jours, bien que mis en place de 1842 à 1895, sur tout le platier arasé de l'ancien delta de Peygoulier, ainsi qu'à l'emplacement du promontoire de Faraman, progressivement démantelé depuis l'abandon, en 1711, du *Bras de Fer* (dernier méandre du Vieux Rhône, feuille Les Saintes-Maries).

### Fonds biogènes du littoral de la Nerthe

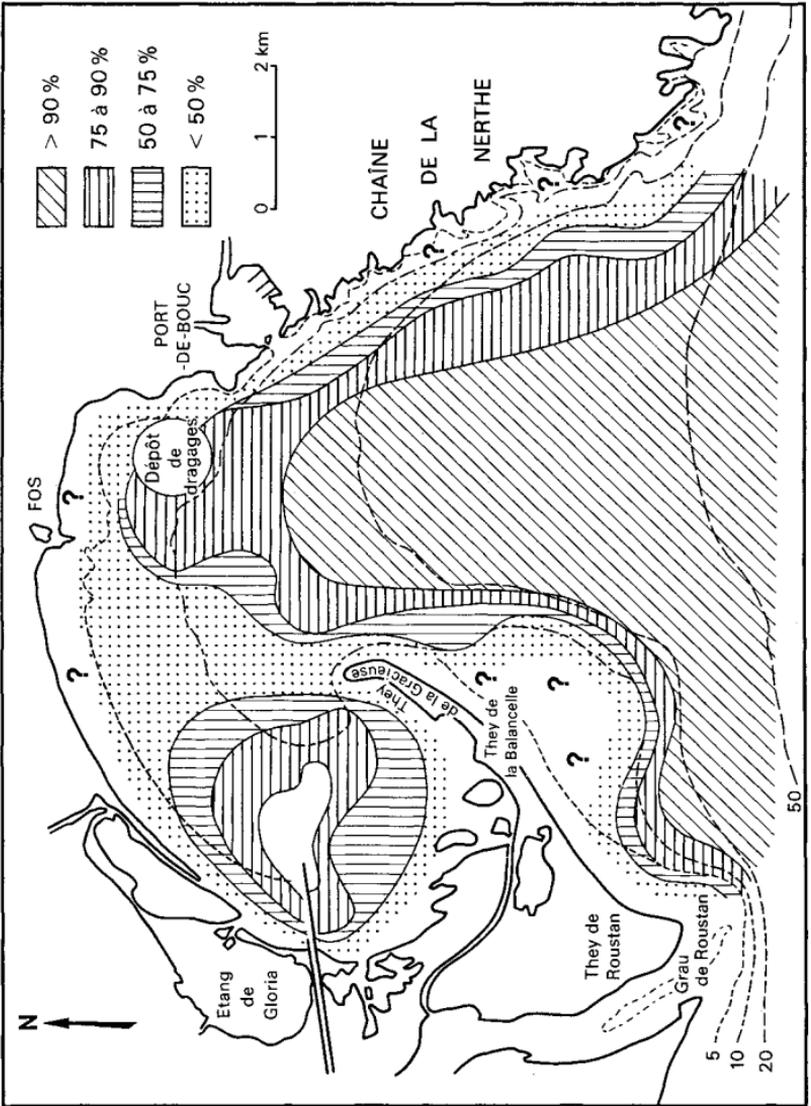
Le secteur, soumis à de violents courants et dérives lors des tempêtes de mistral (N.NW) ou de Sud-Ouest, montre une succession de biotopes infra- et circa-littoraux parallèles au rivage.

Les fonds rocheux sous-marins (ragues) prolongent les affleurements visibles à la côte : dalles de molasse miocène, conglomérats bégudiens au Nord de Bouc.

Les herbiers à *Posidonia oceanica* forment une ceinture continue dans laquelle se piège un matériel bioclastique (formation de mattes). Ces *prairies* sous-marines, dont le rôle de réserve biologique est fondamental, sont localement dégradées par les pollutions (passe de Bouc, anses de Canal Viel et des Laurons) ou en cours de disparition dans le Nord du golfe (mattes de Saint-Gervais).

**Fig. 6 - Répartition de la fraction fine des sédiments (< 63 $\mu$ )**

État en 1964 (d'après Roux, 1972)



Les concrétionnements *coralligènes* donnent des fonds vifs, typiquement biogènes. Il s'agit de « calcaire caverneux en construction, à base d'Algues encroûtantes, Bryozoaires, Madréporaires, Alcyonaires ». Leur érosion par les agents biologiques (lithophages) et hydrodynamiques (courants de décharges, etc.) fournit un matériel graveleux qui tapisse les sillons et, mêlé aux apports des chenaux d'herbiers, passe sans transition nette aux faciès du détritique côtier.

Le détritique côtier correspond à « des sables et graviers hétérométriques, d'origine à la fois biogène, autochtone ou allochtone, et terrigène minérale ». Vers le large, ce biotope s'enrichit en lutites et se charge en fibres de Posidonies pour donner un *détritique côtier envasé* qui passe progressivement aux faciès bioclastiques des vases terrigènes côtières.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### GÉOLOGIE STRUCTURALE

Au Sud-Est de la feuille, la région de Lavera et du cap Couronne représente la terminaison du massif de la Nerthe (dit encore chaînon de l'Estaque), qui appartient au domaine du cadre montagneux de Marseille, tout en constituant avec l'Étoile qu'elle prolonge à l'Ouest, la bordure méridionale du bassin de l'Arc et de Berre.

L'extrémité occidentale de la Nerthe apparaît comme une zone anticlinale complexe ; les compartiments y sont limités par des failles s'allongeant parallèlement à l'orientation générale est-ouest de la structure.

*Le versant nord* est une unité monoclinale crétacée représentant le flanc sud du large synclinal de l'étang de Berre. En bordure du bassin de Saint-Pierre, la réapparition locale de l'Urgonien et de l'Aptien est due à un affaissement et non à une retombée anticlinale. Les divers termes du Crétacé ont été plissés, puis dénivelés par de puissantes failles.

*La partie médiane* correspond à l'extrémité ouest du bassin oligocène de Saint-Pierre affaissé en *touches de piano*.

*La zone méridionale*, la plus complexe, est dans cette terminaison occidentale très largement masquée par des dépôts miocènes.

Dans l'angle nord-est apparaît la terminaison occidentale du chaînon est-ouest de la Fare, dont la partie nord est masquée par les formations tertiaires et quaternaires de la bordure nord de l'étang de Berre et de la Crau. C'est un pli anticlinal dont on peut observer, entre Saint-Chamas et Cornillon-Confoux, l'envoyage périclinal vers l'Ouest, haché de petites failles nord-sud.

En grande partie masquées par l'étang de Berre, les formations du bassin de l'Arc sont ici exclusivement constituées de Bégudien (Maestrichtien continental). Ces formations sont plissées en un large synclinal d'axe est-ouest, dont le flanc sud est plus accentué et s'appuie sur la Nerthe. Son épaisseur maximale a été rencontrée au sondage de Gonon, près de Fos : 580 mètres.

La transgression miocène a recouvert les trois unités précédentes : il en résulte une série de petits reliefs tabulaires, entaillés par des vallées sub-méridiennes et qui sont jalonnées par les étangs.

### DÉFORMATIONS PLIO-QUATÉRNAIRES

Il est admis depuis longtemps que les dernières déformations importantes remontent à la fin du Villafranchien. En effet, les cailloutis de la vieille Crau (Villafranchien) présentent un pendage appréciable sur le flanc sud des Alpilles (*cf.* carte Eyguières). Divers faits contraignent à envisager l'éventualité de légers réajus-

tements, de faibles gauchissements au cours du Pléistocène. Ceux-ci permettraient notamment d'expliquer la dérive progressive des différentes nappes de la paléo-Durance vers le Sud et le chenal de la paléo-Durance suivant la bordure méridionale de la jeune Crau (cf. cartouche « Isopaques »).

Signalons, à l'Est de l'étang de Berre, des observations qui tendent à démontrer la possibilité de mouvements récents affectant des cailloutis attribués d'abord au Pontien mais dont l'âge wurmien serait indiscutable (P. Gabert, 1965, 1966). Ces déformations avec rejeu d'accidents sont également invoquées pour avoir contribué à la formation des dépressions situées entre Fos et Saint-Chamas.

Il a été démontré à l'échelle du littoral méditerranéen que les hauts niveaux marins quaternaires (Calabrien, Sicilien) ont été le siège d'une légère subsidence, la zone la plus déprimée se situant entre Marseille et l'étang de Berre (Bonifay, 1967). L'éventualité d'une subsidence affectant les dépôts holocènes a aussi été évoquée<sup>(\*)</sup>. Différents éléments, dont certains obtenus dans le cadre des levés géologiques, permettent d'envisager l'existence effective d'une légère subsidence différentielle n'affectant que la partie orientale du delta :

- 1) migration du lit principal du Rhône vers l'Est ;
- 2) altitude située sous le niveau actuel de la mer des anciens dépôts datés — 6000 ans (tourbes ou ancien cordon coquillier) alors qu'à Aigues-Mortes, ils sont nettement au-dessus ;
- 3) vestiges de l'Antiquité situés sous 2 m et plus de sédiments, alors qu'ils affleurent plus à l'Ouest.

#### PROBLÈMES D'INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE

Un premier problème morphologique est posé par la présence des dépressions de la bordure orientale, occupées par des étangs. Plusieurs interprétations en ont été données. C. Gouvernet (1960), puis O. Leenhardt et R.M. Roux (1967) considèrent que ces dépressions, alignées du Nord-Ouest au Sud-Est et entaillant les terrains miocènes ou maestrichtiens jalonnent le tracé d'un réseau hydrographique pliocène s'écoulant en direction du Nord-Ouest. Au début des temps quaternaires, la subsidence rhodanienne attire vers l'Ouest les circulations fluviales actives et morcelle les anciens tracés. Des flexures très faibles sont invoquées pour expliquer les différences de cotes. « Chaque tronçon, isolé et gauchi évolue ensuite en dépression fermée... ». Certaines de ces dépressions sont ultérieurement colmatées par les sédiments amenés par la Durance et gisent sous la Crau.

P. Gabert (1965) fait intervenir également des réajustements néo-tectoniques suivant les alignements d'accidents préexistants. Arguant de plus que le fond de ces dépressions fermées est en dessous du niveau actuel de la mer, il considère qu'en période de bas niveau le soutirage des eaux par le réseau karstique affectant les calcaires urgoniens sous-jacents a pu contribuer à leur creusement. Notons au passage que le canal de Caronte a une profondeur de 27 mètres. Lors des stationnements marins inférieurs à cette cote l'étang de Berre était pratiquement sec. P. Gabert considère également que les phénomènes de déflation en période de bas niveau marin ont pu contribuer au creusement, compte tenu de l'orientation favorable des dépressions.

(\*) C'est la présence de ruines immergées comme à Fos, noyées dans les étangs (Fiélouse) ou recouverts parfois de 2 m d'alluvions (Carrelet) ainsi que le fait que le Grand Rhône soit un cours qui se dirige vers le golfe de Fos (zone de plus grande pente, donc d'affaissement maximum) qui a amené Oldham (1930) à conclure que la Camargue était le siège d'un notable affaissement historique (in Duboul-Razavet, 1956).

Un autre trait paléomorphologique apparaît sur la carte des isopaques des cailloutis de Crau (donnée en cartouche). Il est connu que la Durance était séparée du Rhône ; nous avons donc probablement affaire à un paléo-chenal(\*) de ce fleuve dont le débouché se raccordait peut-être à certains paléo-canyons reconnus, en bordure du plateau, par sismique (cf. J.P. Bertrand, A. L'Homer, 1975).

#### ÉVOLUTION DU LITTORAL ET DE L'EMBOUCHURE DU GRAND-RHÔNE

**Rappel de quelques données sur le Rhône(\*\*).** Les régions principales drainées par le système rhodanien couvrent le domaine alpin ; l'influence du plateau central situé à l'Ouest est bien moindre. Cette prépondérance du domaine alpin se marque bien, en particulier dans le cortège de minéraux lourds (cf. T.J. Van Andel, 1955). Ce fleuve franco-suisse est long de 812 km (dont 290 en Suisse). Il possède un régime complexe et contrasté du fait de ses affluents. Les premiers sont de type nivo-glaciaire, d'autres sont affectés par les pluies océaniques et les derniers sont surtout alimentés par les orages méditerranéens d'automne. De ce fait, les débits peuvent fortement varier d'une année à l'autre pour une même époque. Selon Chamley (1970), le débit annuel du fleuve peut atteindre 55 000 000 m<sup>3</sup>. La période d'étiage se situe généralement entre début août et fin septembre.

A Arles, en tête du delta, le fleuve se divise en deux bras.

Le Grand Rhône (50 km de long) a une profondeur d'une dizaine de mètres diminuant à l'embouchure (4 m). Sa largeur atteint 400 m au voisinage de son débouché dans la mer. Sa pente moyenne est de 10 cm/km. Son débit moyen est de 1400 m<sup>3</sup>/s à Arles ; dans les crues exceptionnelles, il peut atteindre 6300 m<sup>3</sup>/s. La charge solide annuelle transportée par le Grand Rhône était estimée à la fin du siècle dernier à 17 millions de mètres cubes. Depuis, le volume des sédiments amenés à la mer se serait fortement réduit à la suite des travaux de régularisation du cours du Rhône et d'équipement hydro-électrique réalisés par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR)(\*\*\*).

**Minéraux transportés par les eaux de surface du fleuve.** Ceux-ci ont été étudiés par H. Chamley (1971). Les eaux contiennent en quantité notable des quartz, des feldspaths plagioclases et de la calcite. Les minéraux phylliteux sont représentés principalement par l'illite et la chlorite, minéraux typiques du bassin versant, auxquels s'ajoutent des *complexes gonflants* comprenant de la montmorillonite mal cristallisée et des interstratifiés illite-montmorillonite. H. Chamley a montré l'existence d'un processus de sédimentation différentielle.

Les pourcentages de ces divers minéraux varient dans les dépôts fluviatiles en fonction du débit du fleuve. Un tri dynamique existe également dans la répartition des sédiments du large.

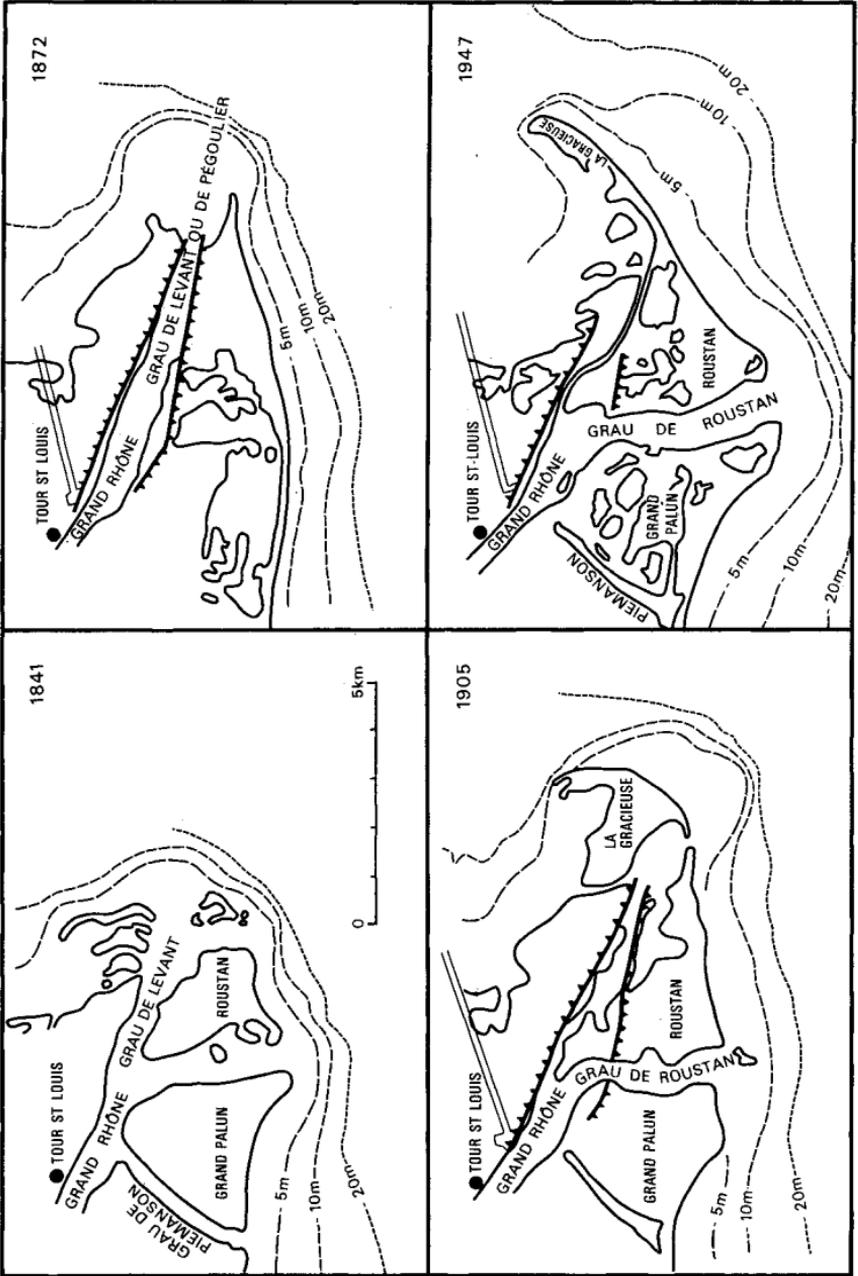
**Évolution des embouchures.** Les modifications rapides de ou des embouchures du Rhône, tangibles à l'échelle de la vie humaine et gênantes pour la navigation, ont été

(\*) Paléo-chenal lié à la mise en place de la nappe alluviale de la Crau de Miramas et débouchant à l'emplacement actuel du golfe de Fos en évitant le pointement urgonien par l'Est. L'examen des cartes Eyguières, Arles et Les Saintes-Maries fait apparaître l'existence plus au Nord d'un autre paléo-chenal pléistocène de la Durance.

(\*\*) Des données physiques sur l'environnement deltaïque sont fournies dans la notice de la feuille Les Saintes-Maries.

(\*\*\*) Suivant H. Pauc (1970), le volume des apports rhodaniens (dominance de limons de nos jours) ne serait plus que de 2 000 000 m<sup>3</sup>/an, soit le huitième de la valeur calculée par Surell au siècle dernier.

Fig.7 — Evolution des embouchures du Rhône (d'après C. Kruit, 1955)



relatées depuis la haute Antiquité (Pline l'Ancien, Strabon). Parmi les principaux auteurs modernes, qui se sont intéressés à cette question citons : E. Desjardins (1816), P. Georges (1935), C. Duboul-Razavet (1955), H. Pauc (1970), J.J. Blanc (1975), E. Vernier (1976).

L'implantation de l'embouchure du Grand Rhône dans la zone de Port-Saint-Louis est relativement récente (1711). Le fleuve gagnait précédemment la mer plus à l'Ouest par le Bras de Fer (cf. carte Les Saintes-Maries). Au cours du 18<sup>ème</sup> siècle le Grand Rhône possédait trois sorties naturelles (fig. 7)<sup>(\*)</sup>. La canalisation du fleuve vers l'Est (Rhône de Pégoulie) a été renforcée artificiellement pendant le 19<sup>ème</sup> siècle (digue de l'embouchure). L'encombrement de cette embouchure par des sédiments a provoqué le report du débouché principal vers le Grau de Roustan (1893) à l'emplacement qu'il occupe encore de nos jours. Les autres exutoires (Rhône de Pégoulie et Rhône de Piémanson) se sont alors colmatés progressivement.

**Évolution du littoral.** La présence du débouché du Rhône et ses vicissitudes ont directement conditionné l'évolution du littoral dans le secteur. A l'Est, à plusieurs époques, des flèches sableuses se sont constituées depuis l'embouchure pour empiéter sur le golfe de Fos (They de Brûle-Tabac, They de l'Annibal et actuellement flèche de la Gracieuse). Ces flèches, au terme de leur évolution, ont isolé des étangs (morphologie de type lido, exemple : étang de Gloria).

E. Vernier (1976) a étudié l'évolution ancienne et récente de la flèche de la Gracieuse.

A l'Ouest, au contraire, le rivage a reculé à la suite de l'abandon de l'embouchure du Bras de Fer (carte Les Saintes-Maries) et a dû être protégé (Digue à la mer, 1855). Des lignes de rivage datées, figurées en traits violets, indiquent les tracés approximatifs des anciennes lignes de côte.

## OCCUPATION DU SOL

### PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

**Préhistoire.** Les sites<sup>(\*\*)</sup> les plus connus sont :

- la Bricornie (Magdalénien, Azilien, Montanien) ;
- l'abri Capeau (Épi-Paléolithique, Azilien local et Montanien).

Des outillages néolithiques ont été trouvés à plusieurs reprises en bordure de la Crau.

**Archéologie.** Signalons tout d'abord qu'un mur situé en bordure de l'étang de Lavalduc a été pris autrefois pour un reste de quai. On avait cru voir là le site de *Maritima Avaticorum* (G. Denizot, 1959). Cette interprétation a été reconnue comme erronée, mais la mention en demeure sur la carte topographique.

(\*) « Vers la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle et au début du XX<sup>ème</sup>, on se préoccupe de l'ensablement continu des embouchures qui rend la navigation difficile à l'entrée du Rhône. La construction du canal d'Arles à Bouc, décidée par Bonaparte en 1802, est terminée en 1842. Ce canal offre un trop faible mouillage (1,50 m) pour le tirant d'eau des bateaux qu'exige l'importance du trafic commercial du moment. A cette date, le service des Ponts et Chaussées entreprend une série d'études, consignées plus tard dans les ouvrages de Surret (1847-1880) et de A. Guérard sur le port de Saint-Louis-du-Rhône et l'aménagement des embouchures. Les cartes marines bathymétriques au voisinage des graus sont contrôlées et corrigées régulièrement ; les atterrissements et les émergences successives des cordons de sable sont cartographiés avec fidélité »... (in C. Duboul-Razavet, 1955, p. 18).

(\*\*) Renseignements communiqués par M. Escalon de Fonton, directeur de recherches au C.N.R.S., directeur des Antiquités préhistoriques de la région Provence-Côte d'Azur.

Des restes de l'époque grecque ont été signalés en plusieurs points. La Roque-d'Odor (ou Roque-de-Dour) qui dominait le débouché de l'étang de Galéjon a livré, avant les travaux de Fos, beaucoup de monnaies grecques de Marseille et céramiques gréco-romaines. C'est à la pointe Saint-Gervais qu'est situé l'emplacement présumé du Port des *Fossae Marianaë*. Les débris trouvés remontent jusqu'au II<sup>e</sup> siècle avant J.C. Les explorations sous-marines ont démontré l'existence de restes de construction jusqu'à une profondeur de 4 m et s'étendant à 500 m de la pointe vers le Sud-Est et à 50 m à l'Ouest. G. Denizot (1959) a considéré cette cote négative comme accidentelle.

La roche de Saint-Gervais sur laquelle reposent ces ruines est un fragment détaché de la dalle miocène portant la colline de Fos et reposant sur le Rognacien argilo-sableux. La portion de dalle a simplement été détachée et a glissé sur le plan incliné.

Connaissant par ailleurs des restes antiques en Camargue à 1 m et plus sous le niveau de la mer, il faut être prudent quant à l'attribution de cette cote négative au seul effet de glissement de terrain.

Les Fosses mariennes, construites en 103-102 avant J.C. unissaient le rivage proche de Fos au bras du Rhône qui se trouvait dans les parages à cette époque. Ce canal évitait la zone de navigation difficile à l'embouchure. Le tracé de ce canal avait été repéré au XVIII<sup>e</sup> siècle dans l'étang de Galéjon. Nous avons également noté sur photographie aérienne (mission 1953) la trace d'un canal, dans la zone tourbeuse du marais, dont l'orientation coïnciderait bien avec celle des Fosses mariennes. Cette zone est aujourd'hui remblayée.

Certains auteurs pensent que l'ancien bras branché sur le méandre du Passon (de Porcelette à Goulevieille) pouvait être la voie empruntée par les navires au sortir des Fosses mariennes.

Rien ne permet de dire que le méandre et sa *dérivation de Goulevieille* existaient déjà dans leur situation actuelle. Il faut également prendre en considération l'ancien débouché du Rhône suivant l'alignement de l'étang de l'Oiseau—Le Malebarge, contemporain du début de la formation du méandre. Les alignements de cordons qui convergent à l'Ouest du salin du Relai pourraient appartenir à l'extrémité du faisceau oriental de barres sableuses de cette ancienne embouchure. Le site le plus adéquat pour relier par un canal le Galéjon à cet ancien cours se place entre le cordon dont nous venons de parler et celui du Mas Laget.

Soulignons enfin l'absence totale (excepté à la Roque-de-Dour) de vestiges antiques dans toute la partie sud-est du delta, ce qui confirme le caractère récent (ou très remanié pour les zones les plus septentrionales) des alluvions de cette région.

#### DONNÉES GÉOTECHNIQUES<sup>(\*)</sup>

Celles qui sont présentées ici ne concernent que les sédiments récents du delta et sont tirées d'un rapport du Port autonome de Fos (zone du Malebarge)<sup>(\*\*)</sup>.

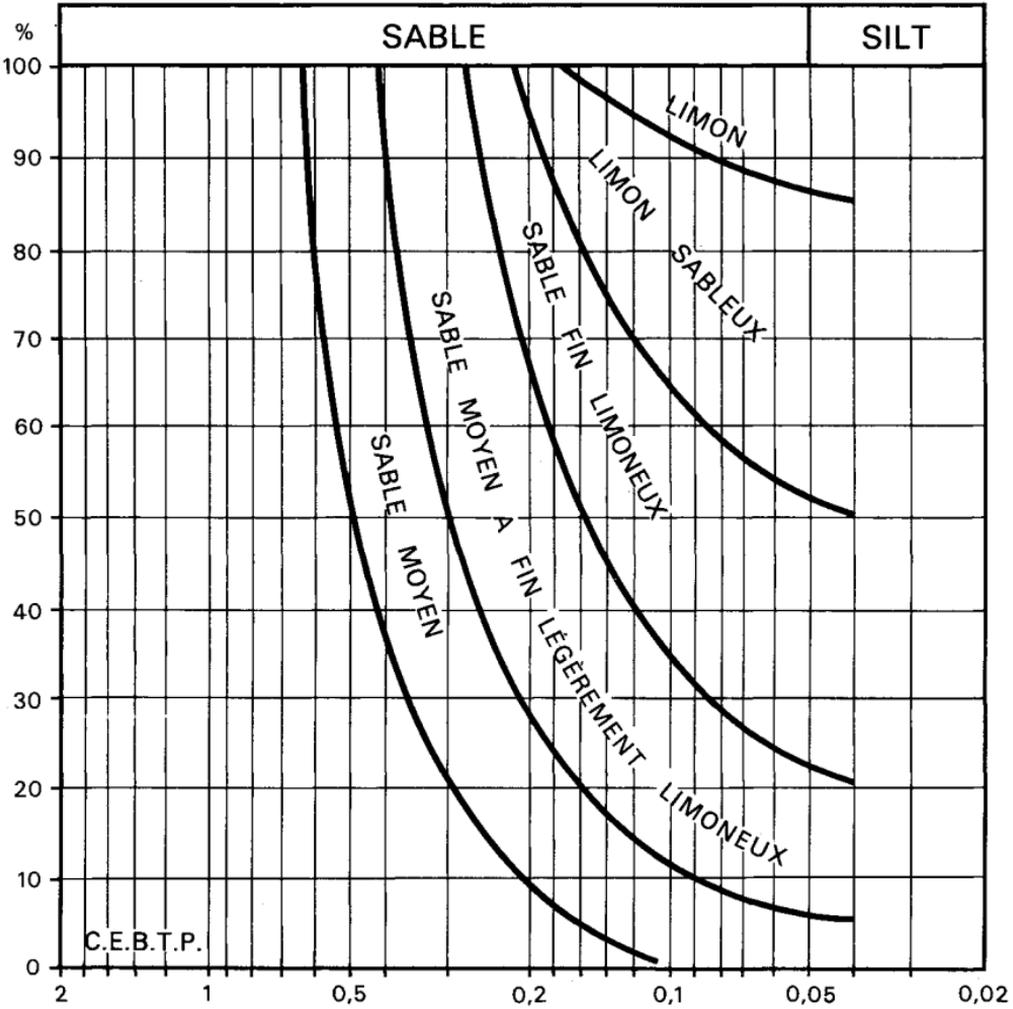
Les sols de surface situés au-dessus du cailloutis dans la zone du Malebarge sont constitués par :

- des sols de faible compacité mais normalement consolidés (dominante sableuse).
- des limons sous-consolidés à toutes profondeurs. Cette sous-consolidation peut s'expliquer par la présence de gaz, issus de la décomposition des végétaux et qui bloque la circulation capillaire. Les granulométries moyennes sont reproduites sur la figure 8.

(\*) Signalons l'existence de la carte OREAM — 13, Bassin de la Crau et de l'étang de Berre. Carte d'aptitude des sols aux fondations. Échelle : 1/50 000. Mars 1969.

(\*\*) Il s'agit d'une zone de cordons sableux.

Fig.8— Analyse granulométrique des sols fréquemment rencontrés sur la zone de Fos.



Les tassements sous charge les plus importants auront lieu essentiellement dans les limons sous-consolidés. D'après les essais effectués, l'indice des vides de ces limons en place étant de 1,0, les tassements sous une pression moyenne de 2 bars seraient les suivants :

	Fourchette	Moyenne
• Limon sableux à peu sableux (50 à 90 % d'inférieur à 0,05 mm)	3,3 - 6,2	4,7
• Limon (90 à 100 % d'inférieur à 0,05 mm)	6,2 - 11,2	8,7

A titre d'exemple nous donnons dans le tableau II les résultats d'essais physiques et mécaniques réalisés sur les échantillons sableux et limoneux du sondage S. 977.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

#### Bordure orientale

Les calcaires karstifiés du Barrémien de la Nerthe, auxquels il faut associer les calcaires du Cénomaniens, renferment une nappe qui a été rencontrée plus à l'Est par sondages et dont le drainage s'effectue directement en mer.

A Saint-Chamas existent, dans l'étang de Berre, en face de la Digue et du Polygone, des *Laurons* ou venues d'eau douce, résurgences de circulations karstiques dans le Barrémien de la chaîne de la Fare développée au Nord-Est en dehors des limites de la feuille.

Dans les calcaires gréseux et marneux du Turonien et du Santonien de la Nerthe des circulations existent également, mais le réseau de fissures est peu développé et les excavations effectuées, en dessous de la cote du niveau hydrostatique, pour le stockage souterrain de gaz, à l'Est près de Lavera, n'ont pas donné lieu à des venues d'eau importantes.

Les argiles rouges à bancs gréseux ou conglomératiques du Bégudien constituent un ensemble très peu perméable, mais de nombreux puits y ont été creusés, rencontrant de faibles débits dans la zone d'altération superficielle ou dans des bancs conglomératiques sub-affleurants.

La molasse blanche burdigalienne, très calcaire, est perméable par fissures ; elle alimente la source de Valentoulin, au Sud de l'étang d'Engrenier et celle située à la pointe nord de l'étang de l'Estomac.

Les molasses helvétiques et tortoniennes sont à la fois poreuses et fissurées mais la perméabilité est faible ; elles ne nourrissent que des sources de faible débit (source de Sulauze, source Saint-Jean au Nord de l'étang de l'Olivier) et quelques puits.

#### Cailloutis de Crau

Ceux-ci renferment une nappe, dite *de Crau*, retenue sur un substratum imperméable ou très peu perméable (Miocène et, au Nord-Ouest de la feuille, Plaisancien ou Villafranchien) et s'écoulant du Nord vers le Sud jusqu'à une ligne d'émergence constituée par les marais et les étangs s'étendant entre Mas Thibert et Fos ; des *Laurons* ou venues d'eau douce en charge s'individualisent localement dans les marais, en amont du plan d'eau libre des étangs.

Au-delà vers le Sud, les cailloutis de Crau, toujours aquifères, s'enfoncent sous les

**Tableau II – Essais physiques et mécaniques**  
**Zone ouest du Malebarge**

Sondage n° 977 Échantillon n° Profondeur en mètres Nature des matériaux		1 2,50/3,10 Sable fin à moyen légt. limoneux gris foncé	2 5,90/6,50 Sable moyen à fin gris foncé	3 8,80/9,40 Limon gris toncé	4 15,20/15 Limon gris foncé
Teneur en eau naturelle	W %	25,0	26,9	42,0	34,1
Densité app. humide	$\gamma$	1,96	1,95	1,73	1,84
Densité app. sèche	$\gamma_d$	1,57	1,54	1,22	1,37
Poids spécifique	$\gamma_s$				2,76
Degré de saturation	S %				93,0
<b>Granulométrie</b>		Courbe			Courbe
% éléments > 0,5 mm		1	1		
% éléments 0,5/0,05		87	91	1	
% éléments < 0,05		12	8	99	0,05/0,005 < 0,005
<b>Limites d'Atterberg</b>					
Limite de liquidité	LI				38
Limite de plasticité	Lp				23
Indice de plasticité	Ip				15
<b>Compression simple</b>					
Résistance en bars	Rc				
<b>Cisaillement rectiligne rapide</b>					(2)
Angle de frottement interne	$\rho^\circ$				13
Cohésion en bars	C				0,210
<b>Compressibilité - Perméabilité</b>					
Indice des vides en fonct. de p	e				Courbe
Indice de compressibilité	lc				0,170
Coefficient de consolidation en cm <sup>2</sup> /s	Cv				1,92 x 10 <sup>-3</sup>
Coefficient de perméabilité en cm/s	Ko				7,2 x 10 <sup>-6</sup>

limons récents qui mettent en charge la nappe, salée au-delà d'un interface suivant approximativement la bordure méridionale des étangs.

Les précautions nécessaires ont été prises pour que le creusement des darses du nouveau port de Fos, entaillant les limons jusqu'aux cailloutis, ne provoque pas un déplacement vers l'amont du biseau salé ; un fossé de ceinture à l'amont des darses maintient les émergences de la nappe au niveau nécessaire.

L'épaisseur des cailloutis n'est pas constante. Elle varie de quelques mètres à plus de 50 mètres selon qu'ils ennoient des hauts-fonds ou d'anciennes vallées enterrées de la Durance (couloir de Saint-Hippolyte, couloir central et couloir de Miramas)<sup>(\*)</sup>. La perméabilité des cailloutis, bonne dans l'ensemble, est excellente dans le couloir de Miramas et de l'ordre de  $10^{-2}$  m/s. C'est le long de ce couloir que se situent la plupart des prélèvements pour l'alimentation en eau des centres urbains.

Les amplitudes de fluctuation de la nappe sont faibles et ne dépassent pas 2 mètres dans les limites de la feuille. Dans l'alimentation la part des irrigations, à partir des canaux amenant l'eau de la Durance, est supérieure à celle des pluies.

Le bilan des entrées-sorties, établi pour 1962, dont le détail figure dans la notice explicative de la carte hydrogéologique Istres-Eyguières, s'élève à  $29 \text{ m}^3$ . Les débits transités à l'amont de la ligne d'émergence aval sont de l'ordre de  $3 \text{ m}^3/\text{s}$ .

#### Le delta

Les dépôts récents du delta (sables, limons ou argiles) salés de par leur condition de dépôts sont, quoique saturés, très peu perméables. Dans ces terrains se développe une nappe, pratiquement continue, qui, du fait de la faible dénivellation des terrains, de l'abondance des plans d'eau et de la faible perméabilité est toujours très près de la surface et toujours salée. Cette salinité s'accroît du Nord au Sud et oscille entre 0,20 et 10 grammes.

En fait la nappe apparaît comme constituée de lentilles d'eau douce alimentées par les irrigations, ceci surtout à l'Ouest du Grand Rhône, et reposant sur des eaux salées sous-jacentes formant un ensemble continu.

Le développement des rizières a d'ailleurs provoqué, en Camargue, une élévation générale du niveau d'eau.

La surface piézométrique présente des lignes de partage des eaux et des dépressions fermées.

Dans les secteurs déprimés les plus méridionaux se situent les marais salants.

### RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Dans le cadre de la feuille Istres, le principal matériau soumis à une extraction intensive est constitué par *les sables et graviers* (galets de Crau). La carte montre l'emprise importante des carrières qui y sont actuellement en activité et dont les capacités de production sont élevées. Les galets silico-calcaires sont plus ou moins cimentés en surface par un ou plusieurs niveaux de poudingues discontinus. Ces sables et graviers sont très recherchés pour les tout-venants et le béton ; leur granulométrie est très forte (0/400 mm).

*Les molasses miocènes* ont été extraites autrefois en de nombreux points tant au Nord qu'au Sud d'Istres et de Lavera essentiellement pour la construction. Elles l'ont été encore récemment à l'Est de Fos pour la fabrication de ciments.

*Des calcaires durs* ont été extraits, dans le Crétacé supérieur, à l'Est de Lavera, pour la fabrication de granulats. Ce secteur est aujourd'hui occupé par des installations industrielles et l'extraction est limitée à une carrière au Sud de Martigues.

(\*) Seuls le couloir de Miramas, en bordure orientale de la Crau, et l'extrémité du couloir central qui débouche près de Mas Thibert figurent sur la feuille Istres.

En outre, *des argiles* très calcaires (15 à 30 % CaO) ont été extraites jusqu'à ces dernières années des carrières ouvertes sur le pourtour de l'étang de l'Olivier, pour la fabrication de briques.

**Les salins**<sup>(\*)</sup>. Les plus importants sont ceux de Salin-de-Giraud, exploités par la Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est. La superficie des salins, qui débordent en partie sur la carte Les Saintes-Maries, est de 10 500 ha. La campagne annuelle se déroule de mars à fin septembre. On fait circuler l'eau de mer pompée, sur des surfaces préparatoires appelées *partènements* où l'épaisseur d'eau, très faible (10 à 15 cm), favorise les effets d'évaporation et de concentration.

Après avoir parcouru un trajet sinueux totalisant souvent près de 50 kilomètres et qui s'accompagne d'une évaporation des neuf dixièmes, les eaux, proches du point de saturation, atteignent les bassins de tête. Les derniers bassins du circuit, ou *tables salantes*, sont dotés d'un sol compact et damé ; l'épaisseur de la tranche d'eau y est en général de 30 centimètres.

A la fin du moins d'août ou au début de septembre, l'épaisseur de la couche de sel cristallisé y est en moyenne de 8,5 cm. La superficie de ces tables salantes est de 770 ha pour les salins de Giraud. Une mécanisation très poussée a permis de rentabiliser fortement les opérations de récolte (jusqu'à 30 000 t de sel par jour peuvent ainsi être récoltées). Une fois lavé, le sel est stocké en grands tas (les Camelles). En dehors du chlorure de sodium on extrait également à l'usine de Salin-de-Giraud : du carbonate, du sulfate et du chlorure de magnésium ainsi que de l'hydrate et du bromure d'ammonium.

La production totale de la Compagnie des Salins du Midi pour l'ensemble des exploitations du littoral méditerranéen est de 1 500 000 tonnes par an. Cette production suffit à couvrir la moitié des besoins français et les trois quarts du sel de cuisine.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements et des itinéraires géologiques dans le guide géologique régional : Provence, par C. Gouvenet, G. Guieu et C. Rousset, Masson et Cie, 1971.

### DOCUMENTS CONSULTÉS

#### Cartes consultées

##### *Cartes géologiques :*

— Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000

Arles-Est—La Couronne, 1ère édition, 1889.

Arles, 2ème édition, 1940.

Arles—Cap Couronne, 3ème édition, 1969.

— Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000

Martigues, 1963.

*Carte hydrogéologique de la France à 1/50 000*

Istres—Eyguières, 1969.

(\*) Informations tirées des brochures diffusées par la Compagnie des salins du Midi.

*Autres cartes*

- Carte géomorphologique à 1/50 000 - (CNARBRL—DDA des Bouches-du-Rhône) in rapport « Camargue », 1970.
- Carte des sols de Camargue à 1/20 000 (CNARBRL—DDA)  
Feuille 3 - Vaccarès  
Feuille 4 - Salin-de-Giraud
- Carte de vulnérabilité à la pollution. 1/50 000. Nappe de la Crau, 1974.
- Carte du Parc régional de Camargue (IGN), 1974.
- Cartes anciennes (Bibliothèque nationale). Cartes hydrographiques.

**Documents photographiques aériens consultés**

- *Couverture aérienne I.G.N.*  
Mission Nîmes—Camargue, 1942  
Mission Nîmes, 1947  
Mission Châteaurenard—Istres, 1955  
Mission France, 1960, Istres—Fréjus  
Mission France, 1971, Istres

*Documents pris par satellites*

- Images satellite NASA-ERTS...E... 1078-09564-7-02 (MSS.5-6-7).
- Images satellite NASA-SKYLAB 73 HC - 840.

Les documents suivants ont été également consultés pour l'établissement de la carte.

- Travaux de photo-interprétation de M. Koch, ingénieur-géologue au B.R.G.M.
- Données géotechniques et renseignements communiqués par G. Gensanne, chef de la Section Étude des sols au Port autonome de Marseille.
- Travaux de sédimentologie de M.C. Kruit (1951).
- Thèse de C. Duboul-Razavet (1955).
- Sondages profonds effectués par la Direction départementale de l'agriculture et la Compagnie nationale d'aménagement de la région du Bas-Rhône et du Languedoc.

BIBLIOGRAPHIE

- ALOISI J.C., DUBOUL—RAZAVET C.A. (1974) — Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en Méditerranée : les deltas du Rhône et de l'Èbre. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, n° 8-1, p. 227-40, 5 fig.
- AMBERT Paul (1973) — Recherches sur le Quaternaire « marin » de l'étang de Berre. *Bull. Ass. Fr. et Quat.*, n° 4, p. 255-266.
- ANDEL Tj. H. van (1955) — Sediments of the Rhône delta. II. Sources and depositions of heavy minerals. In *Verhandelingen van het koninklijk nederlandsch geologisch. Mynbowkininidg genovtshap*. Geologische series. Dell XV BLZ, p. 357-556.
- BABINOT J.F., COLOMB E. (1968) — Précisions sédimentologiques et paléontologiques sur le Burdigalien moyen de Vigne-Gaste, près de l'étang de Lavalduc (Bouches-du-Rhône). *Ann. Fac. Sci. Marseille*, t. XL, p. 147-152.
- BAZILE F. (1975) — Nouvelles données sur l'âge des cordons littoraux du golfe d'Aigues-Mortes. Numéro spécial, *Soc. languedocienne de Géographie*.
- BEAUFORT L., BRUNEAU J., CRÉPIN A. et JULLIAN Y. (1954) — Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (G), IV, p. 175-184.

- BECCAT (1930) — La Crau : observations hydrologiques. C.R. congr. de l'eau en Crau, Serv. Agr. P.L.M., p. 173-190.
- BERTRAND J.P., GUY M., L'HOMER A. (1974) — Complexité de la sédimentation récente et actuelle du delta du Rhône et de la côte méditerranéenne française (projet Golion), p. 121-133. Europ. earth. Res. satellite. Congr. Frascati.
- BERTRAND J.P., L'HOMER A. (1975) — Le delta du Rhône, guide d'excursion. IXe Cong. int. Sédim. Nice, 65 p.
- BLANC F., CHAMLEY H., LEVEAU M. (1969) — Les minéraux en suspension témoins de mélange des eaux fluviales en milieu marin. Exemple du Rhône. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, sér. D, n° 25, p. 2509-2512.
- BLANC F., BLANC J.J., CAZABAT C., DEMATHIEU P., LEVEAU M., ROUX M. et VERNIER E. (1973) — Intérêt de la thermographie aérienne infrarouge pour l'interprétation des phénomènes hydrobiologiques et sédimentologiques dans le golfe de Fos. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 277, série D, p. 561-564.
- BONIFAY E., LUMLEY H. de (1957) — Indices de climats froids anté-wurmien en Basse-Provence. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 3, p. 49-52.
- BONIFAY E. (1962) — Recherches sur les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. Thèse, *Trav. Inst. Préhist. Univ. Bordeaux*, t. II, 194 p., 48 fig., 9 tabl.
- BONIFAY E. (1967) — La tectonique récente du bassin de Marseille dans le cadre de l'évolution postmiocène du littoral méditerranéen français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, p. 549-560.
- BONNET A. (1962) — Note sur la liaison entre les tectoniques superficielles et profondes de la Camargue. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIX, n° 269.
- BOURDIER F. (1961) — Le bassin du Rhône au Quaternaire. Thèse C.N.R.S.
- CAMARGUE (1970) — Étude hydrogéologique, pédologique et de salinité. Dir. dép. agriculture et Cie nale. aménag. rég. Bas-Rhône et Languedoc. Rapport collectif en plusieurs volumes.
- CHAMLEY H. (1964) — Remarques sur les minéraux argileux des sédiments fluviaux et marins de la région du Bas-Rhône. *Rec. Trav. St-Mar. Endoume*, bull. 34, fasc. 50, p. 263-270.
- CLAUZON G. (1974) — L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône. *Ann. de Géogr.*, n° 456, LXXXIIIe an., p. 129-140.
- CLOS-ARCEDEC A. (1965) — Les formes pré-littorales sur la côte de Provence. Com. trav. hist. Sc. - Ac. 90e Congr. nat. Soc. sav. Nice, Sec. géogr., p. 67-79.
- CNARBRL (1970) — Voir à « CAMARGUE ».

- COLLOT L. (1904) — Pliocène et quaternaire de la région du Bas-Rhône. *Bull. Soc. géol. Fr.*, IVème série, t. 4, p. 402-415.
- COLOMB E. (1965) — Étude stratigraphique et sédimentologique des terrains d'âge miocène des bordures nord et ouest de l'étang de Berre. D.E.S., Fac. Sc. Marseille, 70 p., 21 pl., 1 carte h.t.
- COLOMB E. (1965) — Note préliminaire à l'étude du Miocène de la région d'Istres (Bouches-du-Rhône). *Ann. Fac. Sci. Marseille*, t. XXXVII, p. 153-165.
- COLOMB E., GERVAIS J. et ROUX M.R. (1970) — Les cailloutis quaternaires des environs de Grans (Bouches-du-Rhône). *Bull. Mus. Hist. nat. Marseille*, t. XXX, p. 165-188.
- COLOMB E., GERVAIS J., ROUX R.M. (1970) — Géomorphologie du cours aval de la Touloubre (Bouches-du-Rhône). *Ann. Fac. Sci. Marseille*, t. XL III B, p. 259-269.
- COLOMB E., GERVAIS J., PUISSÉGUR J.J., ROUX M. (1969) — Présence de niveaux à faunes d'âge rissien sous le cailloutis de la Crau de Miramas (Bouches-du-Rhône). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 268, p. 1683-85.
- COMBALUZIER C. (1932) — Le Miocène de la Basse-Provence. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 182, t. XXXV, p. 441-623.
- COMPAGNIE FRANÇAISE DES PÉTROLES (1951) — Sondage d'exploration, Istres 101. Rapport d'implantation et rapport final.
- COQUAND (1869) — La Crau, sa composition géologique et son origine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. XXVI, p. 541-583.
- DELLERY B., DUROZOY G., FORKASIEWICZ J., GOUVERNET C., MARGAT J. (1964) — Étude hydrogéologique de la Crau. Rapport B.R.G.M.
- DENIZOT G. (1933) — Sur l'âge des vieux poudingues de la Durance et de la Crau. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 196, p. 1906-1908.
- DENIZOT G. (1938) — La Crau, la Camargue et l'étang de Berre. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, XI-1, p. 5-159.
- DENIZOT G. (1959) — Le rivage de Provence et du Languedoc au temps des Ligures. II. Les Bouches-du-Rhône et la côte languedocienne. *Extr. Rev. Et. Ligures*, XXV An., n° 1-2.
- DENIZOT G. (1961) — Les côtes de France et en particulier du golfe du Lion depuis 6000 ans. Act. 86ème Congr. Soc. sav. Paris et départ., Montpellier, p. 145-151.
- DESJARDINS E. (1816) — Aperçu historique sur les embouchures du Rhône. Imprimerie générale de Ch. Lahure, Paris, 133 p.
- DUBOUL-RAZAVET Ch. (1951) — Delta du Rhône. Promontoire deltaïque du Grand Rhône. Proc. 3d internat. Congr. Sedim. Groningen.

- DUBOUL—RAZAVET Ch. (1955) — Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. Thèse. *Mémoire Soc. géol. Fr.*, t. 35, n° 76, 234 p., 5 pl.
- FONTANNES F. (1884) — Note sur la constitution du sous-sol de la Crau et de la plaine d'Avignon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. XII, p. 463-473.
- GABERT P. (1965) — Les phénomènes périglaciaires du Quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'étang de Berre. 90ème Congrès des Soc. sav., 2, p. 75-88.
- GABERT P. (1966) — Observations sur les dépôts quaternaires des collines entre Coudoux et Lançon, au Nord de l'étang de Berre. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (7 fév., p. 60-61).
- GADEL F., PAUC H. (1973) — Sédimentation récente à l'embouchure du Grand Rhône : données sédimentologiques et géochimiques. *Bull. Inst. Géol. Bas. aquit.*, 14, p. 127-141.
- GENSANNE G. (1970) — Étude des sols. Zone industrielle de Fos. Port autonome de Fos.
- GOT H., PAUC H. (1970) — Étude de l'évolution dynamique récente au large de l'embouchure du Grand Rhône par l'utilisation des rejets du centre nucléaire de Marcoule. *C.R. Acad. Sc. Paris, sér. D*, t. 274, p. 532-535, 2 tabl.
- GOVERNET C. (1957) — Étude géologique de la Crau. *Salonensia*, 1er cahier. Salon de Provence.
- GOVERNET C. (1952) — La Crau, la Provence et les Alpilles. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, Série II, t. XXI, fasc. 1.
- GOVERNET C. (1960) — Évolution géologique des relations Bas-Rhône—Basse-Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XXIX, p. 273-279.
- GOVERNET C. (1963) — Le Miocène de la région de Salon-de-Provence. Stratigraphie et tectonique. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, t. XXXIV, p. 129-145.
- KOPSTEIN F.P.H.W. (1965) — Typical features of a fluviomarine offlap sequence. Part A. Lithological description and interpretation of the environment of deposition. (Coupe sondage 105). *Cie. Shell*. p. 1-8.
- KRUIT C. (1951) — Aperçu de l'histoire récente du delta du Rhône. 3ème Congrès sédim. Groningen, Wageningen, p. 181-191.
- KRUIT C. (1955) — Sediments of the Rhône Delta. 1. Grain size and microfauna. *Verhand. Konink. Neder. Geol. Mijnbouw. Deel XV BL2*, 357-956.
- LAGAAIJ R. and KOPSTEIN F.P.H.W. (1964) — Typical features of a fluviomarine offlap sequence. In *Deltaic and shallow marine deposits*. L.M.J.U. Van Straaten Ed. sixth Internat. Sedim. Congr. 1963, Proc. Amsterdam. Elsevier Publishing compagny. p. 216-226, text, figs 1-4.

- LEENHARDT O., ROUX R.M. (1967) — Morphologie du substratum de l'étang de Berre (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, p. 88-92, 2 fig.
- LENTHERIC Ch. (1905) — Le Rhône. Histoire d'un fleuve. Paris, Plon. p. 447.
- LUMLEY H. de (1969) — Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique. Tome 1. Figure. Provence. C.N.R.S. p. 224-227.
- MARS P. (1948) — Note sur les sédiments quaternaires de l'étang de Berre et leur faune malacologique. *Bull. Hist. nat. Marseille*, n° 2-3, p. 94-100.
- NURY D., ROUX R.M. (1969) — Présence de figures de cryoturbation et de cailloutis quaternaires à l'Ouest de Martigues (Bouches-du-Rhône). *Bull. A.F.E.O.*, 2, p. 139-143.
- OLDHAM R.D. (1929) — Historic changes of level in the Delta of the Rhône. *Quarterly. Journ. geo. Sty. London*, v. 86, p. 64-93.
- OOMKENS E. (1970) — Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. In *Deltaic sedimentation. Soc. of Ec. Pal. and Min.*, special publication n° 15, p. 198-212.
- PARDE M. (1925) — Le régime du Rhône. Étude hydrologique. Thèse, Grenoble.
- PAUC H. (1970) — Contribution à l'étude dynamique et sédimentologique des suspensions solides au large de l'embouchure du Grand Rhône (Grau de Roustan). Thèse, 3ème cycle, Montpellier, 134 p.
- PAUC H. (1971) — Sur les courants de sortie des eaux du Rhône. Conséquences sédimentologiques. *Vie Milieu*, v. XXII, fasc. 2, sér. B, p. 239-246.
- PHILIP J. (1965) — Présence de biohermes à Madréporaires dans le Crétacé supérieur des Martigues (Bouches-du-Rhône). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 260, p. 5841-5843.
- PORT AUTONOME DE MARSEILLE — Étude des sols. Zone Ouest Malebarge. C.R. Div. infrastructure. Équipements de Fos. n° 332.7.005 - S/d n° 2 302.
- REPELIN J. (1930) — Constitution géologique de la Crau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXX, p. 971-976.
- RIVIÈRE A., RAZAVET L. (1949) — Sur l'évolution sédimentaire du golfe de Fos et les facteurs de l'équilibre littoral. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 2 nov. 49, p. 895-896.
- RONDEAU A. (1952) — Importance et âge de la morphologie cryonivale en Basse-Provence. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 62-64.
- RUSSEL R.J. (1942) — Geomorphology of the Rhône delta. *Ann. Ass. Amer. Geogr.*, v. 32, n° 2, p. 149-254.
- SAUREL A. (1877) — *Maritima avaticorum* ou recherches sur une ville morte située dans la commune de Saint-Mitre. Imp. Bouserey-Tours, p. 10 à 26.

- STRAATEN L.M.J.U. van (1959) — Littoral and submarine morphology of the Rhône delta, Second coastal Geogr. Conf. Baton Rouge Proc. (Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council), p. 233-264.
- TAL A. (1973) — Description de quelques appareils sédimentaires du delta du Rhône. D.E.S. ENSPM, p. 50-30, pl. h.t.
- TRIAT H. (1975) — L'analyse pollinique de la Tourbière de Fos-sur-Mer. *Ecologia Mediterranea*, n° 1, p. 55-66.
- TRIAT H. (1973) — Analyse pollinique de sédiments versiliens en Provence. 9ème congr. Inqua, p. 142-145.
- TRICART J. (1952) — Observations à la note de M.A. Rondeau sur la Crau. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 207-209.
- VERNIER E. (1972) — Recherches sur la dynamique sédimentaire du golfe de Fos. Thèse 3ème cycle, Marseille, 72 p.
- VERNIER E. (1976) — Édification et évolution de la flèche de la Gracieuse. *Bull. B.R.G.M.* (à paraître).

#### 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., 17-19 rue de la Croix-Nivert, 75015 Paris.

#### AUTEURS

Notice rédigée par E. COLOMB, G. GIEU, J.P. MASSE, J. ROUIRE, M. ROUX, avec la collaboration de L. DAMIANI (ressources minérales), G. DUROZOY et J. PUTALLAZ (hydrogéologie).

La partie concernant les terrains holocènes a été rédigée par A. L'HOMER, celle concernant les fonds marins par M. ROUX.

Les déterminations de la microfaune sont dues à P. ANDREIEFF (B.R.G.M.).

Les analyses d'argiles ont été exécutées par C. JACOB (B.R.G.M.).

Les déterminations de minéraux lourds sont dues à A. PARFENOFF (B.R.G.M.).

### **Additif**

**Vitesse de progression du promontoire deltaïque. Taux de sédimentation.** La vitesse de progression de l'embouchure du Rhône a de tout temps frappé l'imagination, la rapidité du phénomène le rendant parfaitement perceptible à l'échelle de la vie humaine.

Cette avancée du delta, due à un rapport *sédiments fluviaux stockés à l'embouchure/sédiments entraînés* positif est difficile à mesurer avec précision : variation dans le temps de l'emplacement et de l'orientation des chenaux d'embouchure, report latéral des sédiments sous forme de flèches.

Pour donner un ordre de grandeur, on peut mentionner que la tour Saint-Louis, construite près de l'embouchure en 1737 se trouvait déjà à 6 km de la mer un siècle plus tard et à 8 km en 1895.

Suivant l'axe moyen du lobe deltaïque entre 1711 et 1960, la progression constatée est de l'ordre de 6,5 km, soit une moyenne de 26 m/an. De son côté, la flèche de la Gracieuse a progressé de 600 m vers le centre du golfe de Fos entre 1934 et 1962, soit plus de 20 m/an (E. Vernier, 1976). Tous les chiffres précédents sont très supérieurs à la réalité actuelle. La diminution de la charge solide consécutive aux travaux d'équipement hydro-électrique et de régularisation du Rhône ont entraîné une forte diminution de la vitesse de sédimentation à l'embouchure. Suivant H. Pauc (1970), la vitesse de sédimentation, sur les fonds les plus propices de l'embouchure, qui avant 1950 était de 80 cm/an, n'atteignait plus que 23 cm/an entre 1950 et 1958 pour tomber depuis à 10 cm/an. Cette dernière valeur est donnée par H. Pauc comme une vitesse de sédimentation maximale relevée au Nord de la bouée de Roustan ; à 4 milles plus au S.SE, la valeur mesurée n'est plus que de 4 mm/an.

### **Datation absolue.**

Une datation parvenue en cours d'impression permet d'attribuer un âge de  $5.890 \pm 200$  B.P. (\*) au cordon holocène recoupé près de la station de pompage près du Relai (cf. p. 19).

Les cordons de faciès similaire et d'âge très proche (6.300 BP) se trouvent à une côte de + 1 m à 1,50 m dans la région d'Aigues-Mortes. Ces données tendent à confirmer l'hypothèse énoncée dans la notice de la carte des Saintes Maries de la Mer, suivant laquelle une légère subsidence aurait affecté la partie orientale du delta depuis la période - 6.000 B.P.

(\*) Mesure effectuée par le laboratoire de Radiocarbone du Département des Sciences de la Terre, Université de Lyon I. (J. EVIN).

Tableau III

COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES (1)

Numéro d'archivage S.G.N.	Désignation	Coordonnées Lambert		Altitude	Profondeur totale	Formations traversées	Profondeur du sommet des formations
		X	Y				
1019-1-4	S.D.	795,32	135,70	1,1	17,80 m	Holocène	
1019-1-29	SB La Fangouze	789,75	138,00	0,67	31,00 m	Cailloutis de Crau Holocène	15,20 m
1019-1-30	S 1105 Port autonome	796,35	136,66	1,20	13,00 m	Cailloutis de Crau Holocène	24,00 m
1019-1-31	S 1094 Port autonome	795,70	137,42	1,60	12,60 m	Cailloutis de Crau Holocène	10,10 m
1019-2-45	Forage 5	799,11	139,80	1,65	70,20 m	Cailloutis de Crau Holocène	10,50 m
1019-2-47	F. 38	802,08	136,09	0,98	15,00 m	Cailloutis de Crau	
1019-2-49	S. 11	801,540	139,86	7,14	23,00 m	Cailloutis de Crau Quaternaire ancien	24,10 m
1019-2-50	S. 12	799,68	142,00	5,51	16,20 m	Cailloutis de Crau Quaternaire ancien	20,80 m
1019-2-53	S.C.	796,33	133,66	0,7	20,60 m	Holocène	12,50 m
1019-3-66	Mas de Gonon. Fos 1 (CEP)	805,50	133,70	2,00	1605,05 m	Cailloutis de Crau Miocène	17,20 m
1019-3-68	Mas de la Fossette	805,68	135,69	5,82	25,60 m	Cailloutis de Crau Miocène	28,00 m
1019-3-71	S. 6	809,01	136,36	14,05	36,00 m	Cailloutis de Crau Miocène	119,00 m
1019-3-76		807,73	133,64	6,21	20,20 m	Cailloutis de Crau Miocène	699,00 m
1019-3-83	S. 16	809,25	133,41	6,93	41,00 m	Cailloutis de Crau Miocène	759,00 m
1019-3-102	Autoroute A 55	811,06	134,59	11,00	35,00 m	Cailloutis de Crau Miocène	1023,00 m
						Valanginien	1445,00 m
1019-3-116	Fanfarigoule	810,67	135,72	13,00	29,00 m	Cailloutis de Crau Miocène	16,25 m
1019-4-112	S. 1	811,55	136,53	17,00	20,00 m	Cailloutis de Crau Miocène	34,10 m
1019-4-115		812,81	136,17	16,25	30,20 m	Cailloutis de Crau Miocène	17,15 m
1019-4-117	Istres 101	812,135	140,235	28,10	5616 m	Cailloutis de Crau Miocène	38,00 m
						Crétacé supérieur	22,00 m
						Barrémien	161,00 m
						Hauterivien	300,00 m
						Valanginien	440,00 m
						Tithonique	1049,00 m
						Kimméridgien	1389,00 m
						Oxfordien	1960,00 m
						Bathonien	2425,00 m
						Bajocien	3022,00 m
						Lias sup. et moyen	3700,00 m
1919-4-123	Camping les Heures Claires	814,860	135,905	44,00	38,00 m	Miocène	4218,00 m
1019-4-119	(en mer)	816,930	139,675	0	18,80 m	Béguvien	30,00 m
1019-4-132	La Cote	816,28	140,58	1	50,00 m	Limons récents	
1019-4-152		811,52	141,39	31,00	32,00 m	Miocène	13,00 m
1019-4-175	Autoroute A 55	811,17	139,64	10,6	35,00 m	Cailloutis de Crau Miocène	30,80 m
1019-4-188		816,20	140,67	45,00	86,00 m	Cailloutis de Crau Miocène	10,25 m
1019-5-1bis	Chartrouses	792,33	131,90	+ 1	63,50 m	Holocène	
1019-5-2	S.A.	794,40	128,91	+ 2	35,25 m	Holocène	
1019-5-3	S.B.	795,56	131,66	1,7	28,00 m	Holocène	
1019-5-5	Peaudure 1	791,311	132,755	1,20	403,21 m	Holocène	
						Quaternaire ancien	15,00 m
						Pliocène	72,00 m
						Miocène	371,00 m
						Valanginien	388,00 m

COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES (2)

Numéro d'archivage S.G.N.	Désignation	Coordonnées Lambert		Altitude	Profondeur totale	Formations traversées	Profondeur du sommet des formations
		X	Y				
1019-5-8	Salin de Giraud 3	796,08	125,16	+ 1	40,90	Holocène	
1019-6-1	S.1.	797,92	126,95	1,00	34,50	Cailloutis de Crau Holocène	40,40 m
1019-6-2	Canal Saint-Louis	801,22	123,67	1,70	38,85	Cailloutis de Crau Holocène	32,00 m
1019-6-6	S. 3	800,74	127,56	0,60	21,20	Cailloutis de Crau Holocène	36,70 m
1019-6-17	S. 5bis	803,70	124,21	+ 1	35,00	Cailloutis de Crau Holocène	17,80 m
1019-6-19	S R2	803,86	128,23	0,5	21,20	Cailloutis de Crau Holocène	12,60 m 16,00 m
1019-6-21	S R4	803,85	128,90	+ 0,5	9,70	Holocène Barrémien	6,00 m
1019-6-40	Salin de Caban	800,800	131,300	0,80	25,00	Holocène Cailloutis de Crau	4,50 m
1019-6-45	S.C.1	798,720	126,065	0,70	29,00	Holocène	
1019-6-48	Darse III S1	802,140	124,320	+ 1	31,60	Holocène Cailloutis de Crau	31,00 m
1019-6-133	Z.A.C. du Maleborge S2	800,05	124,18	1,25	47,00	Holocène Cailloutis de Crau	37,00 m
1019-7-28	Pont de Galéjon A	805,95	128,55	0,40	28,30	Holocène Cailloutis de Crau	11,70 m 27,65 m
1019-7-29	Galéjon S 10	804,23	128,00	0,50	19,80	Holocène Barrémien	18,00 m
1019-7-40		809,530	130,97	1,30	43,00	Cailloutis de Crau Miocène	35,30 m 40,60 m
1019-7-57	S. 11b	805,34	128,26	0,44	22,00	Bégudien Holocène	21,00 m
1019-7-61	S.A. en mer	806,86	126,14	en mer	20,90	Barrémien Holocène Cailloutis de Crau	20,10 m
1019-7-67	S.G. en mer	808,56	125,33	en mer	22,50	Holocène Cailloutis de Crau	22,00 m
1019-7-71	S.K. en mer	805,36	125,60	en mer	21,50	Holocène Cailloutis de Crau	
1019-7-101	Darse pétrolière S3	805,580	126,840	0	22,80	Holocène Cailloutis de Crau	22,00 m
1019-7-111	Raffinerie Esso	810,34	130,52	1,17	30,00	Miocène Holocène	
1019-7-112	Raffinerie Esso	809,63	130,475	1		Miocène	20,30 m
1019-8-3 (2)	S. 2	812,91	126,00	0,25	18,00	Holocène Cailloutis de Crau	7,00 m 12,20 m
1019-8-3 (A)	S.A.	811,70	124,75	0,35	21,40	Bégudien Holocène	17,00 m 15,00 m
1019-8-4	S. 99	814,41	124,75	0,43	13,90	Cailloutis de Crau Holocène	20,20 m 11,30 m
1019-8-8	Lavéra	815,550	125,450	3	25,00	Miocène Holocène	11,40 m
1019-8-10	S. 1	815,76	125,220	+ 1	142,70	Crétacé supérieur Holocène	19,95 m
1019-8-11	S. 1 Lavéra	817,600	125,520	+ 1	100,00	Crétacé supérieur Holocène	9,00 m
1019-8-156	S. 9 Lavéra	815,80	125,25	0	28,2	Crétacé supérieur Holocène	7,30 m
1019-8-165	S 19 Lavéra	816,440	123,865	12	12,00	Santonien	28,10 m
1019-8-172		814,235	126,21	20	15,30	Miocène Holocène	
1042-2-1	V.S. 114	803,910	118,415	0,90	70,50	Bégudien Holocène	4,60 m
1042-2-6	Istres 10 A	804,261	118,64	1,54	70,56	Cailloutis de Crau Holocène	70,50 m 69,92 m
1042-3-2	They de Roustan	804,762	120,775	0,40	63,50	Cailloutis de Crau Holocène	70,56 m
1042-3-3	Port minéralier S. 2	808,810	123,030	0,90	101,00	Cailloutis de Crau Holocène	57,00 m
1042-4-2	Château du Ponteau F.I.	817,85	122,80		126,00	Cailloutis de Crau Miocène	38,00 m 78,00 m
1042-4-3	Les Boutiers	818,40	122,70	19,92	235,00	Oligocène	
1042-4-12	Lavéra BP	815,83	123,10		149,75	Oligocène Miocène Barrémien	13,65 m

