LA MOBILITE RECENTE DES LITTORAUX PROVENCAUX : ELEMENTS D'ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE

Christophe Morhange

▶ **To cite this version:**

Christophe Morhange. LA MOBILITE RECENTE DES LITTORAUX PROVENCAUX : ELEMENTS D'ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE. Géographie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 1994. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00685442⟩

HAL Id: tel-00685442

https://theses.hal.science/tel-00685442v1

Submitted on 5 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

HAL Authorization

LA MOBILITE RECENTE DES LITTORAUX PROVENÇAUX

Thèse de doctorat en Géographie Physique

présentée par

Christophe Morhange

Université de Provence
Centre d'Aix
Faculté des Lettres et des Sciences Humaines
Institut de Géographie

Janvier 1994

Version abrégée

LA MOBILITE RECENTE DES LITTORAUX PROVENÇAUX

"Chaque îlot signalé par l'homme de vigie
Est un Eldorado promis par le Destin ;
L'imagination qui dresse son orgie
Ne trouve qu'un récif aux clartés du matin ..."

Ch. BAUDELAIRE
Le Voyage

Thèse de doctorat en Géographie Physique

présentée par

Christophe Morhange

27 Janvier 1994

Institut de Géographie de l'Université de Provence
Faculté des Lettres et des Sciences Humaines

Laboratoire de Géographie Physique, CNRS, URA 141, Meudon
Equipe Milieux Physiques Littoraux

Laboratoire d'accueil : CNRS, URA 903, Aix-en-Provence

Thèse soutenue le 27 janvier 1994 devant le jury suivant

P. SANLAVILLE, Directeur de recherches au C.N.R.S., Université de Lyon II, Président.

M. LIPPMANN-PROVANSAL, Maître de conférences à l'Université de Provence, U.F.R. de géographie, Directeur.

J. LABOREL, Professeur à l'Université d'Aix-Marseille II, Laboratoire de biologie marine et d'écologie du benthos, Rapporteur.

P. A. PIRAZZOLI, Directeur de recherches au C.N.R.S., Laboratoire de géographie physique, URA 141, Meudon, Rapporteur.

J.-L. BALLAIS, Professeur à l'Université de Provence, U.F.R. de géographie.

A. HESNARD, Directeur du chantier J. Verne à Marseille, Chargée de recherches au C.N.R.S., Centre archéologique Camille Jullian, Aix-en-Provence.

P. WEYDERT, Docteur ès Sciences, Maître de conférences à l'Université d'Aix-Marseille II, Laboratoire de géologie du Centre d'Océanologie de Marseille, Faculté des Sciences de Luminy.

A l'unanimité, le jury a décerné à cette recherche la mention très honorable et ses félicitations.

Remerciements :

Sans le soutien de Mireille Provansal, Francoise et Jacques Laborel, et Pierre Weydert ce travail n'existerait pas.

Je tiens aussi à remercier chaleureusement :

Messieurs A. Guilcher, Professeur émérite à l'Université de Bretagne, et P. A. Pirazzoli, Directeur de Recherches au CNRS, pour leurs conseils et leur bienveillance.

Les équipes des chantiers archéologiques de la place Jules Verne à Marseille, spécialement Madame A. Hesnard pour son accueil généreux ainsi que M. Pasqualini et J.-C. Sourisseau avec qui la coopération à été remarquable. A Toulon M. J.-P. Brun et à Olbia M. M. Pasqualini m'ont aussi très souvent aidé.

Madame D. Sistach (Laboratoire de Géographie physique de l'Institut de Géographie d'Aix), P. Chevillot (Université de Bourgogne), L. Cordier (chantier de Gaulle, Atelier du patrimoine de Marseille) et G. Arnaud-Fasseta (Institut de Géographie d'Aix) ont participé aux analyses granulométriques.

V. Lounnas, Laboratoire de Chimie Théorique, Université de Houston, Texas, et J. Le Campion, Centre d'Océanologie de Marseille, se sont partiellement chargés des traitements statistiques des informations obtenues.

M. Bourcier et P. Arnaud, de la Station Marine d'Endoume, Centre Océanologique de Marseille, ont bien voulu déterminer les principales faunes marines rencontrées.

P. Carbonel, du Laboratoire de Micropaléontologie de l'Université de Bordeaux a déterminé les faunes d'ostracodes, et R. Anglada, Directeur du service de microscopie électronique de l'Université de Provence, celles des foraminifères.

A. Prone, de l'Université de Provence, s'est chargé de l'étude exoscopique des quartz.

E. Verecchia du Centre de Géomorphologie de Caen a bien voulu m'éclairer sur les ciments des bioconstructions marines.

P. Pentsch, de l'Institut de Géographie d'Aix, a enfin redessiné avec soin la plupart des figures. Son aide a été très importante.

Le personnel enseignant et administratif de l'Institut de Géographie d'Aix, ainsi que le bureau de direction et les responsables de l'URA 903, mon laboratoire d'accueil CNRS, sous la direction de Monsieur le Professeur J. Vaudour, m'ont toujours soutenu dans ce travail.

Les organismes sollicités ont été nombreux. La liste suivante les mentionne:

- Atelier du Patrimoine de la ville de Marseille, particulièrement L.-F. Gantes et A. Reynaud
- Atelier du Patrimoine de la ville de Martigues
- B.R.G.M. de P.A.C.A.
- Cellule anti-pollution du Var (D.D.E.)
- Centre Camille Jullian (Université de Provence)
- Centre Pédagogique d'Initiation à l'Environnement de La Ciotat (Atelier Bleu du Cap de l'Aigle)
- Centre Archéologique du Var, particulièrement F. Brien-Poitevin
- Centre d'essais de la Méditerranée de la Marine Nationale

- Centre d'Instruction Navale de la base militaire de Saint Mandrier
- Département d'écologie de l'Université de Barcelone (Espagne)
- Département de Géologie et d'Océanographie de l'Université de Bordeaux I (C.N.R.S. U.R.A. 197)
- Direction Régionale des Antiquités de P.A.C.A
- Direction Régionale des Antiquités Sous-marines à Marseille
- Fouilles archéologiques de la place de Gaulle à Marseille (particulièrement F. Cognard et E. Yedbri)
- Institut Océanographique de Monaco en la personne de son Directeur, Monsieur le Professeur Doumenge, et du Commandant Roy
- Laboratoire de Biologie Marine et d'Ecologie du Benthos de Marseille-Luminy, particulièrement M. Verlaque
- Laboratoire de Géologie du Quaternaire de Marseille-Luminy, particulièrement R. Lafont et Ch. Robert
- Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Provence
- Laboratoire de Géologie Marine et de Sédimentologie Appliquée de Marseille-Luminy
- Laboratoire de Botanique Historique et de Palynologie de la Faculté des Sciences de Saint-Jérôme, particulièrement S. Nicol-Pichard
- Observatoire Océanographique du Laboratoire Arago de Banyuls-sur-Mer
- Parc National de Port-Cros
- Parc naturel des îles Medes (Catalogne, Espagne)
- Parc Naturel Régional de Corse, Réserve marine de la Scandola
- Parc Régional Marin de la Côte Bleue
- Service Commun de Microscopie Electronique et de Microanalyse de l'Université de Provence
- Société des Salins du Midi, site de Giens
- Station Marine d'Endoume, Observatoire Océanologique de Marseille

Ce travail a été partiellement financé par:

. Le projet européen EPOCH CORNICHE sous la direction du Professeur J. Laborel.
. Le chantier archéologique de la place J. Verne à Marseille
. Le laboratoire de Géographie physique, U.R.A. 141 du CNRS
. L'Institut de Géographie d'Aix-en-Provence
. Le laboratoire de Géographie Physique, U.R.A. 903 du CNRS

Le soutien et la confiance des familles Morhange, Bloch-Morhange, Lounnas, Cholli et Couyoumdjan ont été indispensables. A tous, je renouvelle mes remerciements les plus chaleureux et ma profonde reconnaissance.

Pour Geneviève, Paulette et Océane, "l'amour qui fait tourner le ciel et les étoiles".

SOMMAIRE

pages

INTRODUCTION 1

PREMIERE PARTIE : INDICATEUR BIOLOGIQUE ET VARIATIONS RELATIVES DU NIVEAU DE LA MER SUR COTES ROCHEUSES 3

I. DESCRIPTION DES BIOCONSTRUCTIONS A *LITHOPHYLLUM* 3

A. RAPPELS 3

B. STRUCTURE 5

C. RAPPELS CONCERNANT LES FACTEURS DE CROISSANCE 8

II. BIOCONSTRUCTIONS A *LITHOPHYLLUM* ET VARIATIONS RECENTES DU NIVEAU DE LA MER 8

A. INTERET PALEOBATHYMETRIQUE 8

B. PROBLEMES LIES A L'UTILISATION DU *LITHOPHYLLUM* 10

III. RESULTATS DES RECHERCHES 15

A. RECHERCHES ANTERIEURES ENTREPRISES A PORT-CROS ET A LA SCANDOLA 15

B. NOUVELLES DONNEES PALEOBATHYMETRIQUES 24

IV. ESSAI DE SYNTHESE 36

A. RALENTISSEMENT GENERAL DES VITESSES DE MONTEE DU NIVEAU DE LA MER 36

B. HYPOTHESES D'INTERPRETATION 36

DEUXIEME PARTIE : INDICATEURS GRANULOMETRIQUES DU NIVEAU MARIN MOYEN 43

I. PROBLEMES DES RECONSTITUTION DES PALEO-MILIEUX LITTORAUX 43

A. VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE 43

B. PERTURBATIONS D'ORIGINE ANTHROPIQUE 45

C. DEFORMATIONS DU SOL 45

II. PLAGES ET TALUS PRELITTORAL 46

A. L'ARRIERE PLAGE 46

B. L'ESTRAN 47

C. LA PLAGE IMMERGEE 47

III TECHNIQUES GRANULOMETRIQUES 47

A. HISTOGRAMME 49

B. INDICES GRAPHIQUES 49

C. PROBLEMES D'INTERPRETATION 54

IV INDICATEURS GRANULOMETRIQUES DU NIVEAU MOYEN DE LA MER SUR DES PLAGES ACTUELLES 55

A. CHOIX DES SITES ACTUELS ETUDIES 55

B. PLAGE DE SAINTE-CROIX 57

C. PLAGE DU ROUET 59

D. ANSE DE BONNIEUX 59

E. CORNICHE DE BALLAGUIER 62

TROISIEME PARTIE : RECHERCHES PALEOBATHYMETRIQUES A MARSEILLE 66

I. PRESENTATION DU BASSIN DE MARSEILLE 67

A. CADRE PHYSIOGRAPHIQUE 67

B. MOBILITE TECTONIQUE 67

C. CADRE LITHOLOGIQUE 73

D. CONTEXTE DES SITES FOUILLES 73

II. INDICATEURS ARCHEOLOGIQUES DE VARIATIONS RELATIVES DU PLAN D'EAU 77

A. METHODOLOGIE 77

B. DU NEOLITHIQUE A LA COLONISATION PHOCEENNE 77

C. AUX TEMPS DE LA COLONIE GRECQUE 77

D. PERIODE HELLENISTIQUE 82

E. PERIODE ROMAINE 84

III. INDICATEURS BIOLOGIQUES DE VARIATIONS RELATIVES DU PLAN D'EAU 89

A. ETAGEMENTS ACTUELS 89

B. QUAI HELLENISTIQUE 90

C. QUAI ROMAIN 90

D. APPONTEMENTS ROMAINS 90

III. INDICATEURS SEDIMENTOLOGIQUES DE VARIATIONS RELATIVES DU PLAN D'EAU 93

A. AU NEOLITHIQUE 93

B.NEOLITHIQUE FINAL-AGE DU BRONZE 96

C. EPOQUE GRECQUE 99

D. PERIODE HELLENISTIQUE 100

E. PERIODE ROMAINE 105

F. SYNTHESE POUR LA PERIODE ANTIQUE 122

V. VARIATION PALEO-BATHYMETRIQUE A MARSEILLE 122

A. PLACE J. VERNE 122

B. PLACE de GAULLE 124

C. ANSE DU CARENAGE 128

D. PLACE DE LA BOURSE 132

E. PLACE DES RIAUX, TOULON 132

QUATRIEME PARTIE : MORPHOGENESE ET IMPACTS ANTHROPIQUES AU LACYDON 140

I. DEGRADATIONS SUR LA RIVE NORD 140

A. LA "MORT" DU MAERL 141

B. SEDIMENTATION ET ANTHROPISATION 145

II. PROGRADATION D'ORIGINE TERRIGENE, RIVE EST 153

A. PALUDS DE BORD DE MER, SUPERPOSES SUR DES PLAGES MARINES 153

B. COUPE OUEST OU DE LA BOURSE 161

CONCLUSION 173

BIBLIOGRAPHIE 175

TABLE DES FIGURES 194

ANNEXE 199

INTRODUCTION

Notre thèse se situe au carrefour de deux problématiques. En effet, deux thèmes vont guider notre étude de la mobilité des littoraux sur les côtes de Provence : d'une part, les variations relatives verticales du plan d'eau, d'autre part, les variations latérales de celui-ci dans le cadre d'une anthropisation croissante.

Cette recherche se situe donc au contact des sciences "naturelles" et de l'histoire (GUILAINE, 1991 ; LEVEAU et PROVANSAL, 1993a et b). Elle s'inscrit dans le cadre d'une recherche pluridisciplinaire, par la mise en oeuvre de marqueurs différents des variations du littoral (biologique, sédimentologique ou archéologique). D'autre part, on ne peut pas considérer séparément le poids des facteurs humains et celui des facteurs naturels dans la mobilité des littoraux, tant leur jeu n'existe qu'en fonction les uns des autres (NEBOIT, 1983 et 1990).

Nous nous sommes assigné trois directions de recherche principales :

1. La recherche d'un calage de la mobilité propre de la mer Méditerranée occidentale, sur un substrat rocheux, indépendamment de toute action anthropique. Après une initiation sur le terrain à la morphologie des côtes rocheuses des îles ioniennes, sous la houlette de P. A. Pirazzoli, j'ai eu la chance de profiter de l'expérience du Professeur J. Laborel et de participer à un projet européen d'étude des variations du niveau de la mer, auquel il a bien voulu m'associer. Son équipe de recherche, au sein du Laboratoire de Biologie Marine et d'Ecologie du Benthos, s'est fixé comme but l'analyse des indicateurs biologiques de variation relative du niveau de la mer (LABOREL et LABOREL-DEGUEN, sous presse). Nous essayons donc, dans ce travail, de quantifier la montée relative du niveau de la mer depuis 5000 ans B.P. sur côtes rocheuses grâce à un enregistreur précis, la corniche à *Lithophyllum*. De nouvelles datations au radiocarbone peuvent permettre d'obtenir des données statistiques inédites sur la montée relative du niveau de la mer dans différents types de substrat, en Méditerranée nord-occidentale. Notre problématique générale est donc de distinguer le rôle de la mobilité endogène du substrat de celui de la variable eustatique, dans la mobilité verticale du plan d'eau.

2. Ces données acquises, il était nécessaire de les vérifier sur côte meuble et dans un milieu anthropisé. La calanque-estuaire du Lacydon à Marseille, actuel Vieux Port, présentait toutes ces conditions. Le chantier de la place J. Verne, sous la direction d'A. Hesnard, sera un magnifique terrain de recherches pluri-disciplinaires, grâce à l'accueil idéal et aux soutiens financiers et scientifiques reçus.

L'étude de la mobilité sur côte meuble nécessitait une mise au point sur les indicateurs sédimentologiques les plus significatifs. Sans les multiples discussions avec P. Weydert, cette recherche sur côte meuble n'aurait pas abouti. En effet, les variations spatio-temporelles des corps sédimentaires littoraux posent des problèmes d'interprétation. De plus, les processus de transport et de sédimentation ont été perturbés par la mise en valeur humaine du littoral dès l'Age du Bronze.

3. Enfin, nous avons essayé de décrire les temps forts du plus vieux port de France. C'est un défi et un enjeu important en géo-archéologie. Il s'agit de reconstruire l'environnement des sociétés fossiles en envisageant la façon dont celles-ci l'ont transformé, en essayant d'identifier le moment où l'Homme devient

un facteur morphogénique déterminant, et également de distinguer ce qui relève de l'évolution naturelle du milieu de ce qui dépend de l'action anthropique. Cette analyse de différents types de mobilité littorale sera donc effectuée grâce aux différentes "mémoires" d'un chantier de fouilles (DURAND-DASTES, 1990). Il s'agit d'essayer de déterminer, une triple signature, héritée du substrat (mobilité endogène), liée à l'histoire climatique et géomorphologique et associée à l'occupation humaine.

Dans un tel contexte, le géographe peut démontrer la richesse de sa démarche et de trois qualités majeures qu'il détient : l'ouverture vers d'autres disciplines, c'est-à-dire "l'aptitude à ne point morceler ce que la nature rassemble" (Vidal de La Blache cité par CLOZIER, 1972), une compétence dans l'analyse des formes et formations superficielles, ainsi que la recherche constante des interactions Homme-milieu dans la prise en compte du site dans son ensemble.

Nous posons donc le problème de la précocité de l'anthropisation du littoral, dans la continuation des travaux entamés par l'équipe pluridisciplinaire sous la houlette des géographes et des archéologues aixois (synthèse *in* LEVEAU et PROVANSAL, 1993a). Nous essayerons d'insister sur le rôle décisif de l'anthropisation, en liaison avec les variations climatiques régionales depuis 5000 ans, dans la mobilité des paysages littoraux.

Notre double fil conducteur est la mobilité verticale relative du plan d'eau, ainsi que les transformations paléo-géographiques du trait de côte, dans le cadre d'une anthropisation croissante (mobilité latérale).

Notre travail comporte donc quatre temps : une première partie est centrée sur l'analyse d'un indicateur biologique sur côte rocheuse (*Lithophyllum lichenoides*), témoin des variations relatives verticales du niveau de la mer. Nous présentons ensuite les informations paléo-bathymétriques obtenues lors des fouilles archéologiques du Lacydon de Marseille (troisième partie) en les étalonnant par comparaison avec les plages actuelles (deuxième partie). Une dernière partie est consacrée à l'étude des impacts anthropiques sur le fonctionnement écologique du Vieux Port de Marseille.

PREMIERE PARTIE : INDICATEUR BIOLOGIQUE ET VARIATIONS RELATIVES DU NIVEAU DE LA MER SUR COTES ROCHEUSES

"... Que la mer ait anciennement et pendant des périodes plus ou moins longues couvert, puis laissé à sec en se retirant une bonne partie des continents, le fait en soi n'a rien d'inadmissible."
STRABON, Géographie, tome 1, livre 1, trad. TARDIEU.

Le " rocher... est cassé net du côté de la mer, où, sur tous les points, il présente les vives arêtes de ses dalles légèrement rongées à la hauteur de l'eau... "
H. de BALZAC, La duchesse de Langeais, 1834.

Nous étudierons les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides* car elles sont un indicateur biologique précis des variations du niveau de la mer. Dans une première partie, nous décrirons rapidement ces constructions organogènes. Dans une deuxième partie, nous insisterons sur les problèmes liés à l'utilisation du *Lithophyllum lichenoides* comme indicateur paléobathymétrique, en soulignant les rapports qui lient sa morphologie aux variations du niveau de la mer. Enfin nous présenterons et nous interpréterons les résultats des recherches.

I. DESCRIPTION DES BIOCONSTRUCTIONS A *LITHOPHYLLUM LICHENOIDES*

L'objectif était de recenser les corniches actuelles afin de sélectionner les sites susceptibles de livrer des chicots de corniche immergés, dans le but d'étudier les variations relatives récentes du niveau de la mer. La reconnaissance pédestre s'est donc souvent doublée d'une prospection sous-marine, soit avec masque et tuba, soit en scaphandre autonome, afin de retrouver ces vestiges.

A. RAPPELS CONCERNANT LES BIOCONSTRUCTIONS A *LITHOPHYLLUM LICHENOIDES*

Les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides* Philippi (*Rhodophyta, Corallinacea* , WOELKLERLING *et al.*, 1985) sont un indicateur biologique précis des variations relatives du niveau de la mer (LABOREL *et al.*, 1983 et LABOREL, 1987) car leurs conditions de développement sont strictement localisées au sous-étage médiolittoral inférieur, au sens employé par les biologistes marins (MOLINIER et PICARD, 1953 et 1954 ; MOLINIER, 1955 ; PERES et PICARD, 1964 ; PERES, 1967 ; BOUDOURESQUE, 1971 ; DALONGEVILLE, 1986 ; AUGIER, 1991). C'est la bioconstruction la plus haute de Méditerranée occidentale. L'algue, très résistante au choc des vagues, édifie un bourrelet ou une corniche saillante

fortement cimentée et résistante dont le bord externe se situe légèrement au-dessus du niveau moyen de la mer.

1. Rappels concernant l'étage bionomique médiolittoral

PERES et PICARD (1964) soulignent qu'un étage bionomique est l'espace où les conditions écologiques sont fonction de la position par rapport au niveau de la mer et sont sensiblement constantes ou varient régulièrement entre les deux niveaux critiques marquant les limites de l'étage. Cet étagement possède, tant pour les milieux actuels que fossiles, une valeur générale, car il s'appuie sur deux facteurs physiques permanents et universels qui se réfèrent au plan d'eau : la durée relative des temps d'immersion et d'exondation qui détermine le bilan d'humectation, et l'éclairement qui conditionne le développement des organismes photosynthétiques (figure 1). Les limites des étages sont donc précises et peuvent être utilisées comme des références pour des reconstitutions paléobathymétriques (MASSE, 1988).

L'étage médiolittoral, dans lequel se développe le *Lithophyllum lichenoides,* est régulièrement soumis aux alternances d'émersion et d'immersion de la mer. L'étage médiolittoral se subdivise en deux sous-étages : supérieur, seulement mouillé par les vagues, et inférieur, immergé lorsque les eaux sont hautes et mouillé par les vagues lorsqu'elles sont basses (PERES, 1967). Il s'agit donc d'un étage plus ou moins fréquemment humecté.

2. Un étagement bionomique particulièrement serré sur les côtes de Provence

Les alternances d'émersion et d'immersion de l'étage médiolittoral sont dues aux vagues, à leurs embruns, aux variations de niveau liées à la pression atmosphérique ou aux vents, ainsi qu'aux marées luni-solaires.

L'étagement bionomique est serré en Provence du fait de la faiblesse des marées. D'après l'annuaire des marées des ports de France, publié par le S.H.O.M. (1989), l'extension verticale de la zone intertidale est réduite à 41 centimetres à Toulon et est d'environ 30 centimètres à Marseille. Il faut noter que le niveau des plus hautes eaux, enregistré au marégraphe de la Corniche à Marseille depuis 1943, est de 140 centimètres au-dessus du niveau moyen de la mer (6/11/1963). Les plus basses eaux sont à 10 centimètres au-dessous du niveau moyen de la mer (31/12/1974, registre du marégraphe, service des phares et balises de Marseille).

A chaque étage ou sous-étage bionomique correspond une ou plusieurs biocénoses à l'origine de bioconstructions échelonnées en relation directe avec les conditions bathymétriques (LABOREL, 1987, HUVE, 1970, figure 2).

Nous postulons donc que les altitudes de développement définies dans les milieux actuels peuvent être considérées comme des références pour l'interprétation bathymétrique des milieux anciens (MASSE, 1988).

3. Diversité morphologique des bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides*

La ceinture à *Lithophyllum lichenoides* peut constituer des encorbellements importants qui ont été successivement dénommés trottoirs de *Tenarea* , trottoir à *Lithothamnion*, puis trottoirs à *Lithophyllum tortuosum* (LABOREL, 1987). Cette construction organogène, édifiée par une algue calcaire, se présente parfois sous la forme d'un bourrelet ou d'une corniche saillante dont le bord externe correspond au niveau moyen de la mer (figure 3). La surface sommitale de la bioconstruction

se localise au niveau du point d'inflexion de l'encoche, si celle-ci est présente (DALONGEVILLE, 1986).

Les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides* présentent des morphologies très diversifiées. Sur un secteur de quelques kilomètres de littoral rocheux, il est possible de discerner de multiples variations morphologiques. Cette classification a souvent été esquissée, par DELAMARE DEBOUTEVILLE *et al.* (1951), SICSIC (1967) ou BIANCONI *et al.* (1987).

Nous distinguons le simple liseré de coussinets, du placage, de la corniche qui peut parfois atteindre deux mètres de large, et même du pont reliant deux bourrelets au niveau d'une indentation rocheuse du littoral (figure 4). Aux îles Medes, sur la Costa Brava, en Catalogne (BARBAZA, 1971 et BALLESTEROS, 1984), les bioconstructions donnent rarement des encorbellements et s'apparentent plus souvent à des trottoirs d'érosion tapissés de thalles de *Lithophyllum,* assez proches de ceux étudiés par DALONGEVILLE au Liban (1977). GUILCHER (1954) a cependant décrit de véritables corniches sur la côte rocheuse entre l'Estartit et l'Escala.

Les côtes calcaires, à encoche bien marquée, ont donc tendance à être beaucoup plus des côtes à trottoirs tapissés de *Lithophyllum* qu'à corniches surplombantes. C'est souvent le cas sur la côte des calanques de Marseille et de Cassis où les édifices organogènes sont installés sur un profil littoral d'abord dû à l'érosion (DALONGEVILLE, 1986).

B. STRUCTURE

A la coupe, trois zones composant la structure interne de la corniche se distinguent clairement (LABOREL, 1987 et figure 3).

. Une première couche, épaisse de quelques cm, est constituée de thalles vivants colorés en beige-mauve, sans dépôt sédimentaire entre leurs branches (couche 1).

. Cette croûte superficielle recouvre une deuxième zone formée de thalles morts (couche 2). Les interstices entre ces couches de thalles sont partiellement colmatés par un dépôt de débris de thalles.

. Au-dessous de cette deuxième couche, facilement cassée, s'observe une dalle, particulièrement résistante, formée de thalles fossilisés dans un ciment calcaire micritique, de type calcite magnésienne (BLANC et MOLINIER, 1955). C'est le coeur du trottoir (couche 3), qui a l'aspect et la consistance d'une véritable roche. La porosité est faible, inférieure à 5% (LABOREL *et al.*, 1983). Cette troisième couche est constituée de vermicules réticulées de couleur blanche, correspondant aux squelettes fossiles des thalles, noyés dans un ciment calcaire. Sa base est attaquée par les organismes destructeurs (éponges foreuses, végétaux perforants, dattes de mer, oursins..., DALONGEVILLE et LE CAMPION, 1982 ; DALONGEVILLE, 1986 ; LE CAMPION 1979-80 et 1989 ; SPENCER, 1988 et 1992).

Une coupe transversale de la partie fossile des corniches à *Lithophyllum* montre donc une structure feuilletée en lits plus ou moins parallèles entre eux qui fait penser à des périodes de croissance entrecoupées de stades de mort des thalles. D'après LABOREL *et al.*, 1983, ces discontinuités correspondent probablement à des "repeuplements successifs de la surface construite à la suite de périodes de mortalité accidentelle" à mettre en relation avec des variations apériodiques du niveau de la mer sous l'influence de la pression atmosphérique. Des baisses du niveau de la mer sont fréquentes sur les côtes de Provence et entraînent de fortes mortalités dans les peuplements algaux littoraux, suivies de recolonisations. Le

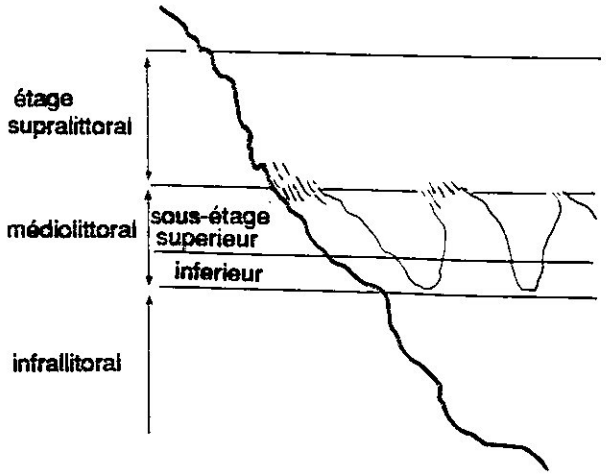


Figure 1 : Etagement sur côtes rocheuses.

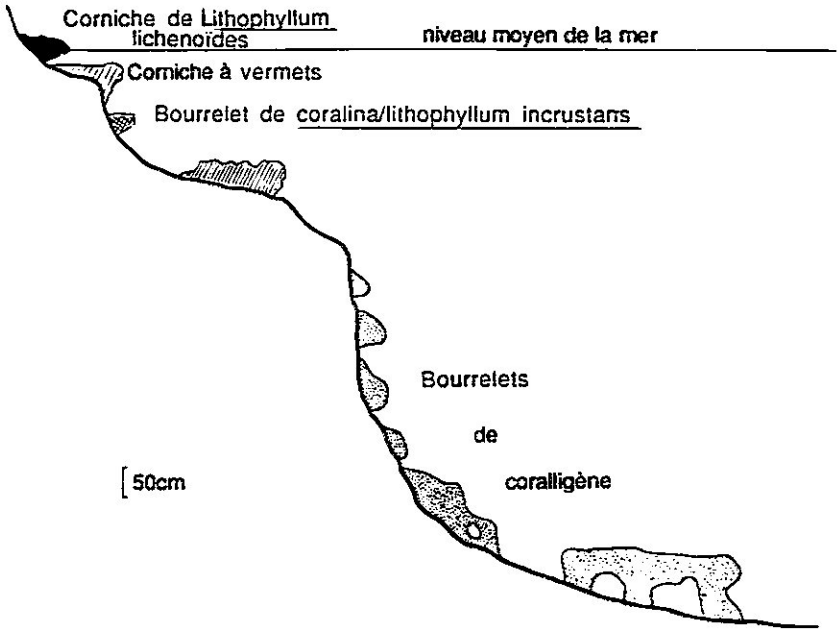


Figure 2 : Etagement des constructions organogènes en Méditerranée occidentale d'après LABOREL, 1987.

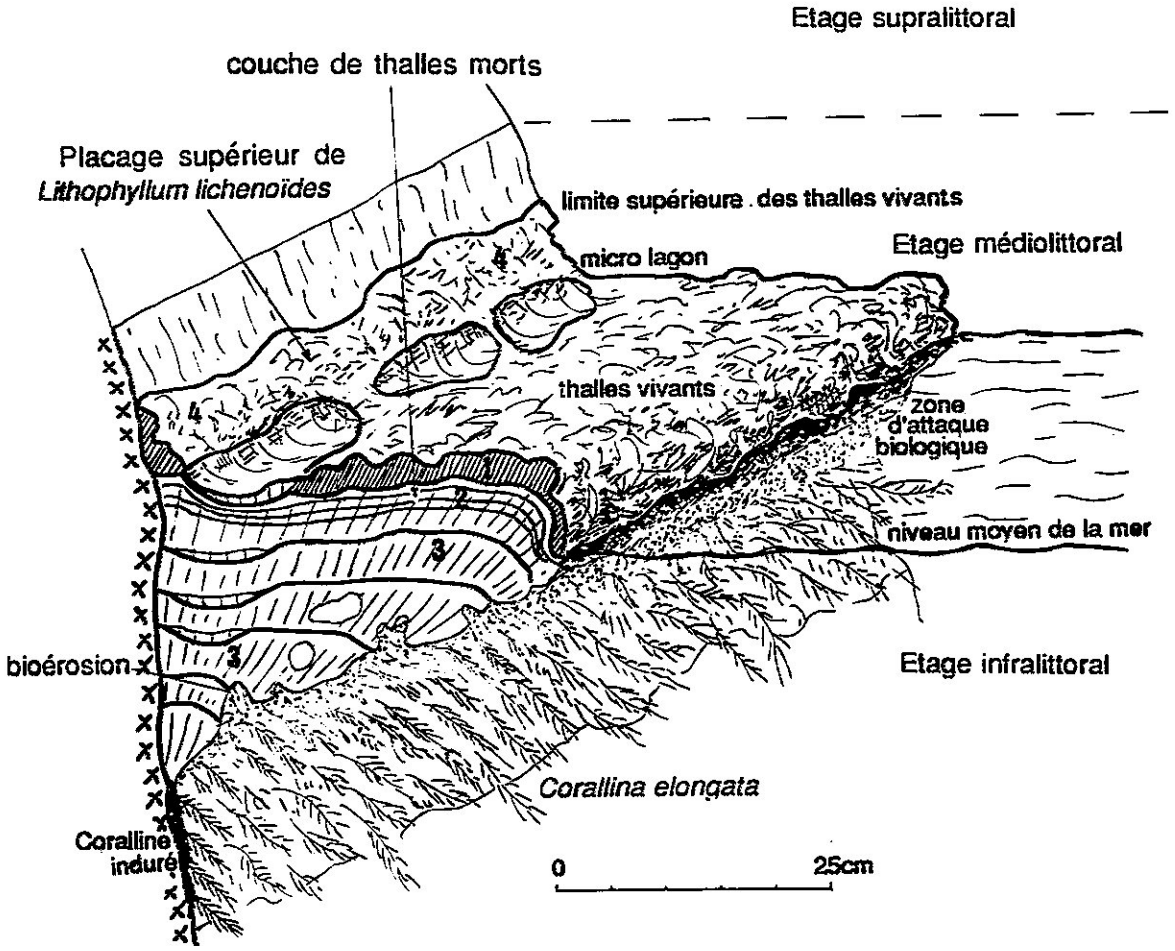


Figure 3 : Bloc diagramme d'une corniche à *Lithophyllum lichenoides*, d'aprés MORHANGE *et al.* , 1992.

rôle des variations barométriques apériodiques nécessiterait une étude plus approfondie.

. Au-dessus des bioconstructions principales, on distingue souvent un placage supérieur de thalles vivants, en colonie dense (couche 4). Ce placage supérieur est caractérisé par une vitalité bien meilleure du peuplement en thalles par rapport à celle de la bioconstruction principale sous-jacente (figure 3).

C. RAPPELS CONCERNANT LES FACTEURS D'ETABLISSEMENT ET DE DEVELOPPEMENT DES BIOCONSTRUCTIONS A *LITHOPHYLLUM*

Comme l'avaient déjà indiqué BLANC et MOLINIER (1955), les conditions d'installation et de développement des bioconstructions à *Lithophyllum* sont variées.

Trois critères principaux sont retenus : les facteurs liés au milieu marin (mode battu, ressac important, propreté des eaux), au climat (exposition ombragée) et au support physique (topographie de type falaise, dureté, rugosité et résistance du substrat). Ces variables expliquent une répartition spatiale et une zonation altitudinale très précises, dans le sous-étage médiolittoral inférieur, des bioconstructions à *Lithophyllum*..

Quant à la présence de chicots fossiles immergés de *Lithophyllum*, sous le niveau actuel de la mer, elle témoigne donc de paléoniveaux inférieurs au niveau marin actuel.

II. BIOCONSTRUCTIONS A *LITHOPHYLLUM LICHENOIDES* ET VARIATIONS RECENTES DU NIVEAU DE LA MER

A. INTERET PALEOBATHYMETRIQUE DES BIOCONSTRUCTIONS A *LITHOPHYLLUM LICHENOIDES*

Dès 1954, PICARD insistait sur la nécessité d'une collaboration entre océanographes, biologistes, géologues et géographes pour étudier les formations organogènes benthiques de Méditerranée. Depuis cette époque, le nombre d'indicateurs biologiques du domaine marin n'a cessé de croître grâce à une meilleure connaissance des étagements bionomiques. Les plus intéressants sont ceux de l'étage médiolittoral car ils ont des limites altimétriques précises (STEPHENSON et STEPHENSON, 1949 ; PERES et PICARD, 1964 ; LABOREL 1980, 1986 et 1987; LABOREL et LABOREL-DEGUEN, sous presse). Comme la plupart des algues ou des organismes encroûtants, les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides* offrent deux intérêts majeurs (SANLAVILLE, 1977) :

. une indication précise du niveau moyen de la mer, car l'amplitude verticale du *Lithophyllum* est faible, d'environ 20 cm. La précision dans la détermination de niveaux fossiles est égale à la demi-valeur de l'amplitude verticale de l'espèce, à laquelle vient s'ajouter l'incertitude de mesure estimée à environ trois centimètres dans le cas de mesures sous l'eau (LABOREL *et al.*,1982, 1986). Ces résultats sont remarquablement précis. Les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides* peuvent donc enregistrer de faibles variations du plan d'eau, qu'elles soient d'origine tectonique ou eustatique.

. la facilité de datation, par le carbone14, des bourrelets et corniches. La matrice hétérogène des échantillons pouvait poser un problème car il fallait s'assurer qu'il ne pouvait s'agir d'un remplissage postérieur ou d'une recristallisation qui risquait donc de rajeunir sensiblement la datation de l'échantillon. D'autant plus que, techniquement, il est impossible de dissocier les thalles fossiles de la matrice. La datation porte donc sur le carbone total de la formation. Nous avons

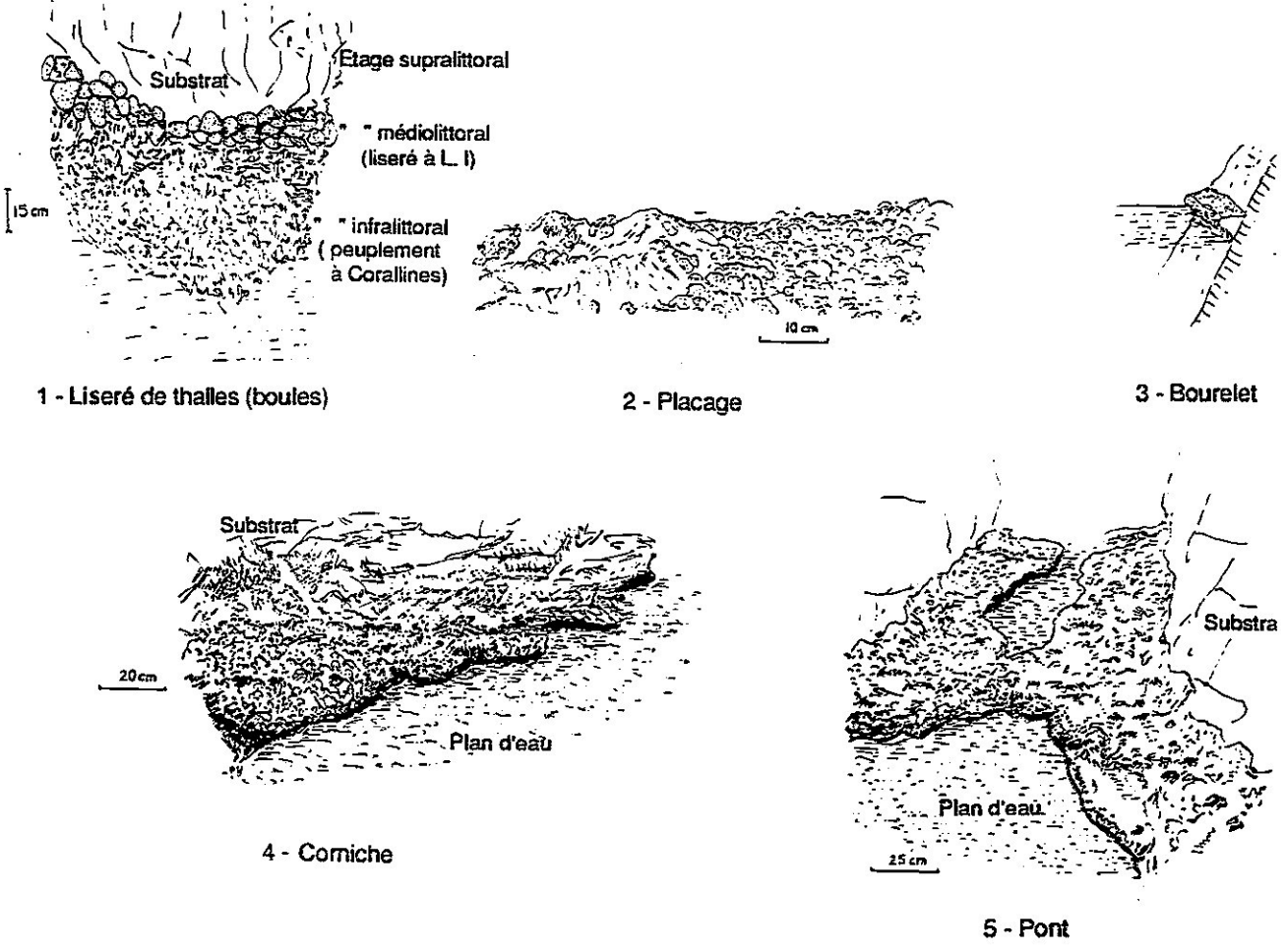


Figure 4 : Croquis des différentes formes de bioconstruction.

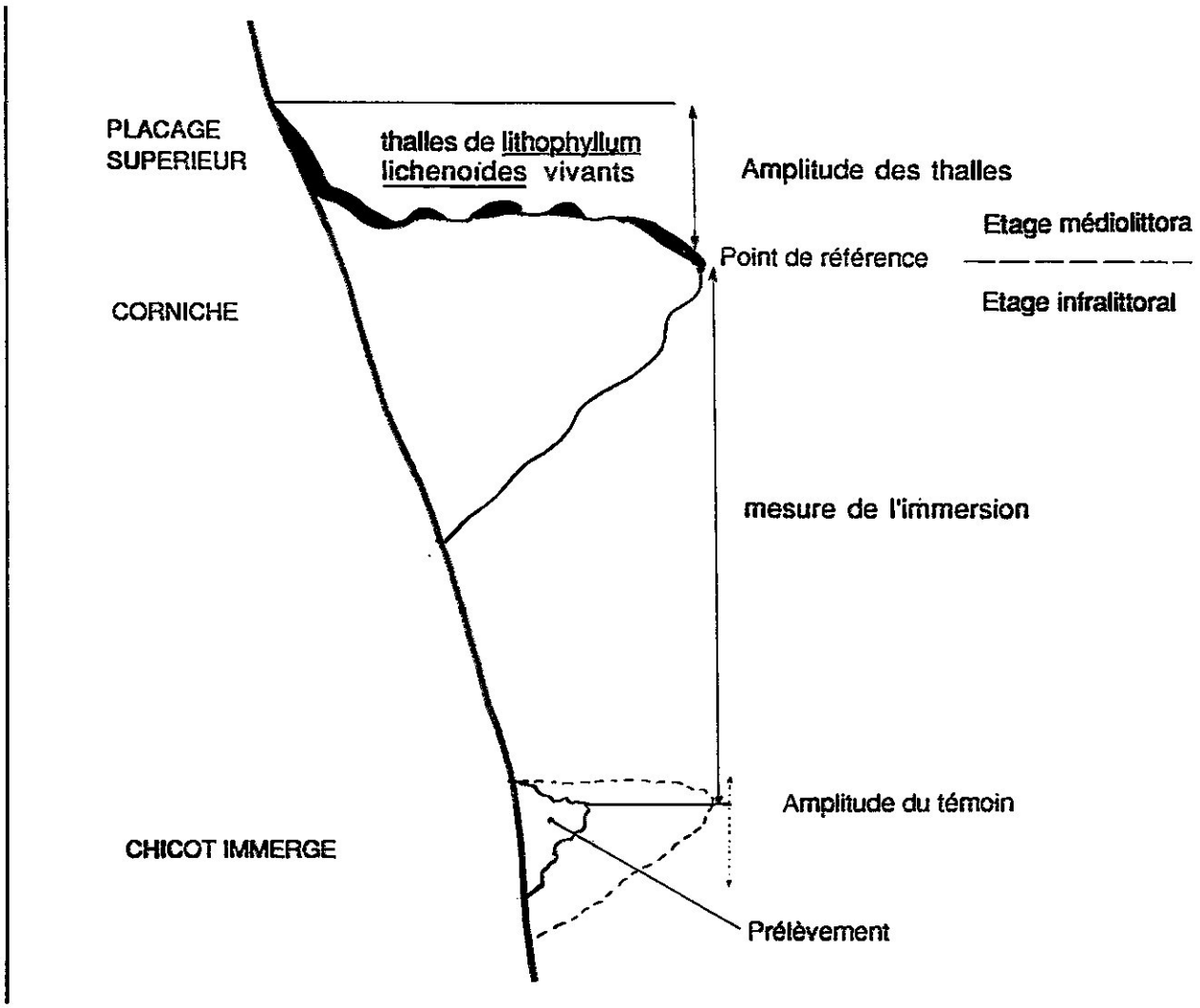


Figure 5 : Coupe indiquant les mesures prises sur le terrain.

nettoyé le mieux possible, à la loupe, les échantillons à dater en éliminant au maximum toutes les zones douteuses susceptibles d'avoir été contaminées par bioérosion ou recristallisées. Les échantillons ont été datés par la méthode de scintillation liquide au Laboratoire de Géologie du Quaternaire, Luminy, Marseille (R. Lafont).

B. PROBLEMES LIES A L'UTILISATION DU *LITHOPHYLLUM LICHENOIDES*

1. Détermination du niveau de la mer

De nombreux auteurs ont étudié le problème de la détermination du niveau de la mer (PIRAZZOLI,1976a ; PINOT, 1979 ; KIDSON et HEYWORTH, 1979 ; KIDSON 1986 ; JARDINE 1986 ; VAN DE PLASSCHE, 1986). Sa définition la plus simple est la mesure à un endroit précis en un temps limité. C'est le niveau instantané de la mer. Sur le terrain, lors de l'échantillonnage des bioconstructions, on ne peut mesurer la différence altimétrique entre le bord externe de la corniche et le niveau de la mer. La principale difficulté est liée aux variations rapides et importantes de ce niveau instantané sous l'influence de divers facteurs (marée, vent, conditions barométriques, agitation). Les bioconstructions sont soumises à une succession d'émersions et d'immersions.

Comme le niveau moyen de la mer est une valeur statistique difficilement mesurable (niveau de la mer sans marée) et une notion abstraite (FAURE, 1977), il convient de rechercher un niveau stable. Nous avons donc choisi de mesurer la dénivellation entre le bord externe de la corniche algale vivante et les témoins fossiles immergés de *Lithophyllum*.

2. Détermination d'un niveau de référence

L'espèce *Lithophyllum lichenoides* caractérise le sous-étage médiolittoral inférieur. C'est un niveau "mobile" en fonction du mode plus ou moins battu. Il faut rappeler que la division du littoral en étages est basée sur la répartition des organismes et non selon des critères altimétriques. Une remontée de la ceinture de *Lithophyllum lichenoides*, qui peut atteindre plus de deux mètres dans des anfractuosités particulièrement battues (îlot Carall Bernat aux Medes), correspond à un déplacement vertical de tous les étages bionomiques et ne doit pas être interprétée comme un changement d'étage. Il ne faut donc comparer que des formations de même mode.

D'autre part, plus le mode est battu, plus l'amplitude verticale des thalles vivants est importante. Comme la moitié de la mesure de l'amplitude représente l'incertitude de mesure de hauteur entre une corniche vivante et un chicot immergé, il faut rechercher de préférence des corniches bien développées dans des secteurs de côte relativement abrités.

Nous ne prendrons pas pour niveau de référence la limite supérieure des thalles vivants. On remarque en effet qu'un placage supérieur de *Lithophyllum* (couche 4) domine la bioconstruction principale. Ce mince placage des thalles ne peut pas être à l'origine de chicots fossiles immergés d'épaisseur parfois importante (30 cm à La Ciotat par exemple). C'est donc la limite externe du bourrelet ou de la corniche qui a été retenue comme niveau de référence. C'était déjà le cas lors des deux premières études (LABOREL *et al.* , 1982 ; 1983). La figure 5 récapitule les différentes mesures effectuées sur le terrain.

3. Choix des sites

a. La première condition est la présence de chicots fossiles de *Lithophyllum lichenoides* au-dessous de la formation actuelle. En 1966, FROGET semble être le premier auteur à avoir insisté sur l'intérêt de l'étude de ces bioconstructions fossiles immergées.

La détermination se fait par fracturation de chicots qui sont fréquemment recouverts par un concrétionnement coralligène infralittoral résistant. Au coeur des chicots, les algues fossiles de *Lithophyllum lichenoides* apparaissent sous la forme de vermiculations blanches noyées dans une matrice grise.

La reconnaissance sous-marine reste partielle car elle est longue et pénible. Le prélèvement, en scaphandre autonome, est rapidement épuisant car il ne faut prélever que des échantillons sains au coeur des chicots. Parfois, dans le cas d'une pollution relativement importante, comme à la calanque du Cannier, à La Ciotat, à proximité de l'exutoire de la station d'épuration, le développement de la bioérosion, en particulier par les oursins, a décapé la couverture de corallines, permettant ainsi une récolte de chicots immergés beaucoup plus aisée. Nos recherches ont donc été limitées par toutes ces contraintes de terrain.

b. Un deuxième problème est celui de la conservation hypothétique des bioconstructions. Il ne faut pas oublier plusieurs points :

- La corniche est un relief en surplomb, fragile car menacé d'écroulement par les vagues de tempête.

- Les chicots immergés sont soumis à une bioérosion intense et rapide prenant différentes formes en fonction des processus : abrasion, comme les perforations de la cryptofaune du type des éponges, des oursins, des vers ou des mollusques, et biocorrosion occasionnée par des micro-organismes comme les cyanobactéries (LE CAMPION, 1979, 1979-80, 1989 ; TORUNSKI, 1979 ; SPENCER, 1988 et 1992). Les pollutions organiques accélèrent grandement l'érosion et la disparition des bioconstructions actuelles et fossiles (MORHANGE *et al.*, 1992).

c. La troisième condition à vérifier, est que le chicot immergé ne soit pas un fragment déplacé ou recimenté d'une bioconstruction sus-jacente. Au banc du Veyron, au nord-ouest de l'île du Planier, FROGET (1966) avait trouvé, par -25 mètres, un bourrelet de *Lithophyllum*. Après vérification, il pourrait s'agir d'un morceau écroulé de corniche (LABOREL, comm. pers.).

4. Consolidation des bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides*

Deux arguments plaident en faveur d'une consolidation médiolittorale des bioconstructions à *Lithophyllum* :

a. Argument morphologique

Il faut remarquer que l'on a toujours récolté sous l'eau des bourrelets appartenant à la couche consolidée n°3. L'édification d'une bioconstruction fossile, résistante à l'érosion, nécessite la cimentation interne des thalles avec la matrice.

Cette consolidation doit suivre rapidement la construction, sinon l'érosion l'emporte facilement. On peut l'observer de nos jours quand de gros thalles non coalescents sont détachés du substrat lors de tempêtes. Le placage supérieur (couche 4) ne peut donc pas être à l'origine de chicots fossiles immergés, cette couche, d'une faible épaisseur, n'étant constituée que de thalles vivants.

b. Argument pétrographique

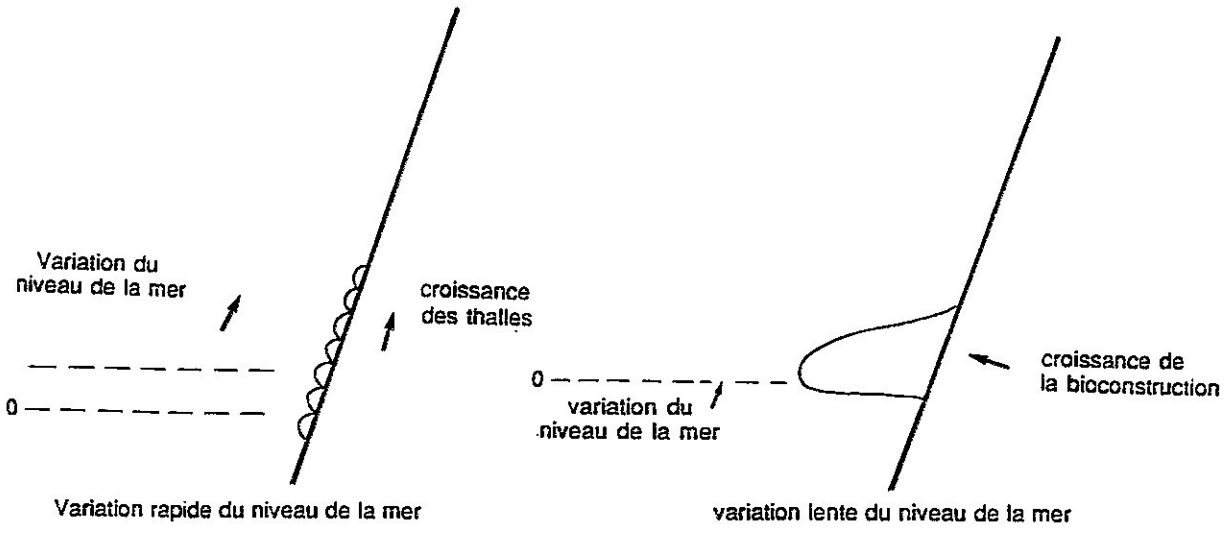


Figure 6 : Mise en relation des variations du niveau de la mer et des types de bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides.*

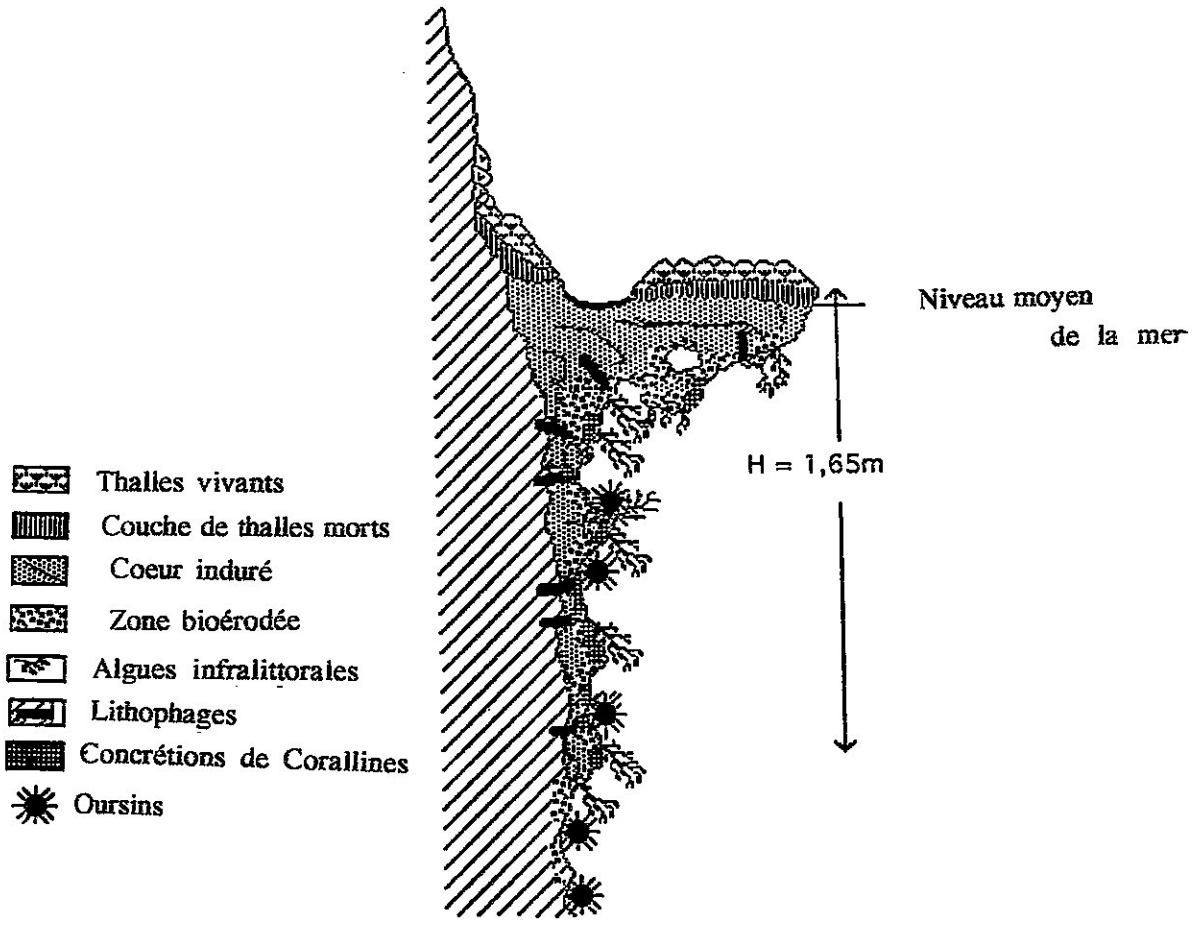


Figure 7 : Profil de la corniche et des chicots à *Lithophyllum,* calanque de Gameu, La Ciotat (dessin Laborel).

L'analyse des lames minces du coeur des formations organogènes montre leur complexité pétrographique (BLANC et MOLINIER, 1955 ; WALTER-LEVY *et al.*, 1959 au cap d'Antibes). Les lames observées par nous et E. Verrecchia proviennent de la calanque de Gameu à La Ciotat au niveau de la corniche actuelle et d'un chicot immergé.

Les lames minces ne présentent aucune différence entre le coeur des bioconstructions actuelles et celui des fossiles. Les thalles de l'algue et les interstices sont colmatés par un ciment. Cette matrice, de la même couleur bistre que les thalles, est composée de deux dépôts différents :

- L'un grossier s'est mis en place dans un contexte énergétique synsédimentaire, car il incorpore des fragments de thalles. Comme l'avaient déjà indiqué BLANC et MOLINIER en 1955, ces éléments sont d'origine détritique et proviennent du démantèlement des bioconstructions. Ils ont été cimentés avec la corniche et constituent des micro-brèches. La charge détritique est cependant limitée. On peut l'estimer visuellement à 10% en surface des échantillons nettoyés. Sa présence peut s'expliquer par l'étagement médiolittoral de la bioconstruction, qui reçoit et piège les sédiments en suspension dans l'eau de mer.

- L'autre dépôt est défini par des inclusions provenant du substrat ou des altérites continentales. Par exemple, à Centuri, au cap Corse, le ciment est enrichi par des micas. Au cap d'Antibes, on trouve des micas, des feldspaths, des oxydes de fer et de la glauconie (WALTER-LEVY *et al.*, 1959).

Un ciment post-sédimentaire cimente l'ensemble thalles-éléments détritiques. Des vacuoles d'érosion sont tapissées régulièrement par des micro-cristaux formés en milieu vadose, caractéristique de l'étage médiolittoral.

Quelle que soit la profondeur du prélèvement, il n'y a pas de différence pétrographique. C'est la même roche que nous datons à des profondeurs différentes et qui s'est consolidée au niveau de l'étage médiolittoral dans un contexte vadose.

5. Variations relatives du plan d'eau, bioconstruction et érosion

Trois cas de figure sont possibles (figure 6) :

a. Montée du niveau de la mer

En cas de montée rapide du niveau de la mer, de l'ordre de quelques millimètres par an, on peut penser que la croissance des bioconstructions suit la vitesse de remontée du niveau marin, alors à l'origine d'un placage superficiel.

. Problème du placage supérieur

Au-dessus des bioconstructions principales, on distingue un placage supérieur de thalles vivants (couche 4, figure 3) qui peut être interprété de trois manières :

- L'érosion mécanique, chimique et biologique des corniches peut provoquer une desquamation accélérée de leur surface. Cette dégradation abaisse donc cette surface supérieure, qui passe de l'étage médiolittoral à l'infralittoral. Les thalles vivants de *Lithophyllum*, constituant un placage au-dessus de la corniche morte ne font que recoloniser l'étage médiolittoral et ne peuvent donc pas être interprétés comme un indice d'oscillation relative du plan d'eau. Il faut d'ailleurs souligner que cette évolution morphologique est limitée aux secteurs les plus pollués.

- Le développement du placage supérieur de thalles peut aussi indiquer des déformations endogènes (néotectonique, tassements localisés) qui ont une signification régionale ou locale. Cependant, l'omniprésence du placage supérieur peut aussi s'expliquer par une mobilité isostatique des secteurs étudiés.

- L'hypothèse d'une remontée séculaire du niveau de la mer Méditerranée, entraînant une légère variation positive des étages bionomiques n'est pas à écarter. Le développement actuel, à composante verticale, du placage supérieur de thalles peut correspondre, par exemple, à la montée séculaire du plan d'eau, enregistrée par le marégraphe de Marseille (PIRAZZOLI, 1986 et 1987a ; BLANC et FAURE, 1990). Ce placage suggèrerait donc une variation positive du plan d'eau, légère et récente, à l'échelle du siècle. Le problème de la réponse eustatique de la Méditerranée au signal climatique reste très délicat à interpréter (PIRAZZOLI, 1991).

. Profils sur le terrain

En analysant les profils sur le terrain, nous identifions partout deux types de bioconstructions : la construction actuelle, souvent épaisse et large (figures 7, 21 et 24), ainsi qu'un chapelet de chicots immergés beaucoup plus petits. A partir de cette succession morphologique, nous pouvons émettre deux hypothèses :

- une bioérosion infralittorale des bioconstructions immergées, donnant des chicots.

- une montée relative du niveau de la mer plus rapide qu'actuellement, l'amplitude de la construction de la corniche contemporaine pouvant donc correspondre à une décélération ou une stabilisation de la montée du niveau marin. En cas de ralentissement de la montée du plan d'eau, la bioconstruction s'élargit et s'épaissit, par empilement de couches de thalles les unes sur les autres, matérialisant ainsi ce changement de vitesse.

b. Stabilisation du niveau de la mer

Nous avons démontré plus haut que la cimentation des bioconstructions s'est effectuée dans les conditions vadoses de l'étage médiolittoral. Cette stabilisation pose le problème de leur vitesse de construction.

BOUDOURESQUE *et al.*, 1972, ont étudié la croissance *in situ* des thalles de *Lithophyllum*. Ils identifient des différences de vitesse de croissance en fonction de l'âge des individus et des biotopes. Pendant la première année de croissance, les marges des thalles de *Lithophyllum* avancent en moyenne de 1,1 mm par mois. La croissance ralentit ensuite. Ils considèrent, que les individus de 6 cm de diamètre basal peuvent être âgés de 2 à 3 ans.

En ce qui concerne la bioconstruction, trois ans après destruction du peuplement originel, HUVE (1970) a pu analyser la régénération d'un placage pratiquement continu et uniforme, d'environ 15 mm d'épaisseur et dont les limites altimétriques correspondaient à celles de l'horizon témoin. Ce placage ne laisse cependant pas encore deviner l'ébauche d'un encorbellement. La vitesse de construction est donc d'environ 5 mm par an.

Cette croissance est considérée comme relativement lente. La bioconstruction d'une corniche à *Lithophyllum lichenoides* nécessite donc un stationnement du niveau marin. Les datations C14 des coeurs et des bases des corniches actuelles doivent permettre d'estimer la durée minimale de stationnement du niveau marin nécessaire à l'édification de telles bioconstructions.

c. Baisse du niveau de la mer

Dans le cas d'une baisse relative du niveau de la mer, la bioconstruction se retrouve perchée dans l'étage supralittoral. Elle est alors susceptible d'être rapidement démantelée par karstification ou lors de violentes tempêtes.

Sur les côtes rocheuses de Provence, qui ont été longées à pied de Martigues à Menton, nous n'avons jamais retrouvé de vestiges de bioconstructions à *Lithophyllum* émergés. Nous insistons donc sur l'absence d'indice biologique de stationnement marin historique supérieur au niveau marin actuel sur les côtes rocheuses de Provence.

Les constructions à *Lithophyllum lichenoides* se comportent donc comme des enregistreurs paléobathymétriques, à interpréter avec prudence, mais dont la précision paraît difficile à égaler par d'autres méthodes sur des substrats rocheux.

Dans cette étude, nous n'avons pas tenu compte des effets possibles du géoïde marin qui a pu brouiller la lecture et l'interprétation des résultats obtenus. De nos jours, le géoïde marin présente une bosse au niveau du golfe du Lion avec des différences altimétriques de l'ordre du mètre entre les côtes de Provence et celles de Haute-Corse (BARLIER *et al.*, 1983 ; PIRAZZOLI, 1987a).

III. RESULTATS DES RECHERCHES

Nous avons travaillé sur neuf sites dont deux avaient déjà fait l'objet de recherches, Port-Cros (LABOREL *et al.*, 1983) et Scandola (LABOREL *et al.*,1982, figure 8).

A. RECHERCHES ANTERIEURES ENTREPRISES A PORT-CROS (VAR) ET A LA SCANDOLA (CORSE DU SUD)

Ce texte reprend rapidement et discute les résultats obtenus par l'équipe des biologistes de la faculté des sciences de Luminy sous la direction du professeur J. LABOREL (LABOREL *et al.*, 1982 et 1983).

1. LA CORNICHE DE L'ILOT DE LA GABINIERE A PORT-CROS

a. Contexte

L'îlot se situe au sud de Port-Cros (figure 8). Le site a été choisi pour plusieurs raisons:

. Stabilité tectonique depuis le Tyrrhénien

Le massif cristallophyllien des Maures, dont font partie les îles d'Hyères, est caractérisé par une stabilité tectonique (TANAZACQ, 1961 ; BRONNER *et al.*, 1971 ; CAMPREDON et BOUCARUT, 1975 ; OLIVES BANOS et FONTEILLES, 1980 ; COMBES, 1984). Les recherches effectuées sur les dépôts tyrrhéniens des Maures montrent qu'ils sont peu déformés avec un niveau à +4 m, considéré comme une "preuve de stabilité" du massif cristallophyllien et de sa côte (CHAMLEY, 1969 ; CHAMLEY et PORTIER, 1970 ; CHAMLEY *et al.*, 1971). Sur la côte nord-est de Port-Cros, des dépôts conglomératiques attribués au Tyrrhénien, riches en galets quartzeux à matrice roussâtre consolidée, ont été observés à l'ouest de la calanque de La Marma entre 0 et +150 cm au-dessus du niveau marin actuel (BLANC et BONIFAY, 1957, et observations personnelles).

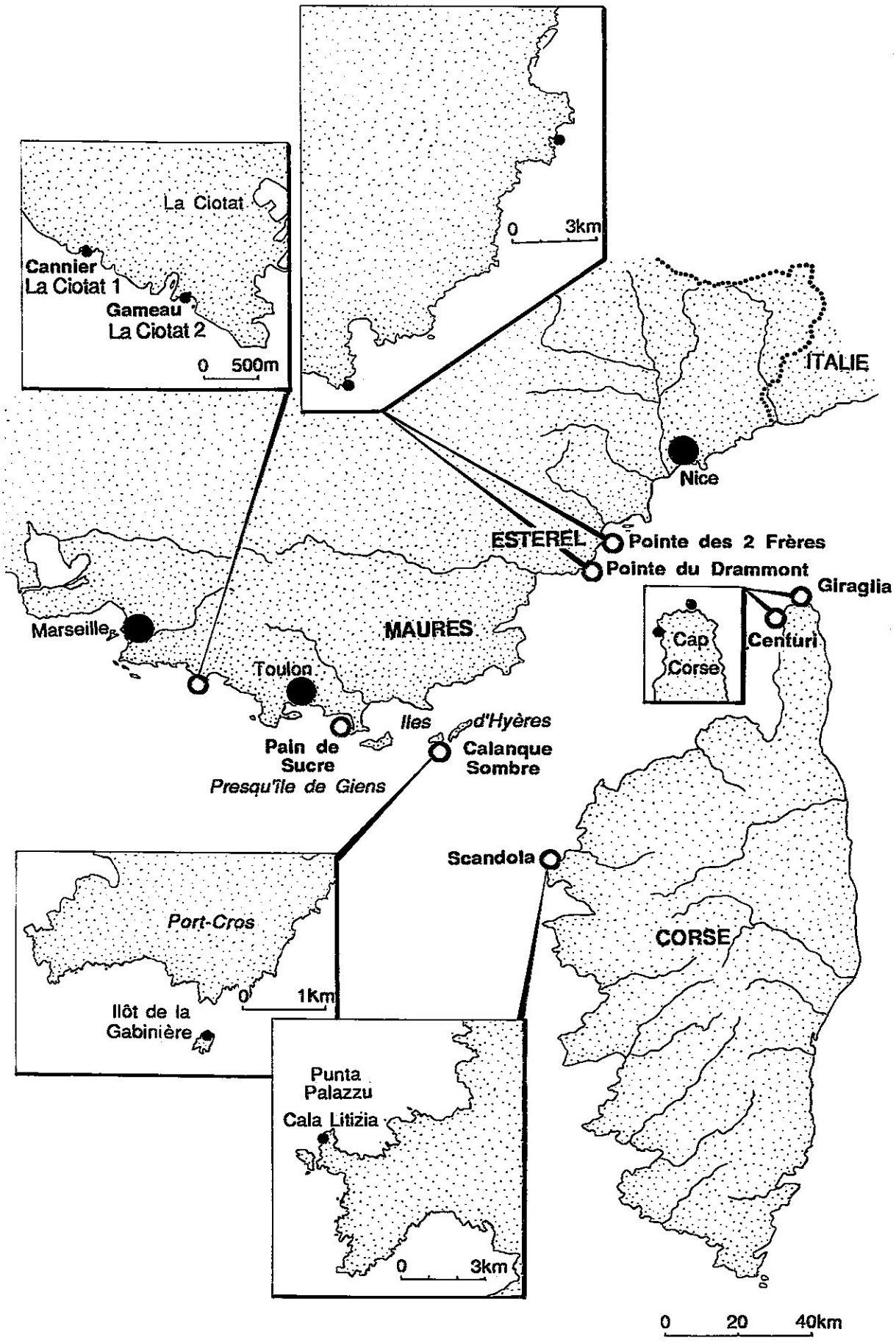


Figure 8 : Localisation des sites de prélèvement des échantillons de *Lithophyllum lichenoides* donnés à datation.

Référence	Altitude (en m)	Age Mesuré année	Observation
Gif 5920	0	Moderne	Base couche externe
Gif 5921	_0,07	300+/-60 B.P.	Couche moyenne corniche
Gif 5922	_0,25	820+/-60 B.P.	Base Corniche
Gif 5916	_0,47	1100+/-60 B.P.	Vestige isolé sur paroi
Gif 5923	_0,50	1490+/-60 B.P.	Vestige isolé sur paroi
Gif 5917	_0,67	1530+/-60 B.P.	Vestige isolé sur paroi
Gif 5918	_0,80	1430+/-80 B.P.	Vestige isolé sur paroi
Gif 5919	_1,25	2650+/-70 B.P.	Vestige isolé sur paroi

Figure 9 : Résultats des datations de Port-Cros, d'après LABOREL *et al.* 1983.

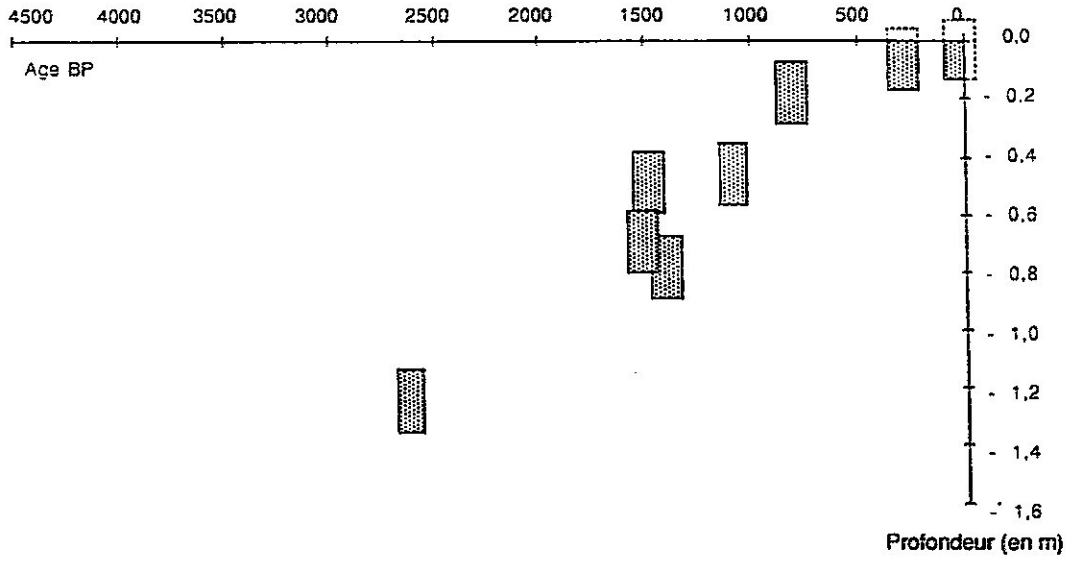


Figure 10 : Diagramme âge/profondeur, Port-Cros, d'après LABOREL *et al.* 1983.

SCANDOLA 1982			PORT-CROS 1983		
PROFONDEUR (cm)	AGE (an)	VITESSE (cm/an)	PROFONDEUR (cm)	AGE (an)	VITESSE (cm/an)
25	150	0,17	0	moderne	X
25	210	0,12	7	300	0,023
40	1720	0,023	25	820	0,03
70	2430	0,029	47	1100	0,042
80	2570	0,031	50	1490	0,033
90	2230	0,04	67	1530	0,044
90	2700	0,033	80	1430	0,056
110	3200	0,034	125	2650	0,047
145	3530	0,041			
150	3865	0,039			

Figure 11 : Vitesses globales de montée relative du plan d'eau dans les stations de Port-Cros (1983) et de Scandola (1982) (vitesses calculées entre la profondeur du prélèvement et le niveau 0 de référence).

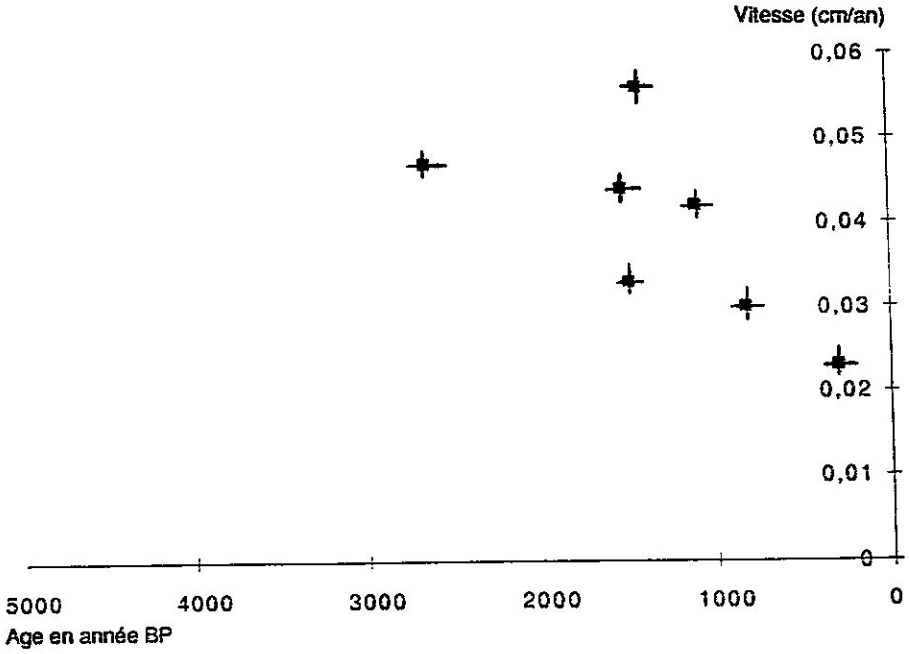


Figure 12 : Diagramme âge/vitesse globale de montée relative du plan d'eau, Port-Cros (1983).

. Des indices récents d'instabilité relative du niveau marin

Le massif des Maures subirait actuellement une surrection de 0,5 à 0,7 mm par an (FOURNIGUET, 1977 ; FOURNIGUET *et al.*, 1984). Par les mêmes méthodes de nivellement, TERRIER et GERAUD (1988) considèrent que le massif des Maures et de l'Esterel subit un soulèvement actuel, estimé à moins de 1 mm par an pour les Maures (LENOTRE, 1990).

Les indices archéologiques de mobilité relative du plan d'eau, au niveau des îles, ne confirment pas ces résultats. En effet, les carrières antiques de la pointe du Tuf, sur la côte sud de Port-Cros, sont partiellement immergées (BOURCART, 1951 ; PASQUALINI, 1989) et les carrières modernes de La Courtade sur la côte nord de Porquerolles ont un plancher d'extraction immergé sous une trentaine de centimètres d'eau (PROVANSAL, 1991).

. Nature siliceuse du substrat

La nature cristallophyllienne du substrat est un atout important. L'absence de calcaire ancien détritique limite les contaminations éventuelles des corniches qui faussent les datations C14 en les vieillissant (LUTAUD, 1924 ; MASUREL, 1953 et GUEIRARD, 1957). Au niveau de la Calanque Sombre, le substrat est composé de micaschistes.

. Pureté des eaux

Cette relative propreté des eaux superficielles limite l'action des organismes biodestructeurs et préserve donc les chicots immergés de *Lithophyllum*.

La corniche se développe sur une falaise abrupte se continuant sous l'eau sur plus de trois mètres. L'amplitude verticale des thalles vivants est de 12 cm. La marge d'incertitude est donc de 12/2 + 3 = 9 cm. Une portion de la corniche actuelle a été prélevée (trois échantillons) ainsi que cinq vestiges isolés sur la paroi entre -47 cm et -125 cm sous le rebord externe de la corniche actuelle. Huit échantillons ont donc été datés par le Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette (LABOREL *et al.*, 1983 ; figures 9 à 12).

b. Résultats

On constate que plus la profondeur augmente, plus les vestiges sont anciens. Le niveau moyen de la mer est monté, en valeur relative, de 125 cm en 2650 ans, ce qui correspond à une vitesse moyenne de montée de 0,047 cm/an.

Par régression linéaire des résultats âge/profondeur (8 dates entre l'actuel et 2650 B.P.), nous obtenons une vitesse de montée du plan d'eau de +0,05 cm/an pour un excellent coefficient de détermination de 94%. Nous démontrons donc une montée progressive du plan d'eau, compatible avec un modèle linéaire. Nous attribuons l'âge 0 au niveau 0 de référence (thalles vivants sur le bord externe de la bioconstruction).

Par régression linéaire des résultats âge/profondeur (7 dates entre 300 et 2650 B.P.), nous obtenons une vitesse de montée du plan d'eau de +0,05 cm/an pour un excellent coefficient de détermination de 93%. Nous démontrons donc que le niveau actuel de la mer s'inscrit dans la logique d'une élévation régulière du plan d'eau depuis 2650 B.P. dans ce cas.

Par régression linéaire des résultats âge/vitesse globale par rapport au 0 de référence (7 vitesses entre l'actuel et 2650 B.P.), nous mettons en évidence une décélération constante de $-1{,}02\ 10^{-5}$ cm/an^2, pour un médiocre coefficient de

détermination de 44%. Les vitesses globales par rapport au 0 de référence ne sont donc pas régulières. Elles sont divisées par deux pendant les deux mille ans étudiés (figure 12).

Nous justifions notre choix du calcul des vitesses globales de mobilité du plan d'eau par rapport au niveau 0 de référence par trois arguments :

- Le niveau 0 est le niveau de référence le plus précis
- Nous aurions pu choisir de calculer les vitesses entre chaque chicot (vitesse instantanée). Cependant, dans le cas de la présence d'un chicot contaminé, cela fausse deux calculs de vitesse au lieu d'un.
- Il faut aussi remarquer qu'il ne faut pas confondre vitesse globale (calculée entre un chicot et le niveau de référence) et vitesse instantanée (calculable entre deux chicots rapprochés). La vitesse globale a moins de sens physique que la vitesse instantanée, car elle incorpore toute l'histoire bathymétrique entre le chicot mesuré et le niveau de référence. Cependant, étant donnée la faible précision des mesures de profondeur et d'âge, la vitesse globale demeure plus précise car elle est calculée sur des écarts de temps et de distance relativement longs.

Les résultats ne sont donc que partiellement conformes à un modèle linéaire. La décélération constante des vitesses globales aboutit à une inflexion progressive du nuage de points à l'approche du présent (figure 10).

En effet, si nous calculons les vitesses de montée relative du plan d'eau par tranche de temps, nous remarquons une très nette décélération, la vitesse passant de 0,047 cm/an (entre la profondeur-125 cm et le niveau de référence) à 0,023 cm/an (entre la profondeur -7 cm et le niveau de référence).

Les résultats les plus probants concernent le coeur (-7 cm, daté de 300 B.P.) et la base de la corniche (-25 cm, daté de 820 B.P.). Ces prélèvements correspondent à un ou plusieurs niveaux marins inférieurs à l'actuel. Pour le démontrer, la corniche a été cassée sur 50 cm de long. Au bout d'une année, les jeunes thalles qui colonisent la cicatrice montrent la même répartition au niveau moyen de la mer que les thalles vivants. Le coeur et la base de la corniche actuelle n'ont pas été régénérés. Ils sont donc hérités de paléo-niveaux marins inférieurs.

L'identification éventuelle de trois périodes de stationnement du niveau de la mer (vers -50 cm, autour de 1100 B.P., entre -60 et -80 cm, aux alentours de 1400-1500 B.P., et vers -125 cm à 2650 B.P.), LABOREL *et al.*, 1983) n'a pas de réelle signification statistique car le nombre des datations est trop faible.

Ces huit datations indiquent donc une montée relative du plan d'eau depuis 2650 B.P. La comparaison entre la station de Port-Cros et celle de Scandola doit permettre de faire la part des facteurs eustatique et tectonique dans l'instabilité du plan d'eau.

2. RESULTATS DES RECHERCHES ENTREPRISES A LA SCANDOLA, POINTE PALAZZU (PARC NATUREL REGIONAL DE CORSE)

a. Contexte

L'étude a été localisée dans une crique de la côte sud-ouest de la Punta Palazzu, appelée par les auteurs Cala Litizia (figure 8).

Le substrat volcanique est constitué de rhyolite rouge massive, montrant des prismations (BRISSET et COCHEME, 1976 ; DURAND-DELGA, 1977 ; CARON *et al.*, 1980 ; GAUTHIER, 1980).

La tectonique est très mal connue (CONCHON, 1975 ; PHILIP, 1983). Il semble cependant que la côte occidentale de la Corse subisse un soulèvement au quaternaire, puisque des dépôts marins quaternaires d'un âge supérieur à 40 000 ans ont été observés entre +2 et +20 mètres, autour des golfes de Valinco et d'Ajaccio, dans le sud-ouest de la Corse (GAUTHIER et WEYDERT, 1976 ; CONCHON, 1980).

L'amplitude verticale des thalles vivants est de 20 cm. La marge d'incertitude est donc de 20/2 + 3 = 13 cm, par rapport à la mesure. Dix échantillons, entre - 25 et - 150 cm, ont été prélevés puis datés par le Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette et le Laboratoire de Géologie Dynamique de l'Université Pierre et Marie Curie (échantillon O) (figures 11 et de 13 à 15).

b. Résultats

On remarque que, comme à Port-Cros, plus la profondeur augmente, plus les vestiges sont anciens. Le niveau moyen de la mer monte, en valeur relative, de 150 cm en 3865 ans.

Par régression linéaire âge/profondeur (9 dates entre l'actuel et 3865 B.P., sans tenir compte des datations Gif 6520 et 6344 à 25 cm portant vraisemblablement sur des échantillons partiellement contaminés), nous obtenons une vitesse de +0,04 cm/an pour un coefficient de détermination de 93%. Là encore, nous démontrons une montée progressive du plan d'eau, compatible avec un modèle linéaire et cohérent avec la vitesse calculée pour Port-Cros

En revanche, par régression linéaire âge/vitesse globale par rapport au 0 de référence (7 vitesses entre l'actuel et 3865 B.P., l'échantillon aberrant Gif 6519 ayant été écarté), nous calculons une décélération constante de $-8\ 10^{-6}$ cm/an^2, pour un coefficient de détermination de 92%. Les vitesses globales par rapport au 0 de référence sont donc divisées par deux pendant les deux mille ans étudiés (figure 15).

Nous avons exclu les deux datations de la base de la corniche de Scandola, à -25 cm, car elles sont particulièrement jeunes. Leur âge varie de 150 +/- 80 à 210 +/- 60 ans B.P. (Gif 6520 et 6344). Le calcul des vitesses globales pose un problème au niveau des premiers centimètres sous le 0 de référence. En effet, nous notons une accélération de la montée relative du niveau marin. Ce phénomène peut s'interpréter par un changement d'échelle de mesure du temps et de la profondeur (nous passons des décimètres aux centimètres et des millénaires aux décennies). Atteignons-nous la limite d'analyse et d'interprétation de la continuité des phénomènes mis en cause (eustasie, mobilité endogène) ? De plus, les marges d'incertitude des datations C14, obtenues par le L.G.Q., ne sont pas très précises. Les résultats sont donc très proches des limites de résolution des techniques utilisées (mesures sur le terrain et datation radiocarbone). Les données les plus récentes n'étant pas comparables aux datations des vestiges immergés, nous n'en avons donc pas tenu compte.

Les résultats des deux stations de Scandola et de Port-Cros sont en parfait accord, indiquant donc une montée relative du niveau de la mer. Ces résultats cadrent avec un modèle linéaire pour l'intervalle de temps étudié. Cependant, la mise en évidence d'une décélération de la vitesse globale de montée du plan d'eau pose le problème du modèle interprétatif à utiliser dans le cadre d'un intervalle de temps plus long, supérieur à 3000 ans.

c. Comparaison Scandola-Port-Cros

Référence	Altitude	Age Mesuré
Gif 6520	0,25	150+/-80 BP
Gif 6344	0,25	210+/-60BP (1)
Gif 6345	0,40 m	1720+/-60BP
Gif 6518	0,70 m	2430+/-70BP
Gif 6346	0,80 m	2570+/-70BP
Gif 6519	0,90 m	2230+/-70BP
Gif 6347	0,90 m	2700+/-80BP
Gif 6348	1,10 m	3200+/-70BP
Gif 6349	1,45 m	3530+/-70BP
PA 126	1,50 m	3865+/-50BP

(1) : Une première mesure avait donné pour l'échantillon F un âge de 500+/-60 BP Laborel et al.(1982)

Figure 13 : Résultats des datations de La Scandola, Cala Lititzia d'après LABOREL *et al.* 1982.

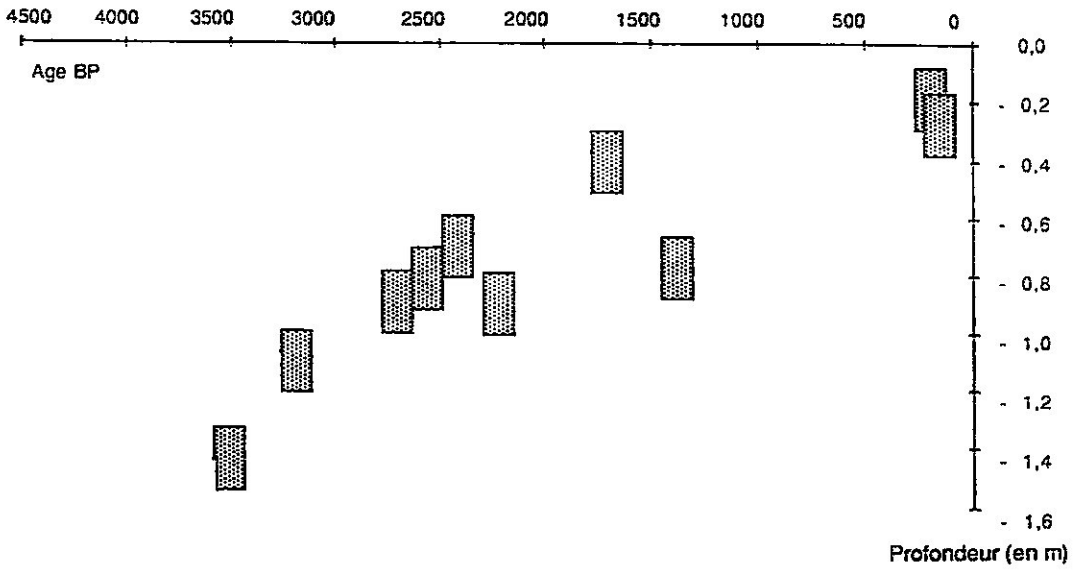


Figure 14 : Diagramme âge/profondeur, Scandola, d'après LABOREL *et al.* 1982.

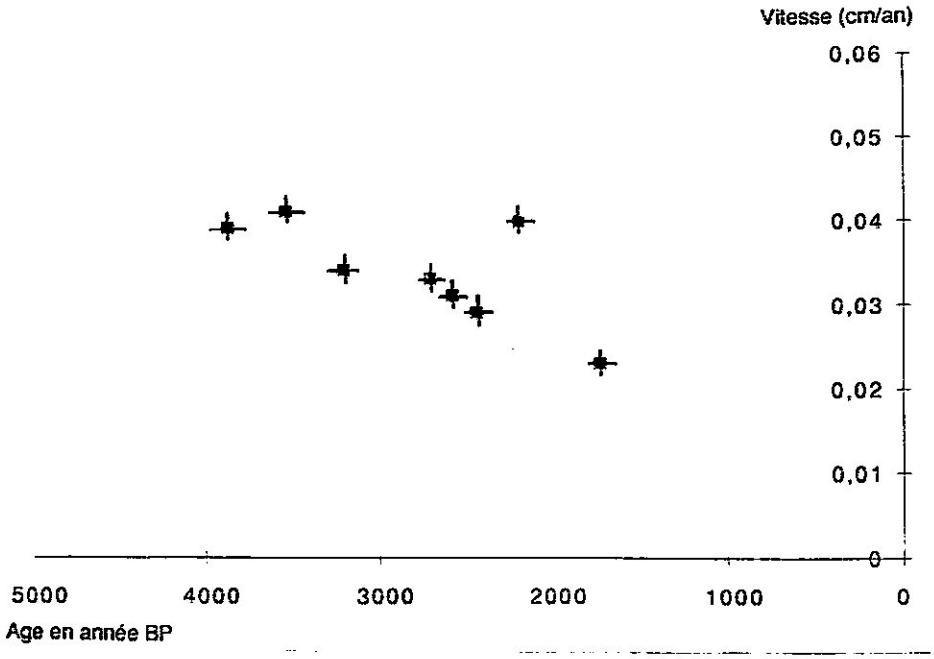


Figure 15 : Diagramme âge/vitesse globale de montée relative du plan d'eau, Scandola (1982).

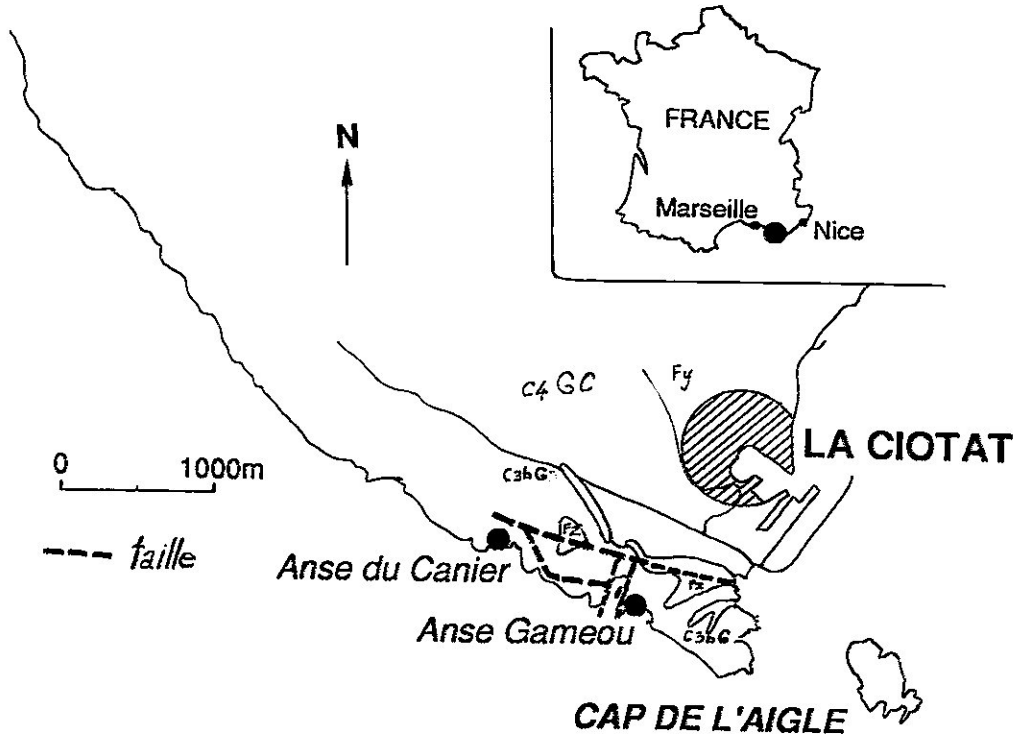


Figure 16 : Localisation et esquisse géologique des stations de Gameu et du cannier sur les falaises du Bec de l'Aigle à La Ciotat d'après les levés de J. J. BLANC, carte géologique de la France au 1/50.000, La Ciotat, XXXII-46, 1978.

FZ, alluvions fluviatiles récentes
FY, alluvions fluviatiles würmiennes
C4GC, grès coniacien de La Ciotat
C3BG, grès et poudingues du turonien supérieur

c. 1. Les quatre nuages de points sont en partie similaires.

Les nuages de points montrent la même tendance (figures 10, 12, 14 et 15). Le ralentissement des vitesses globales est mis en relation avec la morphologie des biocontructions actuelles. Leurs épaisseurs confirment un ralentissement de la montée du niveau de la mer sans pour cela démontrer un stationnement relatif du niveau marin actuel.

Même s'il est difficile d'évaluer la part respective des facteurs tectonique et eustatique qui superposent leurs effets, on peut penser, d'après la similitude des deux diagrammes et dans le cadre de substrats différents, que la montée du niveau de la mer est liée à des facteurs globaux dans les deux stations.

c. 2. Que s'est-il réellement passé entre les chicots ?

L'absence de bioconstructions entre les chicots étagés peut correspondre à trois phénomènes:

- à des bioconstructions réduites, à l'image des placages supérieurs actuels (couche 4), et qui ont été ensuite détruites, car trop peu épaisses ou insuffisamment consolidées.

- à des zones totalement bioérodées, dans les sites les plus pollués.

- à des zones non construites à l'origine, le niveau relatif marin variant rapidement, pendant ces intervalles, empêchant la construction de véritables bourrelets saillants.

Nous n'avons pas d'élément pour choisir entre ces hypothèses. Il faut aussi souligner les limites techniques de la datation radiocarbone par scintillation liquide. Cette méthode, qui nécessite 40 grammes de prélèvement de *Lithophyllum*, ne fournit pas des résultats assez précis pour pouvoir effectuer des mesures fines à l'intérieur des masses construites.

B. NOUVELLES DONNEES PALEOBATHYMETRIQUES

Notre objectif était de multiplier le nombre de sites de prélèvement sur des substrats variés en termes de lithologie et de tectonique, afin de faire la part de l'eustasie et de la tectonique dans la variation relative du plan d'eau. Il a été réalisé en partie.

De plus, comme il n'est statistiquement pas valable, avec quelques vestiges immergés, d'individualiser un stationnement du niveau marin, nous avons tenté de doubler les coupes sur chaque site. Cela a pu être fait à La Ciotat.

Après prospection, nous avons sélectionné sept sites prometteurs (figure 8) : quatre en Provence-Côte d'Azur, à La Ciotat, à Giens, à Port-Cros et dans l'Esterel ; trois en Corse, à Scandola, à Centuri et à La Giraglia.

1. RESULTATS DES RECHERCHES SUR LES FALAISES DE LA CIOTAT

a. Contexte

Le site des deux calanques du Cannier (La Ciotat1) et de Gameu (La Ciotat 2), commune de La Ciotat, Bouches-du-Rhône, est caractérisé par plusieurs éléments :

. Présence d'une corniche caractérisée par une amplitude verticale des thalles vivants de 20 cm. La marge d'incertitude est donc de 20 cm /2 + 3 cm. = 13 cm. La corniche se développe sur une falaise se continuant sous l'eau sur plus de 10 mètres.

. Les deux calanques sont creusées dans le poudingue turonien supérieur de Soubeyran. La nature partiellement siliceuse du poudingue limite les contaminations possibles des échantillons. Les deux sites sont séparés par un faisceau de failles (non datées) de direction nord/nord-est . sud/sud-ouest (figure 16).

. La pollution étant assez importante à la calanque du Cannier, à proximité de l'exutoire de la station d'épuration, le développement de la bioérosion, en particulier par les oursins, a partiellement décapé la couverture de corallines permettant ainsi une récolte de vestiges à *Lithophyllum* plus aisée.

. Nous n'avons aucun indice de tectonique récente.

b. Résultats de la station Ciotat 1 (Cannier)

Une coupe a été analysée avec prélèvement de douze échantillons entre -5 cm et -160 cm sous l'actuel rebord de la corniche. Globalement, la profondeur des vestiges s'accroît avec l'âge de la bioconstruction (figures 17 à 19).

Les échantillons à -20 cm (LGQ 799) et à -30 cm (LGQ 797) apparaissent trop jeunes pour être retenus. Une contamination biologique peut expliquer ce rajeunissement.

Par régression linéaire âge/profondeur (9 dates entre l'actuel et 4350 B.P.), nous obtenons une vitesse de montée relative du plan d'eau de +0,038 cm/an pour un excellent coefficient de détermination de 97%. La montée du plan d'eau est donc constante, compatible avec un modèle linéaire.

Cependant la régression linéaire âge/vitesse globale par rapport au 0 de référence (8 vitesses entre l'actuel et 4350 B.P.) aboutit au résultat d'une décélération constante de $-5,9\ 10^{-6}$ cm/an^2, pour un coefficient de détermination de 85%. Encore une fois, la vitesse globale est divisée par un facteur compris entre deux et trois pendant les quatre mille ans étudiés. Il faut noter que ce résultat s'inscrit parfaitement dans la logique des analyses des deux précédentes stations.

Nous avons éliminé pour le calcul des deux régressions les deux échantillons superficiels non fiables, pour les mêmes raisons que pour la station de Scandola, 1982, ainsi que les échantillons LGQ 797 et 799 qui sont très rajeunis par rapport aux autres prélèvements de profondeur comparable (LGQ 798 et 800, contamination biologique très probable).

c. Résultats de la station Ciotat 2 (Gameu)

Une coupe a été analysée avec prélèvement de huit échantillons entre -10 cm et -130 cm sous l'actuel rebord de la corniche. La profondeur des vestiges s'accroît également avec l'âge de la bioconstruction.

L'échantillon à -120 cm apparaît vieilli (3760 B.P.) par rapport au vestige à la même profondeur (3160 B.P.). Une petite contamination par une inclusion calcaire du substrat dans le prélèvement peut expliquer cet écart.

Par régression linéaire âge/profondeur (9 dates entre l'actuel et 3760 B.P.), nous obtenons une vitesse de montée du plan d'eau de +0,037 cm/an, pour un coefficient

SITE	PROF (cm)	PRECISION (+/- cm)	AGE (B.P.)	ERREUR (+/-)	VITESSE (cm/an)	OBSERVATIONS	REFERENCES
LC 1/ Cannier	5	13	140	110	0,035	non fiable	LGQ 804
LC 1/ Cannier	8	13	150	120	0,053	non fiable	LGQ 803
LC 1/ Cannier	11	13	670	120	0,016		LGQ 802
LC 1/ Cannier	15	13	960	120	0,016		LGQ 801
LC 1/ Cannier	20	13	510	120	0,039	contaminé	LGQ 799
LC 1/ Cannier	25	13	1360	120	0,018		LGQ 800
LC 1/ Cannier	30	13	540	120	0,055	contaminé	LGQ 797
LC 1/ Cannier	30	13	1200	120	0,025		LGQ 798
LC 1/ Cannier	100	13	3420	130	0,029		LGQ 760
LC 1/ Cannier	115	13	3420	130	0,034		LGQ 763
LC 1/ Cannier	120	13	3200	130	0,037		LGQ 761
LC 1/ Cannier	160	13	4350	130	0,037		LGQ 762
LC 2/Gameu	10	13	810	120	0,012		LGQ 773
LC 2/Gameu	38	13	1590	130	0,024		LGQ 769
LC 2/Gameu	75	13	2530	120	0,03		LGQ 768
LC 2/Gameu	85	13	2850	130	0,029		LGQ 764
LC 2/Gameu	90	13	2950	130	0,03		LGQ 770
LC 2/Gameu	120	13	3760	130	0,031		LGQ 765
LC 2/Gameu	120	13	3160	130	0,038		LGQ 766
LC 2/Gameu	130	13	3370	140	0,038		LGQ 767
Port-Cros	15	9	0	0	X		LGQ 822
Port-Cros	50	9	1860	120	0,027		LGQ 827
Port-Cros	60	9	1990	130	0,03		LGQ 824
Port-Cros	70	9	2570	130	0,027		LGQ 828
Port-Cros	75	9	2140	130	0,035		LGQ 823
Port-Cros	80	9	2730	130	0,029		LGQ 829
Port-Cros	95	9	2510	140	0,038		LGQ 821
Port-Cros	100	9	2600	120	0,038		LGQ 826
Port-Cros	110	9	2850	140	0,038		LGQ 825
Giens	40	13	1750	120	0,023		LGQ 682
Giens	60	13	2200	130	0,027		LGQ 683
Giens	80	13	2340	130	0,034		LGQ 684
Giens	90	13	1030	120	0,087	Contaminé	LGQ 685
Dramont	30	17	1120	120	0,027		LGQ 866
Dramont	30	17	2330	130	0,013		LGQ 703
Dramont	65	17	2800	130	0,023		LGQ 697
Dramont	80		1050	120		Contaminé	LGQ 698
Dramont	90		1880	120		Contaminé	LGQ 699
Dramont	110		1840	120		Contaminé	LGQ 700
Dramont	150		1540	130		Contaminé	LGQ 702
Dramont	160		2490	130		Contaminé	LGQ 701
Scandola	30	13	1450	130	0,021		LGQ 832
Scandola nord	50	13	2300	130	0,022		LGQ 834
Scandola nord	100	13	3270	140	0,031		LGQ 833
Giraglia	20	23	1050	120	0,019		LGQ 835
Giraglia	65	23	2340	130	0,028		LGQ 836
Giraglia	75	23	2690	130	0,028		LGQ 837
Giraglia	100	23	3120	120	0,032		LGQ 838
Centuri	30	13	1730	130	0,017		LGQ 839
Centuri	45	13	830	120	0,054	Contaminé	LGQ 840
Centuri	85	13	2690	130	0,031		LGQ 841
Centuri	100	13	3580	130	0,028		LGQ 842
Centuri	120	13	3470	150	0,034		LGQ 843

Figure 17 : Résultats des datations de la campagne 1991-1993.

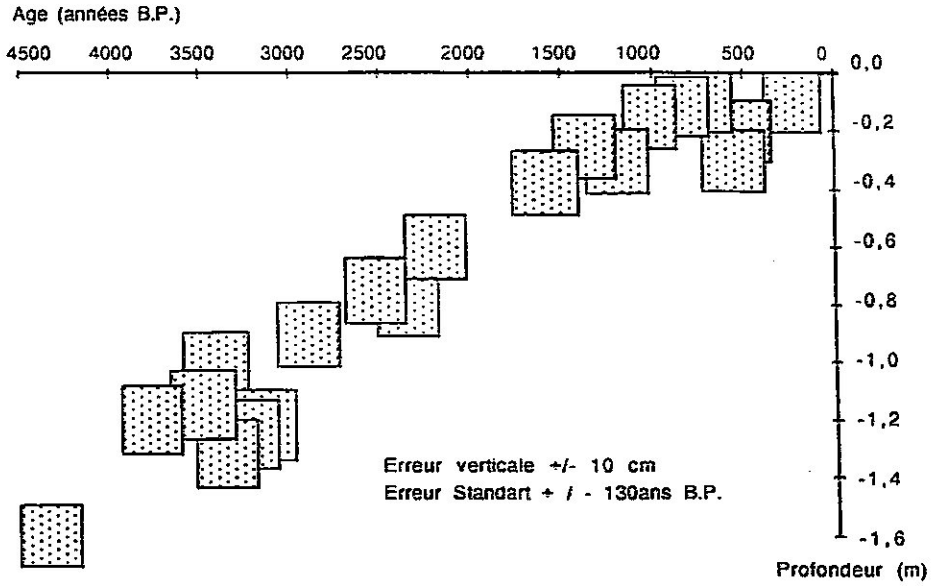


Figure 18 : Diagramme âge/profondeur, calanques de Cannier (L: Ciotat 1) et Gameu (La Ciotat 2).

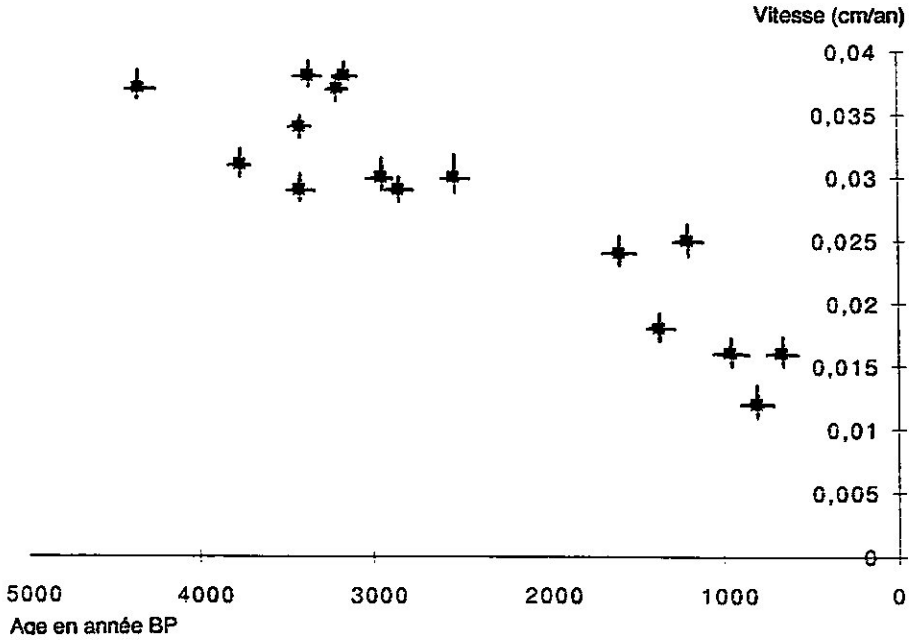


Figure 19 : Diagramme âge/vitesse globale de montée relative du plan d'eau, stations de La Ciotat 1 (Cannier) et 2 (Gameu).

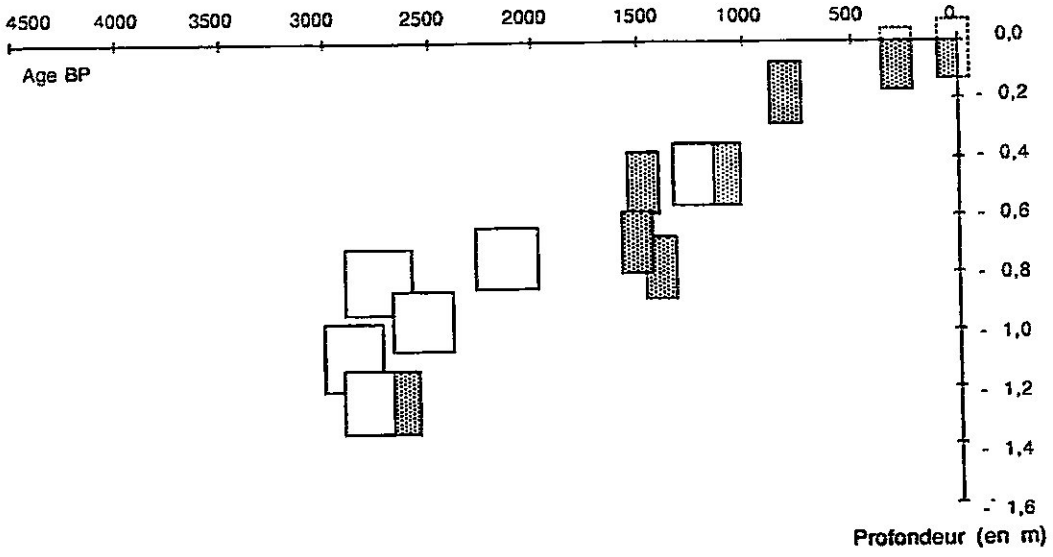


Figure 20 : Diagramme âge/profondeur, Port-Cros (L.G.Q.) en clair, comparés à ceux de LABOREL *et al.*, 1983, en foncé.

de détermination de 94%. Cette montée est donc constante, compatible avec un modèle linéaire et identique à celle de la station de la calanque du Cannier.

Par régression linéaire âge/vitesse globale par rapport au 0 de référence (8 vitesses entre l'actuel et 3760 B.P.), nous obtenons encore une décélération constante de $-7,5\ 10^{-6}$ cm/an^2, pour un coefficient de détermination de 78%. La vitesse globale est donc divisée par un facteur compris entre deux et trois pendant les trois mille cinq cents ans étudiés. Il faut noter que ce résultat s'inscrit parfaitement dans la logique des analyses des trois précédentes stations. Les deux stations de La Ciotat enregistrent une histoire paléo-bathymétrique identique.

d. Comparaison entre les deux stations de La Ciotat

d.1. Analyse en fonction du profil des bioconstructions

Notre hypothèse de départ est morphologique : la largeur de la bioconstruction actuelle est censée refléter la décélération des vitesses. Nous avons donc décidé de réunir les datations de La Ciotat 1 et de La Ciotat 2 car les résultats sont identiques. Avec la collaboration de J. Le Campion, nous avons analysé les pentes obtenues par régression linéaire à partir des couples âge-profondeur regroupés de part et d'autre de la charnière -25 cm, base des bioconstructions actuelles à La Ciotat.

La comparaison des pentes indique une vitesse de montée relative du niveau de la mer de 0,49 mm/an sous -25 cm et de 0,24 mm/an au-dessus de -25 cm. La vitesse de montée relative du niveau de la mer est donc deux fois plus faible dans le cadre de la construction de la corniche à *Lithophyllum* actuelle. Nous émettons trois doutes :

- La valeur de -25 cm est du même ordre de grandeur que la marge d'incertitude (13 cm). De plus, le même problème se pose concernant les datations au radiocarbone.

- En termes statistiques, scinder des données affaiblit de manière équivalente la fiabilité statistique.

- Les régressions âge/vitesse globale précédentes démontrent qu'il n'existe pas de césure dans la mobilité relative du plan d'eau, mais que cette montée s'est vraisemblablement ralentie de manière progressive.

d. 2. Régression linéaire des deux stations de La Ciotat

Par régression linéaire âge/profondeur (17 dates entre l'actuel et 4350 B.P.), nous obtenons une vitesse de +0,039 cm/an pour un coefficient de détermination de 96%. Il y a donc une montée constante du plan d'eau, compatible avec un modèle linéaire (figure 18).

La régression âge/vitesse globale par rapport au 0 de référence (16 vitesses entre l'actuel et 4350 B.P.) donne une décélération constante de $-6,5\ 10^{-6}$ cm/an^2, pour un coefficient de détermination de 81%. La vitesse globale est divisée par un facteur trois pendant les quatre mille ans étudiés (figure 19). Ce résultat s'inscrit dans la logique des analyses des précédentes stations.

2. RESULTATS DES RECHERCHES A PORT-CROS, LA GABINIERE

Le contexte est le même que pour la station de Port-Cros 1983. Notre objectif était de préciser et de compléter les données obtenues en 1983, en particulier à partir de la profondeur -80 cm où peu d'échantillons avaient été récoltés en 1983.

Nous avons pu prélever neuf nouveaux échantillons non contaminés entre la corniche actuelle et -110 cm de profondeur (figure 17).

En comparant les résultats obtenus en 1983 avec les nouvelles datations, on remarque (figures 9, 17 et 20) :

- un vieillissement net des résultats, d'environ cinq siècles, entre les deux laboratoires (Gif-sur-Yvette et L.G.Q. de Marseille-Luminy). Cet écart est interprété comme une différence technologique entre des mesures effectuées à 10 ans d'intervalle, par deux laboratoires.

- les nuages des points, obtenus en superposant les résultats des deux laboratoires, indiquent une montée progressive du plan d'eau depuis 2850 B.P. Nous n'individualisons pas de stationnement de niveau marin (figure 20).

Par régression linéaire âge/profondeur (9 dates entre l'actuel et 2850 B.P.), nous obtenons une vitesse de 0,032 cm/an pour un coefficient de détermination de 89%. La montée du plan d'eau est donc compatible avec un modèle linéaire. Elle est plus faible que celle calculée à partir des données de Port-Cros 1983.

La régression âge/vitesse globale par rapport au 0 de référence (8 vitesses entre l'actuel et 2850 B.P.) donne un décélération constante de $-5,9\ 10^{-6}$ cm/an^2, pour un coefficient de détermination très mauvais de 18%. La vitesse de décélération calculée n'est donc pas fiable.

3. RESULTATS DES RECHERCHES SUR LA PRESQU'ILE DE GIENS

a. Contexte

L'îlot du Pain de Sucre, sur la côte ouest de la presqu'île de Giens, a été choisi, car il présentait une corniche à *Lithophyllum* bien développée ainsi que des vestiges immergés facilement accessibles par voie terrestre, ce qui n'est pas le cas des bioconstructions de la calanque du Blé par exemple (figures 8 et 17). L'amplitude des thalles vivants est de 20 cm, ce qui fait une mesure précise à +/- 13 cm.

Le substrat est quartzo-schisteux et la mobilité tectonique récente, mal connue, est considérée comme nulle (OLIVES BANOS et FONTEILLES, 1980). A l'échelle des Maures une surrection de 0,5 à 0,7 mm par an est mise en évidence par comparaison de nivellements (FOURNIGUET, 1977 ; FOURNIGUET *et al.*, 1984 ; TERRIER et GERAUD, 1988 ; LENOTRE, 1990).

b. Résultats

Quatre échantillons ont été datés entre -40 et -90 cm (figures 17, 21 à 22). Il est difficile de commenter des données aussi peu nombreuses. La figure 23 montre un ralentissement progressif des vitesses globales de montée relative du plan d'eau. Ces vitesses sont divisées par deux en 1500 ans. Ces résultats sont aussi très proches de ceux de La Ciotat et de Port-Cros, mais ils sont beaucoup moins complets.

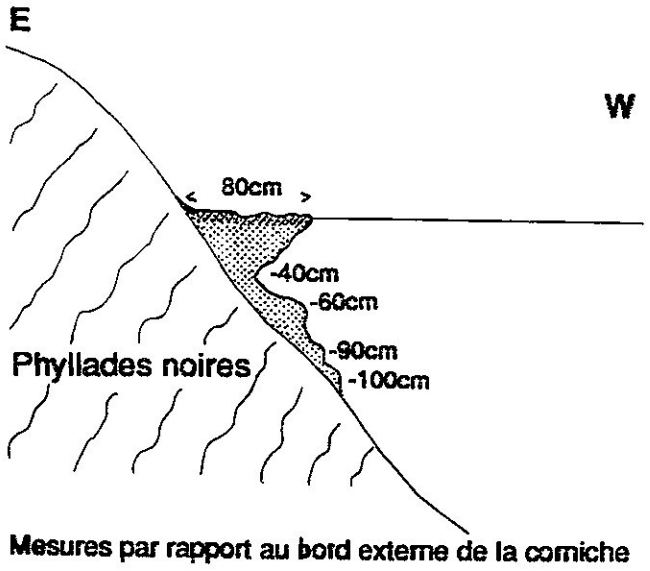


Figure 21 : Profil indiquant la corniche actuelle et les vestiges immergés, îlot du Pain de Sucre, côte ouest de la presqu'île de Giens, Hyères, Var. On peut noter que la base de la corniche actuelle se situe vers -40 cm sous le bord externe.

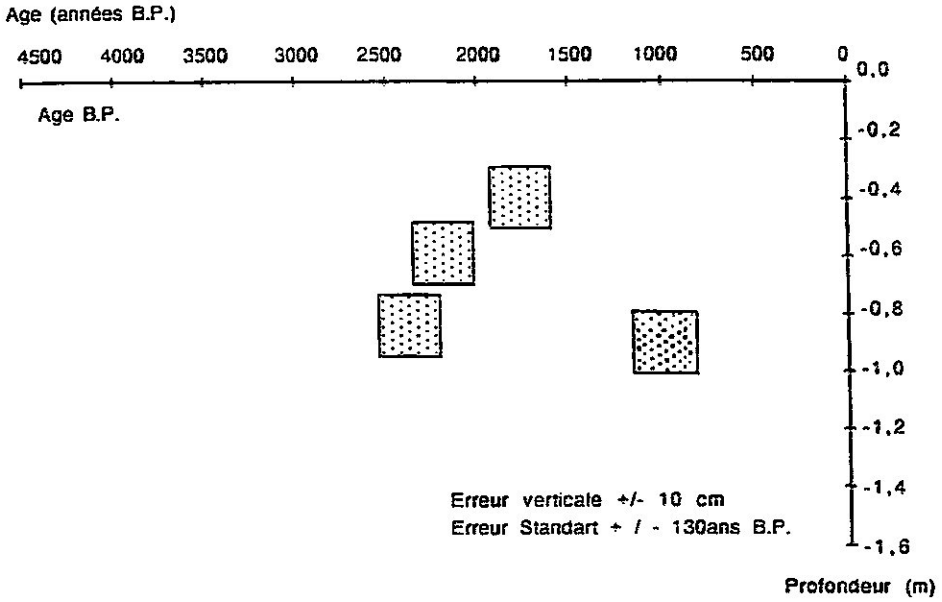


Figure 22 : Diagramme âge/profondeur, station de Giens, îlot du Pain de Sucre.

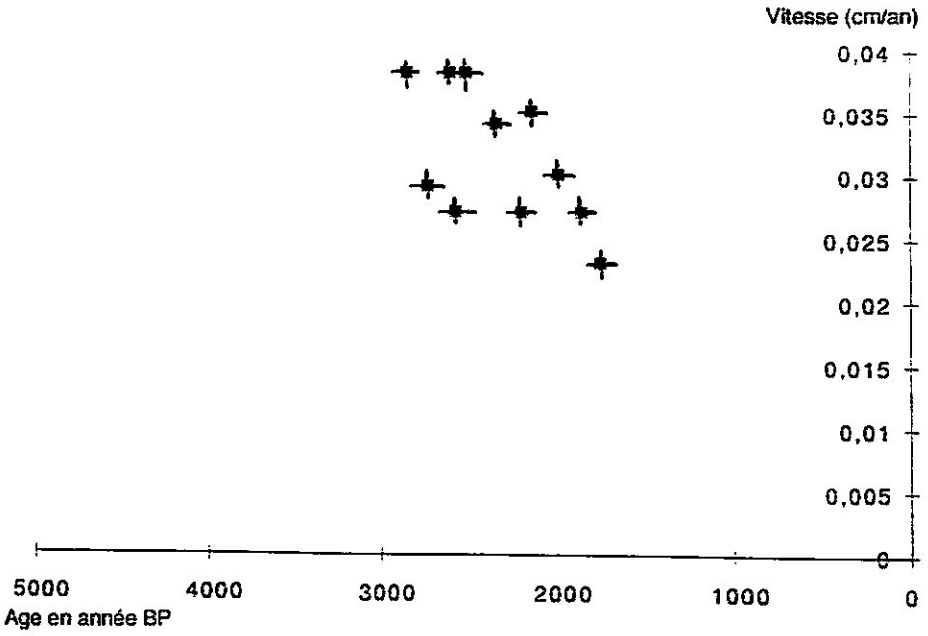


Figure 23 : Diagramme âge/vitesse globale de montée relative du plan d'eau-profondeur, stations des Maures.

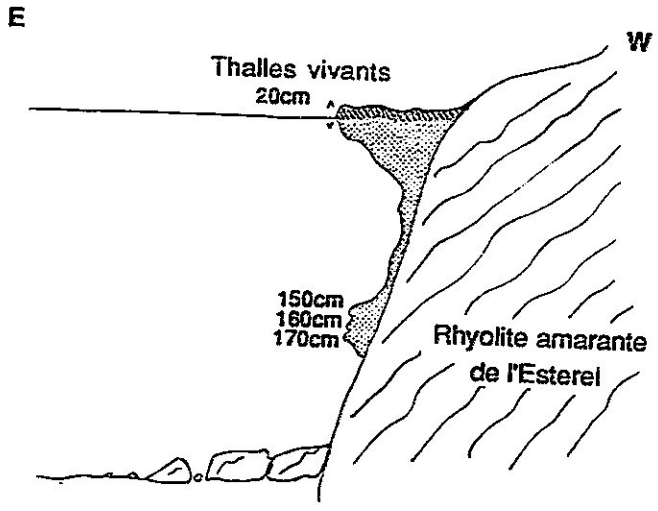


Figure 24 : Profil indiquant la corniche actuelle et les vestiges immergés, pointe des Deux Frères, Théoule-sur-mer, Var.

4. RESULTATS DES RECHERCHES DANS L'ESTEREL, VAR

a. Contexte

Notre objectif était de comparer les sites des Maures à ceux de l'Esterel afin de faire la part éventuelle du facteur tectonique dans la remontée du niveau marin. Nous avons donc sélectionné deux pointes (figure 8), caractérisées par la présence de vestiges immergés profonds. Le substrat, composé de falaise de rhyolite amarante permienne, était particulièrement favorable.

D'après les travaux de nivellement de FOURNIGUET (1977), les Maures et l'Esterel constituent un bloc subissant un mouvement positif à une vitesse moyenne de 0,74 mm/an. LENOTRE (1990), précise que la surrection actuelle du massif de l'Esterel est d'environ 1 à 1,25 mm/an, légèrement supérieure à celle des Maures occidentales (stations de Giens et de Port-Cros). Pour CHAMLEY *et al.*, 1971, l'Esterel s'intègre au bombement général de la Provence orientale vers le nord-est. Les deux sites de prélèvement se situent donc dans un cadre tectonique de surélévation.

b. Résultats à la pointe des Deux Frères

L'importante bioérosion des chicots de *Lithophyllum* sur le site de la pointe des Deux Frères, est liée aux rejets urbains de la proche agglomération cannoise, qui se font surtout sentir par vent d'est. Les vestiges sont rongés à coeur par des cliones et donc contaminés. Aucune datation fiable n'a pu être envisagée. Cependant le profil des bioconstructions est intéressant (figure 24) :

- La base du profil peut correspondre à une éventuelle corniche fossile vers -150 et -170 cm, pouvant traduire un stationnement relatif d'un niveau marin.

- Au-dessus, les chicots ne forment qu'un mince placage pouvant correspondre à une montée relative plus rapide du niveau de la mer.

- Enfin, l'actuelle corniche, dont la base se positionne vers -35 cm peut à nouveau traduire une stabilisation du plan d'eau. Il faut souligner que ce type de profil, en plus simple, est fréquent, comme à La Ciotat ou à Giens, où la morphologie des bioconstructions actuelles et fossiles traduit encore assez bien l'histoire paléobathymétrique du site.

c. Résultats à la pointe du Dramont

A la pointe du Dramont, huit prélèvements ont été datés. Malgré nos précautions, nous avons commis une erreur sur cinq d'entre eux, en confondant des vestiges de *Lithophyllum* avec d'autres bioconstructions fossiles infralittorales. L'erreur n'a malheureusement été identifiée qu'une fois les datations obtenues, par étude des témoins restants.

Trois prélèvements du Dramont sont corrects (LGQ 697, 703 et 866). Ils indiquent des vitesses relatives de montée du niveau de la mer du même ordre de grandeur que celles des stations des Maures. En aucun cas il n'est possible d'identifier une césure dans l'évolution des vitesses globales.

L'hypothèse d'une quasi-stabilisation historique du plan d'eau, à mettre en relation avec une décélération constante des vitesses globales de montée relative, semble donc confirmée sur les côtes de Provence, puisqu'elle affecte toutes les stations.

5. RESULTATS DES RECHERCHES EN HAUTE-CORSE

a. Contexte

Nous avons travaillé sur trois sites, Scandola, l'îlot de Centuri sur la côte ouest du Cap Corse et l'îlot de La Giraglia à l'extrémité du Cap Corse (figure 8).

Dans la réserve de Scandola, nous avons prélevé un échantillon à la base de la corniche de Cala Litizia étudiée en 1983, à -30 cm sous le niveau de référence. Pour éviter de trop dégrader ce site, nous avons ensuite prélevé deux échantillons complémentaires dans une petite calanque anonyme située 100 mètres au nord de Cala Litizia, à -50 et -100 cm. Le contexte géologique est le même que celui décrit précédemment.

Au Cap Corse, nous avons effectué une série de prélèvements sur deux stations déjà décrites par MOLINIER en 1960.

- Dans une anfractuosité au sud-ouest de l'îlot gneissique de Centuri, nous avons prélevé cinq échantillons entre -30 et -120 cm sous le niveau de référence. L'amplitude des thalles vivants est de 20 cm ce qui donne une précision des mesures sous-marines de +/-13 cm.

- Sur l'îlot de La Giraglia, quatre prélèvements ont été effectués entre -20 (coeur de bioconstruction) et -100 cm. sous le niveau de référence. L'amplitude des thalles vivants est d'environ 40 cm sur cette station battue, ce qui donne une faible précision des mesures de +/- 23 cm. L'îlot de La Giraglia est composé de laves basiques massives. L'histoire géologique de la nappe des schistes lustrés du Cap Corse est particulièrement compliquée en l'absence de datations paléontologiques précises (DURAND-DELGA *et al.*, 1977 ; ROSSI *et al.*, 1980). Nous n'avons aucune donnée de tectonique récente sur les sites étudiés.

b. Résultats

Pour les trois stations, la technique de régression linéaire est inapplicable à un aussi petit nombre de données. Cependant, il se dégage des diagrammes âge/profondeur (figures 25 à 27) et âge/ vitesse globale deux tendances (figure 28):

- une montée relative du plan d'eau d'amplitude similaire et dans un intervalle de temps comparable aux données précédentes.

- une décélération progressive de la vitesse de montée du niveau de la mer, qui aboutit à une quasi-stabilisation du plan d'eau.

Ces similitudes justifient que nous ayons regroupé les données des trois stations corses pour effectuer deux régressions linéaires :

La régression linéaire âge/profondeur (12 dates entre l'actuel et 3580 B.P., en tenant compte du niveau 0) donne une vitesse de montée relative du plan d'eau de +0,034 cm/an pour un coefficient de détermination de 93%. La montée du plan d'eau est donc constante et compatible avec un modèle linéaire.

Cependant la régression âge/vitesse globale par rapport au 0 de référence (11 vitesses entre l'actuel et 3580 B.P.) donne une décélération constante de $-5,9\ 10^{-6}$ cm/an^2, pour un coefficient de détermination de 74%. L'effet de décélération

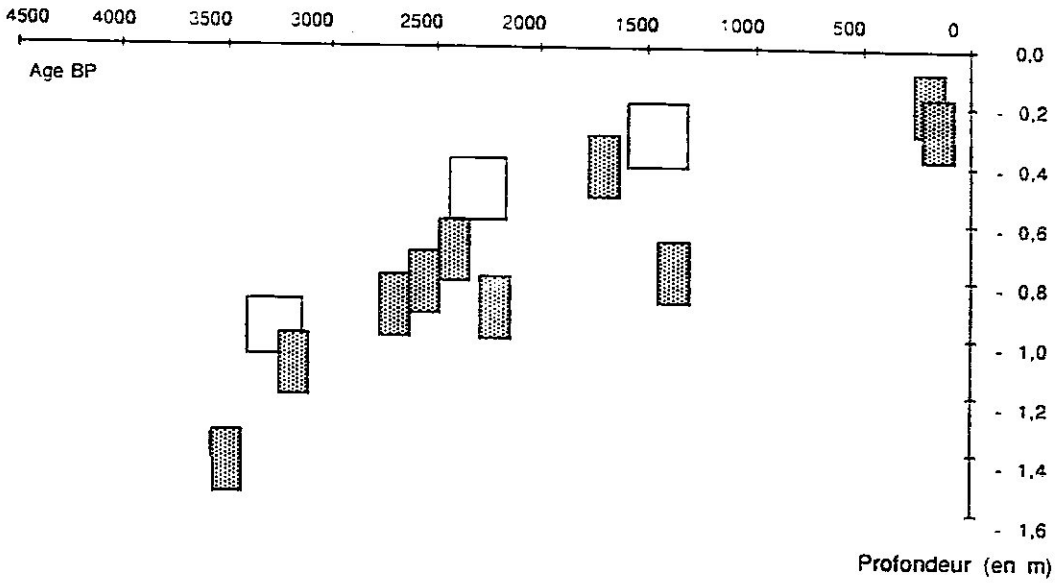


Figure 25 : Diagramme âge/profondeur. stations de Scandola en foncé (LABOREL *et al.*,1982) et Scandola-Cala Litizia et Palazzu (L.G.Q., 1992), en clair.

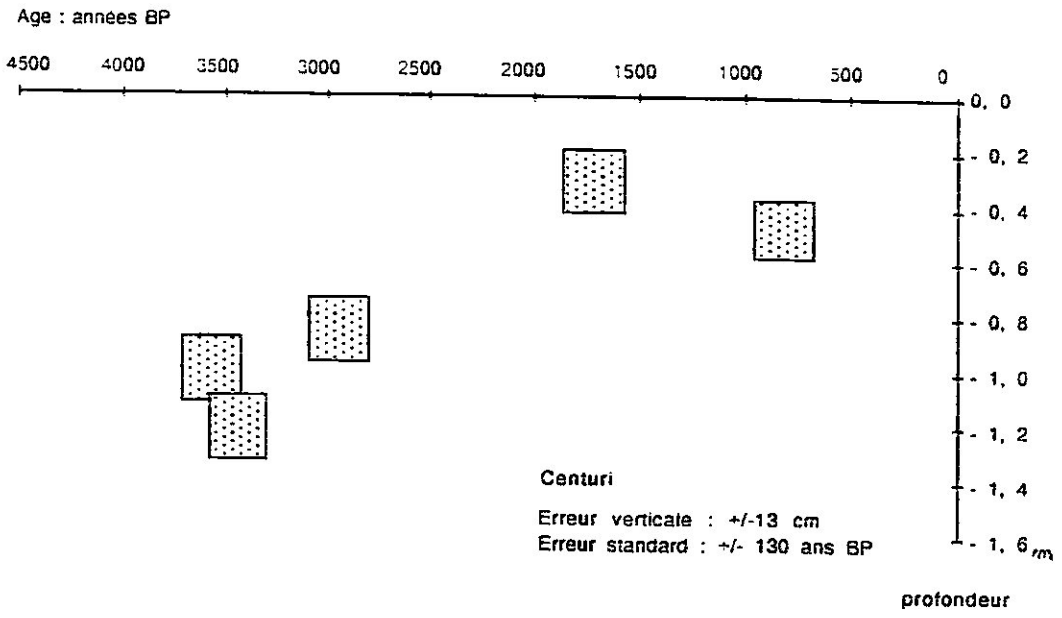


Figure 26 : Diagramme âge/profondeur. station de Centuri, Haute Corse.

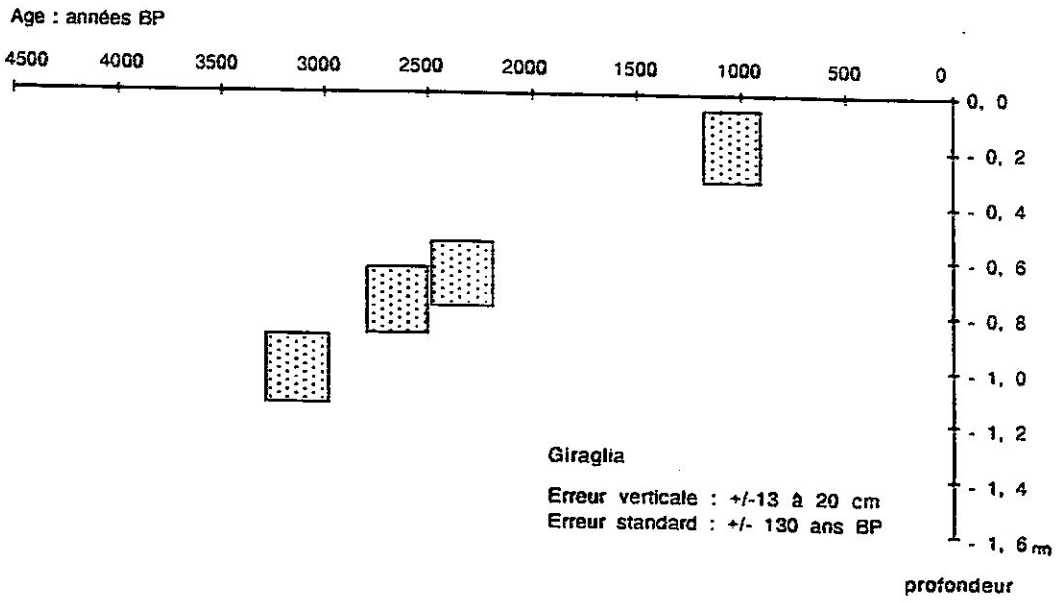


Figure 27 : Diagramme âge/profondeur, station de La Giraglia, Haute Corse.

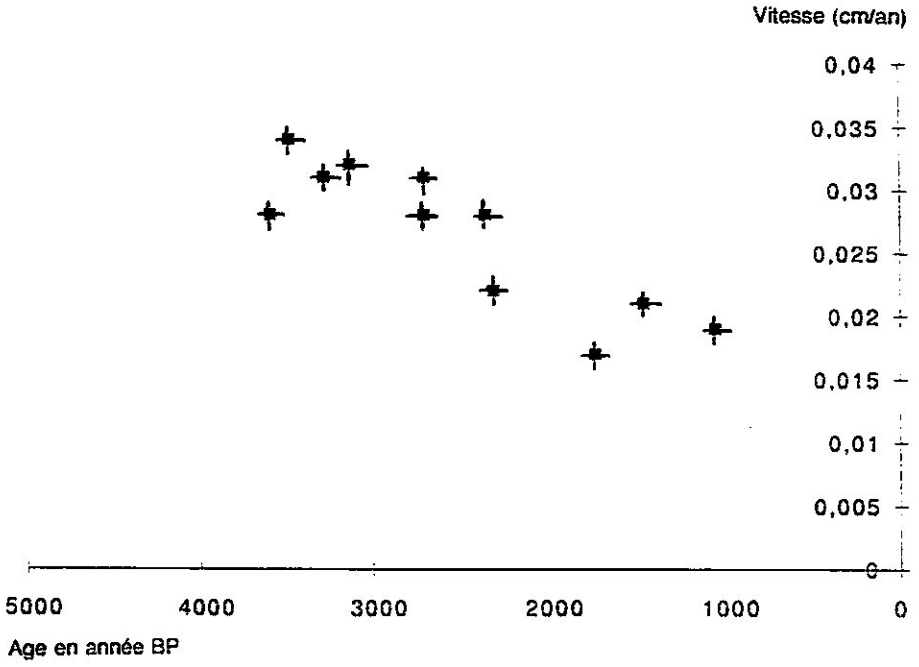


Figure 28 : Diagramme âge/vitesse globale de montée relative du plan d'eau, stations corses.

calculé est donc fiable. La vitesse globale de montée du niveau de la mer est divisée par deux en 3000 ans.

Le phénomène enregistré se retrouve donc de façon similaire sur l'ensemble des stations étudiées, corses et provençales. Nous allons maintenant avancer des hypothèses explicatives.

IV. ESSAI DE SYNTHESE, UN RALENTISSEMENT GENERAL DES VITESSES GLOBALES DE MONTEE RELATIVE DU NIVEAU DE LA MER

A. CONSTAT

La similitude entre les nuages de points obtenus dans les différentes stations provençales et corses ainsi que les résultats des régressions linéaires plaide en faveur d'une montée du niveau marin, contrôlée par des facteurs globaux, dans le cadre de substrats différents (figure 29). Il faut insister sur quatre points fondamentaux :

- Nos résultats enregistrent une montée relative et progressive du niveau marin d'environ 160 cm en 4500 ans.

- Malgré les premières impressions de LABOREL *et al.* (1982 et 1983), aucun indice fiable de stationnement ou d'oscillation du niveau marin relatif au cours des 4500 dernières années n'a pu être mis en évidence. Nous ne pouvons pas décider si cette apparente régularité est réelle ou un artefact dû au pouvoir de résolution limité des méthodes utilisées.

- Les vitesses globales de montée relative du niveau de la mer ralentissent progressivement depuis 4500 ans, passant d'environ 0,035 cm/an, il y a plus de 3000 ans, à moins de 0,02 cm/an depuis 1500 ans (figure 30).

- La décélération constante des vitesses globales de montée relative du plan d'eau traduit une quasi-stabilisation récente du plan d'eau. Il n'existe pas de césure dans la mobilité relative du plan d'eau, mais cette montée s'est vraisemblablement ralentie de manière progressive. L'identification d'une discontinuité (vers -25 cm pour les stations de La Ciotat) qui séparerait deux phases différentes dans la montée relative du plan d'eau ne se justifie pas en terme statistique.

- L'évolution des rapports âge-profondeur dévie du modèle linéaire à l'approche de l'actuel. Cette inflexion ne doit pas pour autant être assimilée à une rupture brusque qui justifierait le découpage des données en deux sous-ensembles (*i.e.* deux régressions linéaires de part et d'autre d'un seuil à -25 cm sous le 0 de référence dans le cas de La Ciotat). On peut imaginer un modèle non linéaire mais continu (*e.g.* de type quadratique) qui décrirait les données de manière globale (figures 31 et 32).

- Nous posons le problème de l'interprétation de cette décélération progressive des vitesses globales du plan d'eau, qui aboutit à une quasi-stabilisation de celui-ci aux temps actuels, à l'échelle du millénaire.

B. HYPOTHESES D'INTERPRETATION

Ce ralentissement général de la montée du niveau de la mer pose un problème d'interprétation.

1. Relations climat - niveau marin (hypothèse eustatique)

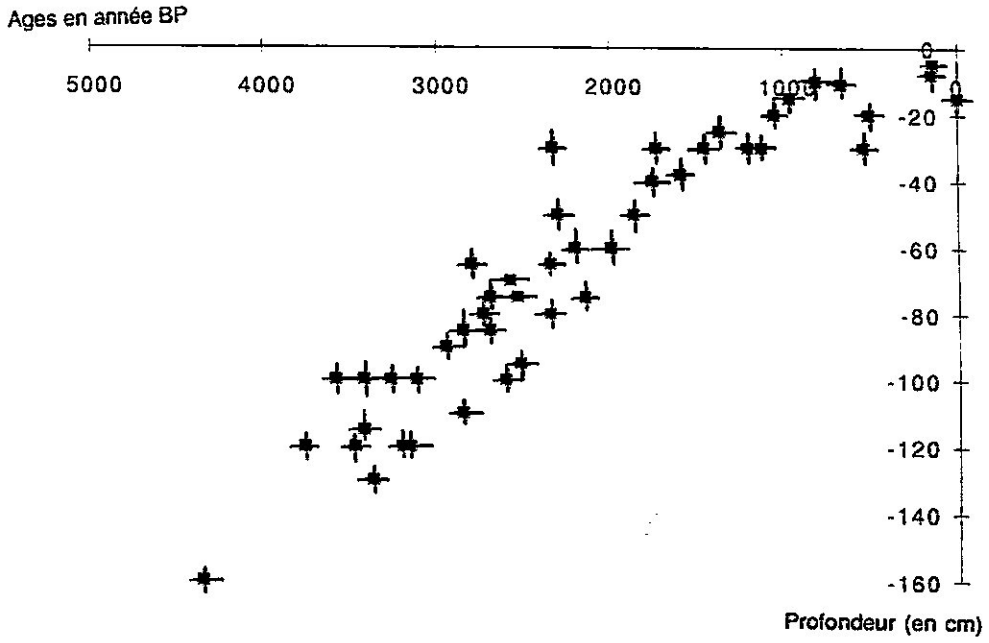


Figure 29 : Diagramme âge/profondeur, stations corses et provencales.

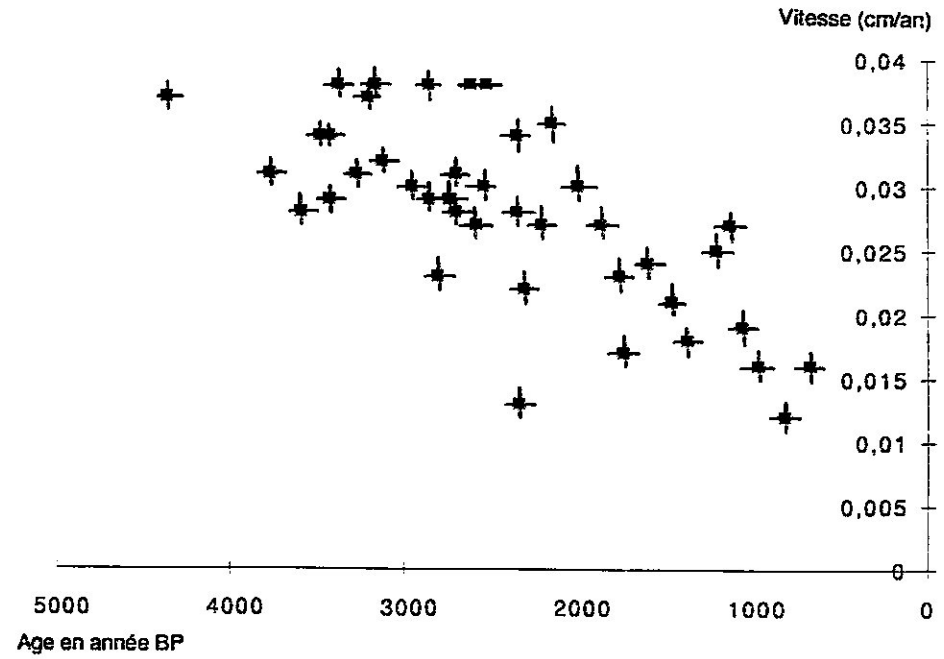


Figure 30 : Diagramme âge/vitesse globale de montée relative du plan d'eau, stations corses et provencales.

Modèle idéalement linéaire sur tout l'intervalle de temps

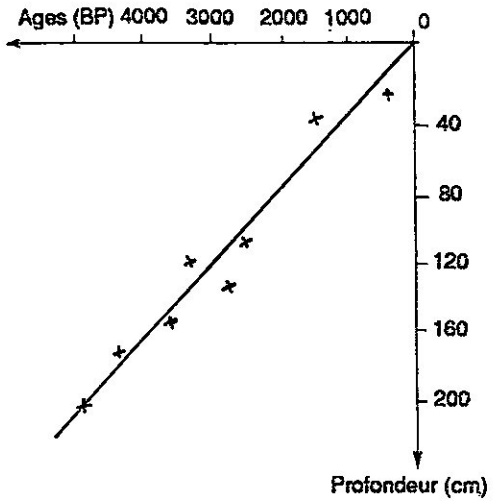


Diagramme âge/profondeur
(données "idéales")

Modèle partiellement linéaire sur tout l'intervalle de temps

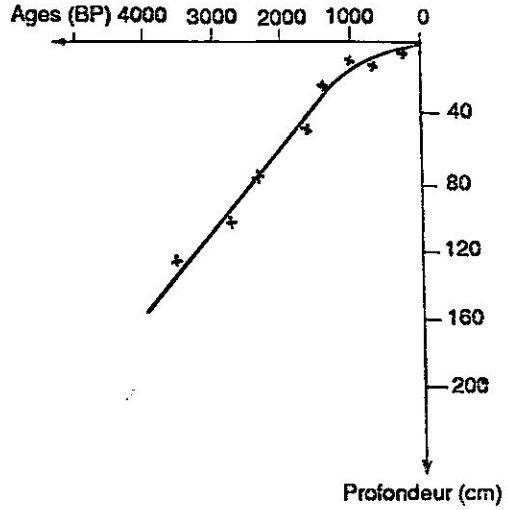


Diagramme âge/profondeur
(données campagne 1991-93)

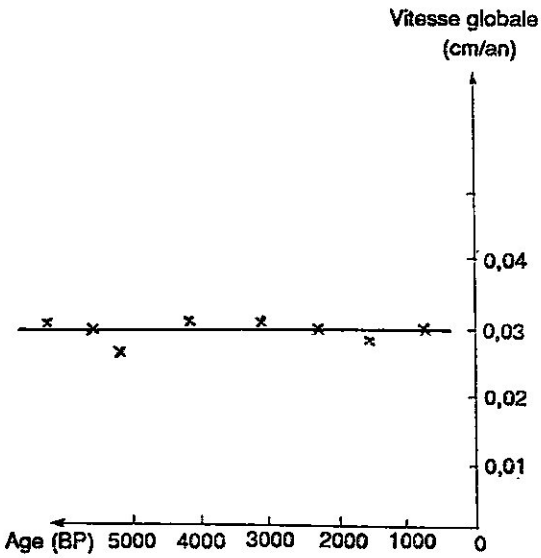


Diagramme âge/vitesse globale
(données " idéales")

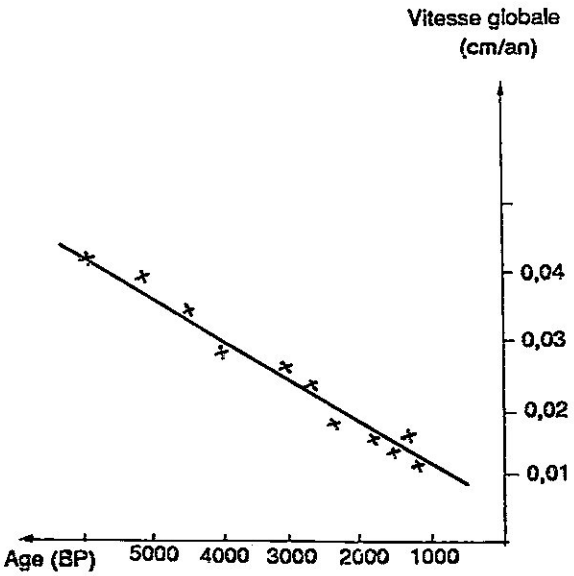


Diagramme âge/vitesse globale
(données campagne 1991-1993)

Figure 31 : Représentation schématique des diagrammes âge/profondeur et âge/vitesse globale dans le cas d'un modèle idéalement linéaire et dans le cas de nos données.

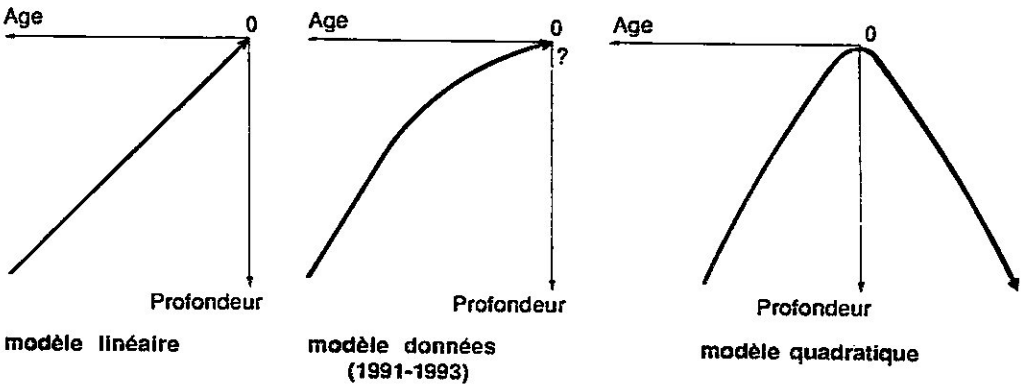


Figure 3.2 : Représentation schématique des diagrammes âge/profondeur dans le cas d'un modèle idéalement linéaire, de nos données, et d'un modèle de type quadratique.

La tendance au ralentissement et à la quasi-stabilisation du plan d'eau, en Méditerranée nord-occidentale, apparaît beaucoup plus simple que l'histoire des variations du climat, de mieux en mieux connue à l'échelle du globe. Par exemple, les diagrammes d'analyse des variations paléoclimatiques des calottes polaires indiquent des fluctuations nettes au cours de l'Holocène (optimum Atlantique, petit âge glaciaire... ; DUPLESSY et MOREL, 1990).

Les variations du facteur thermique ne semblent donc pas reflétées par la mobilité du plan d'eau. En effet, les relations entre la mobilité du niveau moyen de la mer et les variations climatiques globales, sont extrêmement complexes (LABEYRIE, 1985 ; GIRESSE, 1987 ; MOSETTI *et al.*, 1989 ; PIRAZZOLI, 1989 ; PIRAZZOLI *et al.*, 1989 ; DAWSON, 1992...). Il faut aussi rappeler que, plus on se rapproche du temps présent, plus la lecture des variations climatiques est brouillée par l'histoire des perturbations anthropiques (LE ROY LADURIE, 1967 ; LAMB, 1982 ; BRADLEY et JONES, 1992).

Nous pouvons cependant émettre l'hypothèse que ce ralentissement de la montée du niveau de la mer, s'il est d'origine glacio-eustatique, peut traduire l'effet d'un ralentissement de la fusion glaciaire. Celui-ci peut éventuellement correspondre à la réponse tamponnée d'un climat légèrement péjoré depuis l'optimum climatique Atlantique (environ 5000 B.P.).

L'absence d'enregistrement de ces fluctuations climatiques par nos résultats pose de nombreux problèmes :

- Celui de la précision relativement faible des datations C14 et surtout des marges d'incertitude. Au niveau interprétatif, il nous est pour l'instant difficile de faire la différence entre l'enregistrement d'une oscillation du plan d'eau et une contamination partielle du matériel daté. L'utilisation ultérieure de techniques de datation plus fines, du type Tandetron, devrait permettre d'évacuer cette difficulté.

- Celui de l'amplitude de l'impulsion climatique nécessaire et du temps de réponse de la Méditerranée aux événements climatiques. L'effet tampon et les différences d'échelle pourraient expliquer que la réponse de la Méditerranée contraste avec les variations du plan d'eau des cuvettes endoréiques ou margino-littorales, comme l'étang de Berre (PROVANSAL, 1991 ; PROVANSAL *et al.*, 1993 ; DIGERFELDT, 1988).

2. Relations mouvements isostatiques - niveau marin (hypothèse tectonique)

De nombreux auteurs ont montré, par compilation des données ou modélisation, que les variations du niveau marin sont fortement marquées par les mouvements de la croûte terrestre (CLARK *et al.*, 1979).

Les diagrammes âge/profondeur des stations étudiées ressemblent beaucoup aux variations estimées du plan d'eau pour la Méditerrané par le modèle de CLARK *et al.*, 1979. Au stade de notre recherche, il n'est pas possible d'évaluer la part respective des facteurs tectonique ou eustatique qui superposent leurs effets à des échelles de temps et d'espaces variables. De plus, nous ne pouvons faire la part des effets possibles du géoïde marin (BARLIER *et al.*, 1983), ainsi que du problème des changements stériques qui peuvent brouiller la lecture et l'interprétation des résultats obtenus.

Nous insistons sur cette difficulté de décomposition du rôle des facteurs généraux, régionaux ou locaux qui interagissent à différentes échelles de temps

(PIRAZZOLI, 1991). Il est tout de même très troublant que les mesures obtenues sur différents secteurs rocheux de Provence ou de Corse présentent des tendances identiques.

Conclusion

Quatre points nous semblent importants à rappeler :

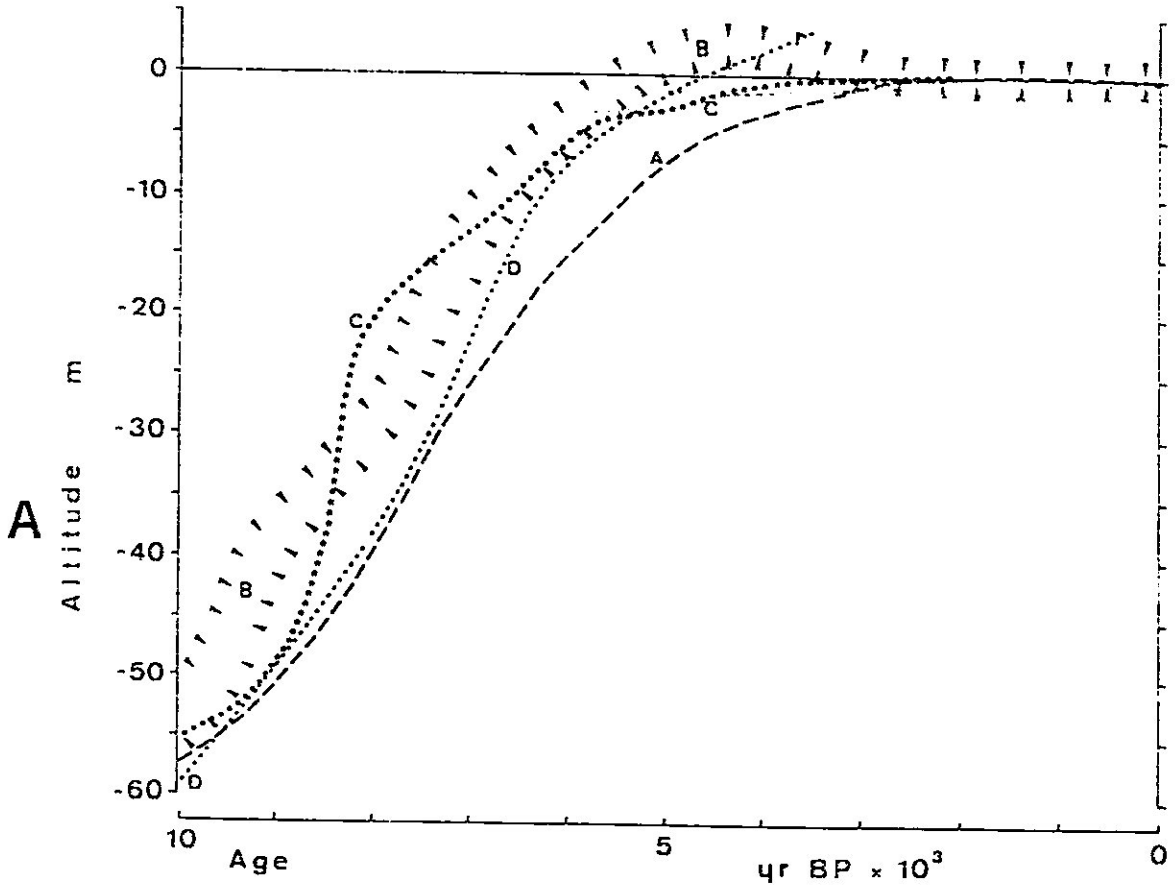
- Le fait essentiel est que toutes les stations indiquent des ralentissements constants des vitesses globales de montée relative du plan d'eau depuis environ 5000 ans. La transgression holocène semble donc s'achever en Provence durant l'Antiquité tardive vers 500 après J.C. Sur côte rocheuse, cette quasi-stabilisation historique de la montée relative du niveau de la mer se matérialise par le développement de larges et épaisses bioconstructions.

- D'autre part, l'hypothèse d'une remontée séculaire du niveau de la mer Méditerranée, ayant pour conséquence le développement du placage superficiel des thalles de *Lithophyllum lichenoides*, n'est pas à écarter.

- Contrairement à de nombreux auteurs ayant travaillé sur les côtes méditerranéennes françaises (ALOISI *et al.*, 1978 en Languedoc ; AMBERT *et al.*, 1982 pour le Languedoc occidental ; BELLAICHE *et al.*, 1969 dans le golfe de Fréjus ; DUBAR 1987 et 1988 pour la région niçoise ; L'HOMER *et al.*, 1981 pour la Camargue ; PROVANSAL, 1988 et 1993a à Martigues et à Berre et PROVANSAL, 1991 à Porquerolles ; synthèse dans PIRAZZOLI, 1991 ; figure 33), nous insistons sur l'absence d'indice de stationnement marin historique supérieur au niveau actuel sur les côtes de Provence et de Haute-Corse. En effet, nous n'avons jamais retrouvé de vestiges de bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides* (ni de formes d'érosion) émergés. Ce constat peut être mis en relation avec les peintures rupestres de la grotte marine Cosquer datées de 12.000 à 20.000 ans et qui ne présentent pas de traces d'effacement au-dessus de la limite supérieure du marnage actuel (COSQUER, 1992).

- Si l'on compare les courbes A et B de la figure 33, on peut remarquer, bien que l'échelle des profondeurs varie de deux ordres de grandeur, que les courbes présentent le même profil général, indiquant une montée rapide suivie d'une stabilisation, entre 10.000 et 0, d'une part, et 5000 BP et 0, d'autre part. Cette correspondance traduit-elle un enregistrement régulé du niveau marin des seules fluctuations climatiques globales les plus importantes ?

Ces résultats sur côtes rocheuses sont des repères qui nous permettent d'envisager une étude comparative des variations du niveau de la mer, sur côte meuble, à Marseille et à Toulon. L'opportunité de fouilles archéologiques nous a permis d'accéder à des archives sédimentaires bien datées qui complètent les données obtenues sur substrat dur en utilisant d'autres indicateurs paléobathymétriques. Dans une deuxième partie, nous proposons donc une réflexion sur quelques critères sédimentologiques permettant d'identifier des variations du niveau marin sur côte meuble car ces marqueurs sont souvent moins évidents et moins précis que sur substrat dur. Quelques plages de Provence, plus ou moins intensément anthropisées, sont étudiées à partir des marqueurs choisis. Ce n'est que dans une troisième partie, et à partir des bases méthodologiques préalablement définies dans la deuxième partie, que nous étudierons les résultats des fouilles du Lacydon.



Curve	Reference
A	Labeyrie et al., 1976
B	Aloisi et al., 1978
C	de Lumley, 1976
D	Dubar, 1987

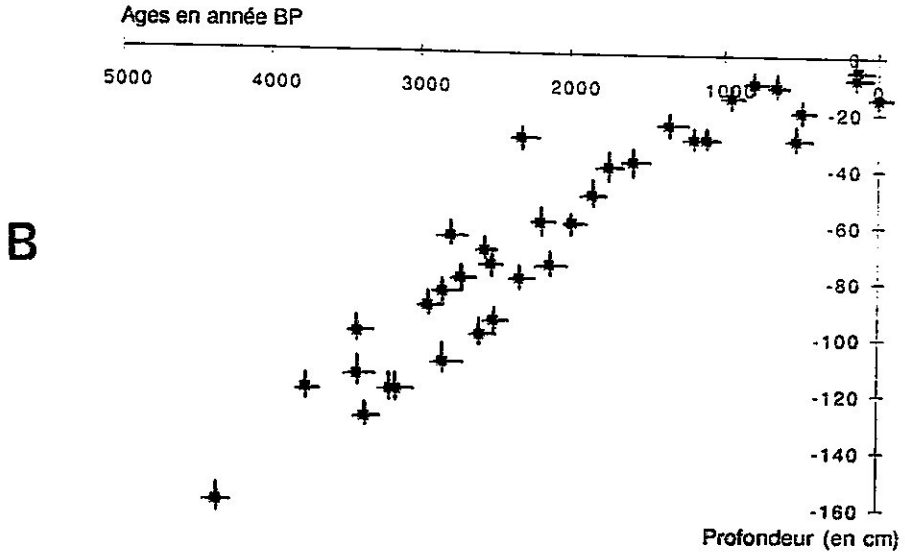


Figure 33 : A : Variations relatives du niveau de la mer en Méditerranée occidentale et centrale, PIRAZZOLI (1991). B : Données nouvelles sur les côtes de Provence (diagramme âge/profondeur).

DEUXIEME PARTIE : INDICATEURS GRANULOMETRIQUES DU NIVEAU MARIN MOYEN, L'APPORT METHODOLOGIQUE DES PLAGES FONCTIONNELLES

" When I have seen the hungry ocean gain
Advantage on the kingdom of the shore,
And the firm soil win of the watery main,
Increasing store with loss and loss with store; "...

SHAKESPEARE, sonnet LXIV.

L'étude des plages fossiles des fouilles archéologiques littorales pose le problème de la reconnaissance des différents corps sédimentaires par rapport aux paléo-niveaux marins. Dans un premier temps, nous essayons de déterminer les caractéristiques granulométriques des dépôts les plus proches du niveau de la mer. Nous avons travaillé à la fois sur des plages peu perturbées par les aménagements, et sur d'autres beaucoup plus transformées.

Sur les littoraux meubles, la définition des critères d'identification des variations du niveau de la mer est plus difficile et moins précise que sur littoraux rocheux pour plusieurs raisons que nous allons détailler. Un tableau rappelle, au préalable, les limites granulométriques des termes utilisés (figure 34). Nous nous attachons donc à essayer de déterminer les marqueurs granulométriques les plus discriminants de telles mobilités en insistant sur les problèmes soulevés :

I. PROBLEMES DE RECONSTITUTION DES PALEO-MILIEUX LITTORAUX

Dans le cadre de fouilles archéologiques, les localisations précises du niveau moyen de la mer ne sont pas connues a priori avec précision. Contrairement aux dépôts fonctionnels, c'est à partir des caractéristiques sédimentologiques et des structures archéologiques, qu'il est envisageable de proposer des limites altimétriques au plan d'eau. La démarche est donc inverse et l'analyse se complique aussi sous l'effet de plusieurs facteurs.

A. VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DES FORMATIONS LITTORALES

On dispose d'échantillons dont on connaît mal les milieux correspondants. En effet, toute plage marine juxtapose des unités morphologiques permanentes, saisonnières ou momentanées, pas toujours aisées à reconstituer.

Cette variabilité spatiale se traduit en termes morphologiques et granulométriques (BLANC, 1958 ; CLAIREFOND, 1974). Les comparaisons d'indices granulométriques sont donc à effectuer avec prudence entre les plages actuelles et encore plus entre les paléoplages et les sédiments fonctionnels. En effet, les dépôts marins archéologiques ne correspondent ni à une plage analysée en un temps t précis, ni à la somme des phases de dépôt, mais à un mélange de stocks sédimentaires de nature et d'âge différents. Par exemple, les dépôts peuvent être perturbés par les faunes endogées mais aussi, dans un

	Limite inf. (mm)	Limite sup. (mm)
Ballast	2	X
Sable	0,067	2
Sable grossier	0,5	2
Sable moyen	0,2	0,5
Sable fin	0,067	0,2
Limon et argile	X	0,67
Terres fines	X	2

Figure 34 : Limites granulométriques des termes utilisés.

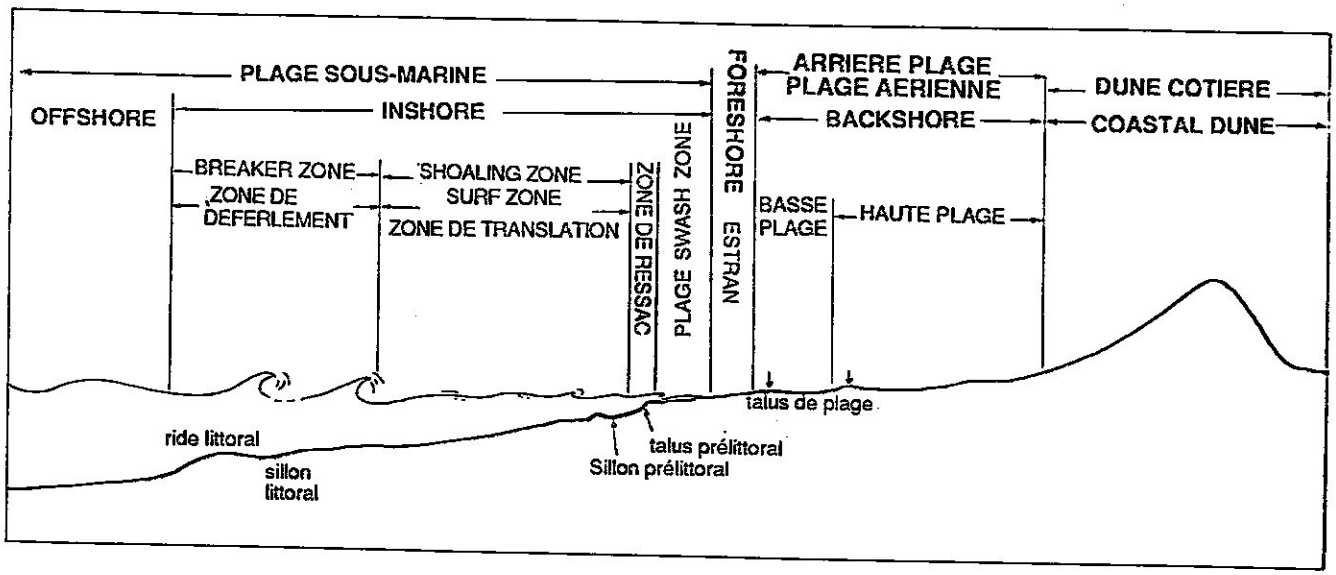


Figure 35 : Nomenclature des zones de plage, d'après DEGIOVANNI, 1973.

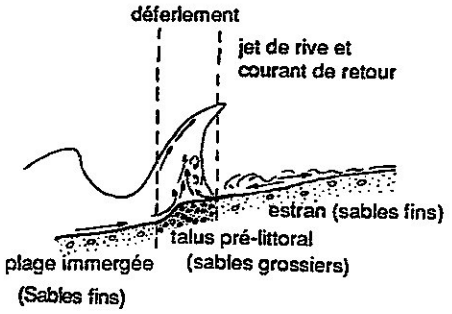


Figure 36 : Coupe transversale au niveau du talus prélittoral, d'après MILLER et ZEIGLER, 1958.

second temps, par le colmatage éventuel des vides par des fractions fines comme des vases. Les dépôts ne sont donc plus dans leurs états initiaux.

L'évolution des plages dans le temps est en effet fondamentale. Les corps sédimentaires correspondant à une plage sur un chantier archéologique couvrent généralement un siècle ou plusieurs décennies dans le meilleur des cas. L'étude des dépôts fonctionnels actuels se fait au mieux pendant quelques années en "fonction des saisons" (NESTEROFF, 1965 ; SONU, 1972 ; WEBER, 1978). Les paléoplages correspondent à une imbrication de sédiments qui ont parfois enregistré des dynamiques différentes liées à des aménagements portuaires, des évènements climatiques ou des variations relatives possibles du plan d'eau. Comme l'a indiqué TRICART (1965), "les caractéristiques granulométriques d'un sédiment sont le reflet des conditions dynamiques au moment exact de l'accumulation". Ce moment exact n'est pas forcément représentatif de l'histoire sédimentologique de la côte pendant 50 ans par exemple. Ce "moment" est en effet modifié ou effacé chaque jour par les évènements suivants. Il y a donc là des différences d'échelle importantes qui incitent à la prudence des interprétations et il faut envisager de distinguer des générations de paléodynamiques au sein de chaque ensemble granulométrique (MACAIRE, 1990).

B. PROBLEME DES PERTURBATIONS D'ORIGINE ANTHROPIQUE

Au niveau du vieux port de Marseille, les processus de transport et de sédimentation ont été fortement perturbés par la mise en valeur du littoral. Dès la fin de l'Age du Bronze, ni les mécanismes, ni les rythmes ne sont plus complètement naturels, comme ceux qui affectent les plages actuelles peu anthropisées.

Ainsi, les aménagements portuaires et urbains ont singulièrement compliqué les mécanismes de sédimentation par la mise en place de "pièges" sédimentaires, ainsi que le remblaiement ou le déblaiement de matériaux à l'occasion de travaux de terrassement. Par exemple, la volonté de mettre à l'abri les navires hellénistiques par l'aménagement de zones de halage sur les plages émergées ainsi que la construction d'appontements et de quais ont atténué ou supprimé les courants et les dynamiques littoraux en détruisant les éventuels paléo-talus prélittoraux existants.

A plus petite échelle, la mise en valeur agricole du bassin de Marseille a eu des répercussions sur les formes et les dynamiques sédimentaires littorales à travers des apports détritiques plus importants. Par exemple, l'importance des limons et des argiles dans la composition des sédiments des plages immergées (de 25 à 50% du prélèvement total) peut être associée à un envasement historique du Lacydon, lié aux dépôts corrélatifs d'une érosion anthropique des sols ou d'une utilisation du Lacydon comme d'un dépotoir par les habitants.

Le fait anthropique se lit principalement dans la variabilité latérale du plan d'eau. En effet, dans un contexte eustatique favorable à une transgression du plan d'eau, le Lacydon connaît un importante avancée des terres et un repli concommittant des surfaces en eau. Cette évolution morphologique paradoxale s'explique par un bilan sédimentaire positif d'origine anthropique. Il y a colmatage du Lacydon selon deux formes principales : l'aménagement de remblais artificiels gagnés sur la mer et l'apport par les différents cours d'eau d'une charge sédimentaire.

Si les perturbations anthropiques n'interviennent pas sur la mobilité verticale du plan d'eau, elles en brouillent considérablement la lecture des signaux de mobilité par le biais des textures et des dynamiques.

C. PROBLEME DES DEFORMATIONS DU SOL

Par rapport aux côtes rocheuses, les déformations du sol sont à la fois moins lisibles et plus importantes : moins lisibles du fait de la souplesse des matériaux impliqués, plus

importantes, car à la tectonique proprement dite s'ajoutent différents facteurs de mobilité du sol :

A Marseille, des phénomènes d'expansion latérale des couches stampiennes, qui sont très hétérogènes (NURY, 1977), ont pu provoquer des fluages souterrains sur les bords du Lacydon. Ces mouvements peuvent avoir été favorisés par les pentes fortes du substrat sous les chantiers J. Verne et du Carénage.

De plus, les phénomènes de compaction des vases ou des marnes peuvent être à l'origine d'affaissements importants des niveaux marins mesurés (VAN DE PLASSCHE, 1980). Par exemple, des vases peuvent voir leur épaisseur originale diminuer jusqu'à 50% et des sables jusqu'à 75% (GREENSMITH et TUCKER, 1986). Les phénomènes de compaction sont engendrés par la diversité texturale des sédiments, à l'origine de colmatages et de redistributions internes, ainsi que par le surpompage des nappes phréatiques et la variabilité d'adsorption des argiles. Mais sur les différents chantiers, nous n'avons pas identifié de formes de compaction des vases marines ou du substrat stampien.

En outre, des structures archéologiques "lourdes" peuvent entraîner des tassements. Il faut rappeler qu'au chantier de La Bourse, à Marseille, les structures se sont parfois enfoncées par tassement des sédiments meubles sous leurs poids. Par exemple, GUERY (1992) a souligné le fait que le réservoir romain d'eau douce s'est disloqué en plusieurs points en s'enfonçant sous son propre poids. La Tour Penchée hellénistique, dont la base est partiellement encastrée dans le stampien, présente aussi une pente marquée vers le sud.

Il apparaît donc que la détermination de paléo-niveaux moyens de la mer est soumise, sur secteur meuble, à de nombreux facteurs d'imprécision qui peuvent venir fausser les résultats.

II. LE TALUS PRELITTORAL, INDICATEUR MORPHOLOGIQUE ET GRANULOMETRIQUE PRIVILEGIE DU NIVEAU MOYEN DE LA MER

Il est possible de distinguer, au sein d'une plage, trois principales unités géomorphologiques correspondant à trois environnements détritiques différents qui sont les suivants, de l'amont vers l'aval (GUILCHER, 1954 ; OTTMANN 1965 ; INGLE, 1966 ; KING, 1972 ; REINECK et SINGH, 1973 et CHAMLEY, 1988 ; figure 35) :

A. L'ARRIERE-PLAGE OU PLAGE EMERGEE OU TERRESTRE (*BACKSHORE*)

Ce milieu s'étend de la limite supérieure de l'estran au pied des dunes, si elles existent. La plage émergée est caractérisée par trois processus morphologiques principaux :

. Elle est occupée par la mer lors des tempêtes ou des marées barométriques exceptionnelles. Il y a alors création de laisses de mer assez grossières caractérisées par une relative richesse en débris coquilliers et en minéraux lourds (*beach ridges*). Ces laisses individualisent des gradins (*berm*) au sein de la plage émergée qui présente donc rarement une pente régulière. Ces dénivellations topographiques permettent parfois de distinguer une haute plage d'une basse plage de part et d'autre de la crête de plage. La haute plage possède généralement une pente un peu plus marquée que la basse plage.

. Les sables fins d'origine marine sont souvent remobilisés par les vents. il y a donc un granoclassement de l'aval vers l'amont, les particules étant généralement de plus en plus fines et éolisées vers l'amont, aboutissant parfois à la construction de petites figures éoliennes sur la haute plage.

. Enfin, les cours d'eau et le ruissellement remanient parfois ces dépôts. La haute plage correspond du point de vue biologique, à l'étage supralittoral.

B. LA PLAGE PROPREMENT DITE OU ESTRAN (*FORE SHORE*)

En Méditerranée, l'estran est réduit du fait de la faiblesse du marnage. C'est un avantage de travailler dans une mer à marée réduite, afin de déterminer les formes du relief les plus proches des paléoniveaux moyens de la mer. Plus la pente est forte, plus cet espace est limité.

L'estran montre souvent des formes mineures comme les sinuosités et les croissants de plage (*beach cusps*). En Provence, cette zone intertidale correspond grossièrement à la zone balayée par le jet de rive (*swash*) et le courant de retour (*backswash*).

C. LA PLAGE IMMERGEE OU SOUS-MARINE (*SHORE FACE*)

Cette zone, toujours immergée, subit l'action des vagues contre le fond (*shoaling waves*). De l'amont vers l'aval, on trouve :

. Un talus prélittoral (*step*) dans la zone où viennent déferler les vagues. Le talus prélittoral est l'indicateur morphologique et granulométrique le plus précis du niveau moyen de la mer (BLANC, 1958 ; MILLER et ZEIGLER, 1958 ; NESTEROFF, 1965 ou DEGIOVANNI, 1972 et 1973). En effet, il se situe légèrement à l'aval de la zone de ressac et son sommet se localise sous quelques centimètres d'eau (figure 36). Du point de vue granulométrique, il est composé de matériel grossier, correspondant à un dépôt forcé. Le talus prélittoral se situe en effet au contact du déferlement des vagues (*breakers*) et du courant de retour. La turbulence y est maximale (KING, 1972).

. Vers le large, on identifie de nombreuses microformes comme le sillon prélittoral (*trough*), à la base du talus, puis une ou plusieurs rides (*bar* ou *ripple* en fonction de la taille) séparées par des sillons littoraux.

Ces différents corps sédimentaires rappelés, nous pouvons maintenant définir les techniques granulométriques utilisées.

III. TECHNIQUES GRANULOMETRIQUES UTILISEES

La granulométrie caractérise les sédiments par la répartition des grains selon leur taille. Les résultats peuvent être comparés entre eux, afin de suivre les dynamiques propres à chaque dépôt. A partir de cette diagnose, il faut réfléchir sur les empreintes possibles des conditions morpho-bio-climatiques et anthropiques qui ont présidé au dépôt du sédiment. La comparaison de tableaux de chiffres étant quasiment impossible, on a recours à des représentations graphiques et au calcul d'indices mettant en évidence les caractéristiques essentielles des sédiments. Nous évoquons rapidement les représentations et les indices utilisés dans la détermination de paléo-niveaux moyens de la mer sur côte meuble et qui nous ont semblé les plus performants dans le cadre de cette recherche.

A. L'HISTOGRAMME DE FREQUENCE

Cette représentation graphique de la distribution des particules a l'avantage de faire apparaître les irrégularités de la suite dimensionnelle des grains. Cela se traduit soit par l'absence de certaines classes, soit par leur surreprésentation (mode). L'histogramme permet donc de déterminer un ou plusieurs modes correspondant souvent à la présence ou au mélange de plusieurs stocks de sables. Le mode permet d'identifier, dans les cas simples, les principaux stocks sédimentaires (INMAN et CHAMBERLAIN, 1955). Mais il faut cependant rappeler que souvent un mode est constitué d'un mélange de deux stocks de particules de tailles différentes (figure 37).

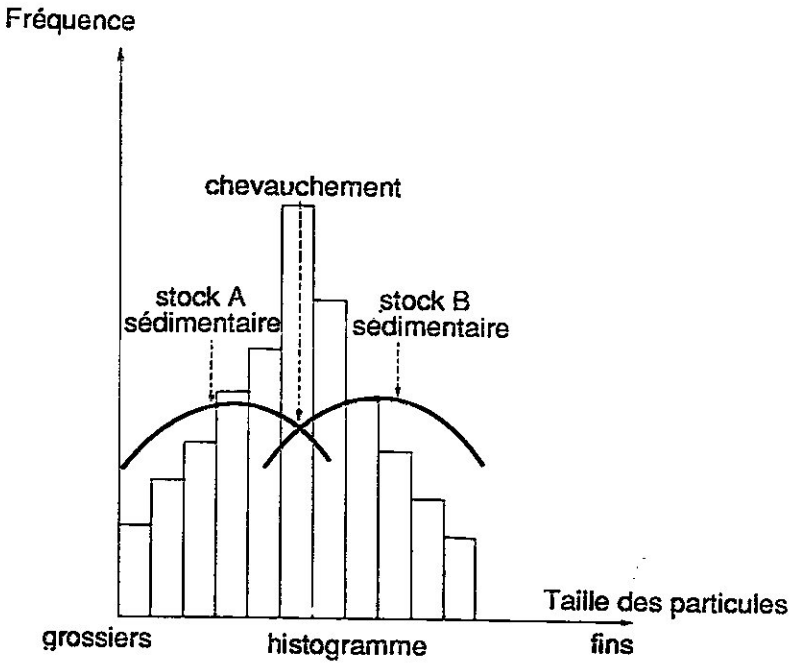


Figure 37 : Le mode d'un histogramme ne correspond pas souvent à un stock granulométrique mais au recouvrement de deux stocks.

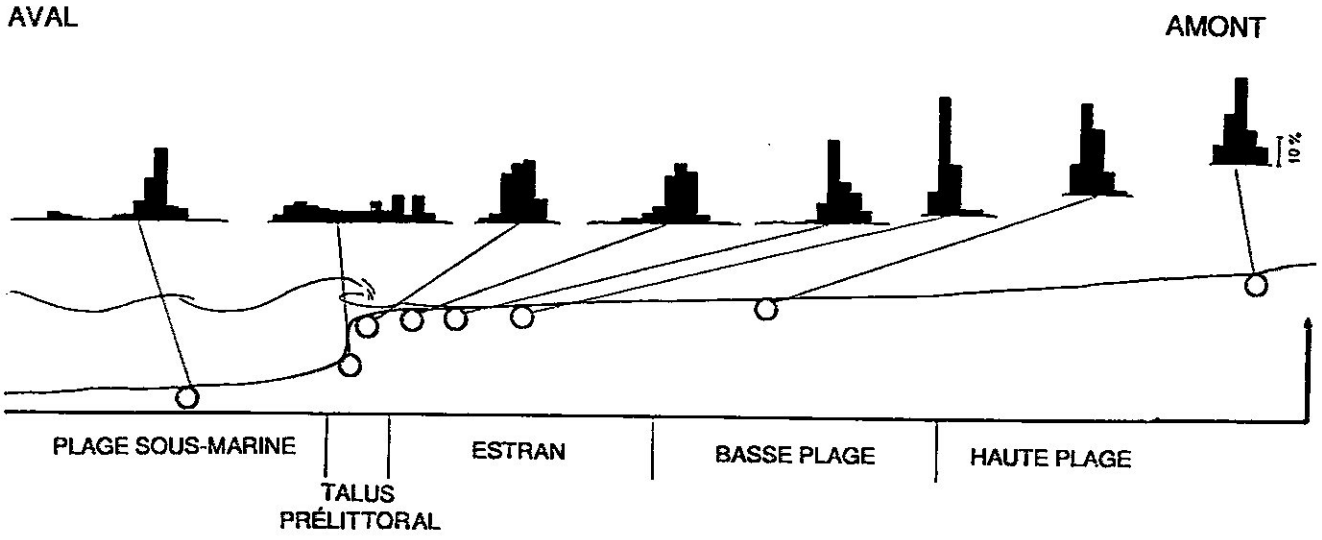


Figure 38 : Variations des histogrammes le long d'un profil transversal réalisé à la plage ouest de Sidi-Ferruch, d'après DEGIOVANNI, 1973.

DEGIOVANNI (1973) a montré les variations de la forme des histogrammes le long de la coupe transversale de la plage de Sidi-Ferruch près d'Alger. Les histogrammes sont d'autant plus étalés qu'ils proviennent d'échantillons de la zone du ressac. Ils deviennent polymodaux sur le talus prélittoral, alors qu'ils sont unimodaux sur la plage émergée et bimodaux sur la plage sous-marine proche (figure 38).

La comparaison des histogrammes de fréquence est donc un outil simple de détermination de la plus ou moins grande proximité de la zone de ressac et par conséquent du niveau moyen du plan d'eau, dans le cas d'un faible marnage. L'analyse des courbes cumulatives, qui se fait en termes de pentes, est beaucoup moins évidente à l'échelle d'un profil littoral, de la plage émergée à la plage immergée.

B. INDICES GRAPHIQUES

Depuis FOLK et WARD (1957) et MAC CAMMON (1962), les indices de Trask et de Krumbein ont été abandonnés au profit de paramètres plus statistiquement significatifs. En effet, l'indice de tri de Trask ne considère que 50% de la partie centrale du sédiment. Nous avons retenu les indices de FOLK et WARD (1957) qui sont devenus les indices graphiques les plus couramment utilisés par les chercheurs (FOLK, 1966 ; KING, 1966). Ils ont été parfois critiqués (DYER, 1970) mais n'ont pas été remplacés. Quatre indices ont donc été calculés.

Figure 39 : Signification statistique de l'indice de tri (MAC CAMMON, 1962).

Indice de tri :

$(\Phi 84 - \Phi 16)/2$	54% (KRUMBEIN et PETTITJOHN, 1938)
$(\Phi 84 - \Phi 16)/4 + (\Phi 95 - \Phi 5)/6{,}6$	79% (FOLK et WARD, 1957)

1. LE GRAIN MOYEN

La formule utilisée est la suivante : $TFI = - \frac{\text{Log TMM}}{\text{Log } 2}$ (WEYDERT, 1973)

$TMM = \frac{F16\% + F\,50\% + F\,84\%}{3}$ (FOLK et WARD, 1957)

Le grain moyen est généralement considéré comme un paramètre central plus significatif que le grain médian (M = F 50%) qui se localise plus près du mode (WEYDERT,1976a). Le grain moyen de WEYDERT (1973) dérivé de ceux de FOLK et WARD (1957) et d' INMAN (1952) prend en compte 68% de la distribution granulométrique globale. Cette taille moyenne s'avère donc peu valable si la distribution est polymodale. Le grain moyen permet cependant de classer et de comparer précisément les sédiments en se référant à l'échelle de classification *U.S. standart* des matériaux meubles.

INMAN (1949) puis INMAN et CHAMBERLAIN (1955) ont insisté sur le fait que le degré de classement était relié au grain médian (en réalité, à une valeur moyenne de la distribution) et à l'hydrodynamisme. Par exemple, le talus prélittoral est caractérisé par des sédiments plus grossiers et moins bien triés qu'au niveau des plages immergées et émergées.

2. L'INDICE DE TRI

$$\sigma i = \frac{(\Phi 84 - \Phi 16)}{4} + \frac{(\Phi 95 - \Phi 5)}{6{,}6}$$

Inclusive Graphic Standart Deviation de FOLK et WARD (1957)

Cet indice compare les portions extrêmes et moyennes des échantillons. Il permet d'ordonner les sédiments selon une échelle de sept classes au lieu des quatre proposées par Trask ou Krumbein (TRASK, 1932 ; KRUMBEIN et PETTITJOHN, 1938 ; figure 40).

DEGIOVANNI (1972, 1973) a montré que les sédiments marins émergés sont beaucoup mieux triés que ceux de la plage immergée (figure 60). Le talus prélittoral est caractérisé par des fractions moins bien triées que les sédiments des plages immergées et émergées. C'est la zone la plus hétérométrique et grossière.

Figure 40 : Echelle de classement de σi (FOLK et WARD, 1957).

σi < 0,35 : Sédiment très bien trié
0,35 < σi < 0,50 : Sédiment bien trié
0,50 < σi <1 : Sédiment au tri médiocre
1 < σi < 2 : Sédiment mal trié
2 < σi < 4 : Sédiment très mal trié
σi > 4 : Sédiment extrêmement mal trié

3. INDICE D'ASYMETRIE

Cet indice, considéré comme un paramètre des plus sensibles dans les recherches d'environnement (FRIEDMAN, 1961 et 1979 ; FOLK, 1962 ; KOLDJIK, 1968), exprime l'asymétrie de la courbe de fréquence par rapport à une distribution gaussienne (figure 41).

La formule utilisée est la suivante:

Inclusive Graphic Skewness = SKi (FOLK et WARD, 1957)

$$SKi = \frac{(\Phi 84 + \Phi 16 - 2\,\Phi 50)}{2\,(\Phi 84 - \Phi 5)} + \frac{(\Phi 95 + \Phi 5 - 2\,\Phi 50)}{2\,(\Phi 95 - \Phi 5)}$$

Les valeurs de l'indice d'asymétrie (SKi) déterminent la répartition relative des particules, indiquant la prépondérance d'une moitié de la distribution par rapport à l'autre :

- Si SKi = 0, la symétrie est parfaite de part et d'autre du mode.
- Les valeurs positives indiquent un enrichissement en sables grossiers, les sables fins étant mieux classés.
- Les valeurs négatives indiquent un enrichissement en sables fins, les sables grossiers étant mieux classés (figure 42).

Figure 42 : Echelle de classement de l'indice d'asymétrie d'après FOLK et WARD (1957).

-1 < SKi < - 0,3 : Asymétrie très négative
- 0,3 < SKi < - 0,1 : Asymétrie négative
- 0,1 < SKi < 0,1 : Symétrie
0,1 < SKi < 0,3 : Asymétrie positive
0,3 < SKi < 1 : Asymétrie très positive

La plage immergée est caractérisée par une légère asymétrie négative (DUANE,1964 ; DEGIOVANNI,1972 ; figure). En revanche, les sédiments de la plage aérienne sont définis par une asymétrie légèrement positive, mais de plus en plus négative vers l'amont, liée à un enrichissement en sables fins apportés partiellement par le vent. Au contact des deux, l'asymétrie est variable dans la zone du ressac.

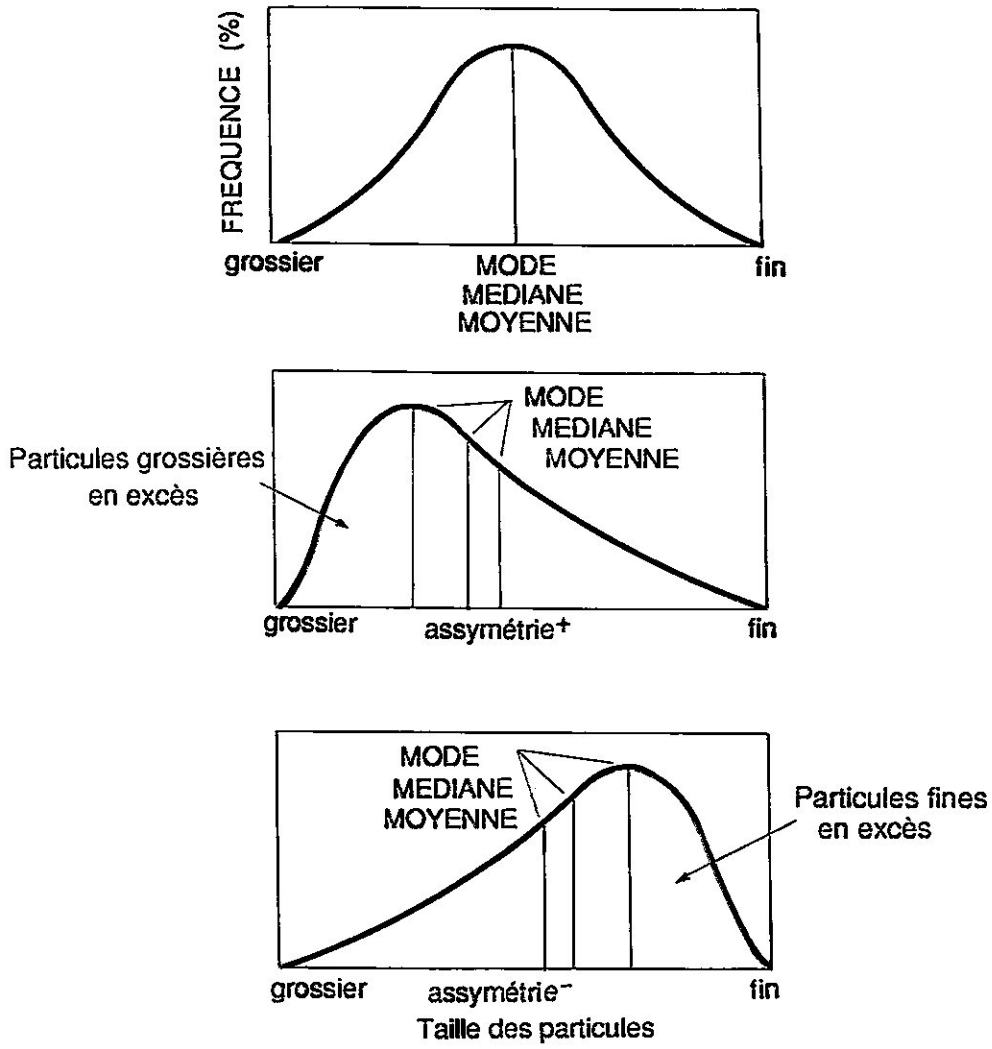


Figure 41 : Variation de l'indice d'assymétrie SKi.

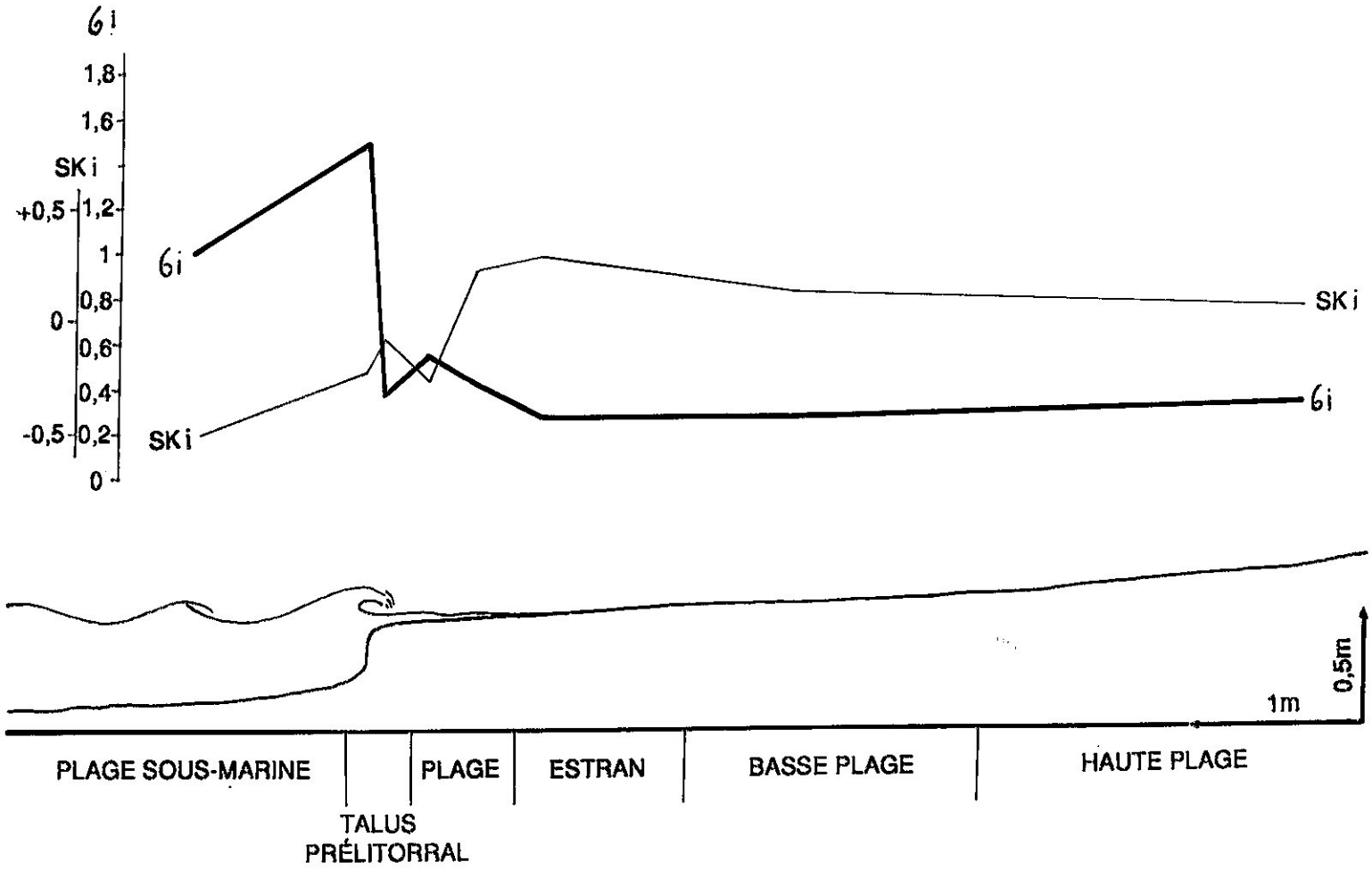


Figure 43 : Variations des indices de tri (6 i) et d'assymétrie (SKi) le long d'un profil transversal réalisé à la plage ouest de Sidi-Ferruch, d'après DEGIOVANNI, 1973.

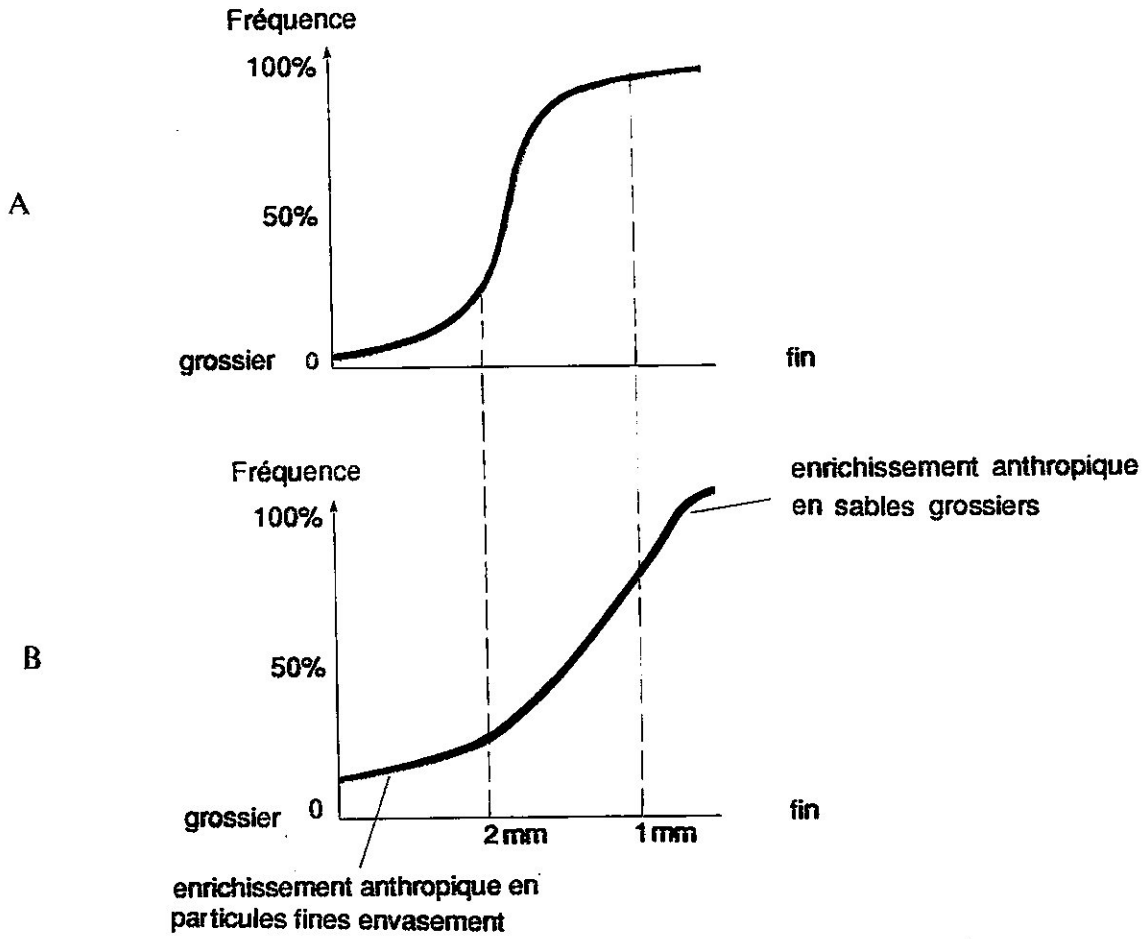


Figure 44 : Granulométrie habituelle des plages marines (A) et granulométrie des dépôts marins anthropisés (B).

L'indice d'angulosité (FOLK et WARD, 1957) et le facteur hydrodynamique (WEYDERT, 1976a) ne présentant pas de variations nettes au sein des sédiments archéologiques, susceptibles d'interprétation fiable, n'ont donc finalement pas été retenus. En effet, les dépôts archéologiques littoraux étudiés ont des distributions très hétérogènes, qui sont bien éloignées du modèle de référence gaussien (figure 44). En effet, ils sont à la fois enrichis en ballast (déchets divers) et en limons et argiles (envasement).

C. PROBLEMES D'INTERPRETATION

1. SIGNIFICATION PALEO-ECOLOGIQUE DES INDICES GRANULOMETRIQUES

Dès 1955, BIROT insistait sur le problème de la signification attendue des différents indices granulométriques en remarquant que "des milieux divers peuvent réaliser par convergence des combinaisons analogues". Ce problème de convergence limite donc la valeur pratique des indicateurs (SOLOHUB et KLOVAN, 1970).

BIROT (1955) remarquait aussi que les indices correspondent souvent à différents dépôts pouvant se recouvrir, à l'origine de difficultés de reconstitutions paléogéographiques au niveau des littoraux (FOLK, 1962 ; MOIOLA et WEISER, 1968 ; HAILS et HOYT, 1969...). EMERY (1978) et GRACE *et al.* (1978), à la suite de BASUMALLICK (1964), ont montré l'importance de la précision du prélèvement à l'échelle des lamines dans la détermination des stocks sédimentaires. Il faut noter que l'aspect polymodal des échantillons analysés est souvent lié à un prélèvement en vrac des sédiments.

Il faut donc insister sur le désaccord entre chercheurs quant à la signification des indices granulométriques. La variabilité des indices correspond souvent à un problème d'échelle d'analyse, liée aux différents processus sédimentologiques définissant chaque terrain, les indices granulométriques n'ayant pas de valeur universelle. En revanche, leur signification est réelle dans l'analyse de milieux de sédimentation comparables.

Le principal problème réside dans l'interprétation des indices qui sont des variables descriptives de la distribution des particules. Leur concordance avec les processus physiques de transport et de dépôt n'est pas évidente et ne peut être établie que de façon empirique, ce qui est rarement le cas (FRIEDMAN, 1961 et 1979).

2. PROBLEMES LIES AU MODELE DE REFERENCE GAUSSIEN DE DISTRIBUTION DES PARTICULES

Il faut rappeler que les indices testent la normalité de la courbe cumulative par rapport à une distribution modèle de Gauss. La distribution gaussienne n'est cependant pas la distribution "magique" correspondant à tous les types de sédimentation des particules (LEROY, 1981). De nombreux chercheurs pensent que les distributions hyperboliques (BAGNOLD et BARNDORFF-NIELSEN ; VINCENT, 1986) de Rosin (SCHLEYER, 1987) ou Log Skew Laplace (FIELLER *et al.*, 1988 et 1992) et leurs variantes se rencontrent fréquement dans la nature. MIDDLETON (1976) a même démontré que des sédiments transportés par suspension au sein d'un flux unidirectionnel ne formaient pas systématiquement de distribution gaussienne.

Ces chercheurs critiquent la forme symétrique de la distribution gaussienne qui peut difficilement s'adapter à des populations très hétérogènes et dissymétriques. La distribution de Rosin semble, par exemple, mieux adaptée à l'analyse des sédiments bruts, du type de dépôts artificiellement broyés comme des graviers. Le modèle gaussien serait plus conforme à des distributions de sables transportés et triés par un fluide. Ces études remettent partiellement en cause les interprétations obtenues par l'utilisation des indicateurs empiriques de Folk et Ward. Les résultats obtenus, par ces techniques beaucoup plus complexes, sur des sables dunaires et marins ne sont cependant guère plus statistiquement significatifs que ceux tirés du modèle de distribution gaussienne

traditionnelle (FIELLER *et al.*,1992). Les auteurs ne sont pas d'accord sur l'efficacité réelle des différents modèles de distribution proposés (WYRWOLL et SMYTH, 1985).

Nous n'avons pas utilisé, dans cette thèse, les trois principales méthodes d'analyse granulométrique des paléodynamiques (PASSEGA, 1963 et 1964, VISHER, 1969 et WEYDERT, 1973 et 1976b) pour deux raisons :

- les difficultés d'application aux paléo-milieux, car elles ont été conçues dans le cas de dépôts actuels.

- Elles ne nous semblent pas, dans l'état actuel de ce travail, indispensables à la détermination des indicateurs morphologiques de mobilité du plan d'eau

IV. INDICATEURS GRANULOMETRIQUES DU NIVEAU MOYEN DE LA MER SUR DES PLAGES ACTUELLES DE PROVENCE

Nous suivons la démarche suivante : dans un premier temps, étude des sédiments fonctionnels, puis analyse des dépôts archéologiques dans la troisième partie. Dans les deux cas, nous disposons du contact entre les sédiments terrestres ou les remblais et les dépôts marins. L'étude des dépôts actuels est prise comme repère permettant l'interprétation des sédiments hérités, dans le but de préciser la position des paléo-niveaux marins de la mer.

A. CHOIX DES SITES LITTORAUX ACTUELS

Nous avons sélectionné cinq plages susceptibles de se rapprocher par différents caractères du Lacydon de Marseille (figure 45).

Les plages des anses du Rouet (commune de Carry-le-Rouet) et de Sainte-Croix (commune de Martigues), au pied de la chaîne de la Nerthe, au nord-ouest du golfe de Marseille, se situent dans le même contexte topographique et lithologique (anses ou calanques dans un substrat hétérogène : brèches, conglomérats, marnes, calcaires). Les pentes de la côte sont aussi marquées qu'à Marseille (FROGET, 1974). Le mode semble cependant relativement plus battu que dans le Lacydon antique.

La plage de la calanque de Bonnieux à Martigues présente la même orientation est-ouest que le Lacydon mais le mode est plus battu car la calanque est beaucoup plus ouverte sur le large. Nous avons échantillonné dans le fond de la calanque qui présente des versants en pente douce.

Le littoral de la lagune du Brusc et de la plage de Balaguier (commune de La Seyne) a été choisi pour trois raisons :

. sédimentologique, car les dépôts du Lacydon, du Brusc et de Balaguier sont caractéristiques des milieux abrités. Ils présentent les même textures riches en terres fines, définissant un faciès de colmatage et d'envasement. En particulier, le talus prélittoral est souvent absent.

. biologique, car l'étagement de la faune fixée sur les pieux des appontements du Brusc et de Balaguier est comparable aux étagements sur les pieux antiques marseillais.

. ethno-archéologique, les aménagements portuaires du Brusc et de Balaguier (appontements, remblais sur la plage émergée) offrant des similitudes avec les structures portuaires antiques de la fouille Jules Verne.

Nous avons donc réalisé quatre coupes transversales avec prélèvement d'échantillons en surface.

Figure 45 : Localisation des plages actuelles étudiées.

B. ANALYSE GRANULOMETRIQUE DE LA PLAGE DE SAINTE-CROIX

Au niveau de la plage de Sainte-Croix, six granulométries d'ARNAUD-FASSETA et VELLA (1992) ont été réutilisées afin de les comparer au sillon prélittoral, le talus prélittoral étant absent (figures 46 et 50). Nous distinguons trois niveaux hydro-sédimentaires :

1. La plage immergée (SC1 à SC3)

En terme de texture, la fraction sableuse est largement prédominante, toujours supérieure à 80 % pour les dépôts immergés et les zones de déferlement et de ressac.

On note pour les échantillons immergés (SC1, 2 et 3) un accroissement de la fraction sableuse fine en direction du large. Ainsi SC1 est composé de près de 90 % de sables fins. En effet, lors du déferlement des vagues, les sables fins sont mis en suspension puis déportés vers le large par les courants.

Les histogrammes de fréquence des classes granulométriques des sables des plages immergées (SC 1, 2 et 3) présentent des formes massives sans mode marqué pour les deux prélèvements les plus proches de la côte. Le mode de sables fins de SC 1, à 200 mètres au large, peut s'expliquer par le dépôt des sables fins, compris entre 0,16 et 0,1 mm, mis en suspension au niveau du déferlement des vagues sur la côte et à proximité.

Les indices granulométriques distinguent assez mal la plage émergée de la plage immergée (tri médiocre et asymétrie nulle en général).

2. La plage émergée (SC6 et SC7)

La plage émergée se distingue des autres prélèvements par le développement de plus en plus marqué vers l'amont des limons et des argiles (18% du poids total pour SC6 et 51% pour SC7), à mettre en relation avec les ruissellements du versant dominant la plage lors d'épisodes pluvieux. Ces prélèvements montrent aussi une légère augmentation de la fraction sableuse fine résultant d'un apport éolien des sables fins de la basse plage et de l'estran en direction de l'amont.

Ces deux tendances sont confirmées par les formes des histogrammes de fréquence de la fraction sableuse. D'une part, elles indiquent un enrichissement en sédiments sableux légèrement plus fins. D'autre part, les dynamiques terrestres (transport éolien, ruissellement) se font de plus en plus sentir vers l'amont. Ceci a pour conséquence la formation de corps sédimentaires polygéniques caractérisés par deux modes (SC 7).

3. La zone du déferlement et du ressac (SC4 et SC5)

Une surreprésentation des sables moyens (plus de 85% de sables entre 0,5 et 0,2 mm) caractérise les dépôts les plus proches du niveau moyen de la mer dans la zone de déferlement (SC4), ainsi que dans celle du jet de rive et du courant de retour (SC5), caractérisées par des compétences plus importantes. Les sables fins sont peu présents (de l'ordre de 10%).

L'histogramme du sillon prélittoral (SC4) présente un mode bien développé entre 0,315 et 0,25 mm, représentant plus de 50% de la fraction sableuse. Cet enrichissement en sables moyens, par rapport aux autres prélèvements, peut s'expliquer, d'abord par une compétence accrue au niveau de la zone de déferlement, et ensuite par la migration, déjà évoquée, des sables fins en suspension vers le large. Les indices de tri sont bons à médiocres. Par rapport à la zone du jet de rive et du courant de retour (SC5), le mode est beaucoup plus accentué au niveau du sillon prélittoral (SC4).

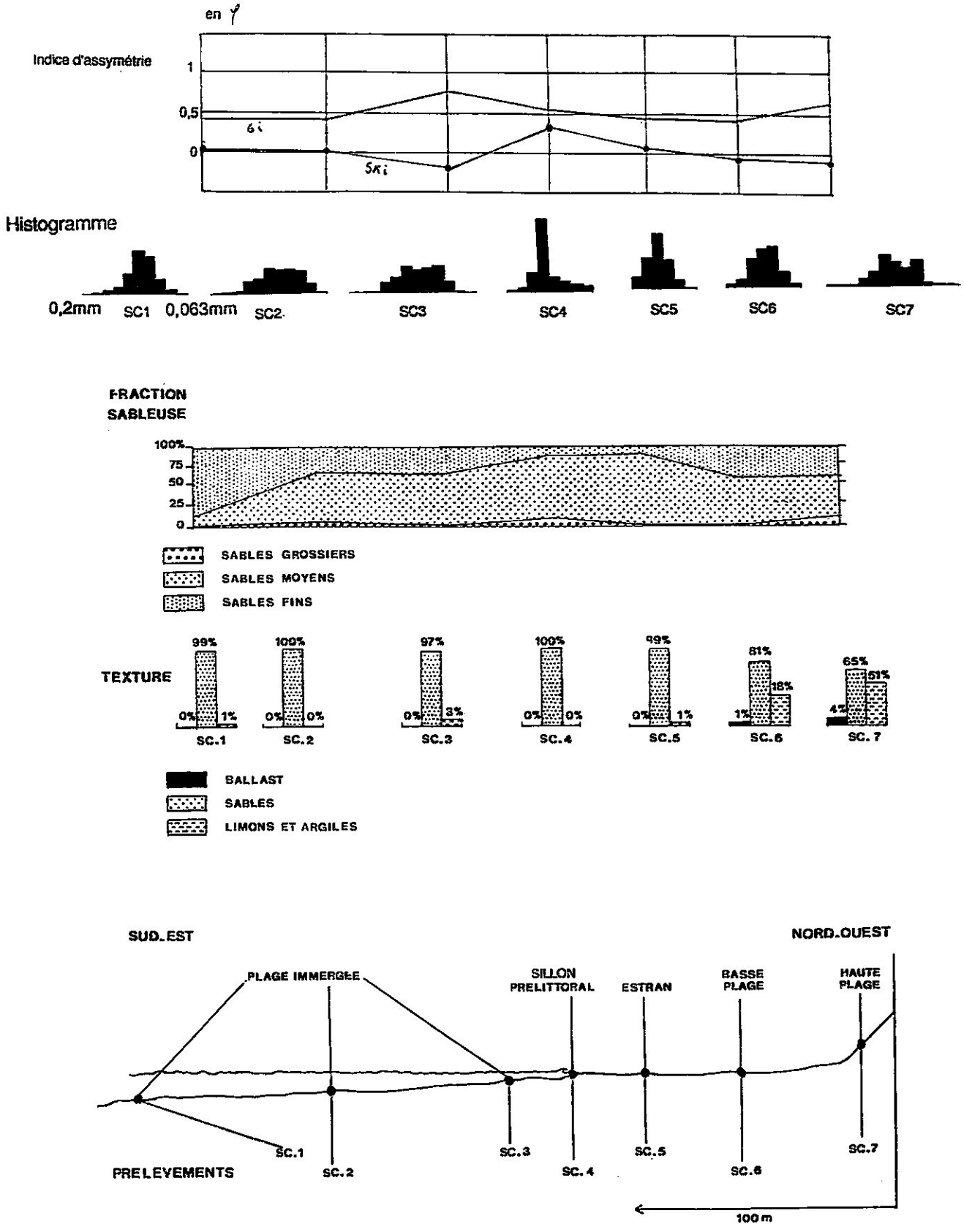


Figure 4 6 : Coupe sédimentologique de la plage de l'anse de Sainte Croix, Martigues.

Le sillon prélittoral, corps sédimentaire le plus proche du niveau moyen de la mer, se différencie donc par une asymétrie très positive et un enrichissement en grains moyens et grossiers.

C. ANALYSE GRANULOMETRIQUE DE LA PLAGE DU ROUET

Nous avons distingué quatre milieux de sédimentation selon une coupe transversale nord-sud de la plage du Rouet (figures 47 et 50).

1. Plage immergée (RO1)

Comme à Sainte-Croix, on note un accroissement des sables fins en direction du large, s'expliquant par des mécanismes identiques. Les résultats granulométriques de ces deux plages sont très proches. L'indice de tri est médiocre.

2. Zone de déferlement (RO2)

Le talus prélittoral est caractérisé par une granulométrie particulièrement grossière, puisque le ballast et les sables grossiers représentent plus de 81% du sédiment total. Le grain moyen présente une valeur maximale de 0,7 mm. Il faut noter qu'en fonction d'un mode battu, le talus prélittoral est particulièrement bien développé. Il existe en effet une relation entre le mode et le développement plus ou moins important du talus. Nous remarquons que par période de calme, cette forme du relief s'estompe, alors que par gros temps, elle à tendance à s'accentuer.

L'histogramme de fréquence des sables du talus prélittoral (RO2) est particulièrement étalé, de type polymodal, conforme aux résultats de DEGIOVANNI (1973). Il s'oppose à la forme plus massive de celui de la plage immergée (RO1).

Par rapport aux autres prélèvements, le talus prélittoral est caractérisé par le plus mauvais tri et un indice d'asymétrie positif, définissant une prépondérance des sables grossiers.

3. Estran (RO3)

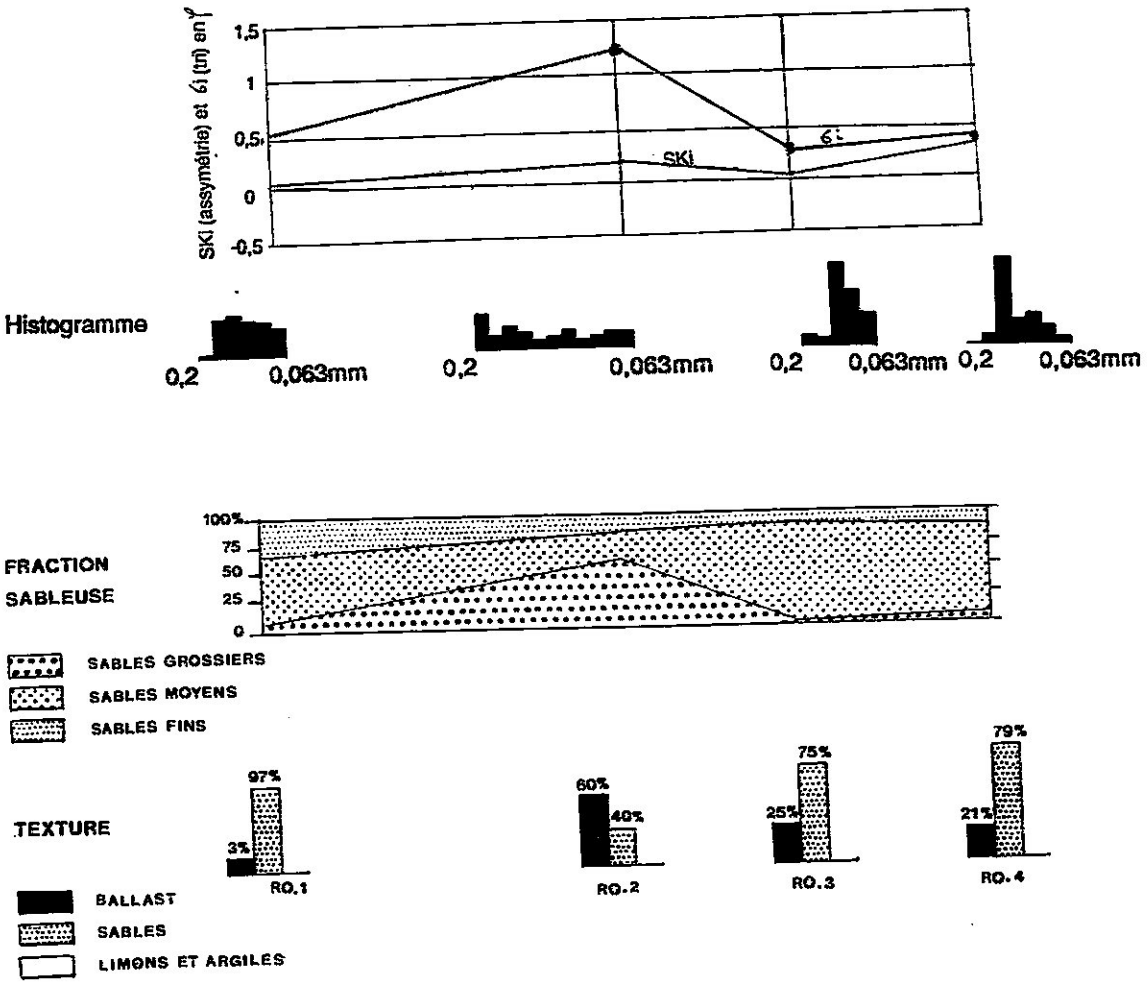
L'histogramme de la zone du jet de rive et du courant de retour (RO3) est caractérisé par un mode marqué de sables moyens entre 0,25 et 0,2 mm, en relation avec une compétence moindre qu'au niveau de la zone de déferlement des vagues. Cette zone connaît le meilleur tri avec un mode bien individualisé.

4. Haute plage émergée (RO4)

La présence d'un ballast important sur la plage, entre 20 et 25%, est mis en relation avec les laisses de tempête. Cette zone est définie par un enrichissement en sables moyens, avec le développement d'un mode entre 0,315 et 0,4 mm qui est assez surprenant, car nous nous attendions à trouver plus de sables fins apportés par le vent. Cette importance des sables grossiers (indice d'asymétrie très positif et tri médiocre) peut avoir deux origines, soit un apport naturel, difficile à expliquer du fait de la présence d'un parc de stationnement directement à l'amont de la plage, soit, plus probablement, un apport artificiel de type remblai.

D. ANALYSE GRANULOMETRIQUE DE L'ANSE DE BONNIEUX

Nous identifions quatre milieux de sédimentation selon une coupe transversale ouest-est de la plage de l'anse de Bonnieux (figure 48 et 50).



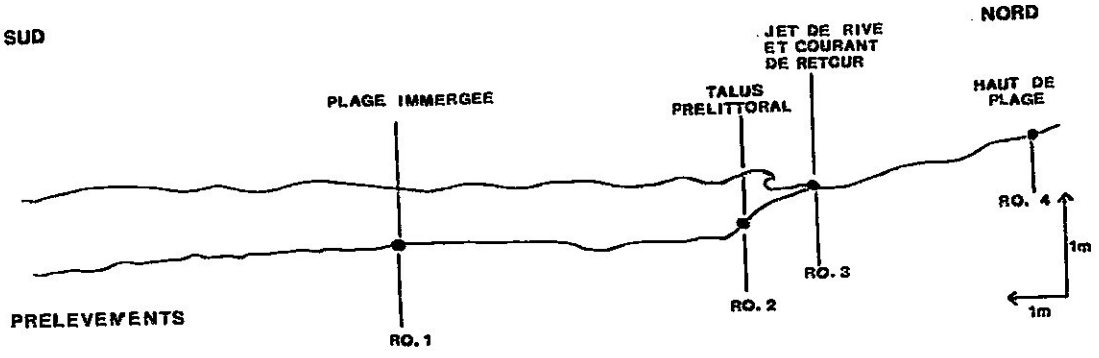


Figure 47 : Coupe sédimentologique de la plage du Rouet, Carry-le-Rouet.

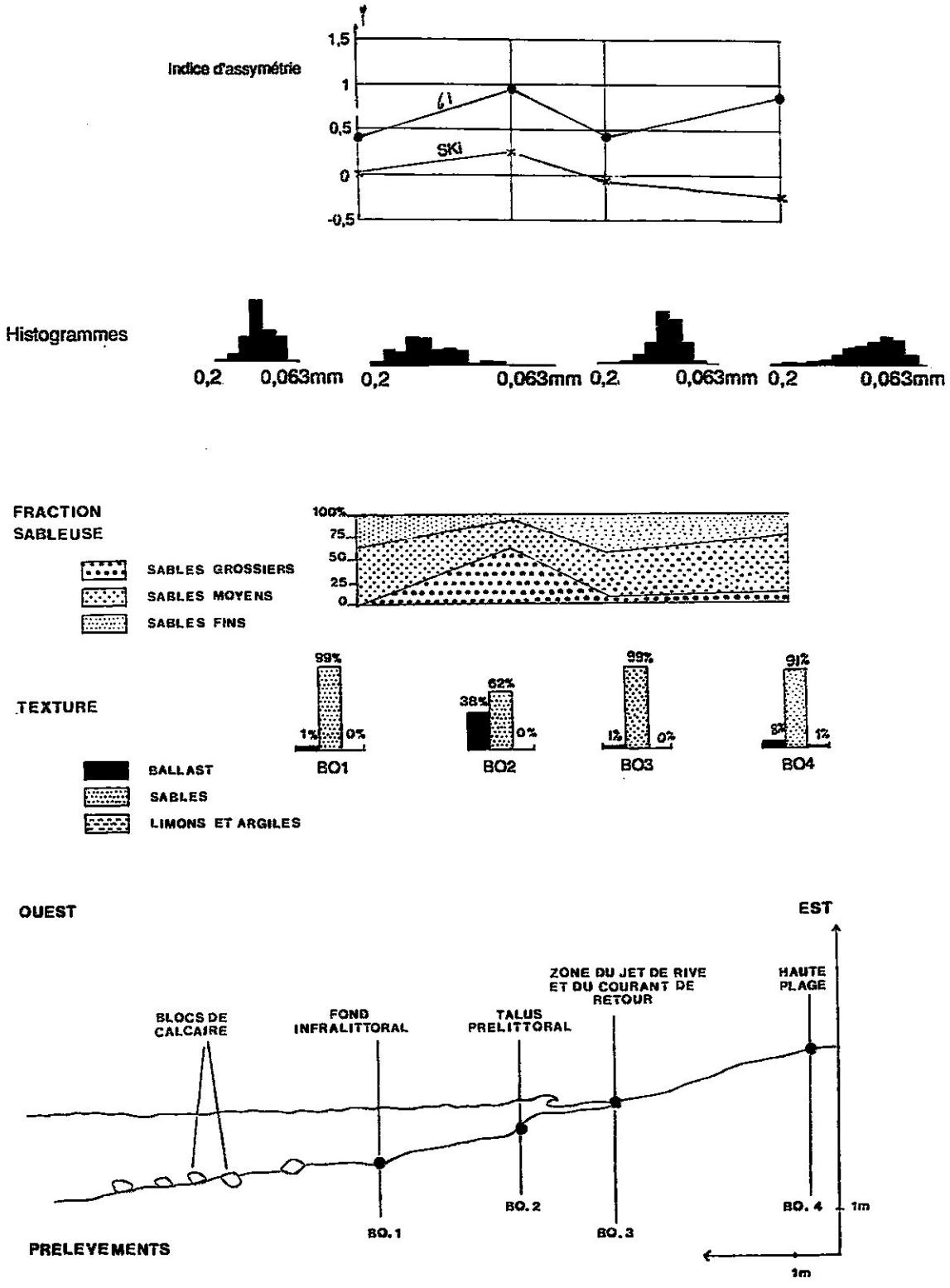


Figure 48 : Coupe sédimentologique de la plage de l'anse de Bonnieux, Martigues.

1. Plage immergée (BO1)

La plage immergée (BO1) est définie par un léger enrichissement en sables fins. La fraction sableuse prédominante est définie par un bon indice de tri et une répartition symétrique de la fraction sableuse.

2. Zone du déferlement (BO2)

La granulométrie très grossière du talus prélittoral est tout à fait classique avec un ballast et des sables grossiers qui représentent 79% du sédiment total, les sables grossiers représentant 66% de la fraction sableuse. L'indice de tri est médiocre à mauvais et l'asymétrie positive.

L'histogramme du talus est étalé, avec un mode dans les sables grossiers. Il s'oppose aux formes plus ramassées de la plage immergée et de la zone du jet de rive. Ces résultats sont donc classiques.

3. Estran (BO3)

L'estran présente un mode dans les sables fins entre 0,16 et 0,2 mm. Le tri est bien meilleur qu'au niveau du talus et la distribution de la fraction sableuse est symétrique.

4. Haute plage émergée (BO4)

Le haut de plage présente un histogramme assez étalé mais déporté vers les sables fins éventuellement apportés par des ruissellements ou un apport éolien, confirmé par l'indice d'asymétrie négatif. Mais, cette zone se caractérise aussi par un indice de tri médiocre. L'apport d'origine éolienne semble donc difficile à confirmer et nous pensons qu'il s'agit plutôt de sédiments liés à des ruissellements temporaires.

Au total, cette coupe est conforme aux résultats déjà obtenus. Le talus prélittoral est donc l'indicateur morphologique et granulométrique le plus fiable de détermination du niveau moyen de la mer.

E. ANALYSE GRANULOMETRIQUE DE LA PLAGE DE LA CORNICHE DE BALLAGUIER

Nous avons prélevé quatre échantillons selon une coupe transversale ouest-est de la plage de la corniche de Ballaguier. A titre de comparaison, nous avons ajouté les résultats obtenus sur la plage immergée sous un appontement du Brusc afin de nuancer les résultats de Ballaguier (figures 49 et 50). Cette plage est caractérisée par deux aspects importants : la plage émergée est construite (voie routière et zone de halage), ce qui limite fortement la zone du jet de rive et du courant de retour. De plus, le talus prélittoral est absent. Nous distinguons donc deux milieux hydro-sédimentaires.

1. Les milieux proches du niveau moyen de la mer, zone du jet de rive et du courant de retour (BA3) et zone du déferlement (BA2)

Les zones du jet de rive (BA3) et du déferlement (BA2) ne se différencient pas nettement. Il faut rappeler que des blocs, des pieux et un mur viennent gêner les processus de sédimentation.

On note que BA2 et BA3 sont caractérisés par des formes étalées polymodales, assez proches de celles analysées plus haut, avec un tri mauvais, en partie lié à l'aménagement de la plage. Les sédiments immergés sous les appontements du Brusc (BR1) présentent aussi la même forme (d'ailleurs fondamentalement différente de la plage immergée de Ballaguier BA1).

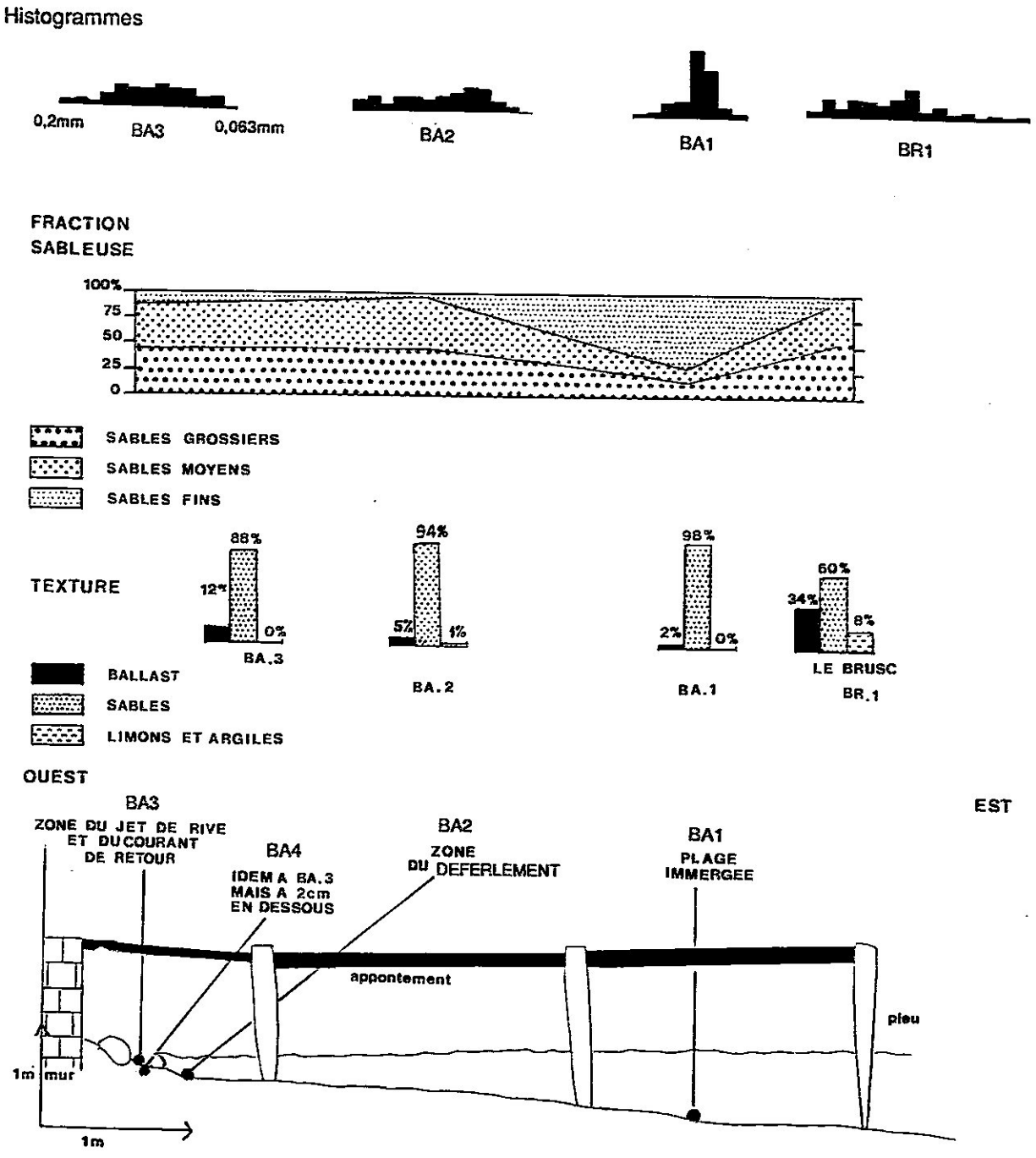


Figure 49 : Coupe sédimentologique de la plage de la corniche de Ballaguier, La Seyne-sur-Mer.

	Grain moyen (mm)	Tri	Assymétrie	Ballast (%)	Sables (%)	Limons /arg (%)	Sables gros. (%)	Sables moyens (%)	Sables fins (%)	Observations	
BO4	0,33	0,83	-0,26	8	91	1	18	57	25	Plage emergée	BO4
BO3	0,22	0,44	-0,08	1	99	0	1	55	44	Jet de rive	BO3
BO2	0,75	0,9	0,2	38	62	0	66	28	6	Talus prélittoral	BO2
BO1	0,27	0,41	0,04	1	99	0	0	63	37	Plage immergée	BO1
RO4	0,38	0,46	0,44	21	79	0	2	81	17	Plage emergée	RO4
RO3	0,25	0,35	0,04	25	75	0	1	81	18	Jet de rive	RO3
RO2	0,7	1,21	0,2	60	60	0	54	22	24	Talus prélittoral	RO2
RO1	0,25	0,52	0,05	3	97	0	2	62	36	Plage immergée	RO1
BA4	0,91	0,87	0,09	12	88	0	41	43	16	Jet de rive (-2 cm.)	BA4
BA3	0,48	1,03	-0,05	6	94	0	85	8	7	Jet de rive	BA3
BA2	0,6	1,05	-0,16	5	94	1	42	47	11	Déferlement	BA2
BA1	0,15	0,74	0,03	2	98	0	3	13	84	Plage immergée	BA1
BR1	0,59	1,83	0,29	34	60	6	46	35	19	Plage immergée	BR1
SC7	0,25	0,7	-0,09	4	65	51	7	54	39	Haute plage	SC7
SC6	0,22	0,44	-0,06	1	81	18	1	54	45	Basse plage	SC6
SC5	0,29	0,45	0,07	0	99	1	1	90	9	Jet de rive	SC5
SC4	0,25	0,52	0,05	0	100	0	5	84	11	Silon prélittoral	SC4
SC3	0,23	0,76	-0,2	0	97	3	2	51	47	Plage immergée	SC3
SC2	0,25	0,43	0,03	0	100	0	4	56	40	Plage immergée	SC2
SC1	0,14	0,43	0,03	0	99	1	1	10	89	Plage immergée	SC1

Figure 50 : Caractéristiques granulométriques des plages actuelles étudiées.

Nous avons volontairement prélevé un échantillon (BA4) à la profondeur de -2 cm sous BA3. Les résultats sont sensiblement différents avec une prépondérance de sables grossiers (85% de la fraction sableuse pour BA4). Le grain moyen de BA4 est plus grossier, mais aussi mal trié que l'échantillon BA3.

Un problème rencontré lors des fouilles archéologiques peut donc être lié à l'incertitude d'un prélèvement réellement de surface du dépôt. Ici, nous pourrions, à tort, être tenté d'interpréter le prélèvement BA4 comme un talus prélittoral (grain moyen très grossier, assymétrie très positive). Mais, dans le cadre de fouilles, nous avons aussi assez souvent des indicateurs fiables de fond marin, comme par exemple des ancres, des déchets, du matériel archéologique posé à plat, des micro-laisses de bois flottés. Ce problème de prélèvement peut donc être parfois évacué.

2. Les plages immergées (BA1 et BR1)

Les deux échantillons immergés (BA1 et BR1 au Brusc), présentent des textures et des fractions sableuses différentes. Il faut donc insister sur le problème de la variabilité granulométrique des prélèvements au sein de milieux de sédimentation identiques et anthropisés.

L'histogramme de la fraction sableuse BA1 a une forme avec un mode accusé dans les sables fins. Les sédiments immergés BA1 et BR1 sont très mal triés et définis par une asymétrie variable.

La plage de Ballaguier, espace intensément aménagé, s'apparente aux plages antiques de la cité de Marseille. La perturbation anthropique se lit dans le tri des prélèvements qui est médiocre à mauvais partout. Les zones du jet de rive (BA3) et du déferlement (BA2), susceptibles d'être les indicateurs paléo-bathymétriques les plus intéressants, se différencient mal des autres dépôts. En effet, habituellement, les dépôts correspondant au déferlement sont les moins bien classés. Ici, nous avons plutôt une situation moins nettement différenciée (BA2, tri médiocre et BA3, tri médiocre à mauvais).

Conclusion

Il faut insister sur les critères granulométriques les plus fiables de la zone de déferlement au niveau moyen de la mer, afin d'identifier les variations relatives de la position de ce niveau moyen dans les plages fouillées :

- une texture grossière et hétérogène.
- une fraction sableuse caractérisée par un histogramme étalé, un indice de tri mauvais et un indice d'asymétrie positif, indiquant un enrichissement en sables grossiers.
- la présence d'un talus prélittoral, qui est la microforme qui se rapproche le plus du niveau moyen de la mer. On peut donc la considérer comme un indicateur paléobathymétrique fiable.

Mais, en l'absence de talus prélittoral et dans le cadre de plages anthropisées, l'analyse granulométrique semble beaucoup moins performante. Les convergences et les variabilités des analyses granulométriques incitent à la prudence des interprétations. D'autres analyses sédimentologiques doivent venir les confirmer, comme l'étude exoscopique des quartz.

Dans le cadre des fouilles archéologiques du Lacydon, à Marseille, nous avons donc tenté de croiser le maximum de techniques, afin de déterminer avec le plus de précision possible les paléo-niveaux marins. Les marqueurs archéologiques vont permettre de préciser les données de la sédimentologie.

TROISIEME PARTIE

RECHERCHES PALEO-BATHYMETRIQUES SUR LES COTES MEUBLES DU LACYDON A MARSEILLE

Marseille, 9 mai 1838.

On suppose que la mer s'est emparée
d'une grande partie du sol de cette antique cité.

Stendhal
Voyage dans le Midi

Il était tentant de comparer les résultats paléo-bathymétriques obtenus sur côtes rocheuses avec les données des fouilles archéologiques sur côtes meubles afin de mieux cerner la part respective de chaque facteur, eustatique, géodynamique, sédimentaire et anthropique, dans la variabilité du trait de côte. En effet, l'étude des côtes meubles, par le biais des fouilles des ports antiques, pose le problème de la perturbation anthropique des milieux littoraux. Il ne s'agit donc plus seulement de la mobilité verticale du niveau de la mer, mais aussi de la variabilité latérale du trait de côte.

Il est possible de distinguer plusieurs atouts à une telle recherche pluridisciplinaire sur un chantier de fouilles archéologiques :

. l'accès à des archives sédimentaires bien datées grâce au travail des archéologues ou par radiochronologie. Nous précisons au préalable, que pour comparaison entre les datations C14 et les datations archéologiques, nous utiliserons le système de référence B. C. et A. D., en recalibrant les dates B.P. obtenues par utilisation des tables de calibration élaborées par le groupe de Tucson. Nous indiquons aussi que nous avons adopté la chronologie de FEVRIER *et al.* (1989), en ce qui concerne les séquences culturelles.

. la mise en oeuvre d'autres marqueurs de mobilité du plan d'eau que le *Lythophyllum.* Nous analyserons ici trois marqueurs de variation relative du niveau moyen de la mer, archéologique, biologique et sédimentologique, dont les critères les plus performants, pour les deux derniers, ont été préalablement établis sur les plages actuelles.

. la présence d'autres disciplines (paléo-environnementales, historiques) a permis souvent de préciser l'analyse des processus engagés dans la mise en place et les transformations des écosystèmes.

Nous étudions donc dans cette troisième partie le thème de la mobilité verticale du plan d'eau, en essayant de déterminer la part des mouvements du sol et du substrat (tectonique, subsidence, tassement) dans la variabilité du niveau marin à Marseille. Les comparaisons des variations relatives du niveau moyen de la mer obtenues sur côtes meubles et sur côtes rocheuses doivent permettre d'étudier la contribution respective de chacun de ces facteurs à la variabilité verticale du trait de côte.

Dans la quatrième et dernière partie, nous insisterons sur la mobilité latérale du plan d'eau et les conséquences de l'anthropisation sur le fonctionnement global de la calanque estuaire du Lacydon. En résumé, nous précisons d'abord les variations autonomes du mileu naturel, puis les variations induites par la présence de l'Homme.

Nous avons travaillé sur trois chantiers de fouilles archéologiques autour de la calanque estuaire du Lacydon, actuel Vieux Port de Marseille. Nous présentons d'abord rapidement le bassin de Marseille dans son ensemble, puis nous analysons successivement les sites de bas de versant (chantiers J. Verne et Carénage) et d'estuaire (chantier de Gaulle).

I. LE BASSIN DE MARSEILLE, PRESENTATION RAPIDE

A. CADRE PHYSIOGRAPHIQUE

Le bassin de Marseille est limité (figure 51) :

. au nord-ouest par la chaîne de la Nerthe qui se développe de l'Estaque au golfe de Fos.
. au nord et au nord-est par la chaîne de l'Etoile, culminant à 781 m.
. à l'est par le massif d'Allauch, culminant à 730 m.
. au sud-est par les massifs de Marseilleveyre, du Puget et de Carpiagne.
. à l'ouest par la mer Méditerranée, qui ennoye toute la partie occidentale du bassin sédimentaire.

A l'intérieur de cette ceinture de reliefs, on distingue deux principales unités : la cuvette nord drainée en partie par le ruisseau des Aygalades et la cuvette sud drainée par le Jaret et l'Huveaune. Ces petits fleuves côtiers et ces petits cours d'eau à écoulement temporaire ont des pentes relativement importantes. Ils ont pu connaître des crues violentes et répétées et des inondations importantes qui ont ravagé leurs berges, à l'image des phénomènes actuels (GABERT et NICOD, 1982). La paléo-Canebière se jetait dans le fond du Lacydon.

Ces deux cuvettes nord et sud sont séparées par un alignement de reliefs de direction est-ouest (massif d'Allauch, plateau de La Salette, colline de Notre-Dame-de-la-Garde puis îles du Frioul). La faille d'Allauch, en partie masquée, limite au nord ces reliefs.

B. MOBILITE TECTONIQUE QUATERNAIRE

BONIFAY (1962), GUIEU (1968) puis DUPIRE (1985) ont successivement distingué deux orientations tectoniques qui hachent le bassin (figure 52) :

- Une orientation nord-sud : le compartiment du Lacydon est limité au nord-ouest par le prolongement supposé de la faille d'Allauch et au sud-est par le massif crétacé de La Garde. DELLERY et GAUDIN (1977) ont observé, au contact des couches stampiennes et rupéliennes, puis crétacées, une très importante tectonisation avec de larges fractures comblées par des brèches témoignant du broyage au moment des dépôts stampiens.

- Un effondrement de plus en plus marqué, selon un mouvement est-ouest, pourrait exploiter des failles de direction sub-méridienne. Il est partiellement démontré par l'affaissement et l'étagement entre 30 et 213 m. de dalles de travertins quaternaires en direction de l'ouest. BLANC *et al.* (1967) ont aussi insisté sur les failles et les

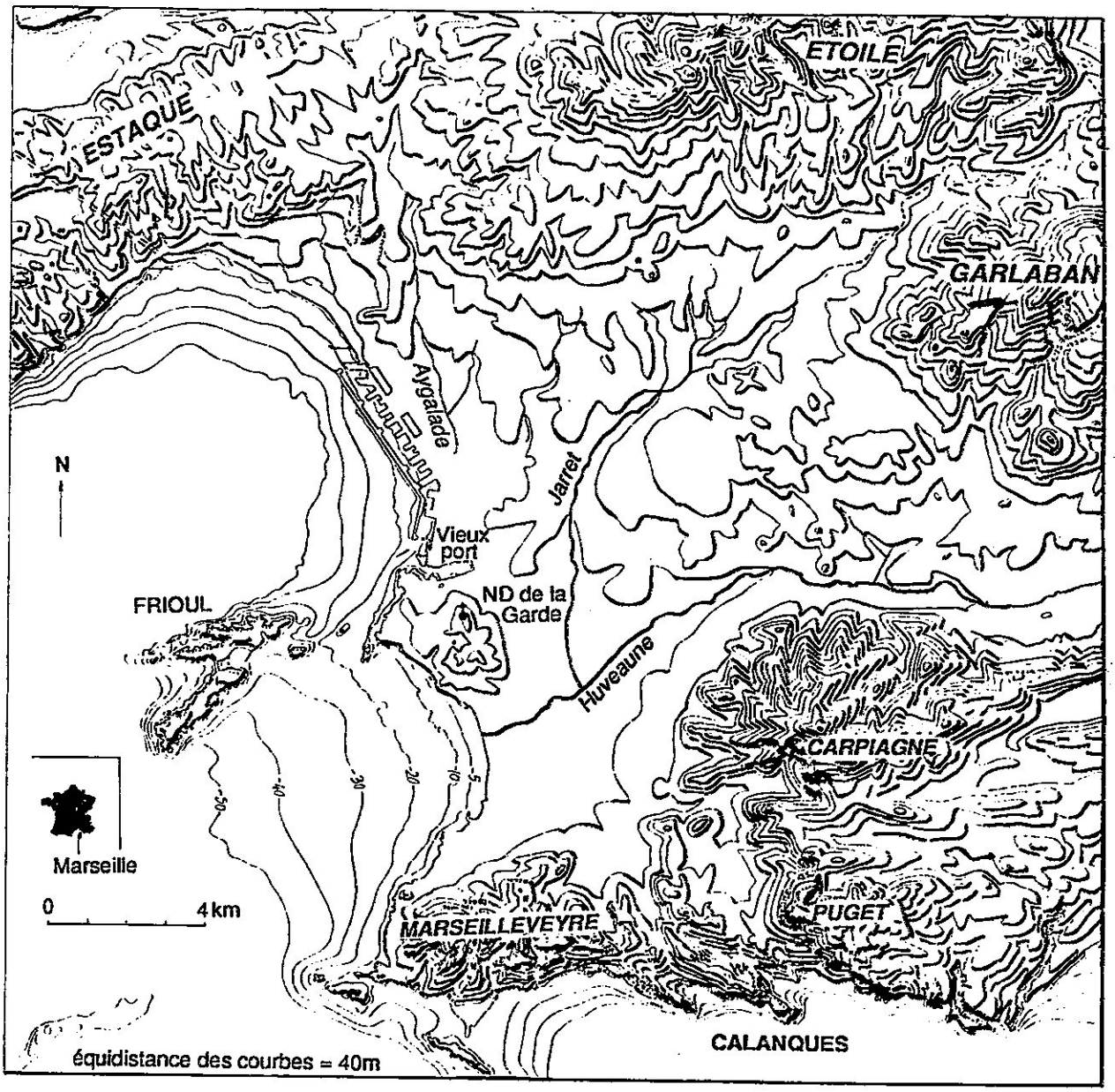
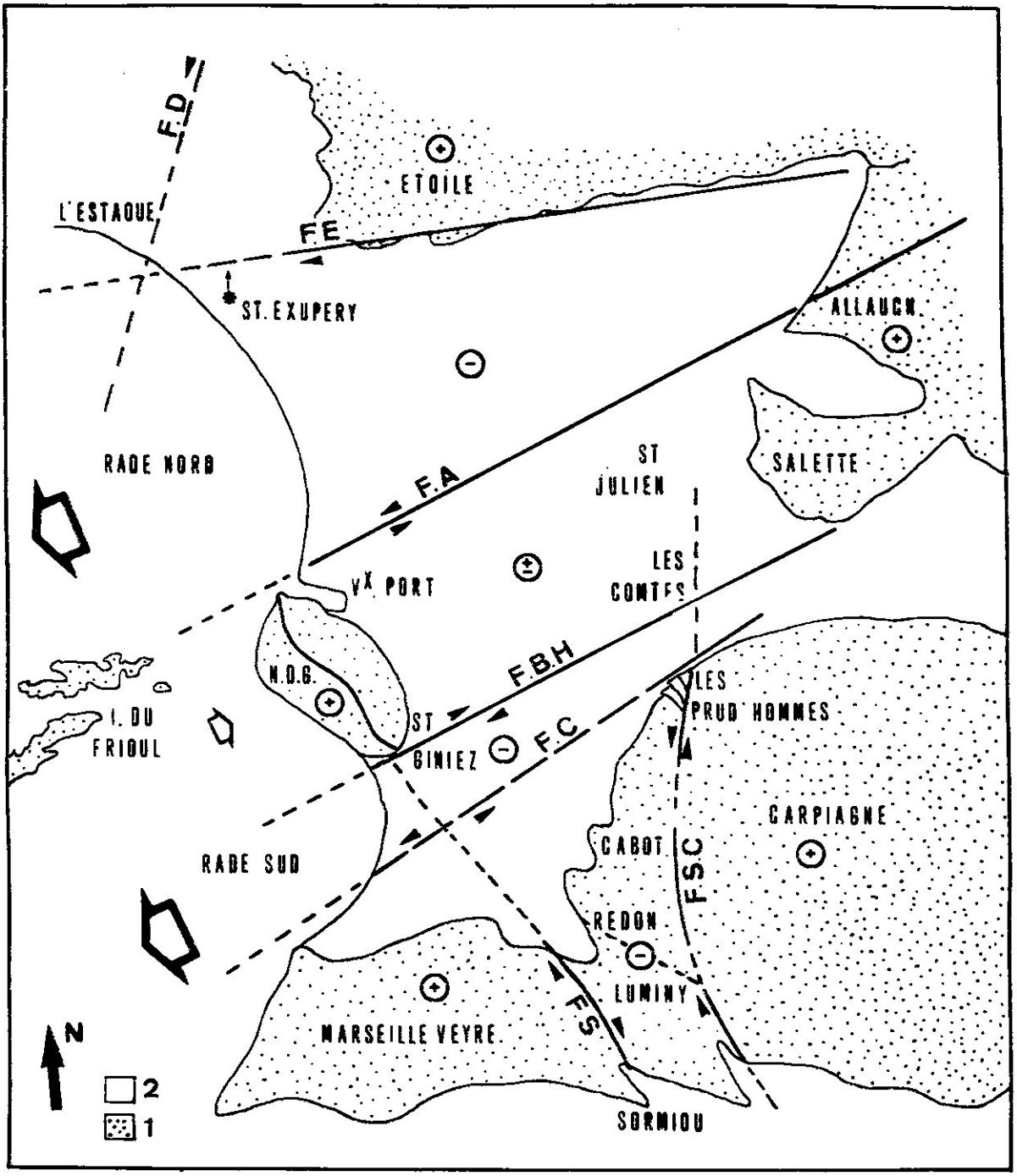


Figure 5 1 : Esquisse topographique du bassin de Marseille.



1 : Secondaire indifférencié - reliefs

2 : Oligo-quaternaire indifférencié - bassin

- FD : Faille de la Durance
- FE : Faille de l'Etoile
- FA : Faille d'Allauch
- FBH : Faille de la Basse-Huveaune
- FC : Faille de Carpiagne
- FS : Faille de Sormiou
- FSC : Faille de Sainte Croix
- Pli affectant les travertins de St Exupery
- Mouvements relatifs verticaux

Figure 52 : Schéma strutural du bassin de Marseille, d'après DUPIRE, 1985. Le jeu des accidents tectoniques est hypothétique.

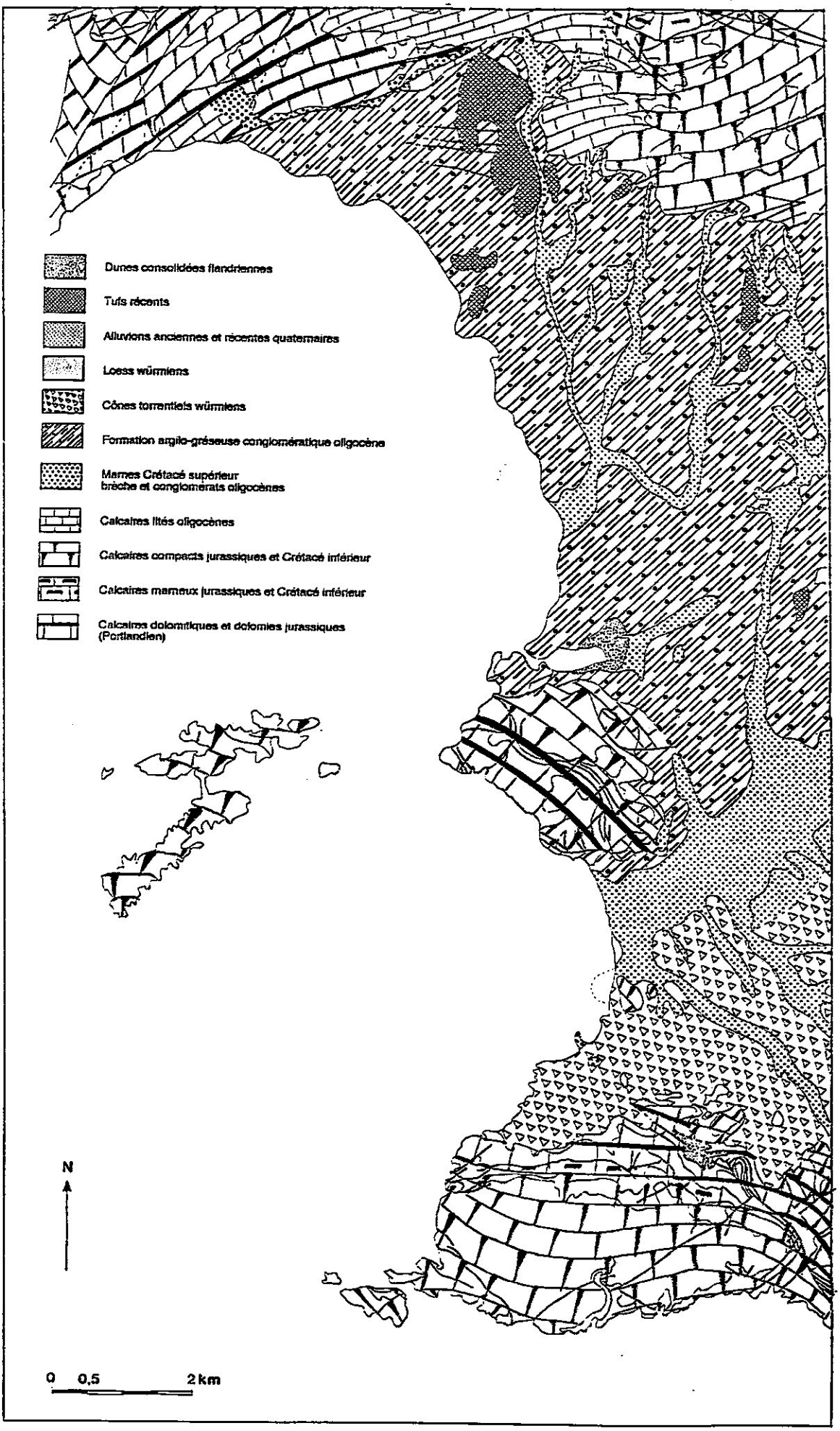


Figure 53 : Esquisse lithologique de la partie occidentale du bassin de Marseille, d'après la carte géologique au 1/50.000 Aubagne Marseille XXXI- XXXII-45. Dessin P. Chevillot.

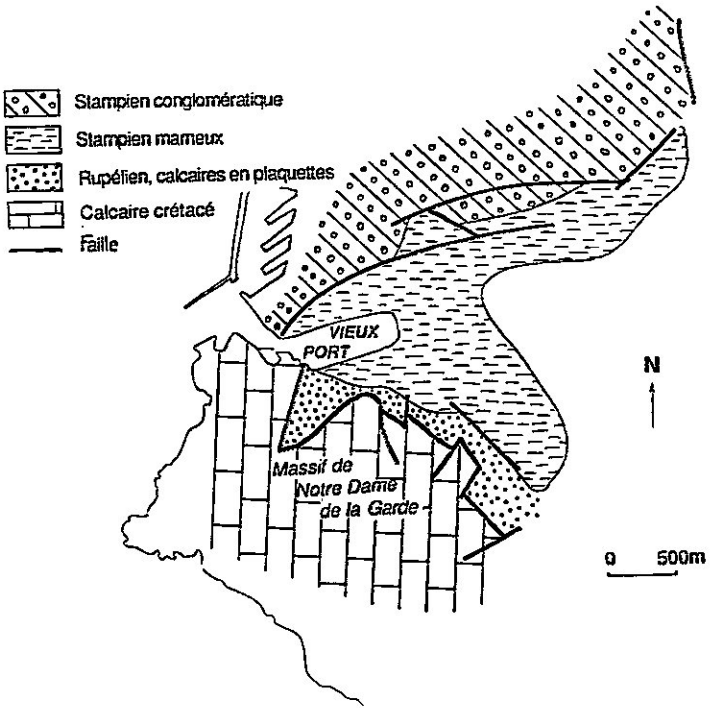


Figure 54 : Esquisse lithologique du centre de Marseille d'après DELLERY et GAUDIN, 1977.

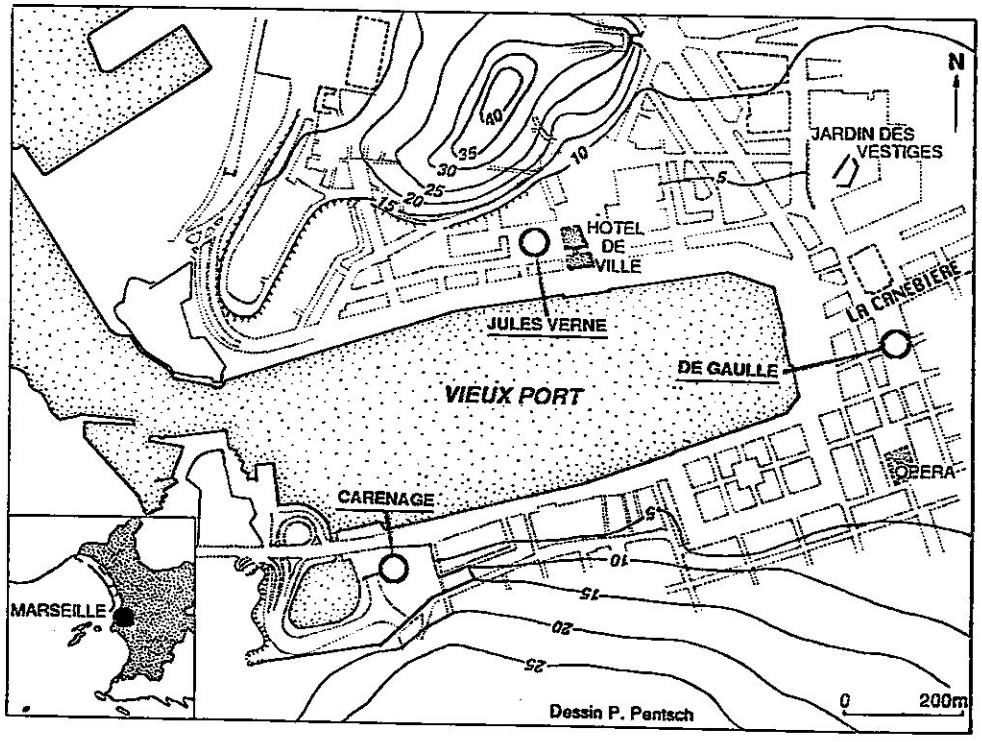


Figure 55 : Localisation des trois chantiers de fouille étudiés à Marseille.

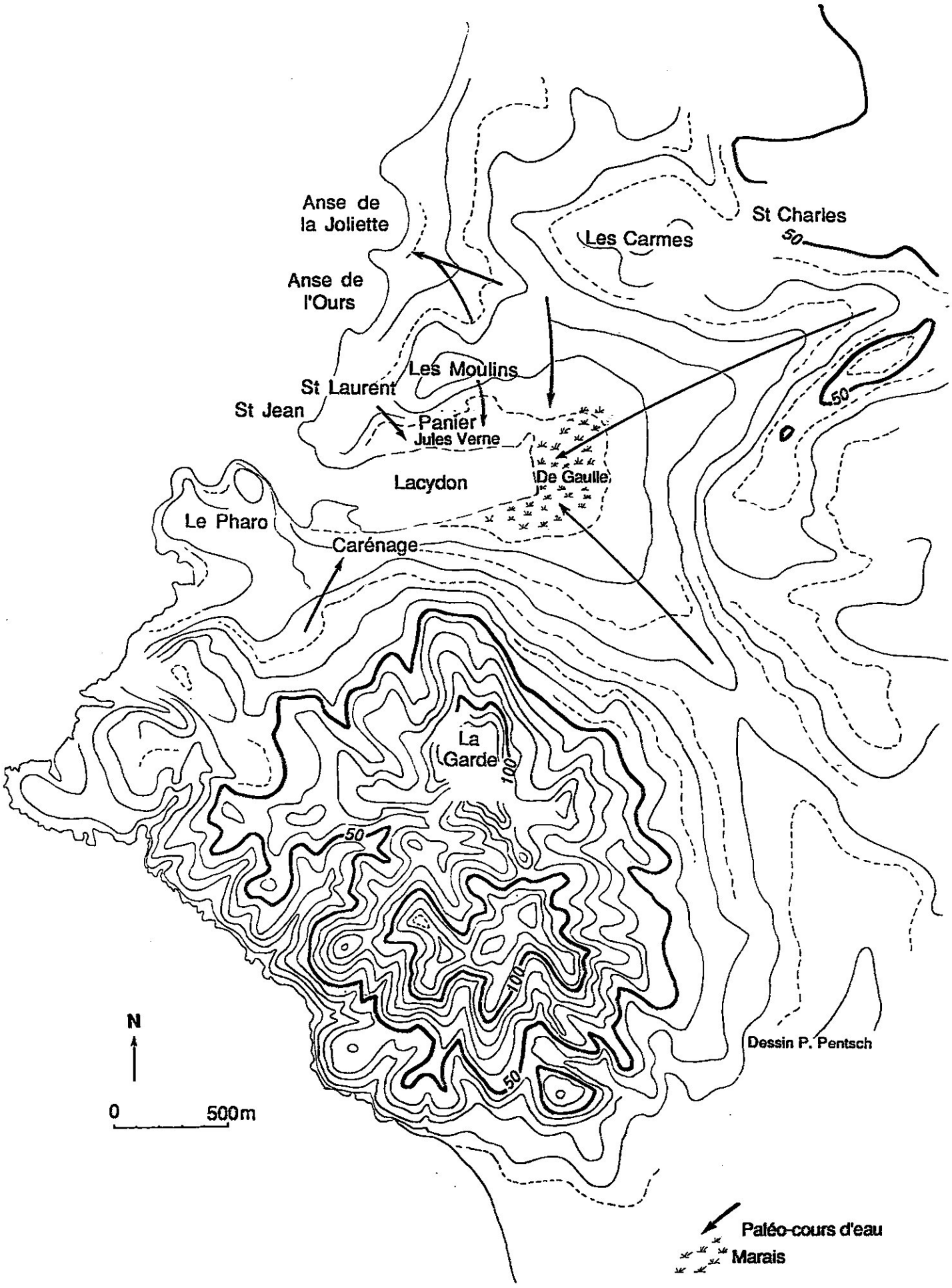


Figure 5.6 : Esquisse paléo-topographique de la calanque-estuaire du Lacydon, en partie d'après GUERY, 1992.

basculements affaissant le secteur sous-marin du bassin de Marseille, du Pontien au Quaternaire récent. Le bassin actuel apparaît donc comme le reliquat oriental d'une plus vaste unité, toute la partie occidentale ayant été immergée (GUIEU, 1977).

BONIFAY, 1962 et 1980 ; BLANC *et al.*, 1967 ; GUIEU, 1968 ; BONIFAY et COURTIN, 1980 ; DUPIRE, 1985 puis COLLINA-GIRARD, 1992, soulignent un basculement du bassin de Marseille de l'est vers l'ouest. De plus, l'étude des profils de nivellement de LENOTRE (1990) sur les mouvements verticaux actuels de la côte de Provence, indique que le bassin marseillais est déprimé, précisant les résultats de FOURNIGUET *et al.* (1984) à l'échelle du sud-est de la France. Lenotre démontre en outre que le bassin de Marseille se situe dans la position géodynamique la plus basse des côtes de Provence. Ces interprétations concernent les cent dernières années (LENOTRE *et al.* , 1993).

C. CADRE LITHOLOGIQUE

La formation du bassin de Marseille est liée aux derniers mouvements tectoniques des reliefs périphériques au Bartonien, avec en particulier le chevauchement vers le nord-est de la chaîne secondaire de l'Etoile (GUIEU, 1968 et 1977). La déchirure ainsi créée se comble de dépôts fluvio-lacustres stampiens (figure 53).

Il faut insister sur la grande diversité sédimentaire et l'épaisseur d'environ 1000 mètres de ces dépôts oligocènes (NURY, 1977). La partie sommitale de ces dépôts, qui seule nous intéresse, est constituée d'un complexe détritique comprenant des conglomérats, des grès, des bancs de sables et des marnes plus ou moins argileuses avec intercalations de bancs lenticulaires, calcaires ou ligniteux.

Sous les deux chantiers, J. Verne et de Gaulle, les affleurements stampiens sont marneux (figure 54). Sous le chantier de Gaulle une coupe assez caractéristique présente, du haut vers le bas, sous les sédiments holocènes, la succession conforme suivante :

- plaquettes marneuses grises et lits de sables sur 30 cm.
- plaquettes marneuses roussâtres, intercalées de lits sub-horizontaux de sables, de plus en plus massives vers la base, sur 50 cm.
- bancs marneux massifs et compacts sur plusieurs mètres d'épaisseur.

L'analyse des sondages SIMECSOL, sous la place de Gaulle, dans l'Oligocène, confirme l'omniprésence de ce faciès avec des marnes en plaquettes et des petites lentilles sableuses d'épaisseur centimétrique. Nous remarquons une amélioration progressive de la compacité avec la profondeur. Sous les chantiers J. Verne et du Carénage, le faciès stampien est donc principalement marneux en bancs massifs avec intercalation de lits sableux.

Des phénomènes de mobilité endogène des vases marines ou des marnes peuvent être à l'origine d'affaissements importants des niveaux marins mesurés, liés à des tassements et à des foirages (VAN DE PLASSCHE, 1980). Par exemple des vases peuvent voir leur épaisseur originale diminuer jusqu'à 50% et des sables de 66 à 75% sous l'effet de la compaction (GREENSMITH et TUCKER, 1986). Ces dynamiques sont engendrées par la diversité texturale des sédiments, le surpompage des nappes phréatiques et la variabilité d'adsorption des argiles. Mais sur les différents chantiers, nous n'avons pas identifié de formes de compaction des vases marines ou du substrat stampien.

D. LE CONTEXTE DES SITES FOUILLES, L'IMPORTANCE DES PALEO-TOPOGRAPHIES QUATERNAIRES HERITEES

Les sites s'inscrivent sur des paléo-topographies différenciées (débouchés de cours d'eau, paluds, pieds de versant hérités de la morphogenèse quaternaire). Nous distinguons deux types de site :

1. Sites de pied de versant

a. Site de la fouille J. Verne

Le chantier de fouille de sauvetage de la place Jules Verne, sous la direction de A. Hesnard assistée de M. Pasqualini, se situe derrière la mairie, sur la berge nord du Vieux Port, au pied d'un versant en pente forte de la colline du Panier (figures 55 et 56). Ce versant est raviné par de petits talwegs (figure 57) qui aboutissent sur la rive nord.

C'est le site à partir duquel l'expansion urbaine de Marseille se fait depuis 2600 ans. Il se localise à quelques mètres de l'actuel musée *in situ* des docks romains.

Sous le chantier J. Verne, la carte établie par le B.R.G.M., indique une rupture de pente forte du substrat stampien sous l'actuelle mairie, puisqu'on passe d'une pente d'environ 9 % entre les isolignes 0 à -7 m, à une pente de 27 % vers l'aval.

Au niveau de la place J. Verne, le substrat stampien présente un replat d'une centaine de mètres de largeur, encadré par les pentes amont plus fortes de la colline du Panier et, à l'aval par le Lacydon (figures 57 et 58).

Nous pouvons interpréter les pentes fortes comme une surface de ravinement dans les marnes stampiennes au cours d'une période de bas niveau marin, quand le Lacydon était émergé. En revanche, le replat relatif de la place J. Verne peut être interprété comme un indice de surface d'érosion (marine?) dans les marnes tendres stampiennes, si ce replat est ultérieurement identifié ailleurs à des profondeurs comparables.

b. Site de la plage du Carénage

L'anse du Carénage se localise sous la colline calcaire de La Garde, sur la rive sud du Vieux Port (figure 55). La coupe étudiée se situe en bordure orientale d'une anse marine, aux versants rocheux et abrupts, qui sera transformée au début du XIX^{e} siècle en bassin de carénage. C'est un site de pied de versant, très semblable à celui de la place J. Verne. L'anse du Carénage est cependant plus battue que la rive nord, car plus exposée.

La coupe a été relevée avant la construction de l'entrée actuelle du tunnel routier Prado-Carénage. En effet, l'emprise de l'actuel tunnel routier se situe partiellement sur une nécropole antique et médiévale découverte lors du creusement du bassin de carénage (REYNAUD, 1991). Des sondages de reconnaissance avaient déjà été effectués en 1988, mettant en évidence une stratigraphie en partie marine (MOLINER, 1988).

2. Site d'estuaire en fond de calanque

Le chantier de fouille de sauvetage de la place de Gaulle, sous la direction de M. Bouiron et F. Cognard, se localise au fond du Lacydon, à l'est du Vieux Port actuel, au croisement actuel de La Canebière et de la rue Paradis.

C'est un site de convergence d'au moins deux talwegs importants, la paléo-Canebière et un autre cours d'eau plus réduit venant du sud-est. Les fouilles archéologiques de la place de Gaulle se localisent donc dans un secteur marécageux (GUERY, 1992, figures 55 et 56) à l'extérieur des remparts de la ville antique qui dominent la corne du port au niveau de La Bourse.

Les formations superficielles quaternaires, mentionnées sur la carte géologique, comme les dunes consolidées flandriennes, n'ont pas été retrouvées. Nous soulignons d'ailleurs pour les trois fouilles l'absence de dépôts quaternaires würmiens.

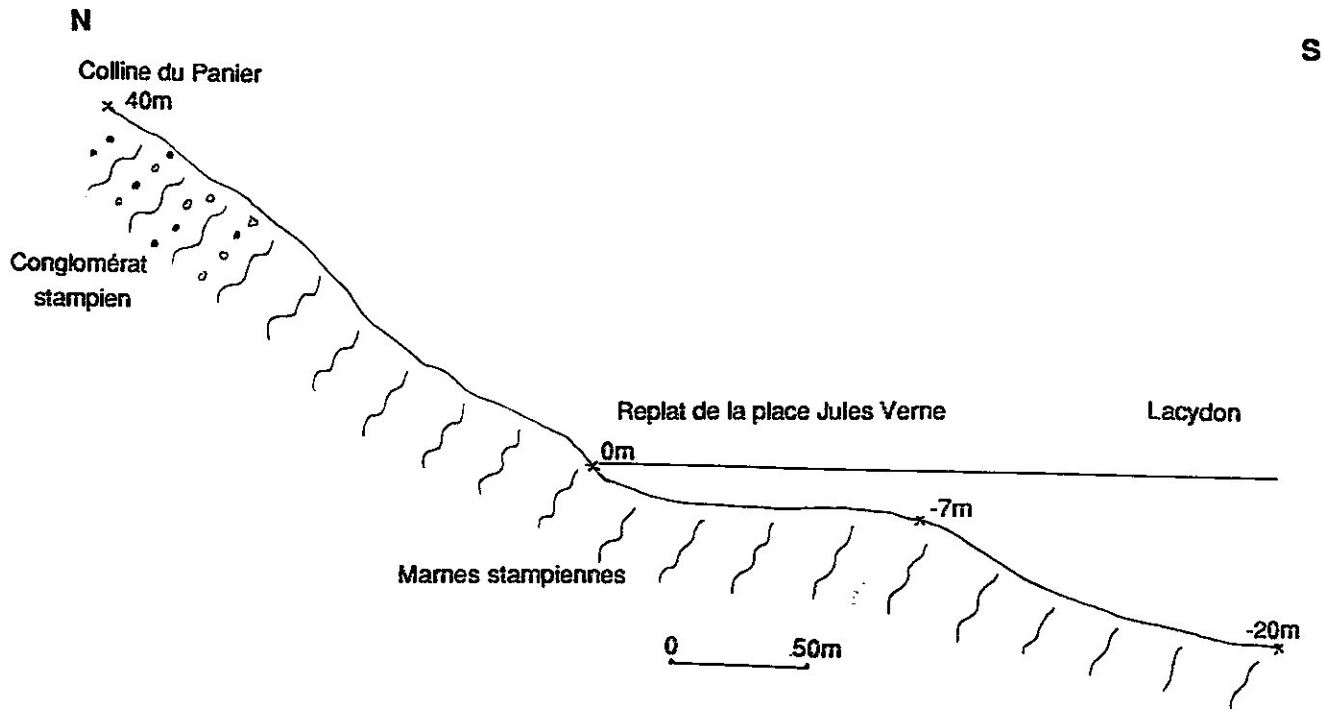


Figure 5.7 : Profil schématique du substrat stampien, rive nord du Lacydon.

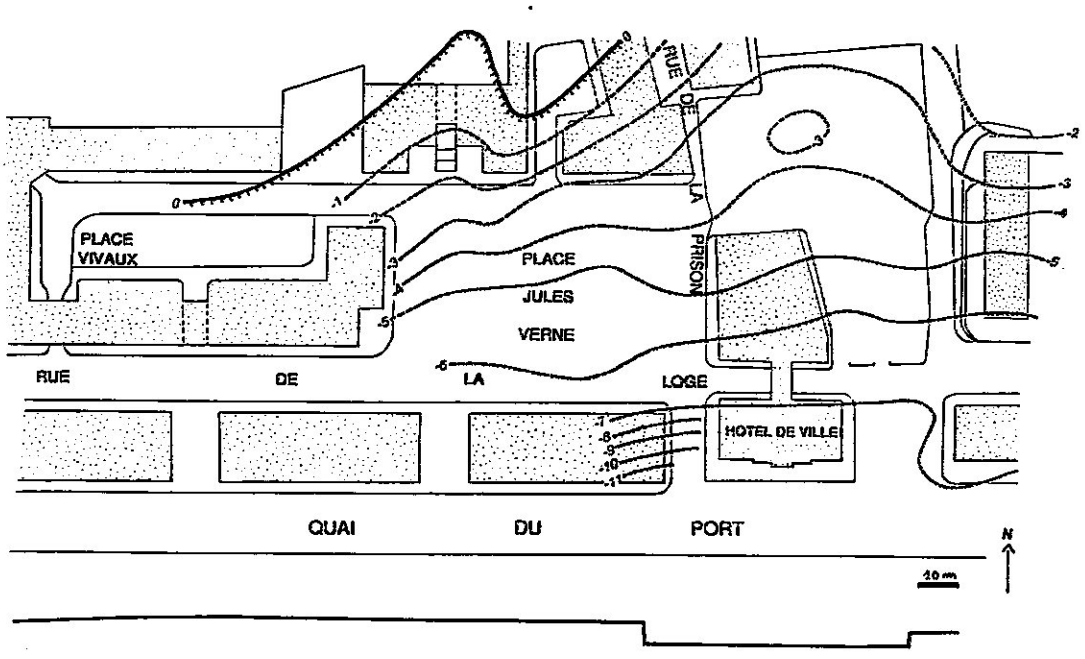


Figure 5.8 : Pente du substrat stampien, (en m par rapport au 0 N.G.F.), rive nord du Lacydon, d'après CAIRON et DELLERY, 1991.

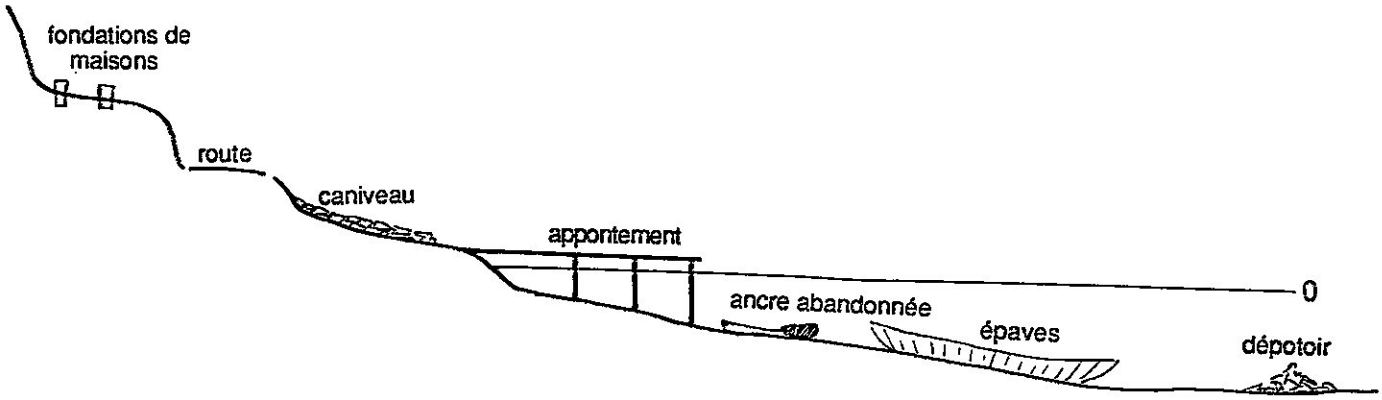


Figure 59 : Profil synthétique illustrant les structures archéologiques au niveau d'un port, d'après FLEMMING et WEBB, 1986, modifié.

Sous le chantier de Gaulle, nous n'avons pas d'informations sur les pentes éventuelles du substrat qui affleure dès -400 -450 cm N.G.F. du nord au sud.

Nous sommes donc en présence de deux types de sites qui sont susceptibles de ne pas enregistrer de la même façon l'histoire paléobathymétrique du Lacydon.

II. INDICATEURS ARCHEOLOGIQUES DE VARIATIONS RELATIVES DU PLAN D'EAU, PLACE J. VERNE, RIVE NORD DU LACYDON, MARSEILLE

Nous abordons ce thème d'étude par l'analyse des structures archéologiques, car elles sont souvent installées sur les plages émergées. En effet, c'est souvent en fonction des positions des corps sédimentaires par rapport aux structures archéologiques, que nous pouvons ensuite déterminer le positionnement des sédiments par rapport au plan d'eau initial. Si d'un point de vue strictement paléo-géographique, il eût été plus judicieux de débuter par les indicateurs sédimentologiques ou de combiner les deux marqueurs, en termes méthodologiques ce choix est discutable, car confus.

A. METHODOLOGIE

Plusieurs types de structures archéologiques, à l'origine émergées, se localisent de nos jours, sous le 0 N.G.F. et indiquent donc une variation verticale relative du plan d'eau. A la suite de FLEMMING (1969, 1978,1979-80 et 1992) et FLEMMING et WEBB (1986), il faut rappeler un élément important sur l'emploi des indicateurs archéologiques dans la détermination des niveaux marins. Il s'agit de retrouver la position originelle et fonctionnelle du vestige analysé par rapport au niveau moyen de la mer et du trait de côte (figure 59). Le vestige permet alors d'obtenir une position verticale et une datation plus ou moins précise du paléo-niveau (PIRAZZOLI, 1976 a et b, 1979-80, 1982, 1987b et 1988).

Nous distinguons donc trois principaux types de structures : les vestiges émergés (rue, caniveaux), partiellement émergés (appontements, quais, cales de halage, berge, chenal aménagé) et immergés (navires coulés, ancres, dépotoirs sous-marins).

Nous présentons les indicateurs par site et par grande époque en distinguant les différents types de vestiges. Nous indiquons que les datations archéologiques, aimablement communiquées par les responsables de chantier, sont des résultats préliminaires, susceptibles d'être précisés dans l'avenir. Tous les résultats paléo-bathymétriques sont rappelés figure 100.

B. DU NEOLITHIQUE A LA COLONISATION PHOCEENNE

Même si des indices d'activités humaines ont été retrouvés, sous la forme d'amas immergés de coquilles d'huîtres datant de l'Age du Bronze, aucune structure archéologique n'a été mise à jour. Le site des fouilles est complètement immergé pour ces périodes. En effet, différentes biocénoses infralittorales tapissent le substrat stampien du fond de la berge nord du Lacydon depuis 6000 ans. Ces données seront étudiées plus loin.

C. AU TEMPS DE LA COLONIE GRECQUE

Nous distinguons deux principales structures archéologiques (figures 60 et 61) :

1. Un quai grec émergé, daté de 500 ans avant J.-C.

Cette structure se localise dans l'angle nord-est du chantier sur une plage marine très proche d'un paléo-niveau moyen de la mer (figure 63). Ce quai est construit en tranchée dans des sédiments marins, par alignement de blocs frontaux d'environ un mètre de

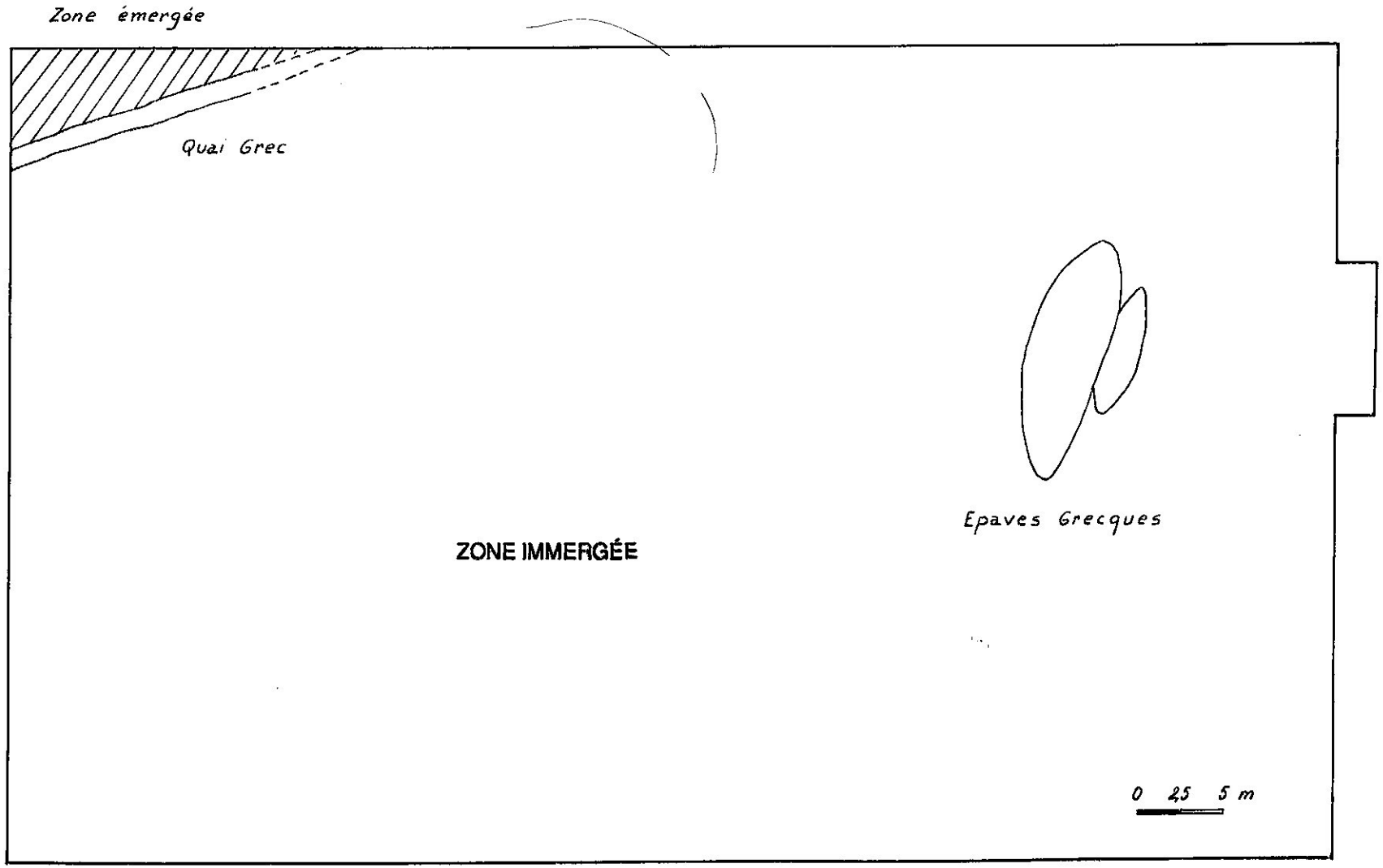


Figure 60 : Principales structures archéologiques mises à jour sur le chantier J. Verne et utilisées pour la détermination des niveaux marins, époque grecque, d'après Hesnard.

Structure émergée
Quai

Structures immergées
Navires coulés

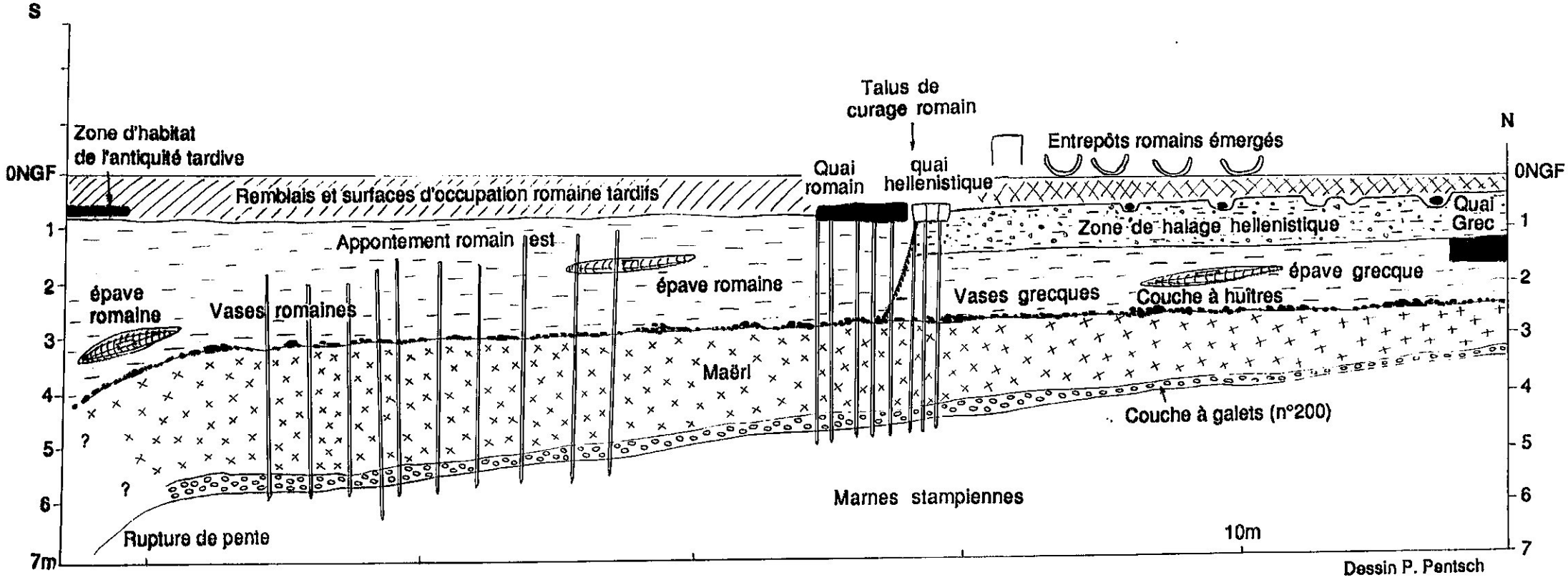
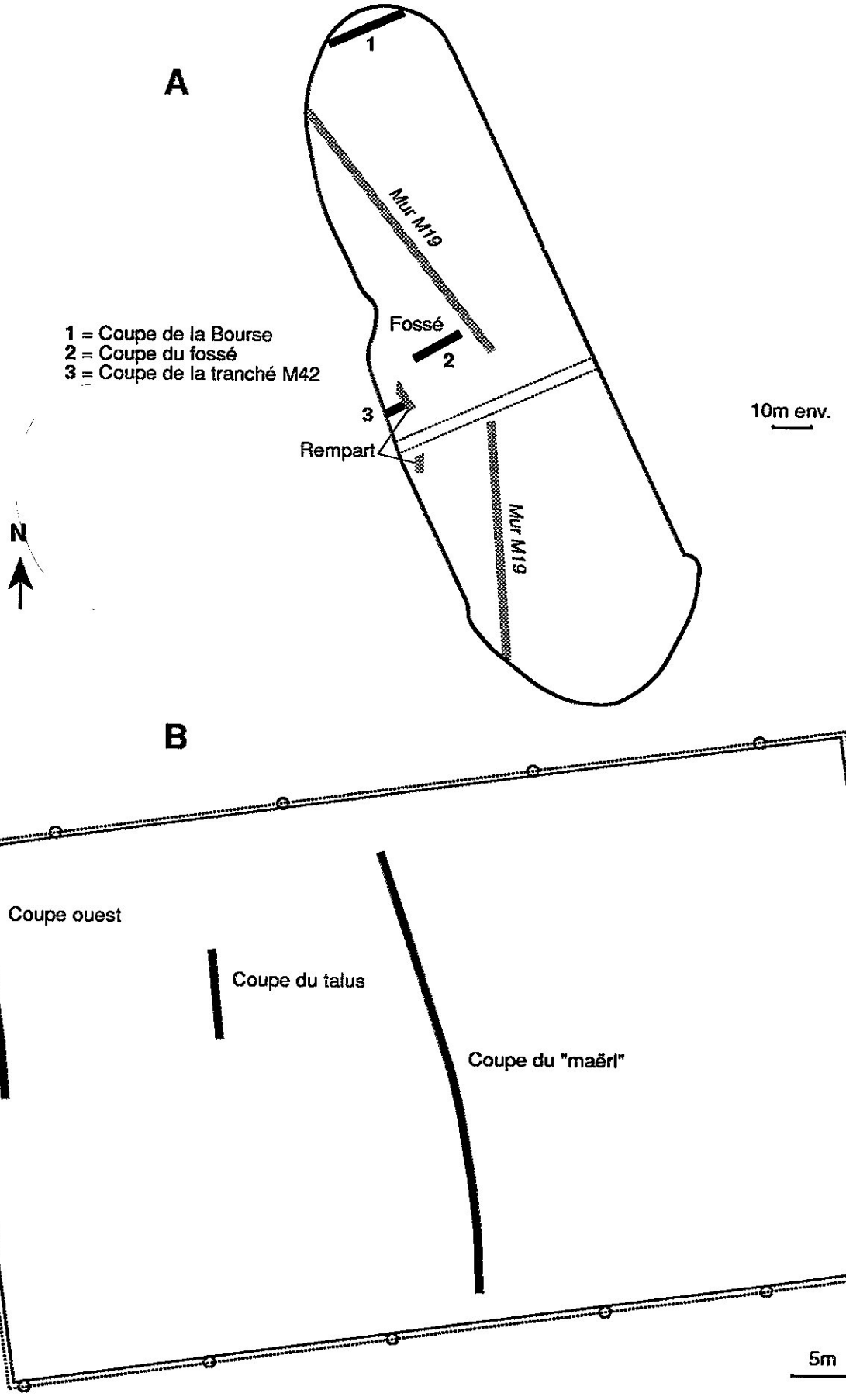


Figure 61 : Profil synthétique illustrant les structures archéologiques, au niveau du chantier J. Verne, et utilisées pour la détermination des niveaux marins, toutes époques confondues.

Fig. 62 - Localisation des principales coupes étudiée sur les deux chantiers de Gaulle (A) et J. Verne (B)



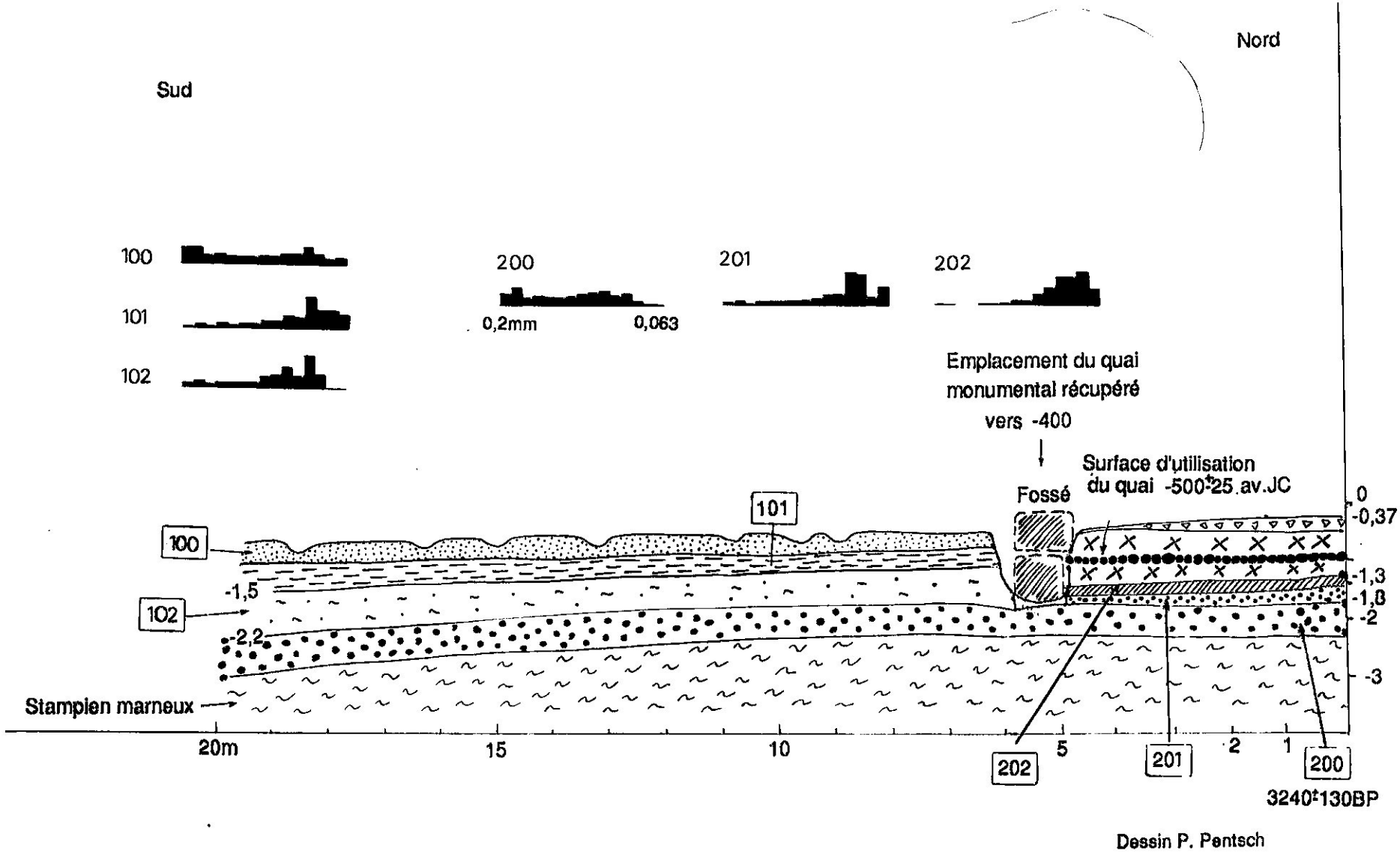


Figure 63 : Coupe ouest, au niveau du quai grec, chantier J. Verne. Localisation sur la figure 62B. Les numéros des couches renvoient aux descriptions dans le texte.

largeur. Il n'en reste malheureusement que la trace négative. Au nord des blocs, un remblai a été rapporté et une surface de circulation, en aire ouverte, a été aménagée dessus vers -100 cm N.G.F.

Nous notons une série de recharges successives de cette surface de circulation, entre 500 et 400 ans avant J.-C., date à laquelle le quai a été abandonné pour deux raisons : un envasement général du port et une montée relative du niveau de la mer. Cette structure a ensuite été scellée par des vases marines et des remblais hellénistiques.

2. Epaves immergées sur fond marin, datées de 500 ans avant J.-C.

Deux épaves ont été retrouvées dans les vases du port. La plus grande se positionne entre -159 cm N.G.F. à l'amont et -207 cm NG.F. à l'aval. Toutes les deux sont partiellement érodées par des tarets qui témoignent de leur immersion.

Nous pouvons donc conclure qu'entre 500 et 400 ans avant J.-C. :

- Seul le coin nord-ouest de l'actuelle place J. Verne était émergé. Le reste était immergé et envasé (figure 60).

- Le trait de côte de l'époque grecque se situait donc légèrement plus au nord de l'actuelle place. Les futures fouilles de la fondation César, située légèrement plus au nord-est, devraient permettre de faire progresser sensiblement nos connaissances.

- Le paléo-niveau moyen de la mer se positionnait entre -100 cm N.G.F. (valeur maximale non atteinte) et -150 cm N.G.F. (valeur minimale) vers 500 avant J.-C. Les exhaussements successifs des surfaces d'utilisation du quai grec, entre -100 cm et -70 cm tout au long du V^{e} siècle, sont un indice éventuel de montée relative du plan d'eau à cette époque.

D. A LA PERIODE HELLENISTIQUE (III^{e} - I^{er} siècle avant J.-C.)

La période hellénistique, jusqu'en 49 avant J.C (prise de Marseille par Jules César), est mal représentée sur la fouille parce que l'aménagement des entrepôts romains a arasé les sols antérieurs (Hesnard, comm. orale).

Nous distinguons cependant deux principales structures archéologiques (figure 64).

1. Zone de cales de halage des navires (II^{e} siècle avant J.-C.)

Deux principales zones de cales de halage ont été aménagées, couvrant le tiers amont de la fouille. Elles sont principalement composées de madriers posés à plat (ou placées dans une petite logette) perpendiculairement à la pente nord-sud. Nous notons que de nombreux bois sont partiellement bioérodés par des tarets, indiquant un séjour dans l'eau.

Ces espaces se positionnent entre les altitudes moyennes de -40 cm à l'amont et -85 cm N.G.F. à l'aval. La limite inférieure est artificielle car elle est recoupée par un talus de curage romain du I^{er} siècle après J.-C. Vers l'aval, cette zone de halage est gagnée artificiellement sur la mer, car elle est aménagée sur des sédiments marins plus anciens (figure 63). La zone de halage ouest est séparée de la zone est par une légère dépression correspondant à l'arrivée d'un cours d'eau qui a déposé des sédiments roussâtres. Ce corps sédimentaire est étudié plus loin (chapitre III).

D'un point de vue fonctionnel, une zone de halage est destinée à mettre à l'abri les embarcations pendant les périodes d'inactivité. Les navires sont donc traditionnellement remontés sur la plage émergée pour éviter les bioérosions et pour

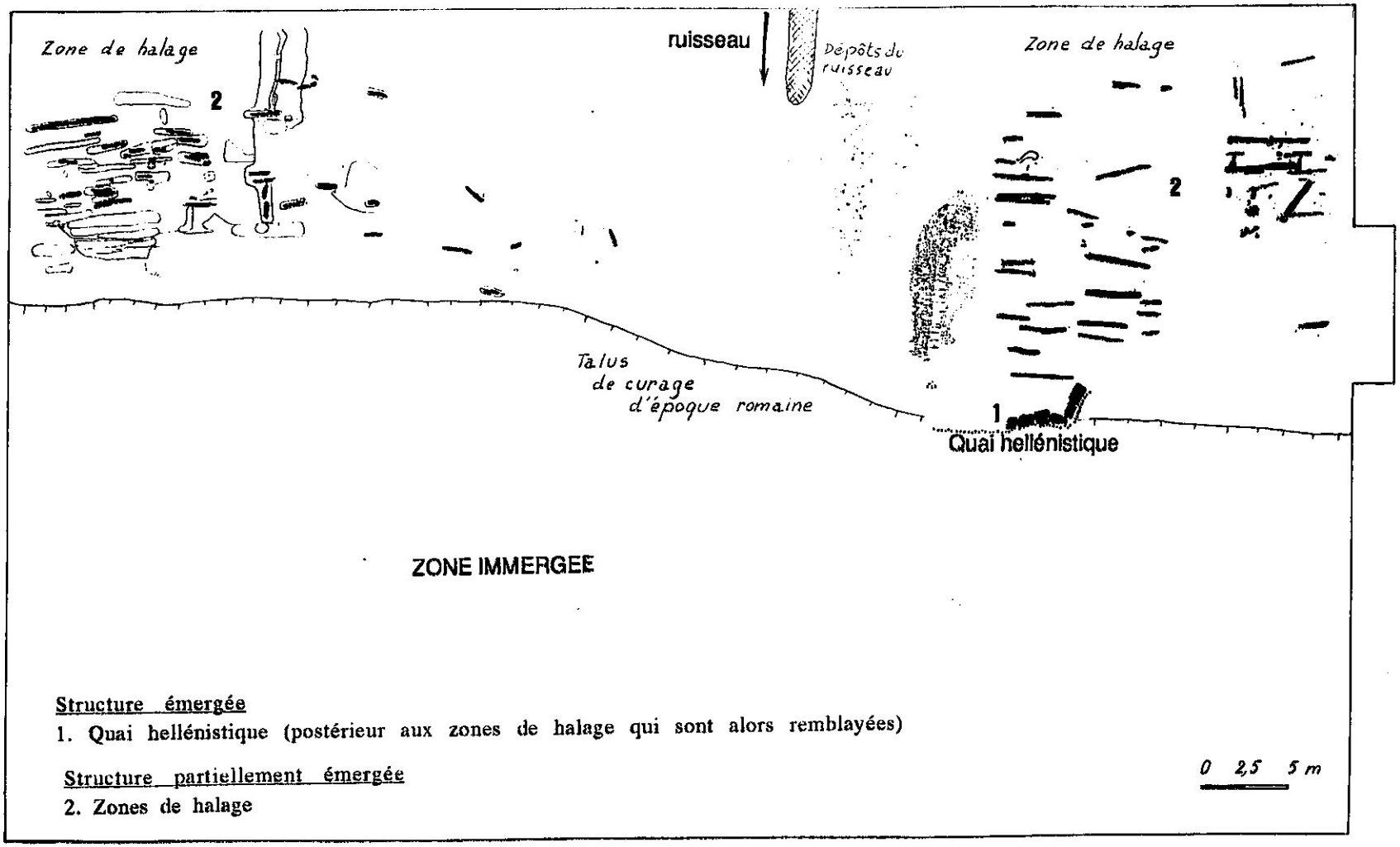


Figure 64 : Principales structures archéologiques mises à jour sur le chantier J. Verne et utilisées pour la détermination des niveaux marins, époque hellénistique, d'après Hesnard, et formations superficielles marines étudiées, proches de niveau moyen de la mer

permettre leur entretien pendant l'hivernage. Cette zone correspond souvent à une plage émergée aménagée. Dans le cas présent, on peut donc penser que la base artificielle de la zone de halage hellénistique se localisait au niveau moyen de la mer de l'époque, c'est à dire vers -85 cm N.G.F au IIe siècle avant J.-C.

2. Quai hellénistique (Ier siècle avant J.-C.)

Il est très difficile de restituer l'ensemble des aménagements de cette période, car seuls ceux qui ont servi d'appui aux bâtiments romains ont été conservés (Hesnard, comm. orale). On note également un remblaiement de la partie amont de la fouille, qui correspondait précédemment à la zone de halage.

Ce quai, assez bien conservé, est constitué de blocs et de pieux qui sont piqués dans le Stampien. Il se positionne entre - 68 et - 31 cm N.G.F. pour les blocs sommitaux et entre - 77 et - 51 cm N.G.F. pour les points les plus hauts des pieux majeurs.

L'information paléo-bathymétrique obtenue est donc peu précise. Un niveau de la mer se positionnait entre -77 et -31 cm N.G.F au Ier siècle avant J.-C. L'analyse des balanes permettra d'affiner ce premier résultat.

E. SOUS LA DOMINATION ROMAINE

Le paysage littoral a changé (figure 65). En effet, deux promontoires, gagnés sur le plan d'eau par remblayage dès la fin de la période hellénistique, à l'est et à l'ouest du chantier, encadrent une petite anse dans laquelle vient déboucher un ruisseau à l'origine d'un cône de déjection. Les promontoires ont été aménagés en entrepôts. De nombreuses structures archéologiques sont bien conservées. Nous les étudierons de l'amont vers l'aval, des structures émergées aux vestiges immergés (figure 65).

1. Les caniveaux : Ier siècle après J.-C. pour l'égout central et IIe siècle après J.-C. pour les égouts est et ouest

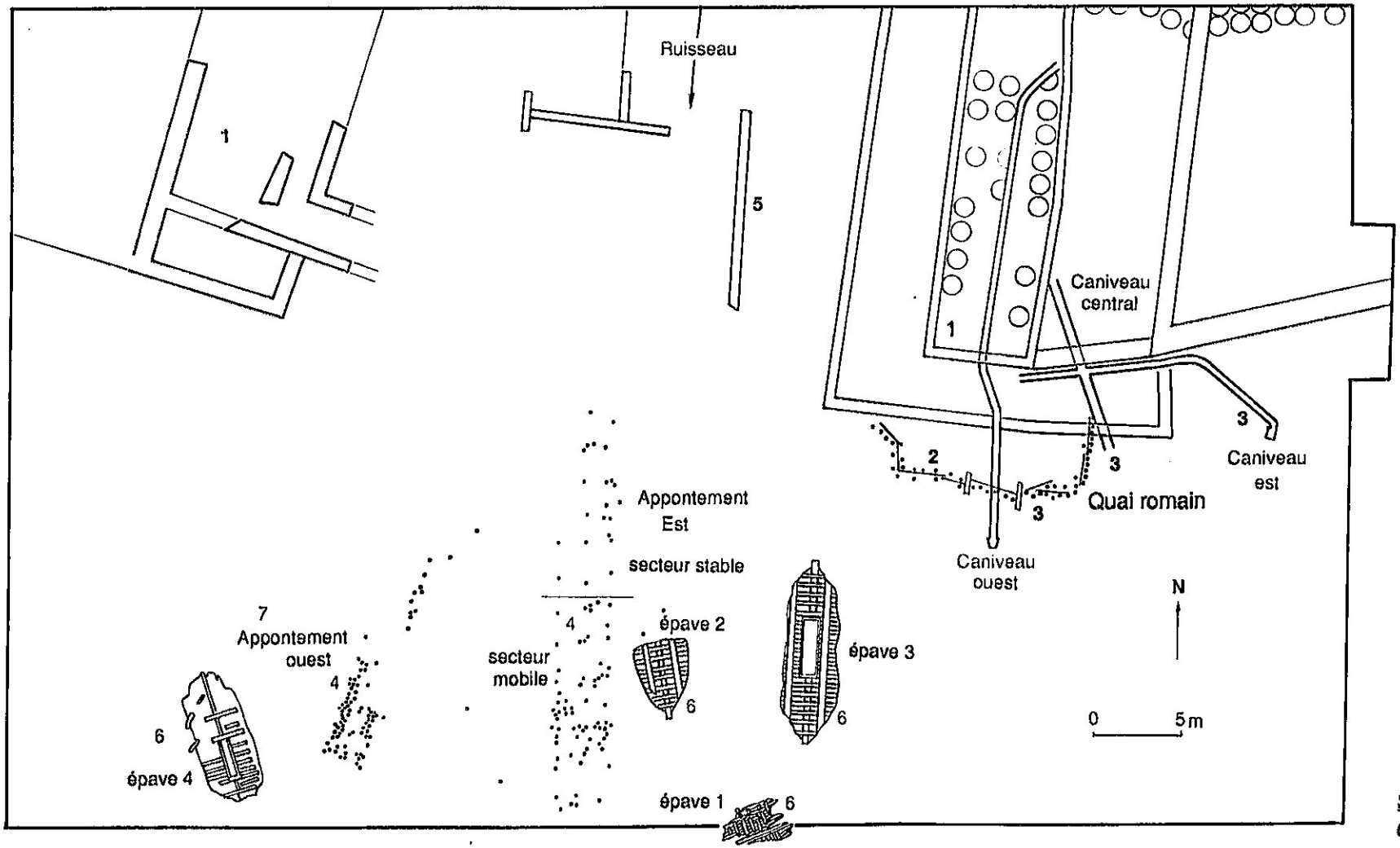
Trois caniveaux, construits partiellement en tuiles, ont été identifiés. Les débouchés semblent avoir été conservés intacts. On identifie même pour l'égout central, un petit cône de déjection directement à l'aval de l'exutoire. Les bouches d'égout s'étagent entre -34 cm (égout est), -67 cm (égout ouest) et -85 cm (égout central), indiquant une position relative du niveau de la mer inférieure à l'actuelle.

Il faut remarquer que les bouches d'égouts sont habituellement légèrement émergées ou au niveau de la mer. En effet, on ne comprendrait pas ce qui aurait pu pousser les aménageurs de l'époque à les construire sous la mer, ce qui était techniquement un peu plus difficile et pouvait gêner un bon écoulement des eaux usées. Les bouches d'égout sont donc souvent un indicateur de la position haute du niveau moyen de la mer. Cependant, on mesure un décalage de 33 cm entre les deux bouches d'égout du IIe siècle après J.-C., ce qui jette un doute sur la précision de cet indicateur. Nous développerons plus loin ce constat, en analysant les milieux hydro-sédimentaires dans lesquels ils débouchent (chapitre III).

Nous pouvons donc conclure qu'au Ier siècle après J.-C., le niveau relatif de la mer se positionne vers -85 cm N.G.F. et qu'au IIe siècle après J.-C., cette position est comprise entre -34 de -67 cm N.G.F.

2. L' appontement ouest du IIe siècle après J.-C.

Il a été mis à jour deux appontements, de direction nord-sud pour l'appontement est et nord-nord-est/sud-sud-ouest pour l'appontement ouest (figure 65). Ces deux structures



Structures immergées
6. Navires coulés
7. Ancre abandonnée

Structures émergées
1 Entrepots
2. Quai
3. Caniveau

Structures partiellement émergées
4. Appontement
5. Berge aménagée

Figure 65 : Principales structures archéologiques mises à jour sur le chantier J. Verne et utilisées pour la détermination des niveaux marins, époque romaine, d'après Hesnard

s'arrêtent vers l'aval au niveau d'un talus du substrat moulé par des sédiments marins (figure 61).

Les pieux de l'appontement ouest, de facture médiocre et de mauvaise conservation, sont enchâssés dans les vases marines. Nous avons planimétré le sommet de chaque pieu, qui est assez proche du sommet originel des appontements (entailles sommitales des pieux, destinées a supporter les planches de couverture). Il faut aussi remarquer que la plupart des sommets des pieux en place ont dû être abîmés lors du passage d'engins lourds du chantier. Nous mesurons donc une altitude minimale des appontements. Ce niveau était, à l'origine, au-dessus du plan d'eau de l'époque afin de permettre l'accostage.

L'altitude des sommets des pieux varie beaucoup pour l'appontement ouest. La pente de cette structure est en effet de 15% vers le sud (-82 cm N.G.F. à l'amont et -270 cm N.G.F. à l'aval). L'appontement ouest est donc affecté par un affaissement général vers l'aval. Ses pieux sont très penchés vers le sud et sur les côtés. Cette observation est à relier avec le fait que les pieux de l'appontement ouest sont seulement piqués dans les vases marines, qui sont de plus probablement soumises à un soutirage au niveau du talus. Les informations tirées de l'analyse de cet appontement sont peu fiables du fait de sa trop mauvaise conservation et de sa mobilité.

3. L'appontement est, vers 25 ans après J.-C.

Cette structure est bien mieux conservée. Elle est composée de trois rangées de très longs pieux implantés dans le substrat stampien sur une profondeur d'une vingtaine de cm. Il faut remarquer que ces pieux montrent une légère inclinaison vers l'aval, mais qu'ils restent alignés (figure 65).

L'altitude des sommets des pieux varie pour la rangée centrale de pieux de l'appontement est, de -73 cm N.G.F. à l'amont, à -207 cm N.G.F. à l'aval, ce qui fait une pente de 9%. Il nous semble plus rigoureux de faire ce calcul sur douze pieux, pour éviter de prendre en compte la présence éventuelle d'un pieu non représentatif et obtenir une information plus pondérée. Nous avons donc choisi deux séries de trois pieux à l'amont et deux séries de trois pieux à l'aval, qui sont bien conservés. Nous obtenons quatre niveaux moyens de l'amont vers l'aval à - 78,3, - 76,3, -190,3 et - 190,6 cm. Il est donc possible de distinguer deux tronçons : un segment amont à pente nulle (les huit premiers mètres amont), considéré comme peu déformé, et un secteur aval mobile beaucoup plus déformé, mais aussi moins bien conservé, présentant une pente moyenne de 4% vers le sud. Les pentes du segment aval de cet appontement sont incompatibles avec un fonctionnement normal. La déformation de l'appontement est donc postérieure à son abandon.

Même si l'information est assez peu précise, les altitudes sommitales des pieux, à l'origine émergés, sont "anormalement" basses par rapport aux données préalablement établies sur côte rocheuse (au moins un mètre pour les pieux situés les plus au sud). Elles impliquent donc une importante mobilité relative du plan d'eau, ou du substrat, qu'il faudra tenter d'expliquer. L'étude de la faune fixée doit permettre de préciser ces premières mesures.

Il faut aussi souligner que ces résultats concordent avec la position de quelques structures d'habitat de l'Antiquité tardive, vers -90 cm N.G.F., fouillées à l'extrême sud du chantier. Le quart sud du chantier présente donc des niveaux marins particulièrement bas.

4. Quai romain (1-50 ans après J.-C.)

A la limite sud des entrepôts du promontoire est, un quai romain, constitué de pieux et de planches, a été mis au jour (figure 65). Les pieux principaux sont enchâssés dans le

substrat stampien. Sa constitution interne est formée d'un remplissage de blocs empilés grossièrement et de remblais. Cette structure se positionne à une profondeur nettement inférieure au 0 N.G.F. En effet, les altitudes sommitales des pieux externes, les plus gros et les plus élevés, varient de -64 cm (coin nord-est) à -99 cm (centre-sud du quai). Le quai présente donc une légère inclinaison vers l'aval.

Ce quai se situe donc à des altitudes comparables au quai hellénistique. Si l'on compare les altitudes sommitales des pieux, on note que le quai hellénistique, qui est plus ancien que le quai romain, se localise à une altitude légèrement supérieure, de 13 cm (différence minimale) à 22 cm (différence maximale). Cet écart, mesuré sur des indicateurs émergés, n'est pas significatif. Seule, l'analyse de la faune fixée pemettra de préciser ces premiers indices.

Nous pouvons donc conclure qu'au I^{er} siècle après J.-C., l'altitude maximale atteinte par le plan d'eau était de -64 cm N.G.F.

5. Berge aménagée limitant à l'est le ruisseau, vers 80 après J.-C.,

Cette structure limitait à l'est le talweg et les dépôts du cône de déjection. C'est un empierrement en mauvais état de conservation (figure 65). Sa limite sud était scellée par une plage marine (n°2) très proche du niveau de la mer, étudiée plus loin.

Le niveau marin du I^{er} siècle après J.-C. se positionnait donc vers -60 cm N.G.F.

6. Structures archéologiques immergées sur fond marin

Quatre épaves romaines ont été trouvées sur le chantier. Elles présentent toutes des bois portant des huîtres et des balanes et sont érodées par des tarets, indiquant donc un séjour sous l'eau. Elles étaient posées sur les fonds marins vaseux de l'époque entre -140 et -516 cm (figure 65).

Il est donc important de remarquer qu'à partir de -140 cm N.G.F., on se trouve, au I^{er} siècle après J.-C., sous le niveau moyen de la mer.

7. Synthèse

Nous rappelons les mesures les plus fiables pour la place J. Verne. Le niveau marin se positionnait donc sous les indicateurs partiellement émergés suivants :

Vers -100 cm N.G.F. vers 500 avant J.-C. (quai)
Entre -40 et -85 cm N.G.F. au II^{e} siècle avant J.-C. (zone de halage)
Entre -77 et -31 cm N.G.F aux I^{er}-II^{e} siècles avant J.-C. (quai)
Vers -60 cm N.G.F au I^{er} siècle après J.-C. (berge)
Entre -64 et -99 cm N.G.F. au I^{er} siècle après J.-C. (quai)
A -73 cm vers 25 ans après J.-C., (appontement est)
Entre -34 et -67 cm N.G.F., au II^{e} siècle après J.-C. (égouts est et ouest)
vers -85 cm N.G.F. au I^{er} siècle après J.-C., (égout central)
Au-dessous de -90 cm N.G.F., à l'antiquité tardive (structures d'habitat)

Sur sept siècles, la figure 66 présente une variation relative du niveau de la mer positive. Il faut souligner les altitudes très basses des niveaux marins relatifs au sud du chantier. En particulier, les appontements et les structures d'habitat de l'antiquité tardive, se détachent très nettement du nuage de points. Ces écarts suggèrent des déformations du substrat ou des tassements des formations superficielles dans le quart sud du chantier (figure 61).

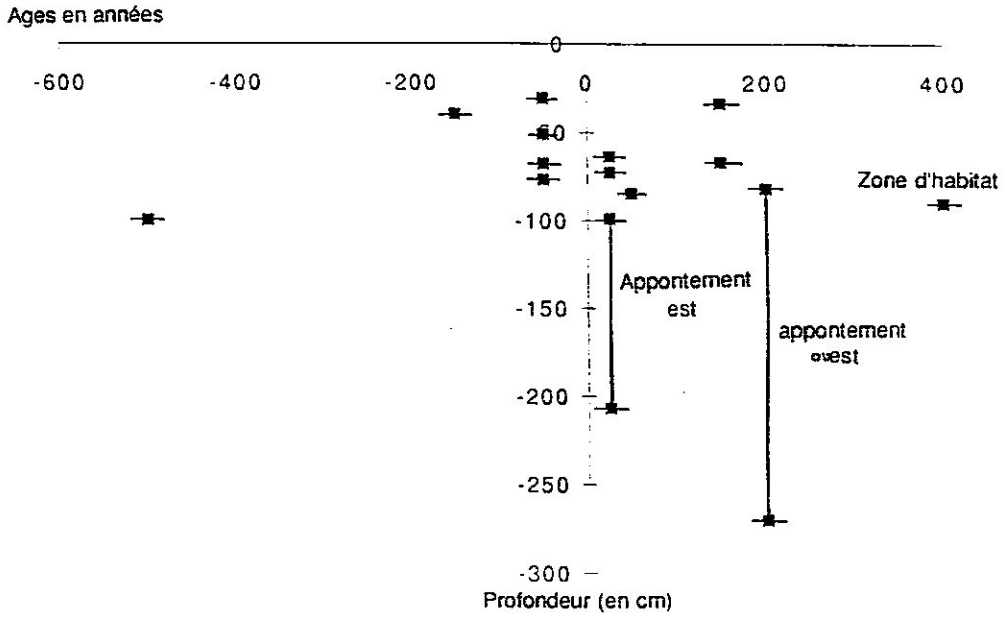


Figure 66 : Diagramme âge-profondeur, structures archéologiques émergées et proches du niveau moyen de la mer, chantier J. Verne. Les mesures hautes et basses des structures ont été indiquées.

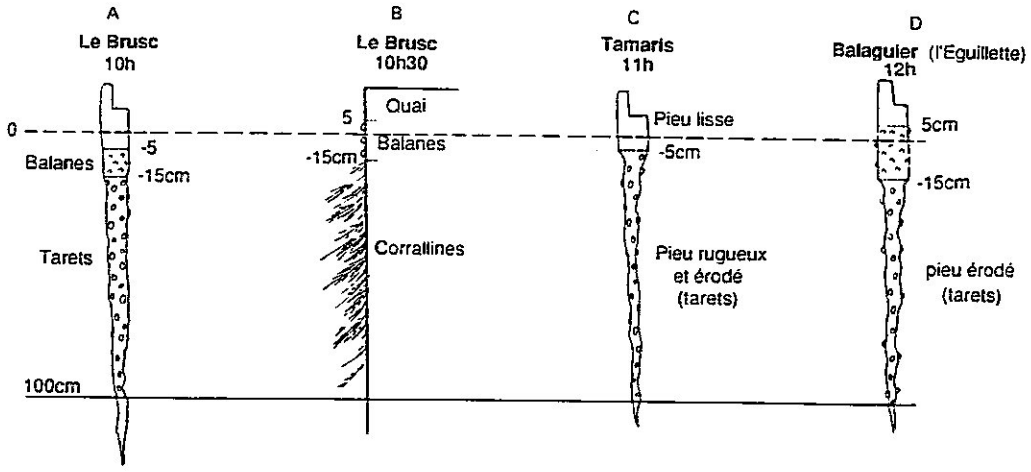


Figure 67 : Etagements bionomiques actuels sur les pieux du Brusc (Var), sur le quai du Brusc, sur les pieux du port de Tamaris (La Seyne, Var) et sur les pieux de la corniche de Balaguier (La Seyne, Var).

Nous ne calculons pas de vitesse globale car nous ne pouvons pas estimer l'écart variable qui sépare ces mesures des paléo-niveaux marins moyens. Ces résultats préliminaires montrent donc le niveau de précision que l'on peut atteindre par l'utilisation de structures archéologiques originellement émergées dans la détermination des paléo-niveaux marins. Ces données doivent être précisées par l'étude des faunes fixées et des corps sédimentaires proches avant d'être commentées. Leur position émergée doit être confirmée en ce qui concerne les caniveaux.

III. INDICATEURS BIOLOGIQUES SUR SUBSTRAT FIXE DES VARIATIONS RELATIVES DU PLAN D'EAU, PLACE J. VERNE

Depuis les remarquables travaux de LYELL (1866) sur l'érosion biologique par des bivalves marins des colonnes du temple de Sérapis à Pouzzoles, il est classique d'analyser les indicateurs biologiques sur les structures archéologiques. Nous en avons trouvé trois :

. Les balanes sont de petits crustacés fixés (Cirrhipèdes) communs dans les eaux des ports de Méditerranée (SPECCHI *et al.*, 1976). On les trouve encore vivantes sur les quais du Vieux Port de Marseille à une altitude maximale de + 10 cm N.G.F. L'espèce identifiée sur les appontements romains et le long du fossé médiéval est *Balanus amphitrite* (Darwin), déterminée par P. Arnaud et M. Bourcier de la Station Marine d'Endoume. La limite supérieure des balanes correspond approximativement au niveau de la mer. Cette limite est donc un indicateur précis du niveau moyen de la mer (LABOREL, 1987). Il faut remarquer que le niveau moyen actuel de la mer est situé à +11 cm par rapport au 0 N.G.F., à Marseille (GUERY *et al.*, 1981).

. Les huîtres sont des mollusques lamellibranches vivant dans l'étage infralittoral. Elles indiquent donc un milieu immergé, légèrement inférieur au niveau précédent (LABOREL et LABOREL-DEGUEN, sous presse).

. Les tarets sont des mollusques lamellibranches, au corps vermiforme, à coquille réduite, qui creusent des galeries dans les bois immergés et sont à l'origine de graves dégradations des structures attaquées. Ils se développent dans l'étage infralittoral et leurs limites supérieures sont proches de celles des huîtres.

Nous avons voulu comparer les faunes fixées sur les appontements actuels aux faunes fossiles.

A. ETAGEMENT DE LA FAUNE FIXEE SUR LES AMENAGEMENTS PORTUAIRES ACTUELS DU BRUSC, DU PORT DE TAMARIS ET DE LA CORNICHE DE BALLAGUIER (LA SEYNE, VAR)

Au Brusc, les rares pieux en bois présentent l'étagement suivant sous le niveau instantané de la mer (observations effectuées le matin du 19/5/93, 1013 hp.) :

. de -5 à -10 cm, limite supérieure des balanes.
. de -10 cm à fond vaseux (-100 cm), zone rugueuse du pieu, érosion par les tarets et les serpules (figure 67A).

Au Brusc, le quai présente l'étagement suivant sous le niveau instantané de la mer :
. de +5 à -15 cm, zone colonisée par les balanes.
. de -15 cm au fond, corallines (figure 67B).

Au port de Tamaris, les quelques pieux en bois présentent l'étagement suivant sous le niveau instantané de la mer :

. du sommet à -5 cm, pieu lisse.
. de -5 cm au fond, pieu rugueux et érodé par les tarets (figure 67C).

Sur la corniche de Ballaguier-l'Eguillette, les quelques pieux en bois des pontons présentent l'étagement suivant sous le niveau instantané de la mer:

. de +5 à -15 cm, zone colonisée par les balanes.
. de -15 cm au fond, pieu rugueux et érodé par les tarets (figure 67D).

Or, nous pouvons donc conclure que la limite supérieure des balanes est un indicateur fiable du niveau de la mer avec une précision de +/-5 cm.

Nous avons trouvé des faunes fixées sur trois types de structures archéologiques (quais, appontements, fossé) correspondant à trois époques différentes :

B. SUR LE QUAI HELLENISTIQUE (I^{er} SIECLE AVANT J.-C.)

Nous avons découvert une limite supérieure de balanes à la fois sur les pieux et sur les blocs. La limite supérieure des balanes est horizontale. Elle varie de -68 à -76 cm N.G.F. La limite supérieure moyenne est donc de -72 cm sur les pieux.

La limite supérieure des balanes varie de -69 à -74 cm au niveau des blocs. C'est une limite continue sans déformation. La limite supérieure moyenne est donc de -72 cm sur les blocs sommitaux du quai hellénistique.

Nous pouvons donc conclure qu'au I^{er} siècle avant J.-C., le niveau moyen de la mer se positionnait vers -72 cm N.G.F., sur les pieux et les blocs, avec une précision de +/-5 cm.

C. SUR LE QUAI ROMAIN (1-50 ANS APRES J.-C.)

Nous avons clairement identifié une limite supérieure des balanes qui varie de -65 à -71 cm indiquant une légère inclinaison vers l'aval, en relation avec un très léger affaissement de la structure en direction du sud.

Sous cette limite supérieure de balanes, nous avons mesuré les limites supérieures des huîtres entre -83 et -158 cm N.G.F. et des tarets entre -83 et -113 cm N.G.F.

La limite supérieure minimale de la colonie de balanes correspond à la limite supérieure maximale des peuplements infralittoraux d'huîtres et de tarets. Cette concordance est la preuve de la réalité biologique du niveau marin identifié. Nous pouvons donc conclure qu'au milieu du I^{er} siècle après J.-C., le niveau de la mer se positionnait entre -65 cm et -71 cm N.G.F., soit une valeur moyenne de -68 cm. Ce résultat est donc identique à la profondeur de -72 cm. au niveau du quai hellénistique qui est plus ancien d'un siècle.

Nous remarquons aussi que les mesures, obtenues sur le quai romain, nuancent l'hypothèse que nous avions formulée en ce qui concerne le caniveau central qui débouche vers -85 cm N.G.F. vers 50 après J.-C. Il nous semblait qu'il pouvait être émergé. La détermination indiscutable d'une limite supérieure de balanes, entre -65 et -71 +/- 5 cm N.G.F., au niveau du quai romain, à proximité immédiate, nous permet de conclure que cet exutoire était immergé sous une quinzaine de cm d'eau environ.

D. AU NIVEAU DES APPONTEMENTS ROMAINS

1. Constat

Nous avons mesuré deux limites supérieures : celle des balanes (*Balanus amphitrite*) qui correspond donc approximativement au niveau moyen de la mer et celle des huîtres qui indique un milieu immergé.

La limite supérieure des balanes se positionne environ 20 cm sous les encoches de pose des planches de l'appontement ouest, ce qui fait environ 30 cm sous le sommet des planches de l'appontement. Nous n'avons malheureusement pas trouvé sur chaque pieu des balanes et une limite supérieure complète pour des raisons de conservation. Il faut noter que les sédiments marins scellant les pieux des appontements étaient très riches en balanes, sans doute remaniées, après ou au cours de leur enfouissement. En comparant les deux altitudes sommitales des balanes et des sommets des pieux à l'amont de l'appontement est, nous trouvons une différence moyenne de 67 cm, ce qui laisse supposer que nous n'avons pas la limite supérieure des balanes sur les pieux de l'appontement est. L'estimation de l'erreur de la mesure est donc d'environ 45 cm.

Nous avons cependant pu mesurer onze limites sommitales des balanes. Le niveau supérieur varie de -200 cm à -235 cm N.G.F. pour l' appontement ouest, et de -140 cm à -210 cm N.G.F. pour l'appontement est. Ces deux limites se positionnent sous le 0 N.G.F. et présentent une pente vers le sud de 8% pour l'appontement est et de 11% pour l'appontement ouest. La mobilité dans les vases marines de l'appontement ouest est à nouveau confirmée. Nous centrons donc cette analyse sur l'appontement est.

La date de mort des balanes sommitales de l'appontement est est estimée, par la méthode radiocarbone, à 1760 +/- 150 ans B.P. (L.G.Q. 905), ce qui donne une date recalibrée variant de 15 B.C. à 575 A.D. L'appontement n'est alors plus fonctionnel à partir de cette fourchette de dates. Il est enfoui dans les sédiments marins qui viennent fossiliser la colonie de balanes. Cette date est compatible avec l'abandon complet de l'appontement au IV^{e} siècle après J.-C.

Sous les balanes de l'appontement est, nous avons mesuré la limite supérieure de développement des huîtres qui s'étage entre -155 cm à l'amont et -225 cm N.G.F. à l'aval. La pente est de 9%. Il n'y a donc pas de chevauchement entre les mesures des limites supérieures des balanes et celles des huîtres et les pentes sont identiques. L'étagement bionomique fossile, identifié sur l'appontement est, est comparable aux étagements actuels, confirmant donc la réalité biologique du niveau marin identifié et sa signification paléo-bathymétrique.

Ce niveau moyen de la mer identifié au niveau de l'appontement est, entre -140 +/- 45 cm et -210 +/- 45 cm vers 25 ans après J.-C., apparaît "anormalement" bas. Nous pensons que deux hypothèses explicatives sont envisageables en ce qui concerne cet appontement.

2. Première hypothèse, enfoncement des pieux dans le stampien marneux sous le poids des sédiments et des constructions ?

Nous avons fait effectuer un essai de mécanique des sols par la Société du Canal de Provence sur trois prélèvements stampiens afin de déterminer les charges maximales que peuvent supporter les pieux sans s'enfoncer dans le substrat ou rompre. Le mode opératoire suivi est celui de l'essai de cisaillement à la boite de Casagrande du Laboratoire des Ponts et Chaussées.

Pour un pieu moyen de 30 cm de diamètre, piqué dans 20 cm de marnes stampiennes, et recouvert par environ un mètre de vase, l'effort maximal que peut supporter ce pieu, sans rompre ou s'enfoncer, est d'environ 5,6 tonnes (résultat obtenu par la Société du Canal de Provence). Cette valeur est relativement faible.

Il est évident que les planches de couverture de l'appontement est ont dû rapidement rompre lors de son abandon, La surface de contact d'un pieu moyen, de 30 cm de

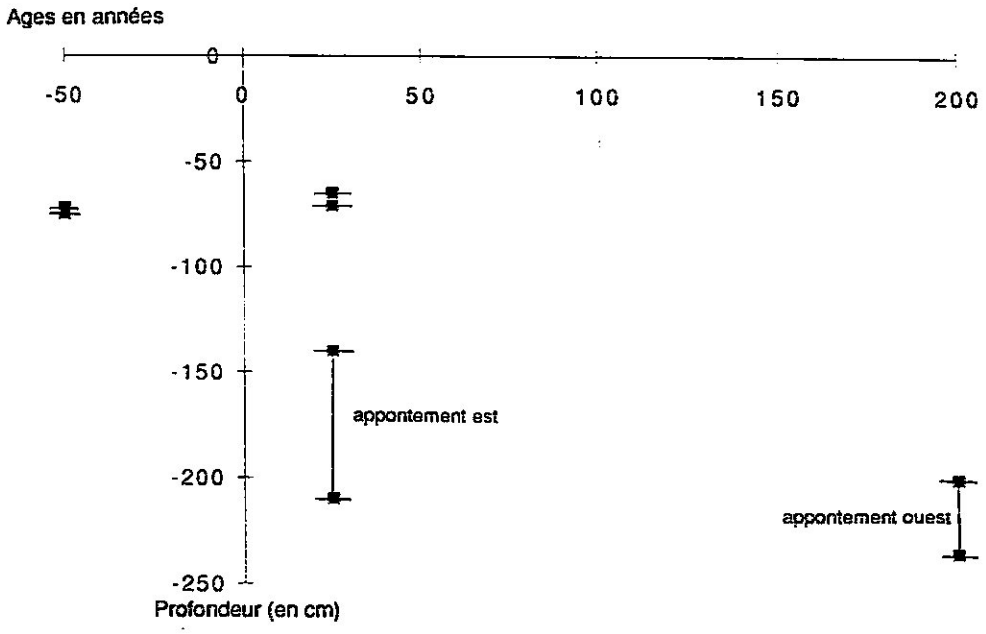


Figure 68 : Diagramme âge-profondeur. Limite supérieure des balanes sur structure archéologique, chantier J. Verne. Les mesures hautes et basses des structures ont été indiquées.

diamètre, est donc de 0,07 m2 pour une surcharge égale à 140 kg par m^3. Le seuil de rupture ou d'enfoncement dans le substrat stampien n'est pas atteint.

L'hypothèse d'un enfoncement des pieux dans les marnes stampiennes ne semble donc pas envisageable, d'autant plus qu'il n'a pas été retrouvé de pieu profondément encastré dans celui-ci (Hesnard, comm. orale).

Il faut cependant remarquer que la destruction du quartier de la mairie par l'occupant, en 1943, a pu exercer des surcharges brèves mais importantes.

3. Deuxième hypothèse, mobilité endogène du Stampien ?

Il faut souligner que ce sont surtout les pieux du segment aval qui présentent des valeurs anormalement basses. De plus, nous rappelons que les structures d'habitat de l'Antiquité tardive se positionnent vers -90 cm N.G.F.

Le Stampien est caractérisé par une cohésion relativement faible (NURY, 1977). Des fluages souterrains des couches ont pu être favorisés par les pentes fortes du substrat. Mais, il faut remarquer que les pieux du ponton romain n'ont pas pivoté et n'ont donc pas enregistré de glissements des couches superficielles du Stampien vers l'aval. La légére inclinaison des pieux vers l'aval est beaucoup trop modeste pour impliquer des mouvements importants. De plus, les corps sédimentaires marins (maërl et vase principalement) moulent la surface de ravinement du substrat. Il n'y a aucun indice sédimentaire de glissement de terrain. Cette hypothèse semble donc difficile à vérifier dans l'état actuel de nos connaissances.

Nous remarquons en outre, que nous avons examiné à plusieurs reprises le substrat au moment du creusement du parc de stationnement. Nous n'avons identifié aucune zone de broyage pouvant correspondre à l'hypothétique faille d'Ailauch (FROGET, 1974).

Conclusion provisoire

Nous pouvons donc préciser l'évolution du niveau moyen de la mer sans tenir compte des résultats obtenus sur l'appontement est, qui traduisent vraisemblablement une mobilité endogène du substrat, ou des structures d'habitat de l'Antiquité tardive, qui révèlent des tassements des vases marines sous-jacentes (figures 61, 66 et 68) :

-72 cm au I^{er} siècle avant J.-C. (quai hellénistique)
-65 cm vers 25 après J.-C. (quai romain)

Ces deux mesures sont trop proches dans le temps et dans l'espace pour justifier un calcul de vitesse. Leur intérêt essentiel est leur précision (+/-5 cm). Ces résultats affinent donc les mesures des sommets émergés des structures archéologiques.

IV. INDICATEURS SEDIMENTOLOGIQUES DE VARIATIONS RELATIVES ET RECENTES DU PLAN D'EAU, CHANTIER J. VERNE

En tenant compte des corps sédimentaires profonds mis à jour sur le chantier J. Verne, nous pouvons distinguer plusieurs corps sédimentaires relativement proches d'anciens niveaux de la mer :

A. AU NEOLITHIQUE (ENVIRON 6000 ANS AVANT L'ACTUEL)

Le plus vieil indice de présence du plan d'eau marin sur la rive nord du Lacydon est une couche de galets originellement immergés sous faible profondeur (couche B, figures 61 et 69). Ce dépôt d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur est continu sur toute la

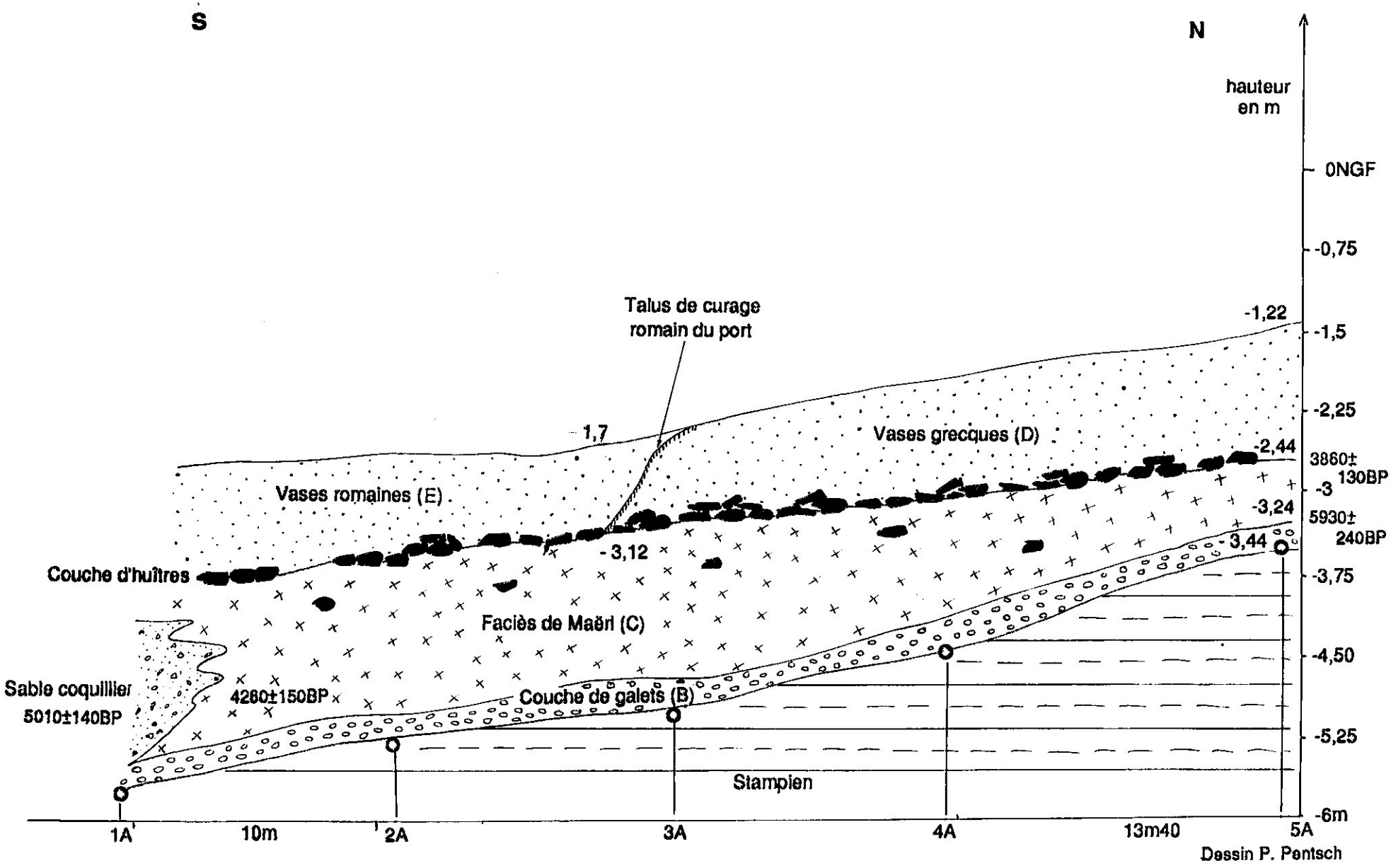


Figure 69 : Coupe du maërl, chantier J. Verne. Cette coupe est localisée figure 86B.

COUCHES	Ballast (%)	Sables (%)	Limons/ arg. (%)
E5	5	35	60
E4	3	28	69
E3	9	40	51
E2	18	62	20
100	64	23	13
101	26	65	9
D5	37	37	26
D4	3	70	27
D1-D3	2	8	90
C sup.	70	18	12
MAERL (C) sommet	16	42	42
MAERL (C) base	41	25	34
B	55	13	32

Figure 7.0 : Textures des corps sédimentaires, coupe du maërl, chantier J. Verne.

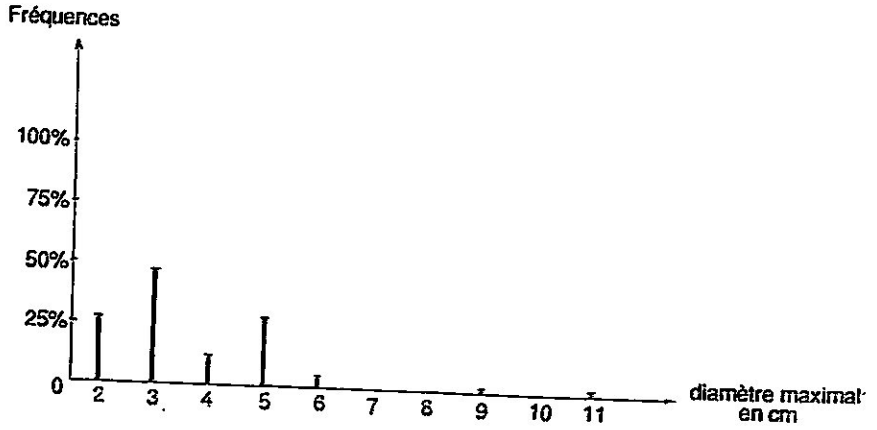


Figure 7.1 : Histogramme des diamètres maxima du ballast de la couche à galets (B), coupe du maërl, chantier J. Verne.

coupe nord-sud. Il scelle la surface sommitale de ravinement des marnes stampiennes. Cette couche est caractérisée par :

- Une charge en galets importante, correspondant à 50% du poids des échantillons (figure 70). Les galets sont d'origine stampienne à faciès conglomératique. L'affleurement de la roche mère se situe au sommet de la colline du Panier. On distingue principalement des galets de calcaire gris et quelques galets quartzeux. Les diamètres maximaux sont de 11 centimètres. Le mode majeur se positionne à 3 centimètres (figure 71). La présence d'un ballast de galets stampiens implique donc le fonctionnement des ravins de la colline du Panier. Nous interpréterons cette paléo-dynamique dans la quatrième partie.

- D'assez nombreux galets présentent des incrustations de petites huîtres, signes d'une assez faible mobilité du dépôt, qui peut s'interpréter comme un milieu abrité, sous le vent. On distingue aussi des encroûtements à Lithothamniées pouvant former des pralines.

- Ces galets présentent des faciès d'érosion infralittorale caractéristiques comme des traces de perforation par des cliones. H. Zibrowius, de la station marine d'Endoume, a déterminé un tube de serpule très bien conservé, sur le bord d'une valve d'huître fixée sur un galet. L'espèce est *Pomotaceros lamarckii.* Elle vit actuellement entre un et trois mètres de profondeur en Méditerranée. Cette serpule étant très fragile, elle est donc dans son milieu de vie.

- Cette formation abrite une faune marine assez pauvre définie par *Astralium rugosum, Cerithium vulgatum, Conus mediterraneus, Gibbula magus, Nassa incrassata* et *ferussaci, Natica nitida, Cerastoderma glaucum, Gastrana fragilis, Loripes lacteus, Ostra edulis, Parvicardium exiguum* et *Pholas parva.* Ces espèces sont caractéristiques des milieux vaseux.

- La matrice de cette formation est hétérogène, à la fois constituée d'accumulations biodétritiques marines de texture sableuse et d'une vase gris clair.

Cette couche de galets, originellement immergée sous faible profondeur, remonte jusque vers -340 cm N.G.F., à 5930 B.P. +/-200 (LGQ 976, datation sur matière organique des vases de la matrice). Le plan d'eau se positionnait donc à -240 cm N.G.F., vers 5255-4430 B.C.

B. AU NEOLITHIQUE FINAL - AGE DU BRONZE ANCIEN (VERS 4260-3240 B.P.)

1. Faciès de maërl

Un banc à faciès de maërl (couche n° C, figures 61 et 69) se positionne au-dessus du lit à galets. Vers le nord, la limite amont du maërl n'a pu être retrouvée car elle se situe légèrement au nord de la place J. Verne. La couche de maërl s'effile vers le nord du chantier, où elle est encore épaisse d'environ 70 cm, contre 150 cm maximum au sud du chantier. La limite nord de ce faciès doit donc se situer entre les immeubles au nord de l'actuelle place J. Verne et la rue de la Caisserie. Nous ne sommes donc pas loin du trait de côte (figure 72).

Le faciès de maërl culmine à -244 cm NGF. Il est daté à son sommet de 3860 +/- 130 B.P. (LGQ 977, datation des thalles, recalibration entre 2780-1960 B.C.). A sa base, vers - 530 cm, il date de 4260 +/- 150 B.P. (LGQ 978, datation des thalles, recalibration entre 3355-2440 B.C.).

Le faciès de maërl correspond à la bioaccumulation de deux algues appelées *Mesophyllum coralloides* et *Phymatotithon calcareum* (détermination M. Bourcier,

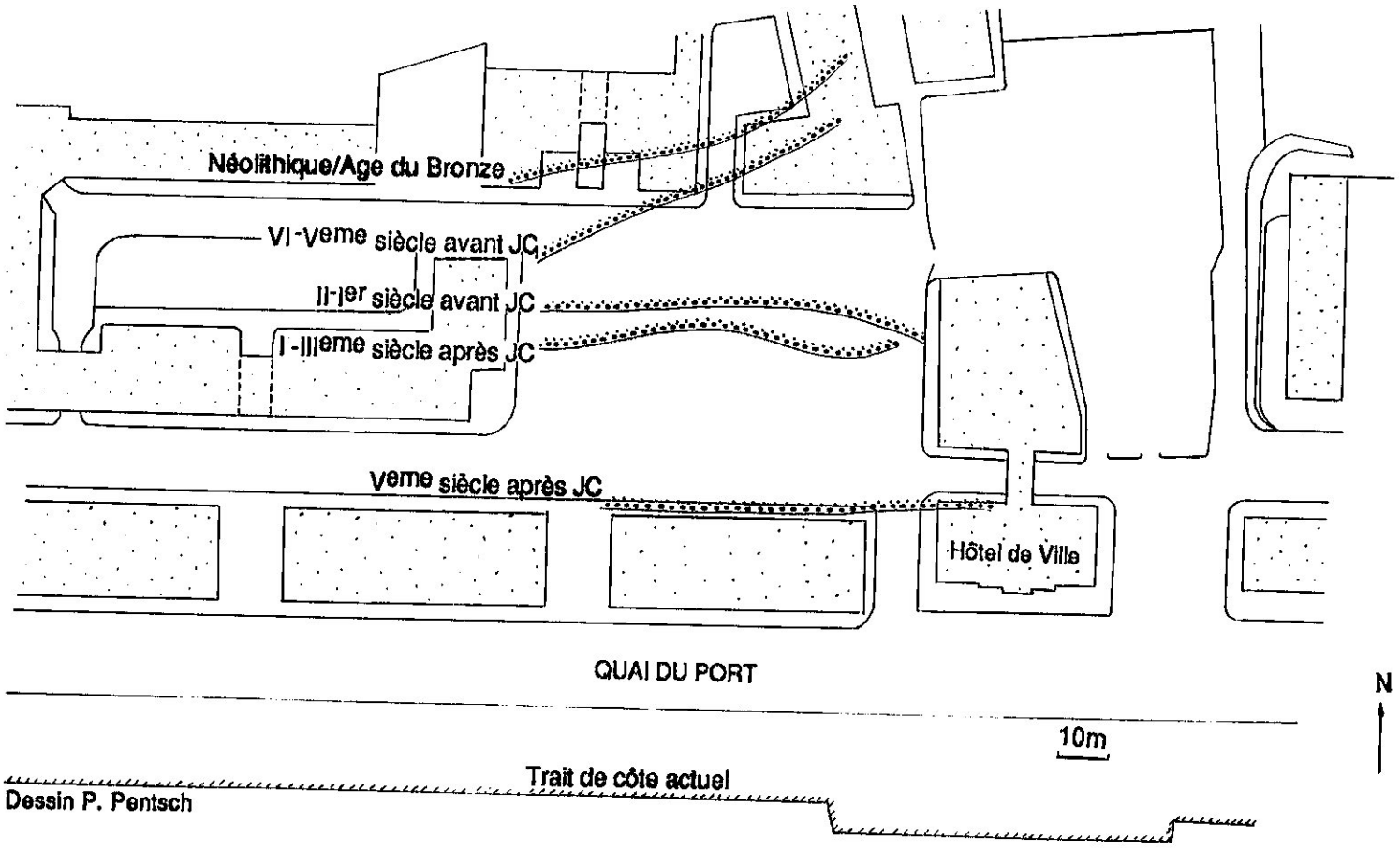


Figure 72 : Evolution du trait de côte, du Néolithique à l'époque actuelle, chantier J. Verne.

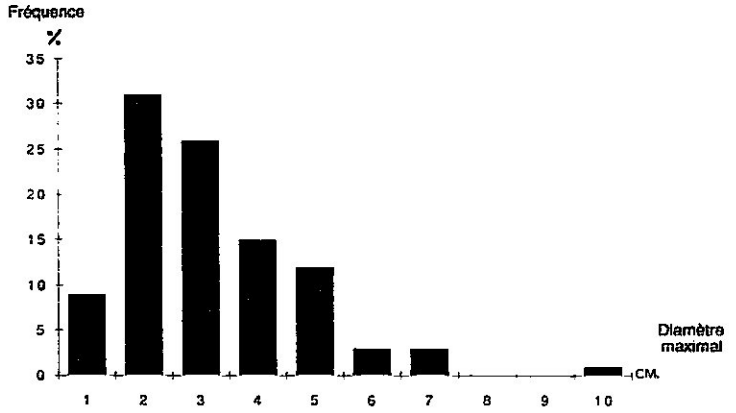


Figure 73 : Diamètres maxima des galets de la couche n°200, chantier J. Verne.

station marine d'Endoume et M. Verlaque, Laboratoire de Biologie Marine de Luminy). Sous la place J. Verne, nous en trouvons un banc continu et épais d'environ 150 cm vers le large et qui s'effile en direction du trait de côte (70 cm d'épaisseur au nord de la place), sous les vases romaines ou grecques. La limite avec les vases grecques ou romaines est nette et continue (figure 69). Elle suggère que le maërl a été très peu dragué lors des opérations de curage du port antique au I^{er} siècle après J.-C. Sa surface supérieure est donc naturelle.

L'écologie du faciès de maërl est caractéristique de la biocénose des fonds détritiques côtiers. Il est composé d'algues sciaphyiles qui exigent des courants de fond faibles, linéaires, parallèles à la côte, et relativement constants (BOURCIER, 1980). Cette bio-accumulation demande des eaux bien oxygénées et bien renouvelées, et est souvent située devant les avancées rocheuses. L'écologie actuelle du maërl est définie par un développement dans l'étage circalittoral, au-dessous de 30 à 35 mètres en général. Cependant, ce faciès peut remonter jusqu'à la profondeur de -1 à -2 m. dans le cas d'une pénétration lumineuse insuffisante caractérisant les eaux turbides (Laborel et Bourcier, comm. orale).. Un faciès de maërl a été décrit par un à deux mètres de fond dans la calanque de Port Miou à Cassis (de GAILLANDE, 1968). La faune étudiée par de Gaillande, caractéristique de la biocénose des sables vaseux en mode calme (PERES et PICARD, 1964), est identique aux espèces identifiées place J. Verne (Bourcier, comm. orale).

Ces éléments sont trop minces pour proposer un niveau marin précis au début de l'Age du Bronze. La tranche d'eau minimale d'un mètre est un indice pour positionner le niveau marin environ un mètre au-dessus de la profondeur minimale du maërl, c'est-à-dire à -144 cm N.G.F. vers 3860 B.P.

2. Couche à petits galets (n°200), vers 3240 B.P.

A la même époque où s'accumule par taches le maërl, nous identifions, à la limite ouest du chantier, un corps sédimentaire assez grossier (coupe ouest, figure 63). Ce dépôt est daté à l'amont de 3240 +/-130 B.P. (LGQ 979, datation sur coquilles, recalibration entre 1875-1140 B.C.) à -180 cm N.G.F.

Il est défini par 65% de ballast composé de galets et de coquilles marines. Près de 60% des galets ont un diamètre maximal de 2 à 3 cm (figure 73). Ils proviennent des affleurements amont de stampien conglomératique (4% de quartz, 5% de poudingue et 91% de calcaires divers).

En ce qui concerne la faune, le dépôt n°200 correspond à une biocénose de sables vaseux de mode calme (PICARD, 1965 ; Annexe I). L'histogramme de la fraction sableuse est déporté vers les fractions grossières pouvant traduire un hydrodynamisme assez marqué.

A l'amont, cette couche ne fait plus que 30 cm d'épaisseur, contre un mètre environ plus à l'aval. Comme le maërl, elle doit venir mourir légèrement au nord de l'actuelle place J. Verne. Nous ne sommes donc pas loin du trait de côte de l'époque qui devait se trouver sous les immeubles au nord de la place J. Verne.

Le dépôt n°200 correspond donc à un fond faiblement immergé, contemporain du faciès de maërl. Le niveau moyen de la mer vers 3240 B.P. (1875-1140 B.C., Age du Bronze Moyen) se positionnait donc au moins à -180 cm N.G.F. Ne pouvant pas estimer la tranche d'eau qui recouvrait ce dépôt, cette donnée minimale est peu précise.

C. A L'EPOQUE GRECQUE (VI^{e}- V^{e} siècle avant J.-C.)

Dans l'angle nord-ouest de la fouille, le quai grec, daté d'environ 500 avant J.-C., était construit sur une plage marine (n°202) qui se positionnait vers -120 cm N.G.F. (figure 63).

Le problème de cette coupe est lié à la superposition de sédiments très proches du niveau de la mer (coupe ouest, couches n°201 et 202, figures 63 et 74) sur des dépôts plus nettement immergés (n°200). En effet, les prélèvements ont des caractéristiques sédimentologiques différentes :

. Le prélèvement n°201 contraste avec le dépôt immergé n°200 préalablement étudié. Il est caractérisé par plus de 65% de limons et d'argiles. C'est une vase sableuse assez hétérogène. L'histogramme présente un mode dans les sables fins. Du point de vue de la faune, ce prélèvement contient quelques coquillages caractéristiques d'une biocénose de sables vaseux de mode calme et un gastéropode terrestre du genre *Bythinia*.

. Le prélèvement n°202 est constitué de 90% de sables marins. L'histogramme est caractérisé par un mode dans les sables fins que confirme un indice d'asymétrie très négatif. Ce sédiment est proche des plages actuelles de la zone de ressac (BO3 ou SC5 par exemple). Nous interprétons donc ce dépôt marin comme un marqueur fiable du niveau marin vers -120 cm vers 500 ans avant J.-C.

. Les dépôts n° 201 et 202 sont définis par une microfaune de foraminifères marins définissant un herbier à salinité normale, comparable à l'herbier actuel du Brusc (*Elphydium crispum*, milioles) avec quelques dessalures (*Ammonia becarii tepida* , BLANC-VERNET, 1969). Les tests sont corrodés et surtout plus rares pour le prélèvement n°202. Nous trouvons aussi des radioles d'oursins et des écailles de poissons.

Même si les faunes étudiées peuvent avoir été transportées, comme le gastéropode terrestre du dépôt n°201, nous avons donc quelques indices d'un niveau marin au VI^{e} siècle avant J.-C. Nous identifions en effet deux épisodes morphologiques qui se superposent ainsi :

. une vasière de bord de mer (n° 201), entre -180 cm et -150 cm, vers 525-575 ans avant J.-C.

. une plage de bord de mer (n° 202), entre -150 - 120 cm, vers 500 ans avant J.-C. sur laquelle est construit le quai grec.

Cette succession de corps sédimentaires différents pose un problème de lecture de l'enregistrement de la montée relative du niveau de la mer. Nous pensons que le sédiment n° 201 traduit une baisse de l'hydrodynamisme côtier au VI^{e} siècle avant J.-C., pouvant correspondre à un début d'envasement anthropique de la rive nord du Lacydon. La plage n° 202, qui recouvre la vasière n° 201, semble traduire une pulsation du niveau marin à l'époque grecque. Mais cette interprétation reste hypothétique en l'absence d'autres dépôts du même âge et du même type.

D. A LA PERIODE HELLENISTIQUE (III^{e} siècle avant J.-C. à la naissance du Christ)

Trois ensembles sédimentaires sont intéressants (figure 64) :

N°	Grain moyen (mm)	Tri	Assymétrie	Ballast (%)	Sables (%)	Limons/arg. (%)	Sables gros. (%)	Sables moy. (%)	Sables fins (%)	N°
2	0,31	0,72	0	7	86	7	12	66	22	2
25	0,55	1,06	-0,23	25,5	73,5	1	38	49	13	25
19	0,44	1,64	-0,71	22	65	13	31	32	37	19
24	0,58	1,27	-0,22	41	57	2	43	35	12	24
37	0,51	1,48	0,7	19,5	75	5,5	40	37	33	37
84	0,55	1,33	-0,05	34	62,1	3,5	40	34	26	84
85	0,39	1,81	-0,2	26	74	0	24	37	39	85
86	0,18	0,72	-0,19	0	90,1	10,9	4	29	67	86
87	0,24	2,18	0,19	1,8	19	79,2	18	16	66	87
77	0,42	1,27	-0,2	60	12	28	27	32	41	77
100	0,43	1,6	-0,11	40	15	45	28	29	43	100
100	0,65	1,62	-0,02	64	23	13	44,2	23,4	32,4	100
82	0,45	1,28	-0,07	30	69	1	29	38	33	82
202	0,12	1,6	-0,45	1,6	90,3	8,1	3	13,9	83,1	202
201	0,21	1,8	0	9	23,8	67,2	13,7	16,9	69,4	201
200	0,66	1,37	-0,11	65,9	22	12,1	45,3	33,4	21,3	200
101	0,34	1,15	-0,39	25,9	65,1	9	20,6	36,5	42,9	101
102	0,22	1,87	0,08	19,3	33,1	47,6	14,6	22,1	63,3	102

Figure 74 : Caractéristiques granulométriques des sédiments marins étudiés, chantier J. Verne, sauf pour la coupe du maërl (figure 69)

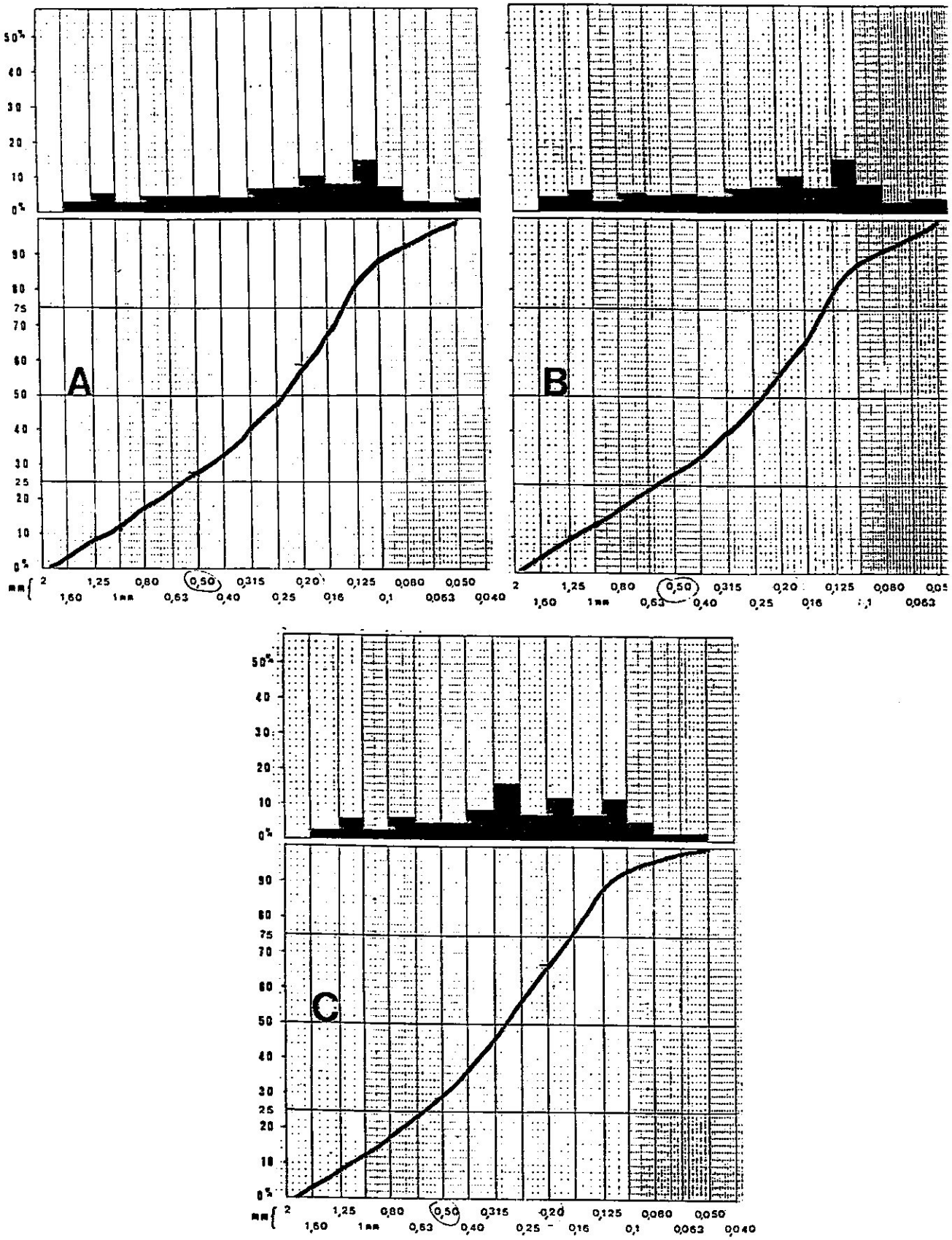


Figure 7.5 : Histogrammes et courbes cumulatives des sé de la zone de halage (n° 77 en A et n° 100 en B) et de l (n°82 en C), époque hellénistique, chantier J. Verne.

1. Zone de halage hellénistique (IIe siècle avant J.-C.)

Une zone de halage hellénistique est constituée de deux dépôts principaux. Nous avons analysé la surface sur laquelle sont posés les troncs (n° 100), culminant à -40 cm N.G.F. et datée du IIe siècle avant J.-C., ainsi que le sédiment entre les troncs de halage (n° 77) culminant vers -50 cm N.G.F. (IIe siècle avant J.-C.).

Les analyses granulométriques de ces deux dépôts sont similaires (figures 74 et 75) :

- La texture est très hétérogène, à la fois composée d'éléments grossiers (de 40 à 60 % de ballast) et de fines particules (de 30 à 45 % de limons et d'argiles). Les sédiments grossiers sont des morceaux de cordages et de nombreux copeaux de bois. De plus, les madriers de bois, alignés selon la direction est-ouest, ont favorisé le piégeage des sédiments les plus fins.
- Les histogrammes de la fraction sableuse ont des formes polymodales.
- Les indices de tri de la fraction sableuse sont mauvais et leurs indices d'asymétrie indiquent un enrichissement en sables fins.

Nous interprétons ces dépôts comme un remblai constitué de sédiments marins. En terme hydrodynamique, il s'agit d'une plage artificiellement et temporairement émergée. Cette zone de halage est gagnée sur la mer, car elle est aménagée sur des vases marines d'âge hellénistique comme l'indique la coupe ouest au niveau du quai grec (figure 63).

Ces deux dépôts recouvrent les sédiments n°101 et 102. Les histogrammes des prélèvements 101 et 102 sont assez étalés mais ont un mode dans les sables fins. Cet enrichissement en sables fins est confirmé par des indices d'asymétrie négatifs. Ils sont aussi caractérisés par une faune marine de sables vaseux de mode calme (annexe I). La zone de halage a donc été gagnée sur un milieu déjà envasé.

La limite inférieure (artificielle) de la zone de halage hellénistique se trouvait sensiblement au niveau marin du IIe siècle avant J.-C. vers -85 cm N.G.F. La précision de cette donnée paléobathymétrique est évidemment faible du fait du curage du Ier siècle après J.-C., qui a vraisemblablement détruit une partie de la zone de halage vers l'aval. L'indicateur archéologique précise qu'il doit s'agir d'une zone au moins partiellement émergée. La sédimentologie nous indique qu'elle correspond en grande partie à un remblai.

2. Dépôts du ruisseau hellénistique du Panier (IIe siècle avant J.-C.)

Les dépôts aval de ce ruisseau (n°43) sont très réduits en superficie et localisés au centre-nord du chantier (figure 64). Ils n'ont pas l'importance de ceux de l'époque romaine. Ces sédiments sont caractérisés par des concrétions de calcium et de fer. Nous n'avons pas identifié de faune marine, sauf quelques débris d'huîtres. Les caractéristiques granulométriques sont celles d'un dépôt forcé et très proches du cône de déjection romain étudié plus loin (figures 76 et 87).

Un ballast de graviers stampiens important (plus de 40%), une fraction sableuse mal triée et un histogramme très étalé définissent ce dépôt qui se positionne entre -80 cm N.G.F. à l'aval et -43 cm N.G.F. à l'amont. Cette mesure est très difficile à relier avec un paléo-niveau moyen de la mer, d'autant plus que cette zone a été assez perturbée aux époques suivantes.

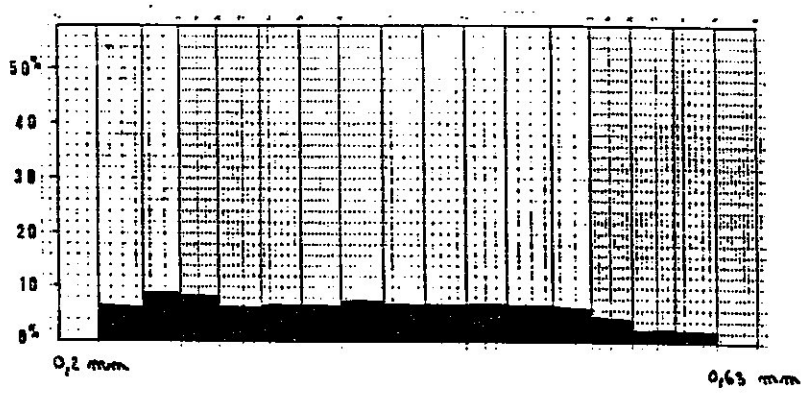


Figure 76 : Histogramme du cône de déjection hellénistique n°43, chantier J. Verne.

3. Plage sous le quai hellénistique (I^{er} siècle avant J.-C., figure 64)

La plage n°82 culmine à -50 cm N.G.F. Elle est datée vers 50 ans avant J.-C. et se localise sous le quai hellénistique. Elle est limitée à l'amont par un muret est-ouest contemporain du quai.

Par rapport à la zone de halage, la texture est plus sableuse (70% de sables) et les limons et argiles sont absents. Ce dépôt se caractérise par un histogramme étalé et polymodal ainsi qu'un indice de tri médiocre de la fraction sableuse qui l'apparente à un milieu de sédimentation proche de la zone de déferlement (figures 74 et 75).

Ce dépôt permet de mettre en évidence un niveau marin vers -50 cm N.G.F. vers 50 ans avant J.-C.

Conclusion

Le niveau moyen relatif de la mer se positionnait donc :

- Au II^{e} siècle avant J.-C. vers -85 cm N.G.F. (zone de halage)
- Vers 50 ans avant J.-C. vers -50 cm N.G.F. (plage sous quai)

Ces différents éléments permettent de penser qu'à l'époque hellénistique, le tracé du littoral se situait plus au sud qu'à l'époque grecque dans un contexte de niveau marin plus haut (figure 72). Il s'agit là d'une évolution morphologique "paradoxale", liée à un détritisme d'origine continental, qui va se confirmer à la période romaine.

E. SOUS LA DOMINATION ROMAINE

1. Localisation des plages marines romaines, au contact de structures archéologiques très proches du niveau moyen de la mer (figure 77)

Le principal problème est de déterminer leur positionnement par rapport aux paléo-niveaux moyens de la mer. En l'absence de talus prélittoral, nous avons tenté de retrouver des variations latérales de faciès susceptibles de nous indiquer d'anciens niveaux marins. Nous donnons toujours l'altitude maximale atteinte par la formation sédimentaire analysée.

a. Plages des I^{er}-II^{e} siècles après J.-C. (figure 77)

Plage n°2 à -30 cm N.G.F., datation 75-100 ans après J.-C.
Ce sédiment marin s'élève, en nappage continu jusqu'à -30 cm et jusqu'à -15 cm par poches. Son épaisseur moyenne est d'une vingtaine de centimètres. Il s'appuie sur la berge du ruisseau.

Plage n°24 à -27 cm N.G.F., sous le quai est, datation du II^{e} siècle après J.-C.
La plage n°24 se localise au-dessus d'un remblai rougeâtre daté du I^{er} siècle après J.-C. Ce sable marin bute contre un mur de taille importante, interprété comme un quai, et a scellé un aménagement en bois immergé (Hesnard, comm. orale, figure 78). Il faut aussi souligner que l'égout est passe au-dessus du sédiment n°24. Ce dépôt est composé en partie de coquillages marins brisés et roulés, de copeaux de bois, de graines diverses, d'écailles de poisson et de rares ostracodes. Les tests des foraminifères indiquent un herbier sans dessalure (*Elphidium crispum*).

Plage n°37 à - 53 cm N.G.F., datation du II^{e} siècle après J.-C.
Ce dépôt se situe à l'aval d'un mur antique. Sa microfaune, identique à celle de la plage n°24, indique la présence d'un herbier marin sans dessalure.

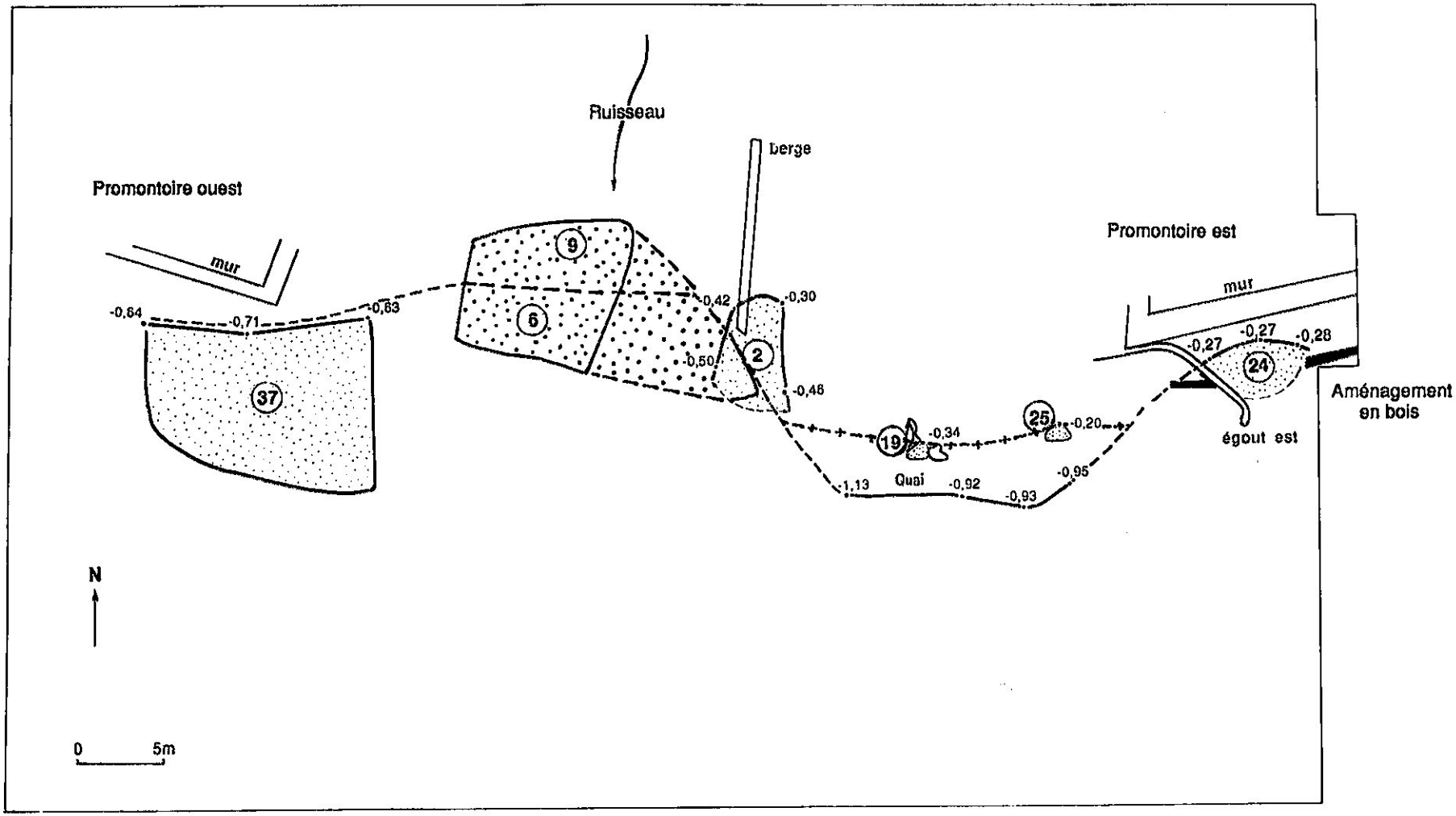


Figure 77 : Principales formations superficielles marines étudiées, proches de niveau moyen de la mer, époque romaine, chantier J. Verne. Les numéros des dépôts renvoient aux descriptions dans le texte.

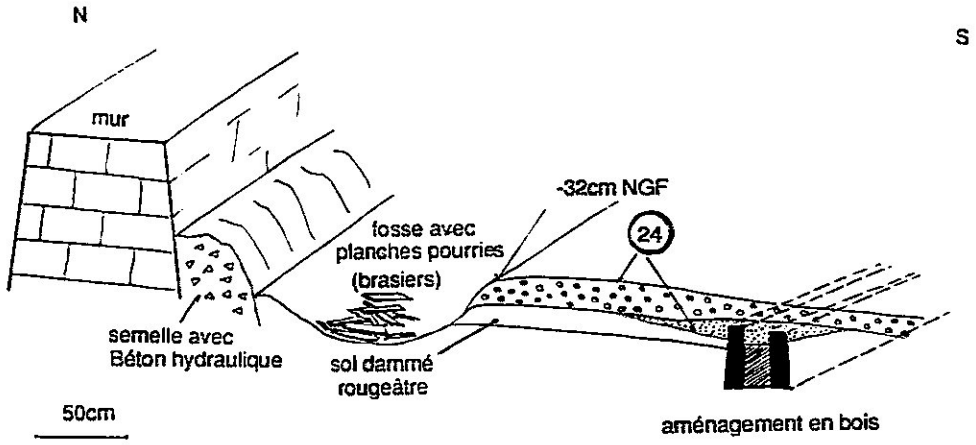


Figure 7.8 : Croquis de la plage marine n°24, chantier J. Verne.

b. Plages du III^{e} siècle après J.-C. (figure 77)

Plage n°19 à -34 cm N.G.F., au pied d'un talus aménagé.
Ce sédiment est identique au prélèvement 24.

Plage n°25 à - 20 cm N.G.F., à l'aval d'un mur antique.
Ce sédiment est identique au prélèvement 24. Il faut souligner que les affleurements des dépôts n°19 et 25 sont particulièrement réduits et sont peut-être des remblais. Les résultats sont donc à interpréter avec prudence.

Ces plages marines romaines sont très riches en dépôts organiques variés, graines, copeaux de bois, débris de charbon, coquilles marines brisées et roulées, radioles d'oursins, arêtes et écailles de poissons... qui prennent souvent la forme de micro-laisses. Les foraminifères indiquent une plage ouverte donnant sur un herbier à Posidonies (Milioles, *Elphydium crispum*, *Amonia becarii*, R. Anglada, comm. orale), mais il s'agit d'une faune assez rare et remaniée à interpréter avec prudence. Les plages ne semblent cependant pas connaître de dessalures importantes en relation avec le ruisseau ou d'éventuelles sources.

Les dépôts (n° 19, 22, 25 et 37) ont un développement réduit car ils sont limités artificiellement à l'amont par des structures construites portuaires ou d'entrepôt.

2. Problème de l'absence de talus prélittoral

L'absence du talus prélittoral peut s'expliquer par plusieurs raisons :

- Un mode relativement calme sur les berges du Lacydon dont les courants originels ont été perturbés et amoindris par la construction des ports antiques.
-L'oblitération du talus prélittoral par des structures archéologiques qui ont pu détruire cette microforme, comme les zones de halage hellénistiques ou les quais. Les plages émergées romaines étant construites (entrepôts), la zone de ressac est donc absente, comme de nos jours au Brusc et à Ballaguier. Il y a donc impossibilité d'édification d'un talus prélittoral (MILLER et ZEIGLER, 1958).

L'absence de talus prélittoral ne simplifie pas la détermination des corps sédimentaires les plus proches du niveau moyen de la mer de l'époque.

Deux confusions éventuelles sont possibles entre les plages proches du niveau moyen de la mer et les fonds vaseux nettement immergés ainsi qu'avec les lentilles sableuses brutes de Stampien. Nous étudions ces difficultés avant d'essayer de différencier deux types de plages marines romaines proches du niveau de la mer.

3. Différenciation entre les plages marines proches du niveau de la mer et les sédiments vaseux nettement immergés

a. En fonction de la texture des prélèvements

Les plages romaines, au contact de structures archéologiques, se caractérisent par une charge en ballast importante, souvent plus du cinquième du poids des prélèvements, que l'on peut expliquer par deux facteurs (figure 74) :

- anthropique, car ce sont des zones utilisées et aménagées à l'époque antique. Le ballast est généralement riche en coquillages brisés plus ou moins roulés, en fragments de bois roulés ainsi qu'en nombreux tessons roulés de céramique et en morceaux d'amphores.

- un apport de sables grossiers par le cours d'eau, qui est le principal transporteur de la charge sableuse et du ballast, de la source sédimentaire stampienne de l'amont vers la mer.

La texture sableuse prédomine cependant, avec toujours plus de 40% de sables. Le grain moyen de la fraction sableuse varie de 0,44 à 0,55 mm. Il faut aussi noter la présence discrète de limons et d'argiles, de 1 à 13% du total.

Dans un contexte de fournitures sédimentaires de petites dimensions, d'origine stampienne, les plages proches des niveaux marins antiques se définissent donc par une texture plus grossière que les fonds marins vaseux caractérisés par des limons et des argiles représentant de 50 à 90% de la texture des prélèvements. La charge en ballast des fonds vaseux est beaucoup plus faible (<5%), sauf sous les appontements (>20%) d'où étaient jetés beaucoup de débris variés. Ces résultats sont conformes aux dépôts marins actuels.

Il est donc difficile de confondre ces dépôts proches du niveau de la mer avec les plages sous-marines. Le problème de confusion peut se poser en ce qui concerne des lentilles sableuses qui nappent parfois irrégulièrement les fonds immergés et qui présentent le même type de répartition granulométrique. Dans ces dépôts, les copeaux de bois flottés sont quasi absents. La variable granulométrique qui nous semble la plus performante pour individualiser les plages proches du niveau moyen de la mer des vases nettement immergées est la texture des prélèvements. Les histogrammes de la fraction sableuse sont moins significatifs.

b. En fonction de l'analyse morphoscopique et exoscopique des quartz

Nous rappelons que le principe de l'exoscopie est basé sur le fait que les différents milieux sédimentaires qui se succèdent dans le temps laissent des traces spécifiques à la surface des grains de quartz (KRINSLEY et DOORNKAMP, 1973 ; LE RIBAULT, 1975 et 1977 ; LEGIGAN et LE RIBAULT, 1987...). Nous nous attachons à l'étude des caractères phénomorphiques, c'est-à-dire déterminés par les différents facteurs physiques, chimiques, mécaniques ou biologiques. La superposition de ces caractères et leurs modifications reflètent la chronologie relative des évènements auxquels les quartz ont été soumis au cours de leur histoire sédimentaire. Nous avons suivi la démarche élaborée par PRONE (1980).

Quelques photographies, prises par A. Prone, permettent de mieux préciser les caractères phénomorphiques des sables des dépôts vaseux profondément immergés. La figure 79A (grossissement 80) présente un grain non usé légèrement évolué caractérisé par des cassures conchoïdales polies. En 79B, le grain s'apparente à un grain non usé légèrement évolué (grossissement 27) En 79C, le grain est un émoussé luisant (grossissement 100) et en 79D, il s'agit d'un rond mat qui passe à l'émoussé luisant (grossissement 36). Il faut souligner cette variété des formes de quartz, qui présentent cependant des traces de polissage récent. En terme morphoscopique, il n'y a pas de différences majeures entre les quartz des vases immergées et les quartz des plages proches du niveau de la mer.

En revanche, à plus grande échelle, on distingue des pyritosphères caractéristiques des milieux marins confinés (figure 79E, grossissement 2000 et 79F, grossissement 4300). Certaines faces présentent parfois des décapages par dissolution marine. On note en haut et à gauche un début de dissolution orientée (figure 79G, grossissement 1500). Sur la figure 79H, les cassures conchoïdales sont polies (grossissement 300).

Ces différentes caractéristiques exoscopiques définissent donc bien des quartz des milieux vaseux immergés sous quelques mètres d'eau.

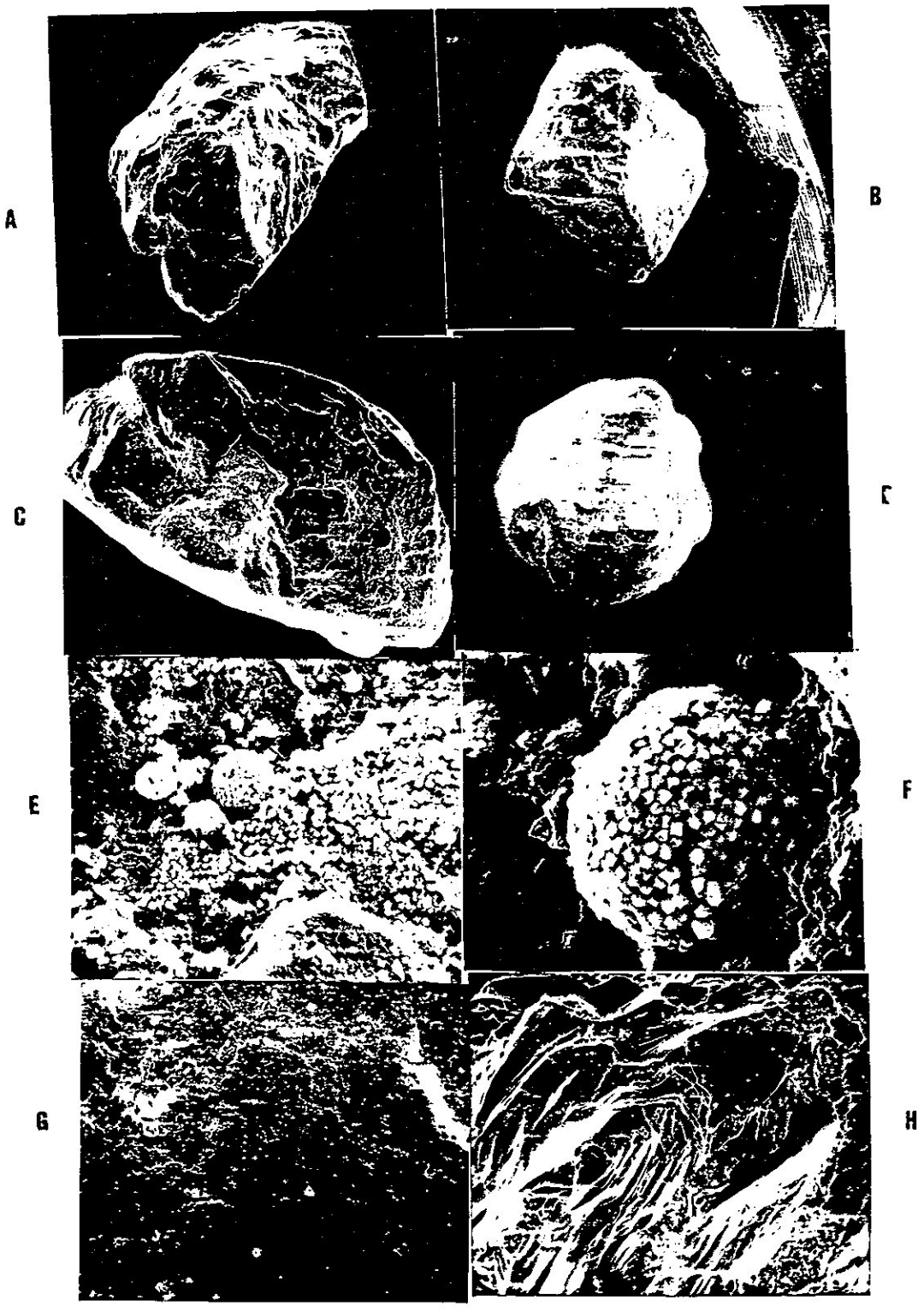


Figure 79 : Aspects phénomorphiques des plages marines profondément immergées étudiées, chantier J. Verne, analyse exoscopique.

4. Différenciation entre les dépôts immergés et les apports bruts stampiens

a. Confusions granulométriques possibles

Comme l'indique la figure 80, le Stampien est caractérisé par deux principaux faciès : des affleurements marneux et un conglomérat plus à l'amont. Des confusions sont possibles entre la granulométrie des sables stampiens et celle des sables des plages marines antiques proches du niveau.

Nous avons effectué trois granulométries (figure 80) qui montrent bien la variabilité des distributions des fractions sableuses. Des confusions sont donc très faciles à faire avec les résultats des plages proches du niveau moyen de la mer. En revanche, l'analyse exoscopique permet de différencier avec certitude ces deux types de dépôts.

b. Différenciation morphoscopique et exoscopique

Les sédiments stampiens se caractérisent par une prédominance des grains non évolués. La figure 81A (grossissement 220) présente un grain non usé et en 81B (grossissement 200) nous avons un grain se situant entre les non usés légèrement évolués et les émoussés luisants. Ces deux images sont caractéristiques des quartz stampiens étudiés qui sont donc généralement moins émoussés que les quartz marins antiques.

A plus grande échelle, on distingue des précipitations de dépôts siliceux qui recouvrent la surface des grains (figure 81C, grossissement 2200 et D, grossissement 1200). En 81C, la néogenèse exploite un croissant de choc éolien. On note aussi des baguettes de gypse dans le coin en haut et à gauche. En 81D, la néogenèse s'installe dans les dépressions et subit un polissage. C'est donc une néogenèse polie caractéristique d'un milieu fluvio-lacustre soumis à des alternances d'immersion et d'émersion typiques du Stampien (figures 81E, grossissement 1300 et 81F, grossissement 2700).

Maintenant que nous avons défini les deux types de sédiments (dépôts bruts stampiens et dépôts immergés) qui pouvaient poser un problème de confusion avec les plages proches du niveau moyen de la mer, nous distinguerons deux types de sédiments marins proches du paléo-niveau moyen de la mer en fonction de deux critères :

. les rapports géométriques entre dépôt et structure archéologique (quai ou mur), "obstacle" éventuel construit à l'amont de ces corps sédimentaires.

. les caractéristiques sédimentologiques des dépôts.

5. Analyse sédimentologique des plages romaines proches du niveau moyen de la mer, mais immergées sous très faible bathymétrie, (n° 19, 24, 25 et 37)

a. Histogrammes de la fraction sableuse

La forme étalée des histogrammes est révélatrice d'un milieu de sédimentation proche de la zone de déferlement et donc du niveau moyen de la mer (figure 82).

b. Tri et asymétrie de la fraction sableuse

Les sables sont mal triés, variant de 1 à 1,6 (figure 74). Le classement naturel ne peut s'effectuer en l'absence d'une plage émergée naturelle. Elle a en effet disparu sous les aménagements anthropiques (quais, murs, talus, entrepôts...). La mer vient donc directement battre contre ces structures, ce que démontre la présence de faune fixée sur les quais antiques.

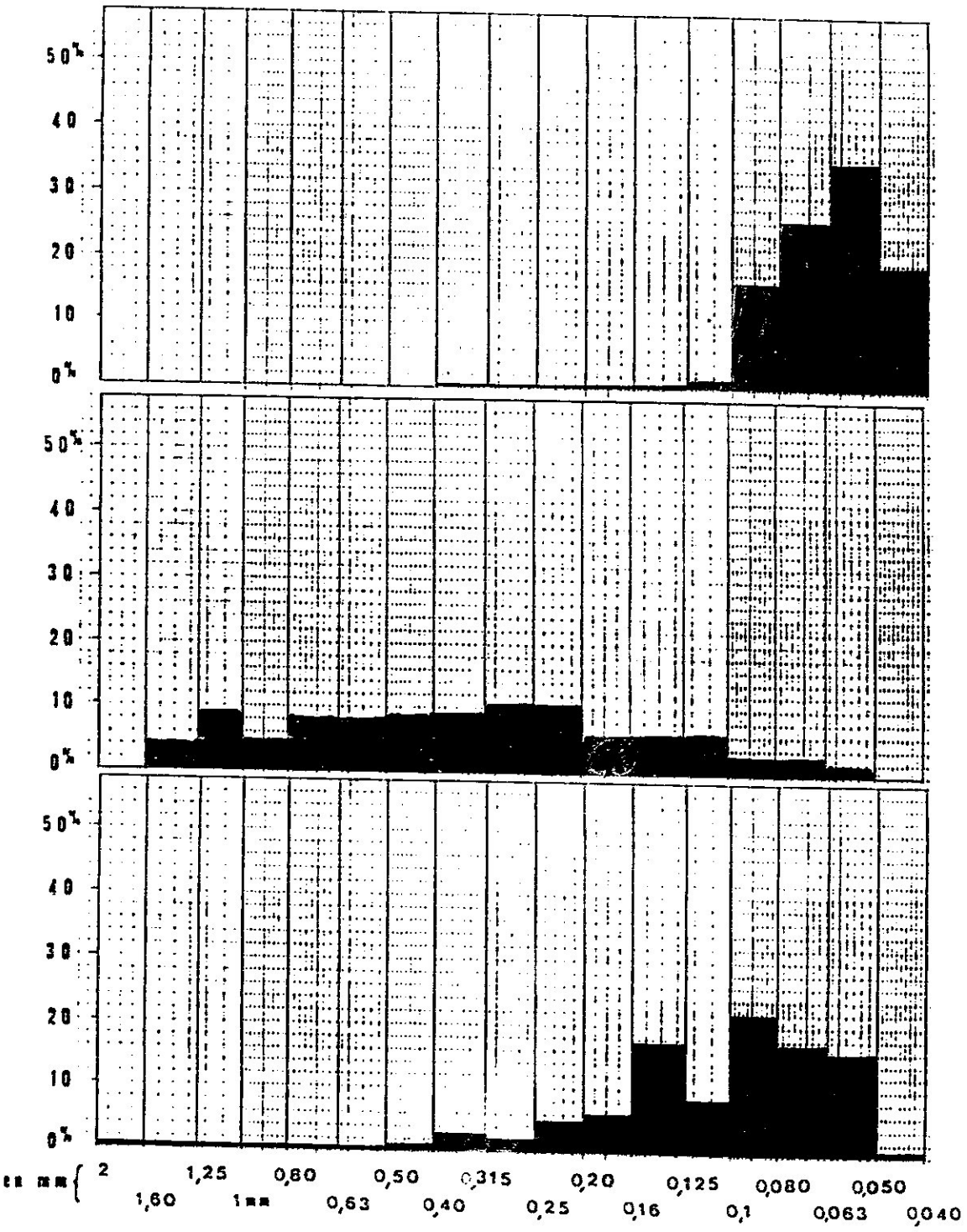


Figure 80 : Exemples d'histogramme de la fraction sableuse de prélèvements stampiens.

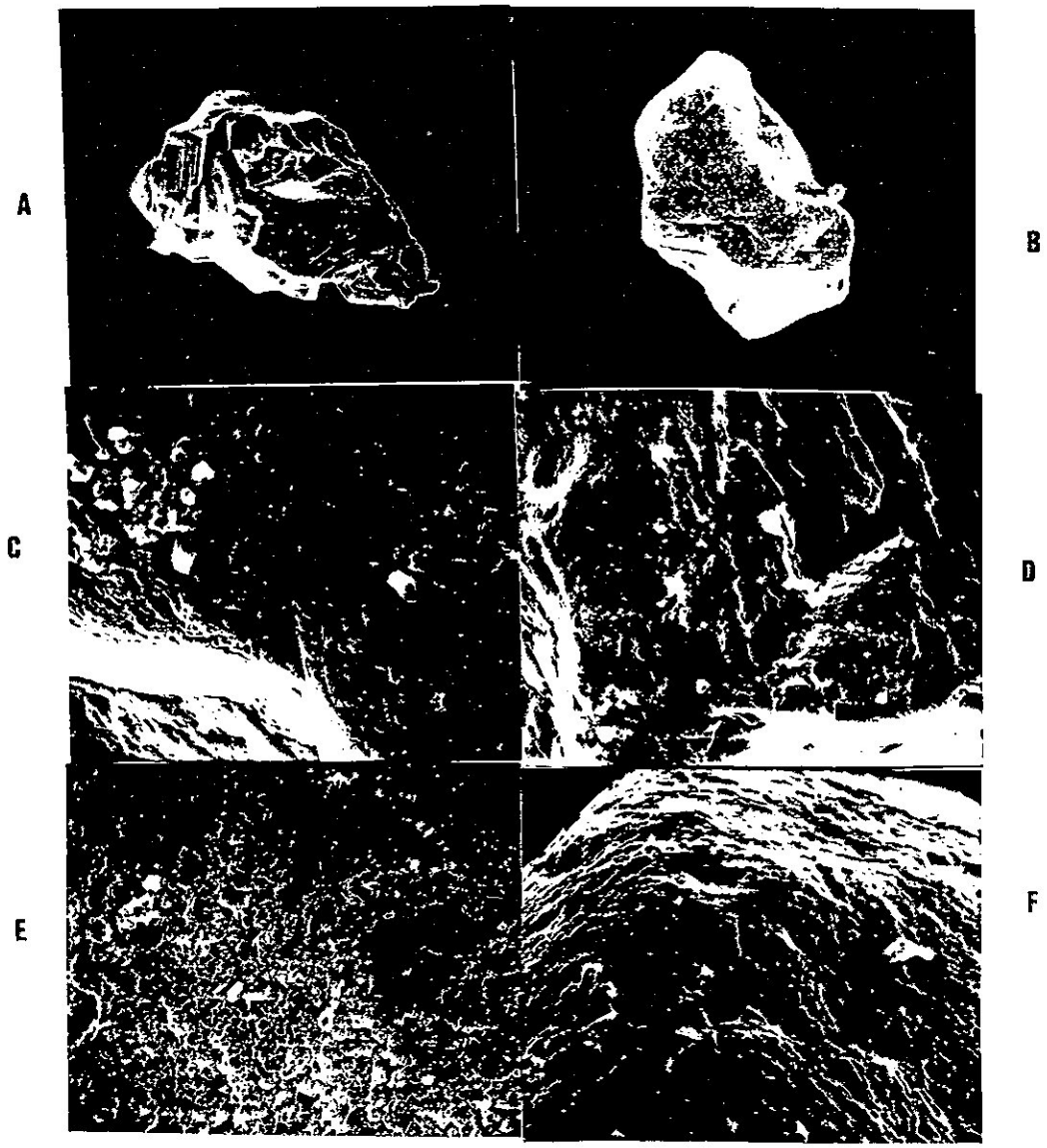


Figure 81 : Aspects phénomorphiques des sédiments stampiens étudiés, analyse exoscopique.

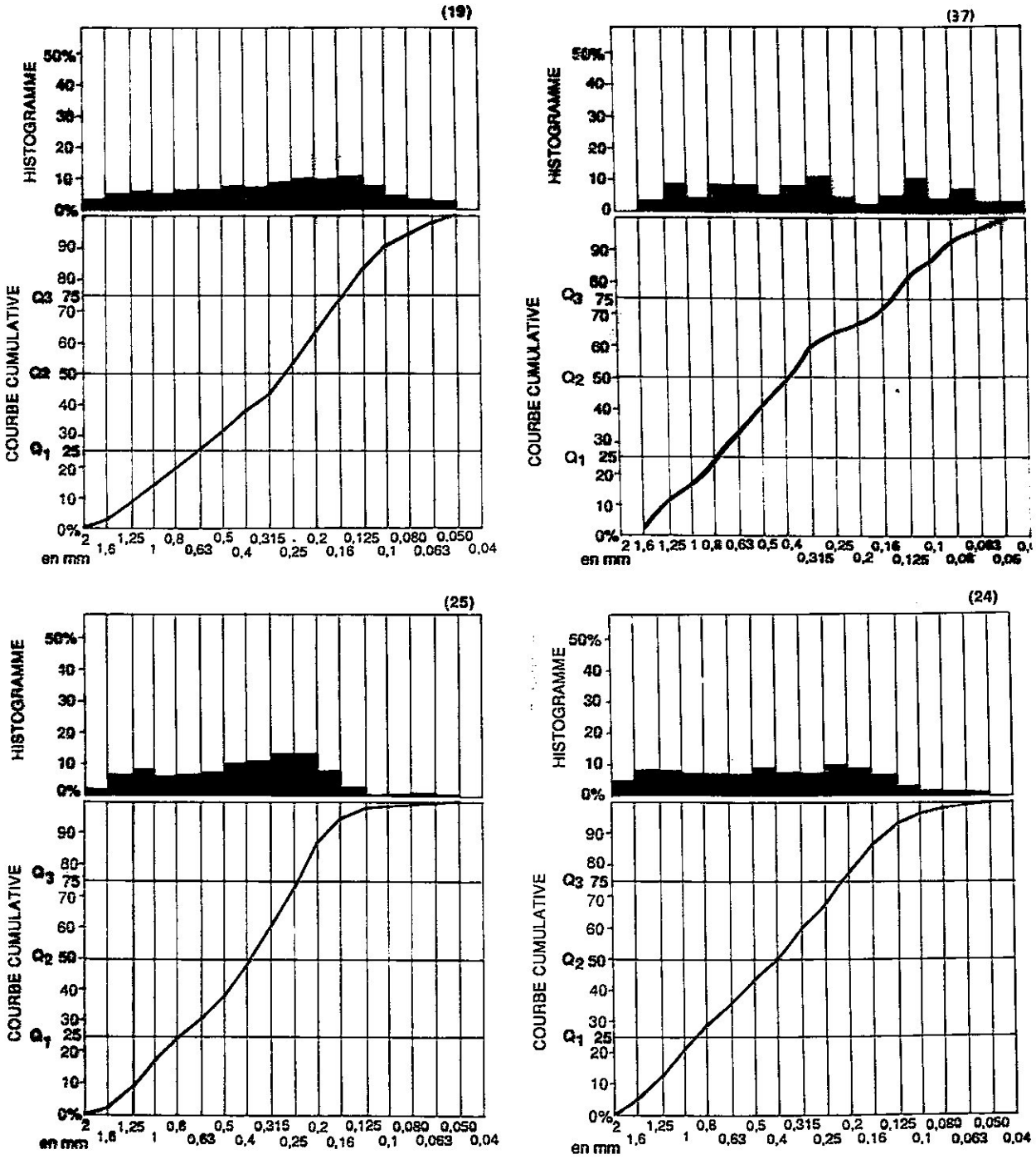


Figure 82 : Courbes cumulatives et histogrammes de fréquence des plages marines romaines immergées, sous faible bathymétrie, chantier J. Verne.

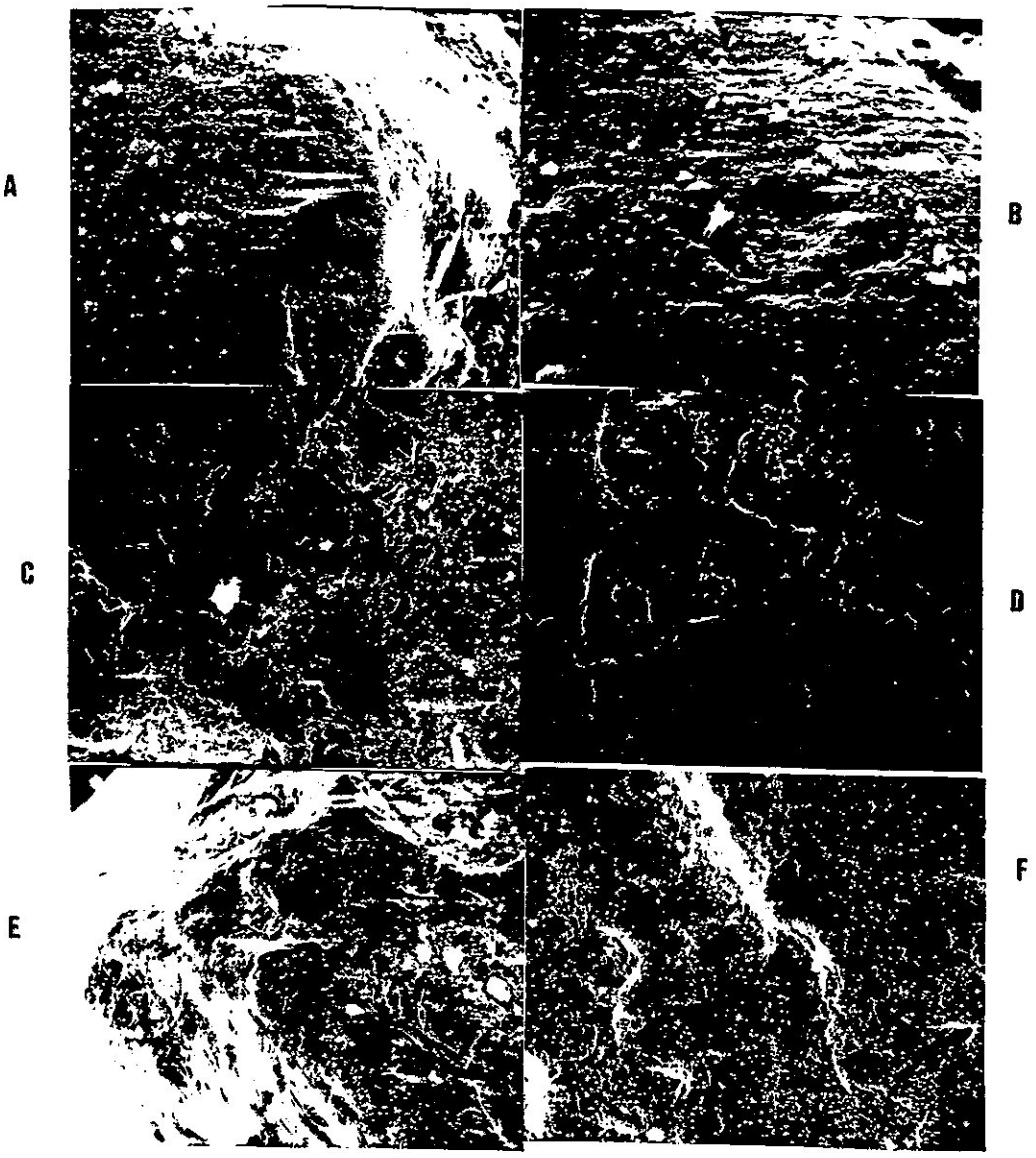


Figure 83 : Aspects phénomorphiques des plages marines immergées, sous faible bathymétrie, chantier J. Verne, analyse exoscopique.

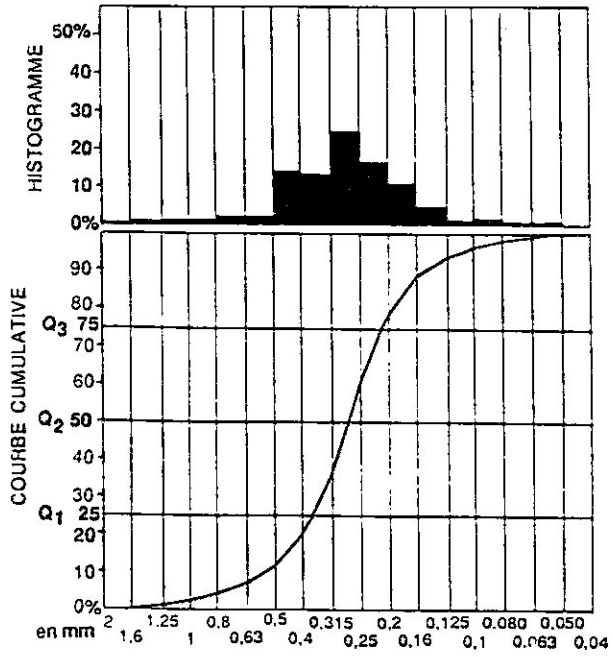


Figure 84 : Courbe cumulative et histogramme de fréquence de la plage marine romaine n°2, chantier J. Verne

Les indices d'asymétrie négatifs à très négatifs indiquent un enrichissement en particules fines sauf pour la plage n°37. Cette asymétrie vers les fines peut s'expliquer par plusieurs facteurs :

. la profonde modification anthropique des formes et des processus côtiers, en particulier des piégeages comme pour le sédiment n°19.

. la modification des courants littoraux et l'oblitération de la plage émergée par des aménagements qui entraînent un médiocre tri de la fraction sableuse, les sables les plus fins ne pouvant pas être évacués vers la haute plage émergée ou vers le large.

. l'asymétrie négative des dépôts, caractéristique des plages sous-marines (DEGIOVANNI, 1973).

Il faut donc insister sur le paradoxe de ces résultats. Les plages romaines, immergées sous très faible bathymétrie (de l'ordre du dm), sont à la fois caractérisées par un sédiment sableux grossier riche en ballast et une surreprésentation des sables fins à mettre en relation avec un hydrodynamisme déjà profondément artificiel. C'est la marque d'une intense anthropisation.

Ce type de plage est proche des paléo-niveaux moyens de la mer. Il peut donc être utilisé, avec fiabilité, mais avec une précision médiocre de l'ordre de plus ou moins 50 cm, comme indicateur de variation relative du plan d'eau.

c. Exoscopie des quartz de la fraction sableuse

L'analyse exoscopique se révèle enrichissante. Le quartz de la figure 83A (grossissement 1500) et 83B (grossissement identique) présente des cupules, des croissants ainsi que des traces de chocs et de frottements relativement fraîches qui témoignent d'un hydrodynamisme marqué. On distingue un polissage sur les arêtes et de petits globules coalescents de silice dans les cupules. Ce sont les caractéristiques principales d'un milieu marin proche du niveau 0. Le détail d'un autre grain révèle un très beau réseau anastomosé de figures de dissolution qui signe le caractère intertidal du dépôt (figure 83C, grossissement 900). Le détail de ce réseau (figure 83D, grossissement 2200) montre des V de choc frais mais aussi des croissants de chocs d'origine éolienne exploités par la dissolution marine. C'est l'indice d'un dépôt immergé sous une pellicule d'eau. La figure 83E (grossissement 1000) montre ces traces d'éolisation bien polies par un brassage aquatique. De petites cupules plus fraîches indiquent encore une bonne énergie du milieu. La figure 83F (grossissement 1500) montre l'exploitation par la mer des chocs éoliens anciens. Des petits U de choc et des cupules fraîches signent l'évolution marine de la plage comme dernier stade.

L'analyse exoscopique confirme notre interprétation de plages proches du niveau de la mer, immergées sous une pellicule d'eau.

Les niveaux de la mer varient donc de -27 à -55 cm N.G.F. au II^{e} siècle après J.-C. et de -20 à -34 cm N.G.F. au III^{e} siècle après J.-C. Nous enregistrons donc, avec une faible précision, une éventuelle montée relative du niveau moyen de la mer.

6. Analyse sédimentologique de la plage romaine légèrement émergée (prélèvement n°2)

Ce dépôt n'est pas limité en amont par des structures archéologiques. Il a pu s'épanouir en venant recouvrir la berge est du ruisseau (figure 77).

Les sables moyens composent 66% de la fraction sableuse avec une sous-représentation des sables grossiers (12%) et fins (22% ; figure 74). La courbe cumulative tend vers une forme sigmoïde, caratéristique d'un sédiment mieux trié (figure 84). L'indice de tri, de O,7, est médiocre, mais meilleur que celui des plages immergées sous une pellicule d'eau. L'indice d'asymétrie de la plage n° 2 est nul.

Par comparaison avec les plages actuelles, le milieu de sédimentation n°2 devait donc se trouver au niveau de l'estran ou sur la plage émergée car son extension n'a pas été bloquée vers l'amont. Le niveau moyen de la mer se positionne donc vers -30 cm N.G.F. vers 75-100 ans après J.-C.

Nous désirons conclure sur plusieurs points :

- La mesure de la plage n°2 est plus précise que dans le cas des plages immergées sous faible bathymétrie. En effet, il est très délicat d'estimer cette tranche d'eau et donc de caler avec précision le niveau de la mer de cette époque. Nous pouvons estimer cet écart d'ordre centimétrique. En effet, la différence réduite entre les surfaces d'utilisation des structures archéologiques et les plages, immergées sous une pellicule d'eau, est un indice qui permet d'estimer la tranche d'eau à environ 10 cm de profondeur en moyenne. Nous assimilons donc les mesures sommitales des plages immergées sous faible bathymétrie à des mesures assez fiables du niveau moyen de la mer.

- L'égout ouest, du II^{e} siècle après J.-C., vient déboucher à une profondeur légèrement inférieure à la plage n°24 (40 cm d'écart). Nous pouvons donc penser que ce caniveau venait se déverser, non pas au-dessus du niveau moyen de la mer, comme nous en avions émis l'hypothèse au début, mais légèrement au dessous. (Il en est de même pour la canalisation centrale du I^{er} siècle après J.-C. qui débouche à -85 cm.) L'indicateur sédimentologique vient donc compléter la variable archéologique.

- L'analyse de l'ensemble de ces résultats permet d'avoir une idée de la position du trait de côte à l'époque romaine. Nous pouvons finalement tenter de dessiner le tracé du littoral aux I^{er} et II^{e} siècles après J.-C. en étudiant les dépôts d'un cône de déjection partiellement émergé : celui du cours d'eau du Panier qui débouche entre les deux promontoires artificiels est et ouest (figure 77).

7. Cône de déjection du ruisseau du Panier

Ce cône se situe à l'aval d'un paléo-ravin qui dévalait les pentes de la colline du Panier. Il débouche dans une petite anse. La coupe transversale (est-ouest) du cône indique des lits de matériels grossiers enchevêtrés caractéristiques d'un dépôt fluviatile (ALLEN, 1984). Les analyses sédimentologiques nous permettent de distinguer deux parties (figures 85 et 86):

a. Une partie amont partiellement émergée

Le dépôt n°9, à -28 cm N.G.F., est constitué de lits sableux entrecroisés, composés de grains enduits d'oxydes roussâtres. Les émoussés sont variables. Nous identifions des micro-lits de copeaux de bois et de graines. Nous distinguons aussi quelques rares ostracodes marins (*Cyprideis torosa* et *Loxoconcha elliptica*), des débris de radioles d'oursins, quelques *Amonia* brisées et roulées ainsi que des fragments de coquilles marines.

La texture est grossière avec 42% de ballast composé de cailloutis stampien. Plus de 60% de la fraction sableuse est constituée de sables grossiers. L'histogramme présente un mode correspondant aux sables grossiers. L'indice d'asymétrie est très positif et le tri est donc mauvais (figures 85A et 86). Ces indices peuvent s'expliquer par les

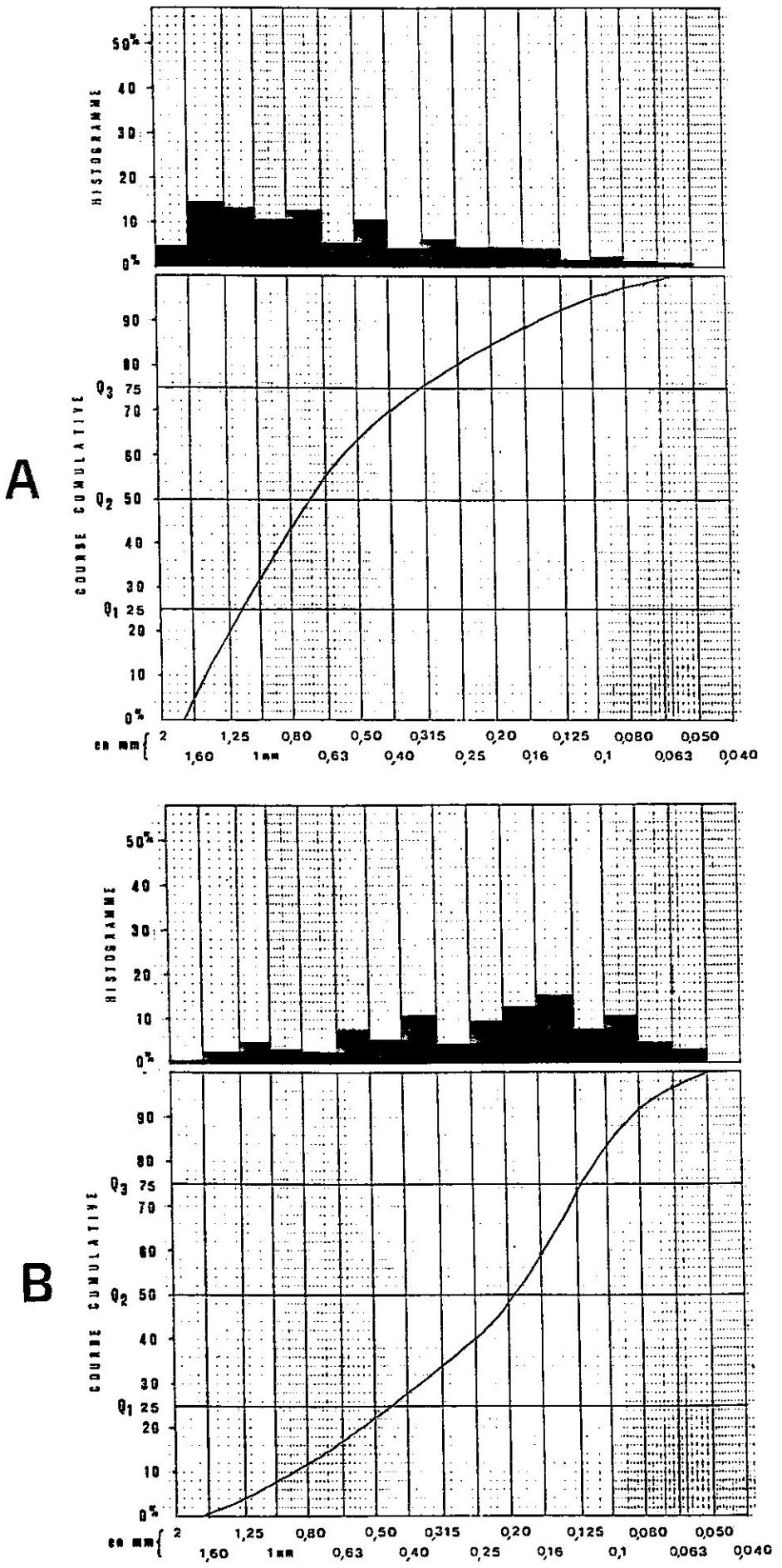


Figure 85 : Courbes cumulatives, histogrammes et caractéristiques granulométriques des dépôts amont (A, n°6) et aval (B, n°9) cône de déjection romain, chantier J. Verne.

Couche	Grain moyen (mm)	Tri	Assymétrie	Ballast (%)	Sables (%)	Limons/arg. (%)	Sables gros. (%)	Sables moy. (%)	Sables fins (%)
n°9	0,36	1,57	-1,51	54	42	4	13,9	32,8	53,3
n°6	0,75	1,29	1,32	42	50	8	60,3	24,4	15,3
n°43	0,6	1,59	0,11	38,3	48,9	12,8	43,6	30,6	25,8

Figure 86 : Caractéristiques granulométriques des sédiments analysés. cône de déjection romain amont (9) et aval (6) et cône de déjection hellénistique (43).

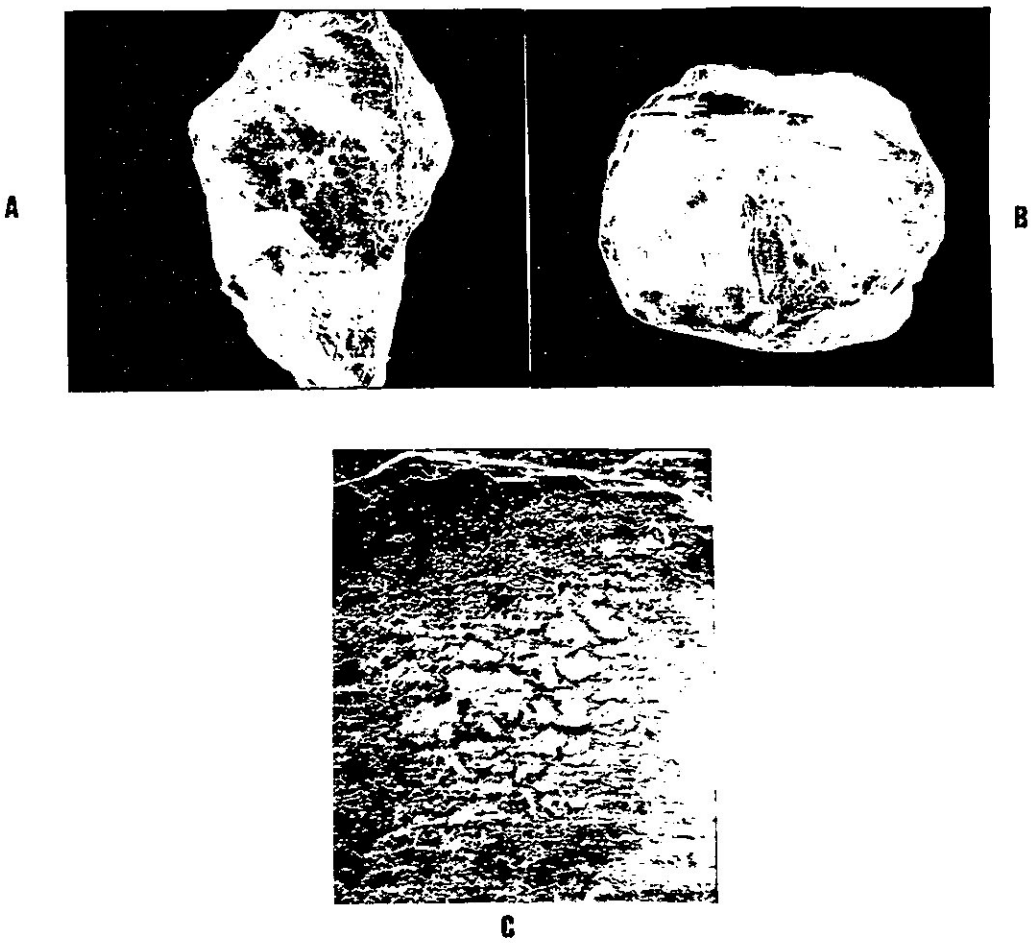


Figure 87 : Aspects phénomorphiques des dépôts amont et aval du cône de déjection romain, chantier J. Verne.

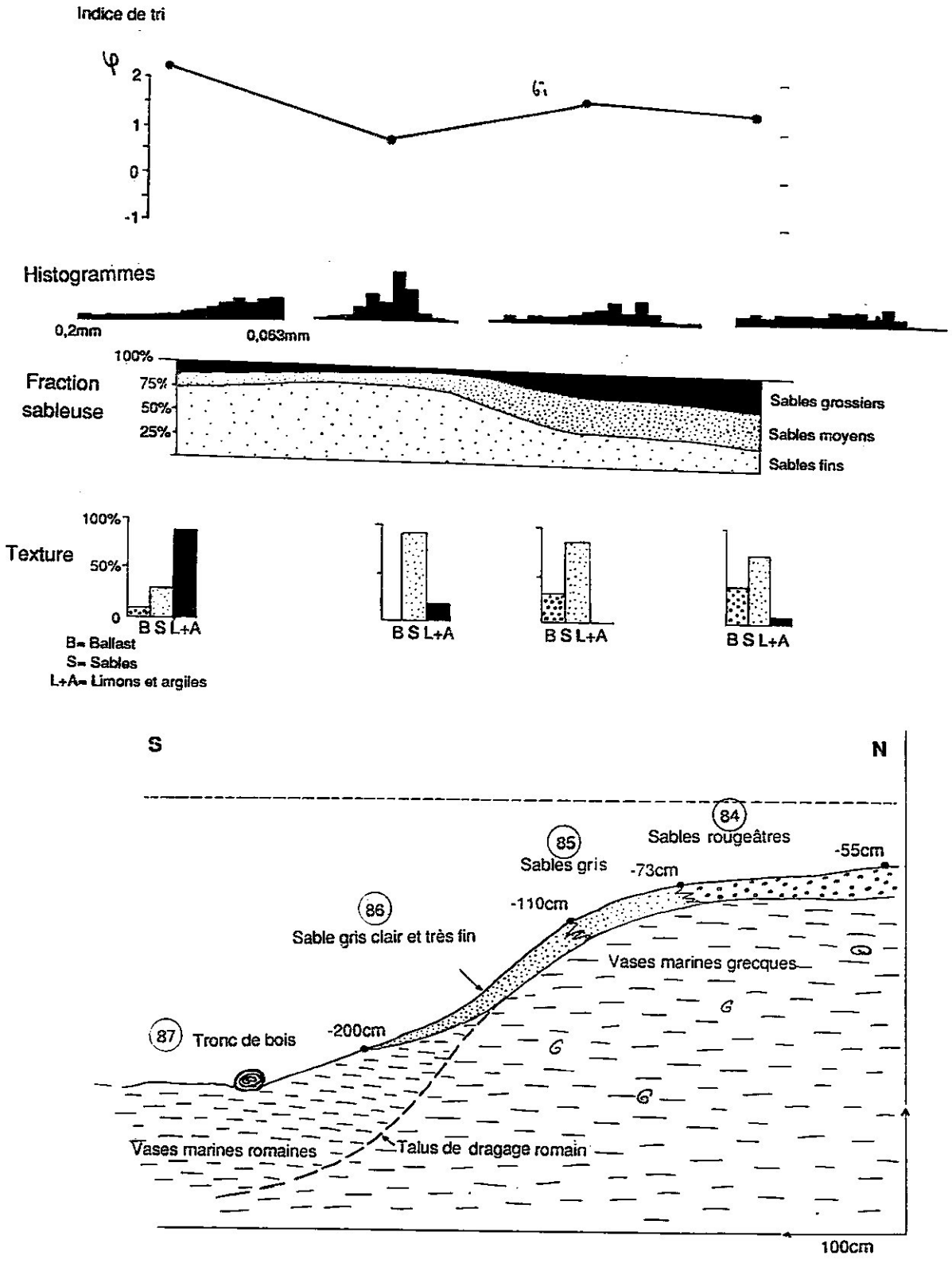


Figure 88 : Coupe sédimentologique au niveau du talus de dragage romain du I siècle après J.C., chantier J. Verne. Localisation sur la figure 86.

caractéristiques hydrodynamiques du paléo-ravin et de la source conglomératique stampienne. Le cours d'eau apportait donc un sédiment stampien assez peu remanié.

En effet, l'étude exoscopique indique des différences entre dépôts amont et aval du cône de déjection et dépôts marins. Les quartz du cône de déjection sont en majorité non usés et se rapprochent plus de la source stampienne que des dépôts marins (figure 87A, grossissement 100). En revanche, ils sont caractérisés par des concrétions de fer et de calcium qui colorent en roux la surface des grains (figure 87C, grossissement 1000). L'origine de telles concrétions sur les sables du ruisseau n'a pas été déterminée. Il peut s'agir de pollutions liées à des activités métallurgiques. Ces activités sont attestées à l'époque moderne dans le quartier des Accoules, directement à l'amont de la fouille, mais nous n'avons aucune information concernant l'époque antique.

b. Une partie à l'aval partiellement immergée

Le sédiment n° 6, à -60 cm N.G.F., est composé de passées sableuses verdâtres et roussâtres. En revanche, nous notons beaucoup plus de débris de radioles d'oursin brisées et roulées, des foraminifères assez nombreux, indicateurs d'une plage ouverte à herbiers de posidonies (milioles ; BLANC-VERNET, 1969).

La texture est aussi grossière qu'à l'amont avec plus de 50% de ballast. En revanche, la fraction sableuse est composée de plus de 50% de sables fins. L'histogramme présente un mode dans les sables fins confirmé par un indice d'asymétrie très négatif (figures 85B et 86).

A l'aval du petit "delta", les grains sont généralement mieux polis qu'à l'amont et rentrent dans la catégorie des émoussés luisants (figure 87B, grossissement 120). Les sédiments de la partie aval du cône sont également caractérisés par des concrétions de fer et de calcium ainsi que les dépôts marins proches, mais ces derniers le sont dans une moindre mesure, car il y a mélange des stocks marins et du ruisseau.

Nous interprétons donc les dépôts en aval comme la base immergée du micro-delta du ravin du Panier. A l'amont, nous interprétons le sédiment n°6 comme le paléocône de déjection d'un ruisseau, progradant sur une plage (n°2) en se mélangeant à ses dépôts, au niveau moyen de la mer.

Le niveau moyen de la mer se positionne donc vers -60 cm N.G.F. vers 75-100 ans après J.-C. Ce résultat est relativement imprécis. Une coupe à l'aval de ce paléo-delta permet de préciser ce niveau.

8. Coupe du talus de dragage romain, à l'aval du cône de déjection (coupe 126)

Nous avons pu observer à l'aval du petit paléo-delta, une transition latérale de faciès entre des dépôts amont hétérométriques roussâtres comprenant quelques coquilles marines brisées et roulées (plage n°84, qui culmine à -55 cm N.G.F.), puis vers le bas à des sables coquilliers riches en radioles d'oursins brisées et en fibres de posidonies (plages n°85 et 86). Enfin, nous identifions vers l'aval un fond marin vaseux (dépôt n° 87). Ces sédiments sont venus mouler le talus de dragage romain vers la fin du I^{er} siècle après J.-C.

La zone immergée est définie par une fraction limono-argileuse prédominante, correspondant à la décantation des sédiments les plus fins (n°87). La charge détritique de ballast et de sables grossiers connaît un accroissement sensible vers l'amont, traduisant des apports hétérométriques d'origine terrestre (dépôt n°84, grain moyen de taille double par rapport à la plage immergée n°87 ; figure 74).

Les histogrammes polymodaux apparentent les prélèvements n°84 et 85 à la zone du ressac, alors que l'histogramme du prélèvement n°86 est caractérisé par un mode dans les sables fins (figure 88).

Cette variation latérale de faciès ressemble donc partiellement aux modèles de fonctionnement actuels du littoral, mais nous n'identifions pas de talus prélittoral classique. Nous déterminons donc un niveau de la mer vers -55 cm à la fin du I^{er} siècle après J.-C. (sommet du prélèvement n°84) qui confirme la mesure précédente (limite entre cône amont émergé et cône aval immergé) .

F. ESSAI DE SYNTHESE POUR LA PERIODE ANTIQUE

Le diagramme âge/profondeur (figure 89) récapitule les informations nouvelles obtenues à partir de l'étude de l'indicateur sédimentologique (plages proches des paléo-niveaux marins). Le niveau moyen marin s'étage entre les profondeurs de -120 cm minimum (vers 500 ans avant J.-C.) et -30 cm N.G.F. au maximum à la fin du I^{er} siècle après J.-C.

Après le III^{e} siècle après J.-C., nous n'avons pas identifié de paléo-niveaux marins. Il faut remarquer, qu'au V^{e} siècle après J.-C., toute l'actuelle place J Verne est remblayée.

Nous pouvons calculer une vitesse moyenne de montée du niveau de la mer pour les plages proches du niveau moyen de la mer sous l'Antiquité. (Nous avons logiquement exclu les corps sédimentaires profonds et immergés, car ils sont trop imprécis.) Par régression linéaire (9 mesures), nous obtenons un vitesse moyenne de montée du niveau de la mer de 0,13 cm/an entre le VI^{e} siècle avant J.-C. et le III^{e} siècle après J.-C., pour un coefficient de détermination de 87%. Nous mesurons donc une montée relative du niveau de la mer à Marseille. Nous pouvons aussi remarquer que cette vitesse est nettement plus rapide que pour les côtes rocheuses, où les vitesses sont inférieures à 0,1 cm/an. Nous essayerons d'interpréter cette différence dans le chapitre suivant.

L'information paléobathymétrique, enregistrée par les sédiments permet donc de définir le niveau moyen de la mer avec une incertitude de l'ordre de 20 cm.

Nous allons maintenant comparer et discuter les données sédimentologiques avec les autres mesures biologiques et archéologiques, afin de déterminer les mesures susceptibles d'être les plus fiables et les plus précises, dans le but d'établir un nuage de points de référence de la variation relative du niveau de la mer à Marseille (chantier J. Verne).

V. VARIATION PALEO-BATHYMETRIQUE A MARSEILLE

A. SITE DE LA PLACE J. VERNE

1. Analyse des mesures proches du niveau moyen de la mer les plus fiables et les plus précises

Nous avons décidé d'éliminer toutes les données susceptibles d'être peu fiables ou peu précises dans l'enregistrement de la montée relative du plan d'eau à savoir :

. les mesures, au sud du chantier, car elles ont enregistré des déformations éventuelles du substrat ou des tassements des formations superficielles (appontements et structures d'habitat de l'Antiquité tardive).

. les mesures trop peu précises, comme la variation latérale de faciès entre les parties aval et amont du cône de déjection romain.

. les mesures des structures archéologiques, quand celles-ci peuvent être affinées par un indicateur biologique sur celles-ci (quais 28 et hellénistique). Il faut d'ailleurs

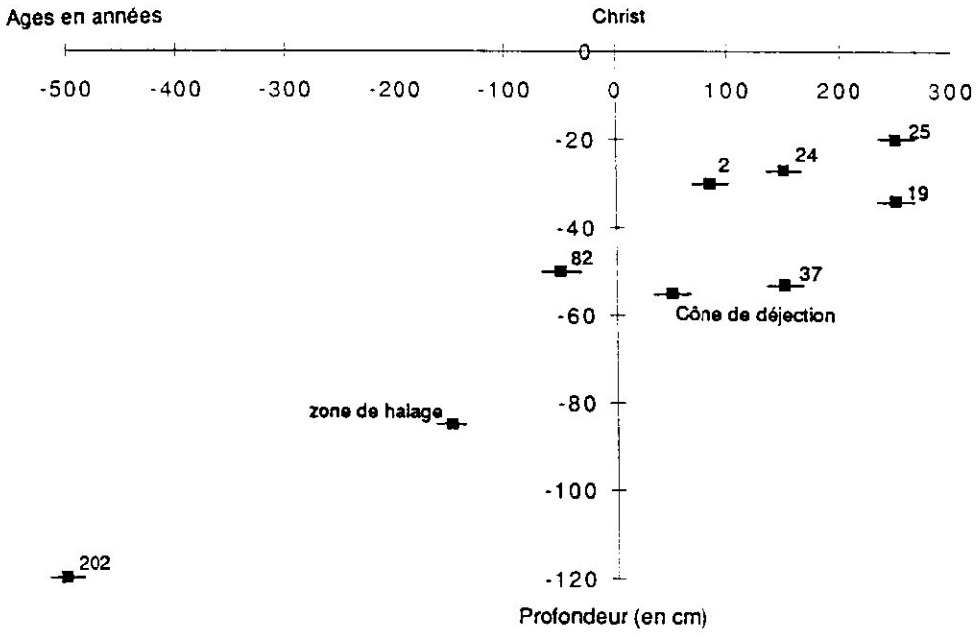


Figure 89 : Diagramme âge-profondeur, indicateur sédimentologique, chantier J. Verne.

souligner que l'indice biologique peut être parfois moins précis que l'indice archéologique.

Nous avons donc finalement retenu dix mesures proches des paléo-niveaux de la mer, relativement fiables et précises (figures 90 et 91).

2. Régression linéaire âge/profondeur

Par régression linéaire âge/profondeur (10 mesures), nous obtenons une vitesse de montée du plan d'eau de 0,13 cm/an, entre le VI^{e} siècle avant J.-C. et le III^{e} siècle après J.-C., pour un coefficient de détermination de 88%. Ces données sont identiques aux résultats précédents et contrastent à nouveau avec la mobilité du plan d'eau sur secteur rocheux. Comment expliquer à Marseille une montée relative de la mer plus rapide que sur le reste des côtes rocheuses étudiées en Provence ?

Les marqueurs de la place J. Verne semblent enregistrer une mobilité endogène négative, souvent analysée à l'échelle du bassin de Marseille. Nous aurions donc là, un indice supplémentaire de cette mobilité. Cependant, il est difficile de comparer les mesures sur côte rocheuse et sur côte meuble, car les niveaux 0 de référence sont différents (bord externe de la corniche sur secteur rocheux et niveau 0 N.G.F., 11cm. au-dessous du niveau moyen actuel de la mer à Marseille (GUERY *et al*, 1981).

3. Régression linéaire âge/vitesse globale par rapport au 0 N.G.F.

Nous avons décidé de calculer les vitesses globales entre les paléo-niveaux marins identifiés et le 0 N.G.F. La figure 92 indique une décélération constante des vitesses. Par régression linéaire (10 vitesses globales), nous obtenons une décélération constante de 4,8 10^{-5} cm/ an ^{2}. Par rapport aux secteurs rocheux, nous remarquons une décélération un peu plus rapide.

A Marseille, la montée relative de la mer est donc relativement plus rapide que sur les côtes rocheuses, et en décélération constante, entre le VI^{e} siècle avant J.-C. et le III^{e} siècle après J.-C. Cette différence peut s'interpréter en terme de mobilité endogène.

Il nous semble important de souligner que, sur un secteur meuble et avec des indicateurs variés, le niveau marin connaît une montée de plus en plus lente. Comme sur secteur rocheux, c'est la décélération constante des vitesses qui aboutit à une quasi-stabilisation du plan d'eau à l'époque actuelle.

Il nous manque un élément chronologique sur la fouille J. Verne : la date d'arrivée du plan d'eau au niveau marin actuel. Nous la précisons par l'analyse d'autres fouilles autour du Lacydon.

B. COMPARAISON AVEC LE SITE DE LA PLACE DE GAULLE

Les résultats présentés sont malheureusement très partiels. Trois éléments semblent particulièrement intéressants :

1. Niveau à balanes le long du fossé médiéval

Il a été découvert un niveau continu et régulier à balanes (*Balanus amphritite*), sur une longueur de plus de 15 mètres, le long d'un mur parfaitement conservé qui délimite un fossé médiéval en communication avec la mer (figure 93).

La colonie de balanes est dense sur 40 cm de hauteur. Cependant, il n'est pas possible de distinguer d'étagement comme sur le quai romain de la Bourse (PIRAZZOLI *et al.*, 1973). La limite supérieure continue culmine à -12 cm N.G.F.

	Profondeur (cm)	Age (an) = D	Prec. Age (an)	Vitesse globale/0 NGF	Indicateur	Référence
J. VERNE						
Canal. est	-34	150	D +/-50	0,019 cm/an	A et S	
Quai romain	-68	25	D+/-25	0,035 cm/an	A et B	
Quai Hell.	-73	-50	D+/-50	0,036 cm/an	A et B	
Halage	-85	-150	D+/-50	0,040 cm/an	A et S	
Plage 19	-34	250	D+/-50	0,020 cm/an	S	
Plage 24	-27	150	D+/-50	0,015 cm/an	S	
Plage 25	-20	250	D+/-50	0,012 cm/an	S	
Plage 37	-53	150	D+/-50	0,029 cm/an	S	
Plage 2	-30	85	D+/-25	0,016 cm/an	S	
Plage 202	-120	-500	D+/-25	0,049 cm/an	S	
de GAULLE						
Chenal	-113	400	D+/-100	0,73 cm/an	A	
Fossé	-12	1660	0	0,041 cm/an	A	
CARENAGE						
Plage E	0	450	D+/-50	X	S	
Plage B	-80	-250	D+/-50	0,036 cm/an	S	
BOURSE						
"sol" archéo	0	550	D+/-50	X	A	GUERY, 1992
Canal	-30	125	D+/-25	0,016 cm/an	A	GUERY, 1992
Quai, balanes	-25	100	D+/-75	0,013 cm/an	A et B	PIRAZZOLI et al., 1973
Roue	-8	400	D+/_100	0,005 cm/an	A	GUERY, 1992

Figure 90 : Tableau des mesures fiables sélectionnées, fouilles du Lacydon.

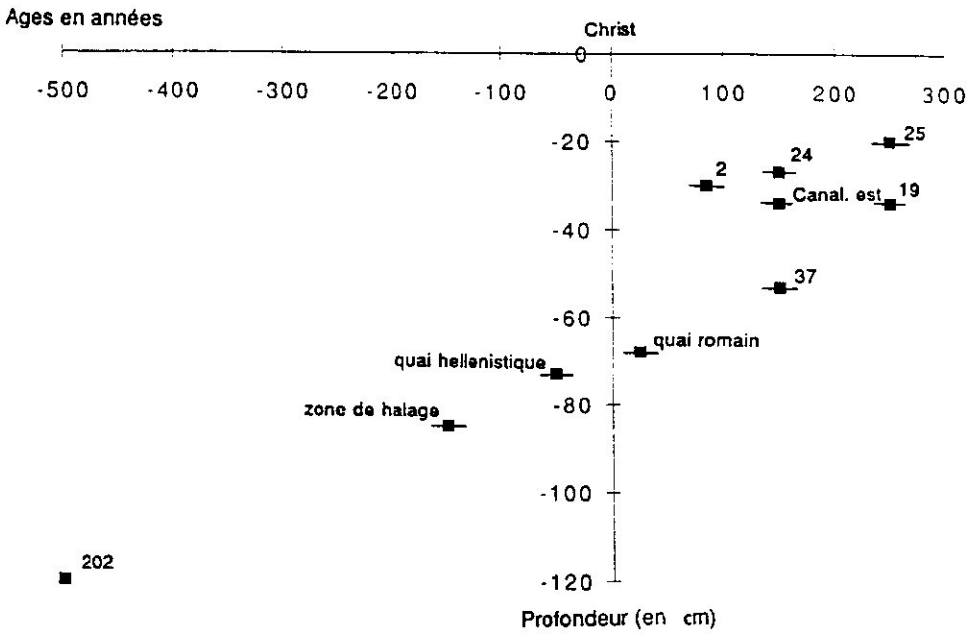


Figure 91 : Diagramme âge-profondeur, mesures les plus fiables tous indicateurs confondus, chantier J. Verne.

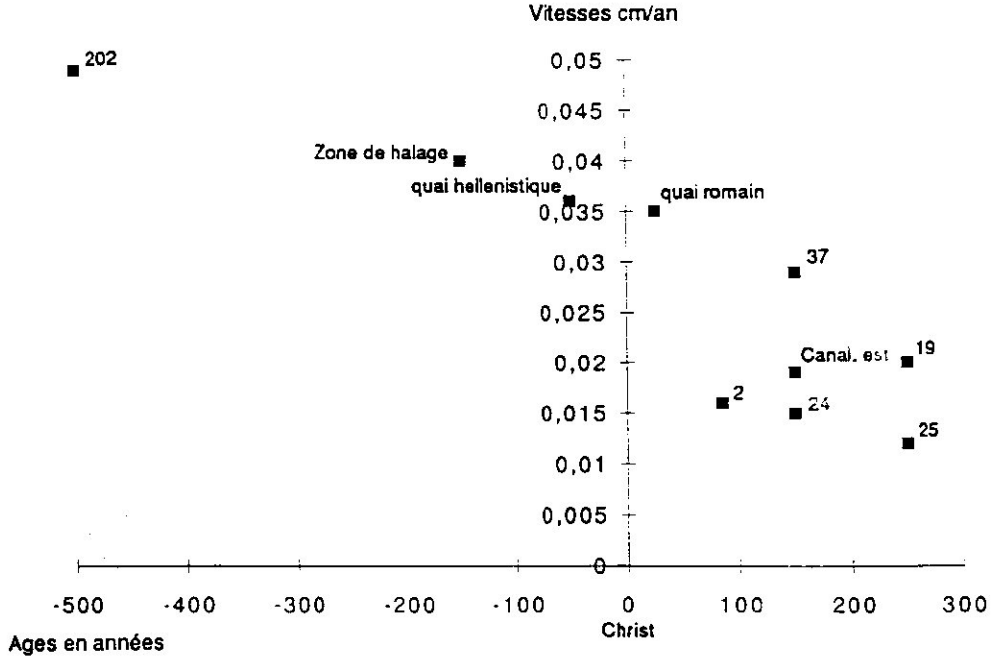


Figure 92 : Diagramme âge-vitesse globale par rapport au 0 N.G.F., mesures les plus fiables tous indicateurs confondus, chantier J. Verne.

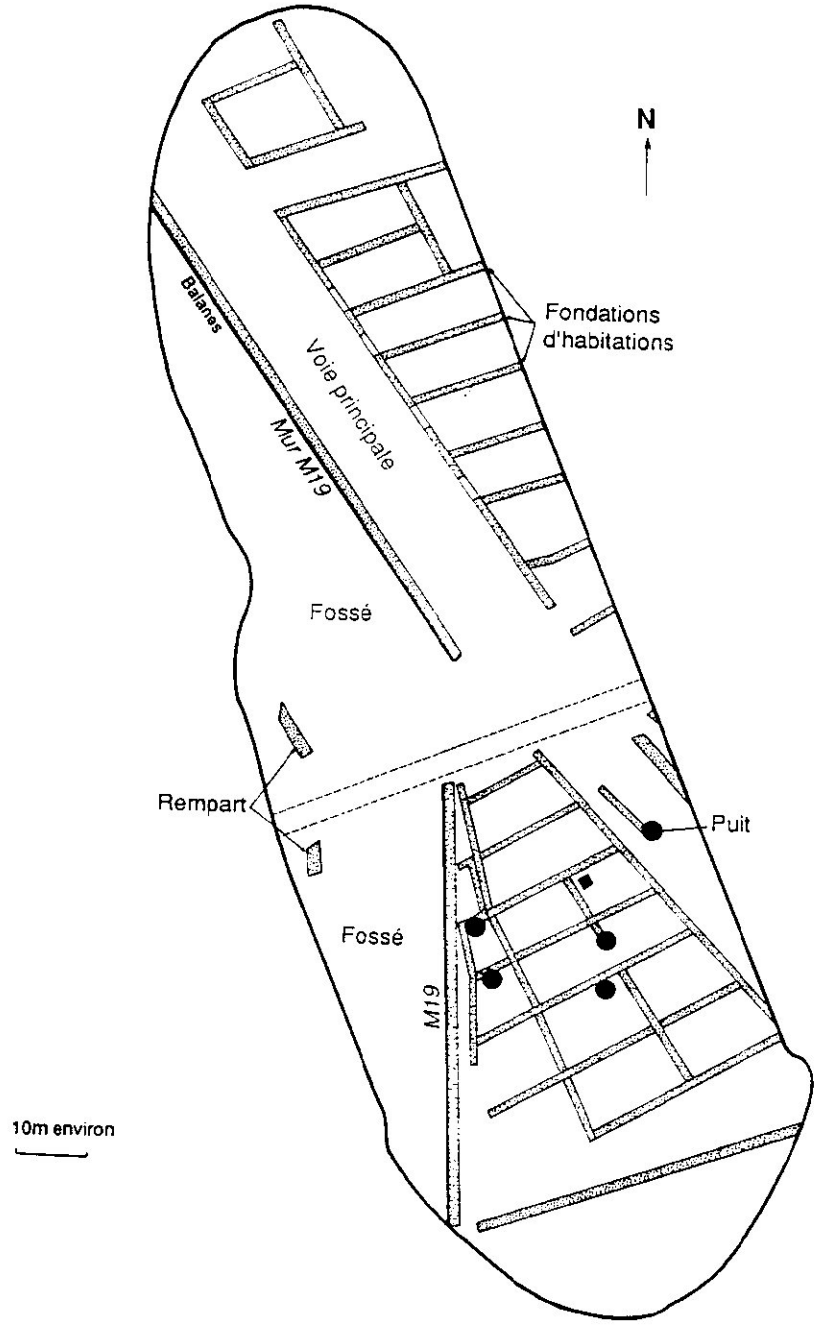


Figure 93 : Plan partiel des fouilles archéologiques de Gaulle vestiges médiévaux, d'après Bouiron. On distingue le mur M19 limitant à l'est le fossé médiéval. Il était recouvert d'une colonie dense de balanes (*Balanus amphitrite*, Darwin) dont l'altitude sommitale est de -12 cm N.G.F. Le sommet du mur culmine vers 0 N.G.F.

Cette découverte situe le niveau moyen de la mer vers -12 +/-5 cm N.G.F. (c'est à dire, environ 20 cm au-dessous du niveau marin actuel). Une datation radiocarbone des balanes a donné 250 +/- 130 ans B.P. (L.G.Q. 906). Le niveau marin moyen relatif à -12 cm N.G.F. se situerait donc vers 1410-1950 A.D. Ce résultat est compatible avec la destruction du rempart et le comblement du fossé par Louis XIV en 1660, date terminale de son fonctionnement.

Nous pouvons donc penser que le niveau marin actuel (relatif) est atteint après le XVII^{e} siècle. Cependant des indices de tassement ont été mis en évidence, sur ce site, par la fouille de structures archéologiques.

2. Structure archéologique émergée du IV^{e}-V^{e} siècles après J.-C.

Une rue de l'antiquité tardive se positionne vers -100 cm N.G.F. Sa pente est nulle (Bouiron, comm. orale). Nous pensons que cette structure aménagée partiellement au-dessus de vases marines a pu se tasser sous son propre poids ainsi que celui des sédiments et des constructions qui le recouvraient.

3. Chenal aménagé dans un palud, bordé de rangées de pieux

Un chenal artificiel de direction est-ouest, entaillé dans un palud de bord de mer, se positionne vers -100 cm N.G.F. (Bouiron, comm. orale). Il est bordé de deux rangées latérales de pieux et semble dater des IV^{e}-V^{e} siècles après J.-C. Ce type d'aménagement ne peut se positionner qu'à proximité du niveau moyen de la mer. La découverte de quelques balanes sur un pieu à -113 cm N.G.F. permet d'affirmer que ce chenal était en communication avec la mer. Ce niveau marin vers -113 cm aux IV^{e}-V^{e} siècles après J.-C. apparaît encore "anormalement" bas. Des tassements des vases marines sous-jacentes ne font guère de doute.

Au total, ces trois résultats indiquent une montée relative du niveau de la mer. Deux structures apparaissent en position basse par rapport aux mesures de la place J. Verne. Ces différences peuvent s'expliquer par des tassements possibles au niveau du site d'estuaire de la place de Gaulle. Le niveau de balanes à -12 cm N.G.F., sur le mur du fossé, enregistre aussi une telle mobilité.

C. COMPARAISON AVEC LA COUPE DE L'ANSE DU CARENAGE, RIVE SUD DU VIEUX PORT

1. Description

Cette coupe est composée de quatre couches au-dessus du substrat stampien marneux présentant une surface sommitale de ravinement très nette (couche A ; figures 94 et 95):

. La couche B est un sédiment grossier et hétérométrique, composé de gros blocs mal roulés de calcaire crétacé et de blocs anguleux de marnes stampiennes. Le ballast peut participer jusqu'à environ 50% de la texture. Ces blocs sont d'origine continentale. La matrice comprend encore 12% de ballast, constitué principalement de graviers ou de tessons. Cette couche présente un litage de l'amont (sud) vers l'aval (nord). L'histogramme est assez proche de ceux des plages émergées avec un indice de tri mauvais. Il faut donc insister à la fois sur un apport d'une charge détritique grossière en provenance de l'amont, ainsi que sur des dépôts marins de sables fins (grain moyen de 0,19 mm).

La faune est marine avec la présence de *Cerastoderma edule, Cerithium vulgatum, Gibula adamsoni, Nassa reticulata et Venus gallina.* Ces coquillages sont

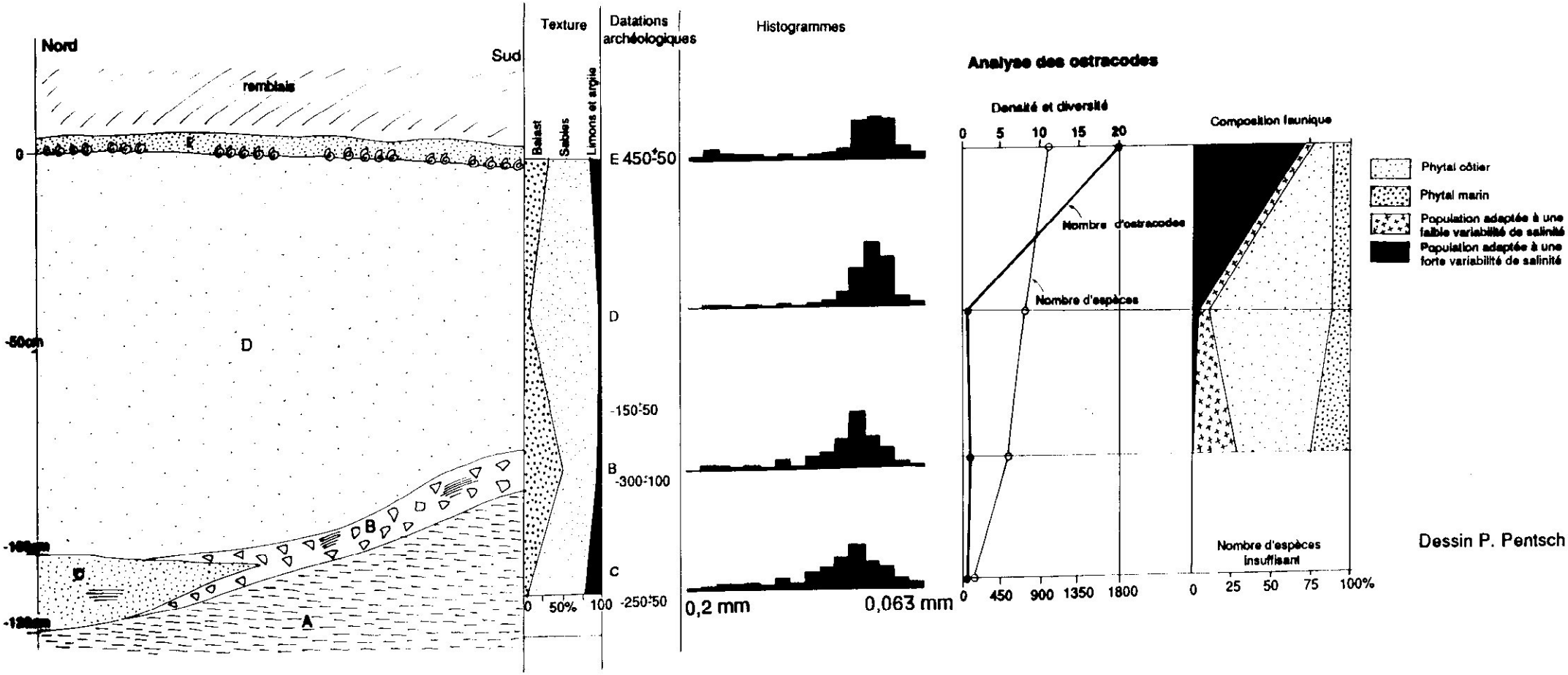


Figure 94 : Coupe synthétique des corps sédimentaires, bassin du Carénage. Les numéros des couches renvoient aux descriptions

Couche	Grain moyen (mm)	Tri	Assymétrie	Ballast (%)	Sables (%)	Limons/arg. (%)	Sables gros. (%)	Sables moy. (%)	Sables fins
E	0,5	2,02	0,14	27,5	62	10,5	16,7	8,7	74,6
D	0,11	1,57	0,37	6,4	88,6	5	4,5	7,1	88,4
C	0,21	1,6	0,02	6,8	67,6	25,6	10,9	24,7	64,4
B	0,19	1,32	-0,11	11,7	83,5	4,8	10,2	18,1	71,7

Figure 95 : Caractéristiques granulométriques des sédiments, coupe du bassin du Carénage, rive sud du Vieux Port de Marseille.

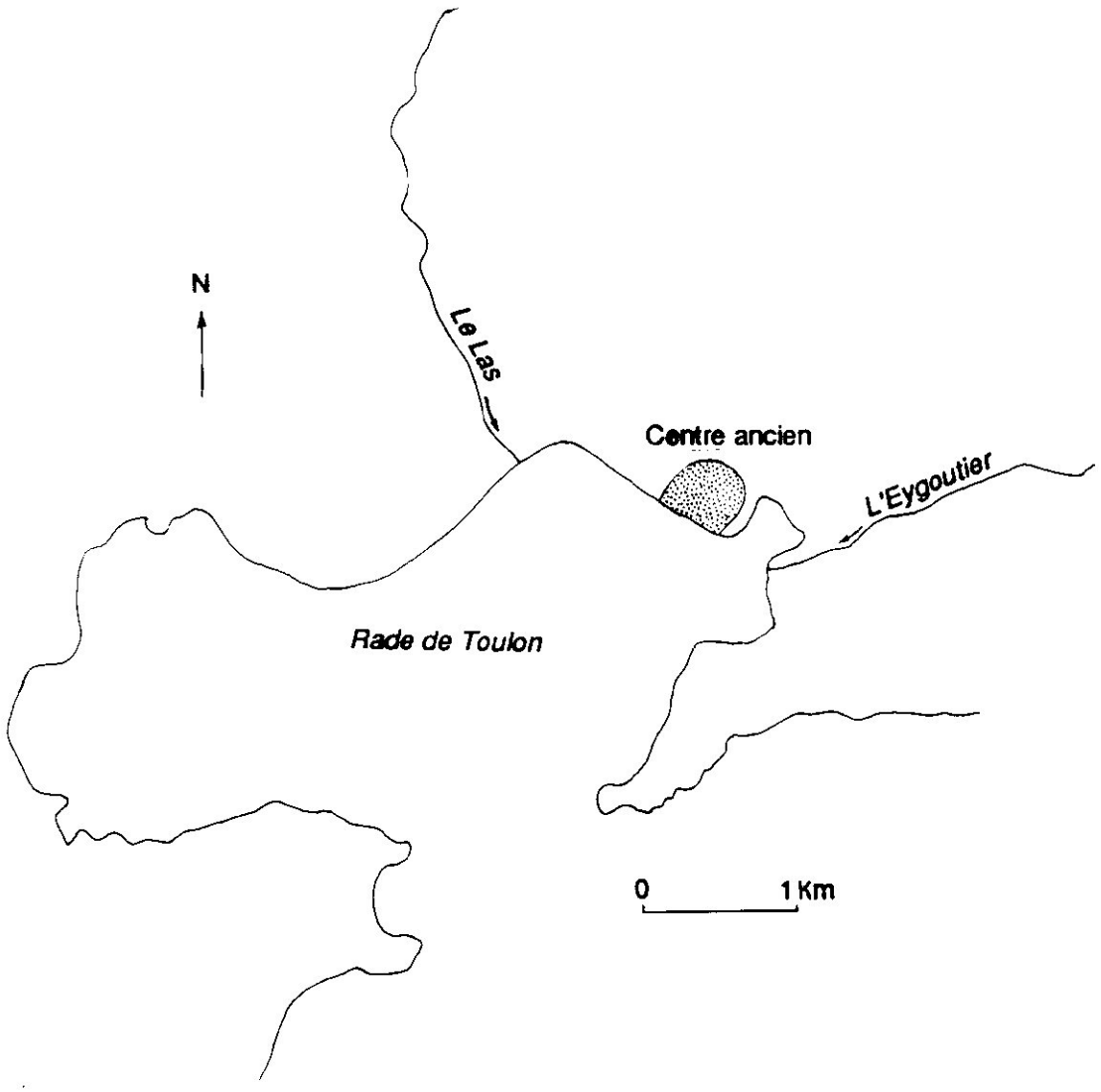


Figure 96 : Localisation de la vieille ville de Toulon, d'après l'Atlas dit de Louis XIV, après 1694, *in* PASTOUREAU *et al.* , 1991.

caractéristiques des fonds sableux bien calibrés en voie d'envasement. La microfaune d'ostracodes est caractéristique d'un haut de plage de côte non lagunaire. Les tessons retrouvés datent le milieu de sédimentation des II^{e}-III^{e} siècles avant J.C (Gantes, comm. orale).

De nombreux quartz présentent un faciès éolisé. Ce type de micro-morphologie correspond souvent à une plage émergée, qui semble s'élever ici jusque vers -60 cm N.G.F. au nord de la coupe. Cette limite amont est tronquée par une structure archéologique d'époque moderne.

. Le dépôt C est un sédiment sableux fin constitué de lits horizontaux. Un histogramme, plus étalé que pour le prélèvement B, évoque une plage à proximité d'un niveau marin vers -80 cm N.G.F. La macrofaune est très rare et les quelques ostracodes et foraminifères déterminés définissent un milieu marin côtier. Ce sédiment est daté du III^{e} siècle avant J.-C.

. La couche D est constituée de sables fins (grain moyen de 0,11 mm), sur une épaisseur d'environ 100 cm à l'aval et 40 cm à l'amont. C'est un dépôt peu organisé caractérisé par une absence de litage et un indice de tri mauvais. L'histogramme présente un mode majeur dans les sables fins, témoignant des dépôts en mode calme. Ce sédiment est daté du V^{e} siècle après J.-C. à son sommet et de la fin du II^{e} siècle avant J.-C. à sa base.

On note la présence de nombreuses pelotes de feuilles de posidonies ainsi qu'une faune assez riche caractérisée par *Cerastoderma edule* et *glaucum*, *Parvicardium exiguum*, *Cerithium vulgatum*, *Dosinia lupinus*, *Tapes rhomboïdes* et *Ostrea lamellosa*. Comme pour le prélèvement B, ces espèces définissent des fonds sableux à herbiers ; ici, l'herbier à *Posidonia oceanica*. L'analyse des ostracodes indique une microfaune marine, dominée par *Aurila*, en milieu relativement battu avec présence d'herbiers. Il s'agit donc de sédiments marins immergés.

. Enfin, la couche E est un lit sub-horizontal de coquillages, d'environ 5 cm d'épaisseur, avec de nombreux copeaux de bois roulés. La faune est caractérisée par une biocénose de sables fins en voie d'envasement. Ce dépôt se positionne vers le 0 N.G.F. Il est caractérisé par un histogramme bimodal dans les sables fins et grossiers. L'indice de tri est très mauvais et le grain moyen est plus grossier que pour les autres prélèvements. L'analyse de la microfaune d'ostracodes traduit un estran lagunaire caractérisé par une microfaune adaptée à un milieu polyhalin à forte variabilité. Ce sédiment date du V^{e} siècle après J. C. Au-dessus, la coupe est recouverte de remblais.

2. Interprétation

Ces résultats correspondent manifestement à un mode relativement plus battu, dans un site un peu plus exposé, que la rive nord ou le fond du Lacydon. En effet, la microfaune ainsi que les coquilles marines sont souvent plus corrodées. Cette portion du Lacydon se différencie aussi par un envasement moins marqué.

Nous n'avons pas trouvé de sédiments plus vieux que l'époque grecque. On peut poser la question de leur absence entre le substrat stampien et les plages antiques : la coupe du Carénage se singularise en cela des autres fouilles. Comme le substrat stampien présente une surface d'érosion scellée par les sédiments antiques, il est possible d'émettre l'hypothèse de leur décapage avant cette époque, lors d'une période d'émersion ou celle d'une érosion marine sur une rive raide et assez battue. Nous n'avons pas d'argument pour trancher entre ces deux hypothèses.

Nous identifions deux paléo-niveaux moyens de la mer, vers -80 cm N.G.F. vers 250 +/- 50 ans avant J.-C. et vers 0 N.G.F. sous l'Antiquité tardive (V^{e} siècle après J.-C.). La

vitesse de montée du plan d'eau est de 0,11 cm/an entre le IIIe siècle avant J.-C. et le Ve siècle après J.-C. Cette vitesse est identique à celle calculée place J. Verne, indiquant donc que les deux sites semblent avoir enregistré la même histoire paléo-bathymétrique.

Ces résultats traduisent une montée relative du plan d'eau qui arrive au niveau actuel vers le Ve siècle avant J.-C., ce que confirment les résultats obtenus durant les fouilles de La Bourse.

D. COMPARAISON AVEC LE CHANTIER DE LA BOURSE A MARSEILLE

Il nous a semblé intéressant de comparer les nouvelles données avec celles du port romain de La Bourse (GUERY, 1992) qui se localise au fond du Lacydon dans un site identique à celui de la place de Gaulle (figure 55).

1. Rappels

Quatre indices de paléo-niveaux moyens de la mer sont identifiables.

. une canalisation, de la première moitié du IIe siècle de notre ère, qui relie un réservoir d'eau douce au quai. La base du trop plein se situe à -20 cm N.G.F., indiquant un niveau moyen relatif de la mer d'au moins 30 cm inférieur à l'actuel (GUERY et *al.*, 1981).

. une roue à aubes du IVe-Ve siècle après J. C., alimentée par des eaux de source, qui a son berceau à - 8 cm N.G.F. Le fossé d'évacuation à -35 cm N.G.F. dirigeait l'écoulement vers la darse.

. PIRAZZOLI et THOMMERET (1973) ont estimé le niveau moyen marin vers -30 cm à 100 +/-75 ans après J.-C. (1890 B.P. +/-80, datation recalibrée à 155 B.C.-255 A.D.), à partir de la datation radiocarbone des balanes du quai romain.

. les surfaces d'utilisation émergées, datées du VIe siècle après J.-C., qui se positionnent entre 0 et +20 cm N.G.F. (BONIFAY, 1983).

2. Comparaison

Par régression linéaire (4 mesures entre le Ier et le VIe siècle après J.-C., nous obtenons une vitesse de montée du niveau marin de 0,052 cm/an. pour un coeffient de détermination de 90%. La montée relative du niveau marin semble donc relativement lente à l'époque romaine et sous l'antiquité tardive, confirmant la décélération mesurée place J. Verne.

Le point le plus important à retenir est l'arrivée proche du niveau marin actuel avant le VIe siècle après J.-C.

Il nous a semblé intéressant d'analyser rapidement, par comparaison, la fouille des Riaux, à Toulon, dans un tout autre site.

E. COMPARAISON AVEC LA FOUILLE DE L'ILOT DES RIAUX, PLACE GAMBETTA, CENTRE VILLE DE TOULON

La ville de Toulon, fondée au Ier siècle avant J.-C., se situe au fond du golfe, au pied du mont Faron, à proximité de la rive gauche du débouché du Las (figures 96 et 97). Les formations superficielles, sur lesquelles est bâtie la ville, sont des épandages de piémont, constitués de cailloutis gélifractés attribués au Würm (BLANC, 1969).

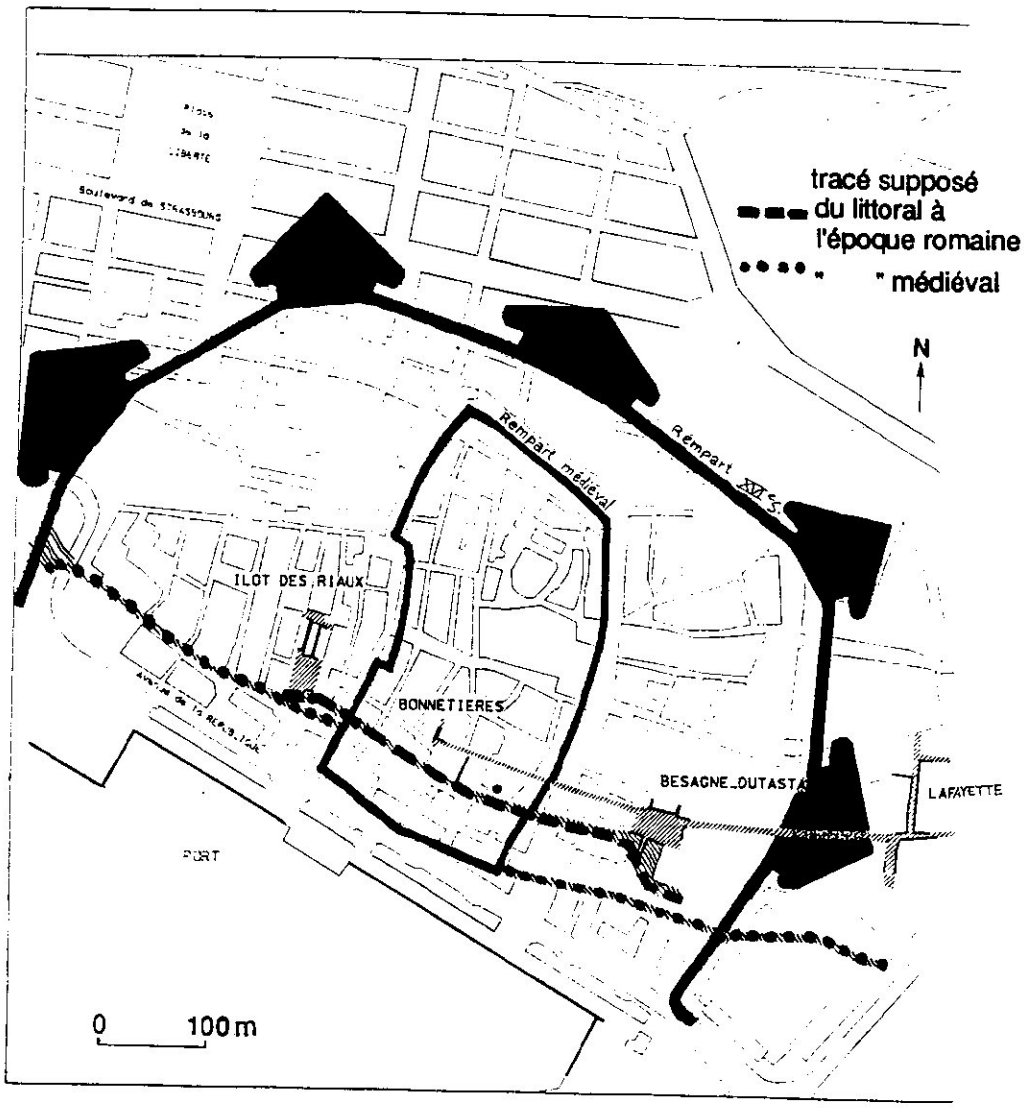


Figure 97 : Plan schématique de la ville antique et médiévale de Toulon, d'après un document aimablement communiqué par J.P. Brun, Centre Archélogique du Var.

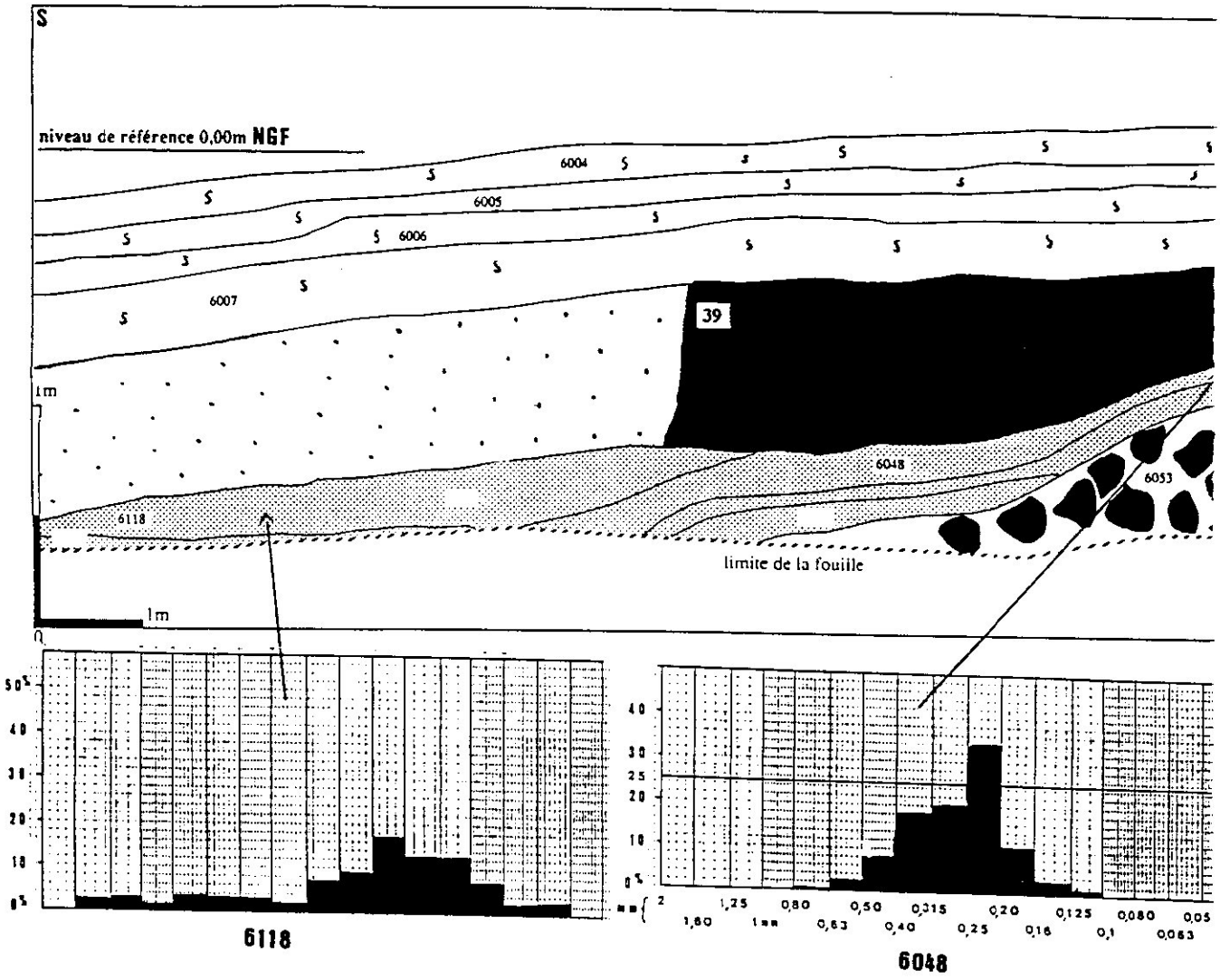


Figure 98 : Coupe nord-sud au niveau du quai n°39, fouille de l'îlot des Riaux, place Gambetta, centre ville de Toulon, histogrammes des plage n° 6048, partie amont, et n°6118. Les numéros des couches renvoient aux descriptions dans le texte.

Remblai vers 125 après J.C., à proximité du niveau moyen de la mer

Plages marines dont la partie amont est émergée (US 6048) vers 130 après J.C.

Quai n° 39 vers 150 après J.C.

Sédiments marins et anthropiques contemporains du fonctionnement du quai

5 Sédiments marins post-antiques et pré-médiévaux.

Le cadre tectonique très récent de toute l'agglomération toulonnaise semble en légère surrection d'environ 0,5 à 0,75 mm/an (LENOTRE, 1990). Cette donnée semble en partie en contradiction avec les recherches du Centre Archéologique du Var, sous la direction de J.P. Brun, qui ont dénombré quelques vestiges romains, initialement émergés, à des profondeurs particulièrement basses et qui sont donc plutôt à interpréter comme des indices de mobilité endogène négatifs. Par exemple, une rue romaine du IIe siècle après J.-C. se positionne vers -50 cm. N.G.F. (fouille des Riaux). Par rapport aux données de la place J. Verne, cette mesure apparaît un peu basse et pose la question du tassement des sédiments, qui mériterait une étude beaucoup plus poussée.

Ici, nous ne pouvons présenter que quelques résultats paléo-bathymétriques recueillis sur le chantier des Riaux (place Gambetta), qui se situe à proximité immédiate du rivage antique (figure 98).

1. Résultats

Quelques éléments semblent intéressants :

. Au début du Ier siècle après J.-C., le secteur des Riaux était occupé par une anse marine dans laquelle venait déboucher un petit cours d'eau descendant du Faron. Depuis cette époque, le trait de côte a été progressivement repoussé vers le sud par des remblaiements et des aménagements successifs (J.-P. Brun, comm. orale). Un remblai grossier (n° 6053, vers 125 ans après J.-C., figure 98), gagné sur des vases marines de décantation, se positionnait approximativement au niveau moyen de la mer de l'époque, vers -110 cm +/- 10 N.G.F. En effet, une plage marine (n°6048) est venue recouvrir ce remblai. Nous interprétons la partie amont de ce corps sédimentaire, qui culmine vers -77 cm N.G.F., comme une plage émergée pour trois raisons :

- Sur sa surface, nous distinguons des petites laisses de débris flottés.

- Les caractéristiques granulométriques de ce dépôt l'apparentent à la plage n°2 du chantier J. Verne. La fraction sableuse est prédominante (90% du poids). Elle est caractérisée par un indice de tri de 0,48 et un indice d'asymétrie de -0,24.

- Ce dépôt contraste avec le sédiment 6618 immergé plus à l'aval. En effet, la fraction sableuse du sédiment 6618 est caractérisée par un indice de tri très mauvais (1,12) et un indice d'asymétrie très négatif (-0,31). Il y a donc enrichissement en sables fins. Mais la texture est surtout plus hétérogène, avec seulement 56% de sables et un enrichissement à la fois en limons et argiles (17% du poids de l'échantillon) et en ballast (27% du poids de l'échantillon, constitué de faune et d'éclats de phyllades). La faune marine est caractéristique d'une biocénose de sables vaseux de mode calme (*Amyclina corniculum, Colombella rustica, Tellina planata, Gibula...*, détermination N. Weydert). Le quai 39 semble donc avoir été bâti sur la plage émergée à la fin du Ier siècle après J.-C.

. Au IIe siècle après J.-C., la ligne du rivage est encore déplacée vers le sud par remblaiement et aménagement d'un quai (n° 39, vers 150 après J.-C.). Les pieux et les blocs sont légèrement incrustés de serpules et sont scellés par des sédiments marins. Il n'y a pas de traces de bioérosion. Cette structure semble donc avoir été rapidement enfouie sous des plages. Le sommet du quai 39 culmine vers -50 cm N.G.F. Deux exutoires de caniveau, du IIe siècle après J.-C., ont aussi été retrouvés à -100 cm N.G.F. Ils semblent donc se positionner au niveau moyen de la mer au IIe siècle après J.-C.

. Enfin, les quais sont recouverts par des dépôts marins hétérométriques post-antiques (n° 6004 à 6007) qui culminent vers le 0 N.G.F.

2. Eléments de discussion

Nous pouvons donc reconstruire partiellement la montée relative du niveau marin de ce secteur :

- Un niveau marin vers -100 cm +/-10 N.G.F., vers 125 après J.-C. (remblai 6053).
- Un niveau marin vers -100 cm +/-10 N.G.F., vers 150 après J.-C.
- Un niveau marin vers 0 N.G.F., entre le VI^{e} et le XIII^{e} siècle après J.-C.

Il nous semble que nous pouvons conclure sur deux points de comparaison avec Marseille :

- Les niveaux marins romains identifiés se positionnent beaucoup plus bas qu'à la Place J. Verne. Ils évoquent plutôt les mesures de la place de Gaulle. Nous pouvons penser que des tassements ont donc pu se produire sur le chantier des Riaux.

- Le niveau marin actuel est atteint après l'Antiquité tardive (chantiers du Carénage et de La Bourse). Aucun élément de datation plus précis ne peut être fourni.

Des problèmes techniques, indépendants de l'équipe de fouille, n'ont pas permis d'en savoir beaucoup plus.

Conclusion

La figure 99 récapitule la montée relative du niveau de la mer à Marseille, place J. Verne. Nous avons ajouté aux dix indicateurs proches du niveau moyen de la mer les plus fiables, les trois mesures de corps sédimentaires profonds (maërl, couches à galets et n°200) ainsi que le niveau 0 atteint vers le V^{e} siècle après J.-C. (chantiers du Carénage et de La Bourse). Il nous semble que nous pouvons distinguer trois épisodes principaux

. Entre 4000 (ou 2000 ou 1300) et 500 ans avant J.-C., la vitesse maximale de montée relative du niveau marin est d'environ 0,03 cm/an (régression linéaire des quatre mesures pour un coefficient de détermination de 80%). Elle est donc identique à la vitesse de montée à La Ciotat pour des âges et des profondeurs comparables.

. Entre 500 ans avant J.-C. et 250 ans après J.-C., la montée relative du niveau de la mer est beaucoup plus rapide (0,13 cm/an. *cf. supra*) par rapport à l'épisode précédent. Cette donnée peut autant traduire des déformations du substrat, ou des tassements des formations superficielles, que la plus faible précision des mesures sur côte meuble. Mais il faut aussi rappeler que cette vitesse décélère rapidement entre ces deux dates (figure 92). En effet, elle est divisée au moins par deux en sept siècles. Il faut donc remarquer que cette décélération constante est comparable à celles analysées sur côtes rocheuses.

. Depuis le V^{e} siècle après J.-C., le plan d'eau s'est à peu près stabilisé au niveau actuel. Ce constat à Marseille est confirmé par les résultats sur côte rocheuse où la stabilisation du plan d'eau s'est aussi effectuée vers la fin de l'Antiquité et le haut Moyen-Age. Les variations réduite depuis cette époque, semblent traduire des tassements des formations superficielles. Nous n'avons découvert aucun indice de stationnement, ou de pulsation, marin historique supérieur au niveau moyen actuel à Marseille ou à Toulon.

Le point le plus important est qu'au Lacydon, comme sur côte rocheuse, et avec des indicateurs différents, le niveau marin connaît une montée relative de plus en plus lente. C'est la décélération constante des vitesses de montée relative du niveau de la mer

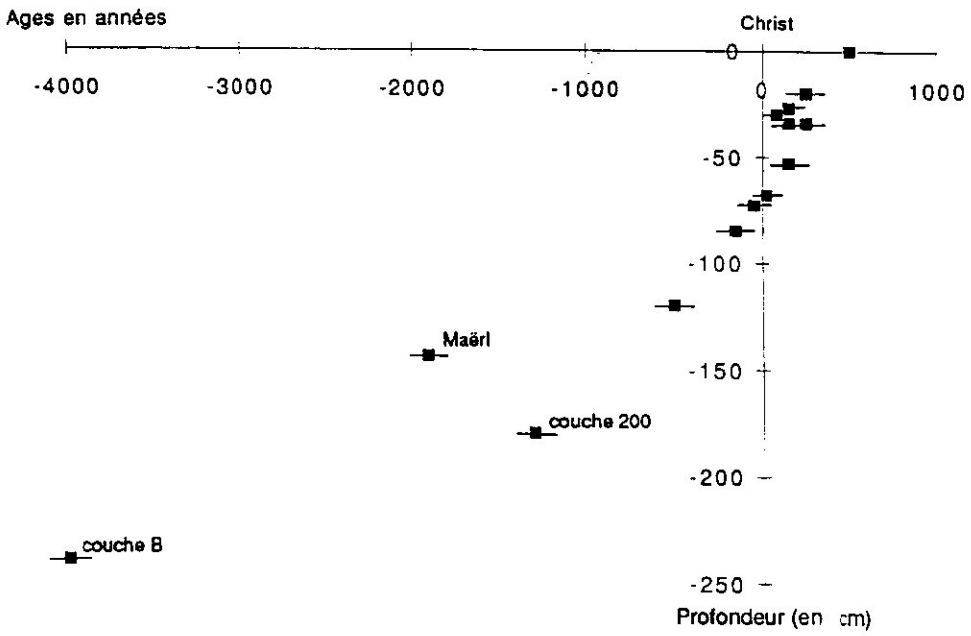


Figure 99 : Diagramme âge-profondeur, fouille J. Verne, dix mesures les plus significatives, trois sédiments profonds et 0 N.G.F. atteint au V siècle après J.C.

Fait	Profondeur (cm)	Age (an) = D	Prec. Prof (cm)	Prec. Age (an)	Observations
Canal. est	-34	150	>0	D +/-50	
Canal. ouest	-67	150	<0 ?	D +/-50	
Canal centrale	-85	50	<0 ?	D+/-50	
Appont. ouest	-82	200	>0	D+/-100	amont
Appont. ouest	-270	200	>0	D+/-100	aval
Appont. est	-73	25	>0	D+/-100	amont
Appont. est	-207	25	>0	D+/-100	aval
Quai romain	-64	25	>0	D+/-25	pieux (amont)
Zone d'habitat	-90	400	>0	D+/-100	
Quai romain	-99	25	>0	D+/-25	pieux (base)
Quai Hell.	-51	-50	>0	D+/-50	pieux (amont)
Quai Hell.	-77	-50	>0	D+/-50	pieux (aval)
Quai Hell.	-68	-50	>0	D+/-50	blocs (aval)
Quai Hell.	-31	-50	>0	D+/-50	blocs (amont)
Quai grec	-100	-500	>0	D+/-25	surface d'utilisation
Berge	-60	80	0	D+/- 25	
Halage	-40	-150	>0	D+/-50	
Halage	-85	-150	0	D+/-50	
Epave romaine	-140	50	<0	D+/-50	
Epave grecque	-159	-500	<0	D+/-25	
Appont. ouest	-235	200	0	D+/-100	balanes (aval)
Appont. ouest	-200	200	0	D+/-100	balanes (amont)
Appont. est	-140	25	0	D+/-25	balanes (amont)
Appont. est	-210	25	0	D+/-25	balanes (aval)
Quai romain	-71	25	0	D+/-25	balanes (aval)
Quai romain	-65	25	0	D+/-25	balanes (amont)
Quai Hell.	-75	-50	0	D+/-50	balanes (pieux)
Quai Hell.	-72	-50	0	D+/-50	balanes (blocs)
Plage 19	-34	250	<0	D+/-50	
Plage 24	-27	150	<0	D+/-50	
Plage 25	-20	250	<0	D+/-50	
Plage 37	-53	150	<0	D+/-50	
Plage 2	-30	85	>0	D+/-25	
Plage 82	-50	-50	<0	D+/-50	
Plage 84	-55	50	0	D+/-50	
Plage 202	-120	-500	0	D+/-25	
Cône de déjection	-60	85	0	D+/- 25	
Calade	-100	400	>0	D+/-100	de Gaulle
Chenal	-113	400	0	D+/-100	de Gaulle (balane/pieu)
Fossé	-12	1660	0	0	de Gaulle (balanes)
Plage E	0	450	0	D+/-50	Carénage
Plage B	-80	-250	0	D+/-50	Carénage
"sol" archéo	0	550	0	D+/-50	Bourse (BONIFAY, 1983)
Canal	-20	125	>0	D+/-25	Bourse (GUERY, 1992)
Roue	-35	400	>0	D+/-100	Bourse (GUERY, 1992)
Quai, balanes	-25	100	0	D+/-75	Bourse (PIRAZZOLI, et al. 1973)
Caniveau	-100	150	>0 ?	D+/-50	Toulon
Caniveau	-100	150	>0 ?	D+/-50	Toulon
Quai 39	-100	150	>0?	D+/-50	Toulon
Plage 6048	-77	150	>0	D+/-50	Toulon
Remblai 6053	-110	125	0	D+/-50	Toulon
Plage 6004	0	500-1200	0	X	Toulon
Fait	Profondeur (cm)	Age (BP) = D	Prec. Prof (cm)	Prec. Age (an)	Observations
Couche B	-240	5930	<0	D+/-200	J. Verne (LGQ 976)
Maërl	-144	3860	<0	D+/- 130	J. Verne (LGQ 978)
Couche 200	-180	3240	<0	D+/- 130	J. Verne (LGQ 979)

Figure 100 : Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur les côtes meubles.

qui aboutit à une quasi-stabilisation de celui-ci à l'époque actuelle. A Marseille, la transgression holocène semble donc aussi s'achever vers 500 après J.-C. (figure 99).

En se posant la question de la part respective des quatres facteurs que sont, le bilan sédimentaire, les aménagements humains, les mouvements du sol et du substrat, et l'eustasie dans l'évolution du trait de côte, il faut remarquer que dans un contexte favorable à une transgression du plan d'eau, en relation avec une remontée légère mais absolue du niveau marin (mobilité verticale), le Lacydon connaît une importante avancée des terres et un repli concommittant des surfaces en eau (mobilité latérale). Sous l'actuelle place J. Verne, alors que le niveau relatif marin moyen monte d'environ 250 cm en 6000 ans, le trait de côte progresse d'environ 120 mètres vers le sud (figure 72).

Cette évolution morphologique "paradoxale" s'explique par un bilan sédimentaire positif directement sous l'influence de l'Homme. Il y a colmatage du Lacydon selon deux formes principales : l'aménagement de remblais artificiels gagnés sur la mer et l'apport par les différents cours d'eau d'une charge détritique déterminante dans l'avancée des berges du Lacydon.

L'analyse sédimentologique de quelques coupes des chantiers du Lacydon doit permettre de mieux comprendre les paléo-dynamiques et finalement l'histoire sédimentaire, de moins en moins "naturelle", de ce littoral depuis 8000 ans.

QUATRIEME PARTIE :

MORPHOGENESE ET IMPACTS ANTHROPIQUES AU LACYDON

Nous avons déjà étudié la question de la montée du niveau de la mer ; examinons maintenant jusqu'à quel point les documents que nous avons peuvent nous amener à conclure ... à la destruction des terres émergées...

Theory of the Earth with proofs and illustrations,
J. Hutton, 1795
in Gohau G., 1990, trad. J.-M. Galano.

Cette dernière partie propose plutôt des pistes de recherches qu'une synthèse sur les impacts anthropiques dans le bassin de Marseille depuis le Néolithique. N'ayant travaillé que sur un secteur réduit et original, les éléments de discussion proposés ci-dessous ne sont pas forcément représentatifs de l'ensemble de l'histoire morphologique du bassin.

Quelques coupes-clefs permettent d'estimer le poids de l'anthropisation dans la morphogenèse littorale. Il s'agit d'étudier la façon dont les sociétés humaines ont transformé le milieu naturel en essayant d'identifier le moment où l'Homme devient un facteur morphogénique déterminant.

Le Lacydon est en effet caractérisé par une progradation d'origine terrigène, à l'origine d'un colmatage progressif de son fond et de ses rives. C'est le signe d'une anthropisation marquée. Nous essayerons d'apprécier quelle est la part de l'intervention humaine dans ce détritisme et nous étudierons les conséquences paléo-écologiques de tels apports. Nous présenterons d'abord les résultats de la place J. Verne qui sont plus complets.

I. DEGRADATION DES ECOSYSTEMES ET ENVASEMENT SUR LA RIVE NORD DU LACYDON (CHANTIER J. VERNE)

Nous rappelons que le chantier J. Verne (coupe du maërl, figures 69 et 101), est caractérisé par la superposition ou l'emboîtement de quatre corps sédimentaires majeurs :

- Une couche à galets (couche B) datée vers le nord de 5930 +/-200 B.P. (date calibrée 5255-4430 B.C.).

- Une bio-accumulation de maërl (couche C), datée vers le nord de 3860 +/- 130 B.P. (LGQ 974, sommet de la couche, (date calibrée 2780-1960 B.C.), et vers le sud de 4260 +/-150 B.P. (LGQ 978, base de la couche, (date calibrée 3355-2440 B.C.). Vers le large, ce faciès passe à un sable coquillier daté de 5010 +/-140 B.P. (LGQ 975, datation sur coquilles, (date calibrée 4110-3395 B.C.).

- Un dépotoir anthropique d'huîtres (couche C sup), daté de 3300 B.P. à sa base et de 3000 B.P. à son sommet (travail en cours de N. Weydert).

- Des vases de décantation grecques (couche D, VI^{e} et V^{e} siècles avant J.-C.)

- Des vases de décantation romaines (couche E, I^{er} au III^{e} siècles après J.-C.), emboîtées artificiellement dans les vases grecques au niveau du talus de curage du I^{er} siècle après J.-C.

Nous analysons la succession des paléo-dynamiques et leurs significations au niveau de la coupe du maërl (figures 69 et 101).

A. LA "MORT" DU FACIES DE MAERL AU NEOLITHIQUE FINAL

1. La "mort" du faciès de maërl, constat

Un banc à faciès de maërl (couche C) caractérise le fond du Lacydon au Néolithique final. En effet, le faciès de maërl a été daté de 3860 B.P. +/-130 ans au sommet de la couche, à proximité du rivage. Il est daté de 4260 +/- 150 B.P. un peu plus vers le large.

Comme nous l'avons vu plus haut, cette bio-accumulation demande des eaux bien oxygénées et renouvelées. La faune marine est caractéristique de la biocénose des sables vaseux en mode calme (PICARD, 1965).

Vers le large, le maërl passe à un sable coquillier caractérisé par une richesse faunistique (cortège de la biocénose des sables vaseux en mode calme ainsi que des espèces caractéristiques des herbiers de posidonies et de la biocénose des sables bien calibrés). Ce sédiment, daté 5010 +/-140 B.P., pourrait être contemporain du banc de maërl, qui se présente donc par taches.

Le faciès de maërl de la rive nord du Lacydon cesse de croître, vers 3860 B.P. +/-130, entre 2780-1960 B.C. (date calibrée), soit au moins 1300 ans avant la colonisation grecque. Cette fourchette de date suggère que la pression anthropique, sur la côte, était déjà forte dès le Néolithique final. Deux dynamiques expliquent la mort du maërl : l'envasement progressif et un dépôt d'huîtres qui l'a scellé.

2. Un envasement progressif du faciès de maërl

La texture de la couche de maërl présente une évolution tout à fait caractéristique. A la base de celle-ci, vers 3355-2440 B.C., le ballast représente plus de 40% du poids total de l'échantillon. Il est composé de thalles, de "pralines" et de faune marine. Au sommet, le même ballast, vers 1900 ans B.C., ne représente plus que 16% du poids total de l'échantillon. En revanche, les limons et argiles s'élèvent à 42% contre 34% préalablement. La fraction sableuse, en partie biodétritique, connaît la plus forte progression en valeur relative de 25 à 42% (figures 70 et 101).

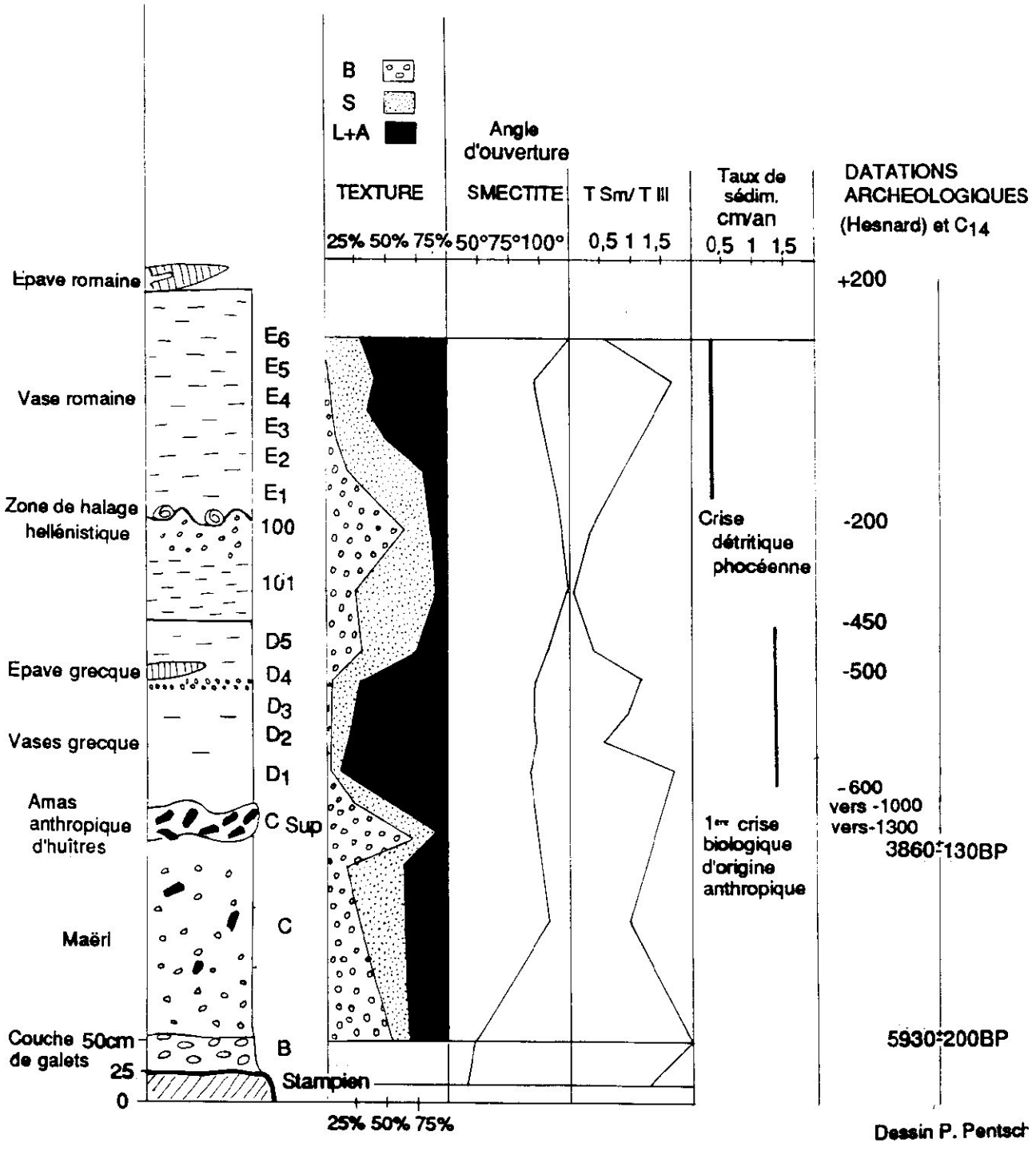


Figure 101 : Reconstitution de la coupe du maërl (figure 69) chantier J. Verne, textures granulométriques (B= ballast, S= sables L+A= limons et argiles), minéraux argileux, vitesses de sédimentation, éléments de datation. Les numéros des couches renvoient aux descriptions dans le texte.

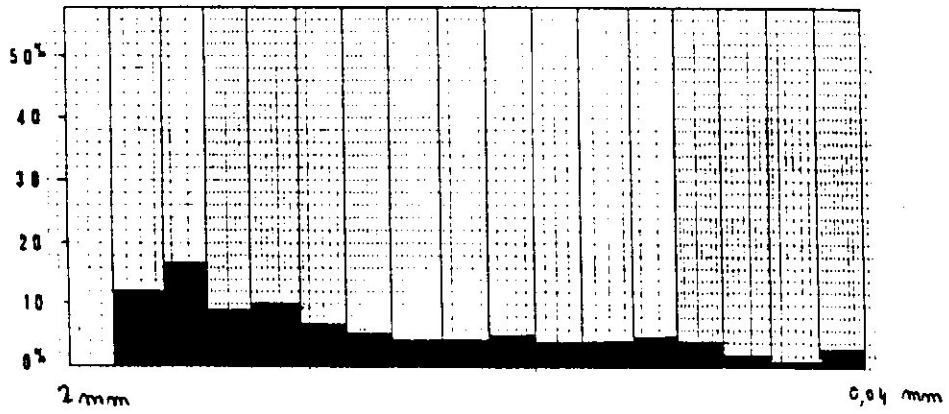


Figure 102 : Histogramme de la matrice (fraction sableuse) de la couche d'huitres, coupe du maërl, chantier J. Verne.

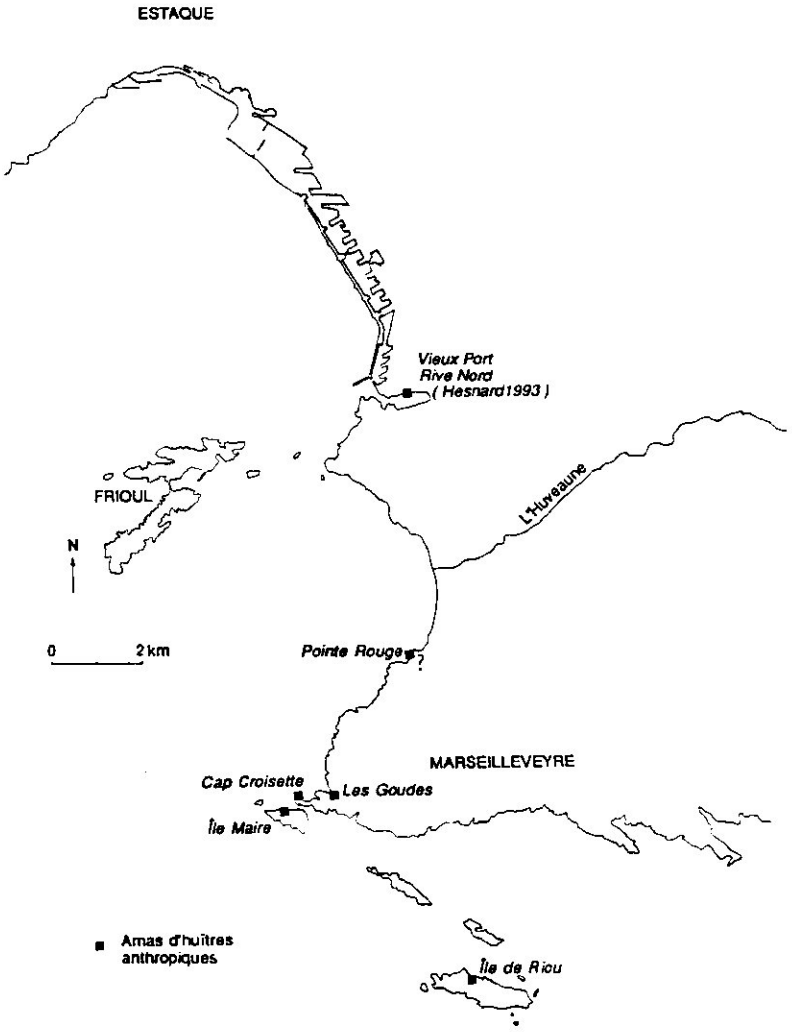


Figure 103 : Localisation des dépôts anthropiques d'huitres, à Marseille, d'après les données de GIORGETTI, 1972.

Nous pouvons donc penser, que cet envasement, associé à une turbidité relativement importante explique l'arrêt de la croissance de la bio-accumulation de maërl. L'analyse des minéraux argileux doit permettre de préciser l'origine de ces dépôts.

3. Le dépôt anthropique d'huîtres

Il faut aussi noter que la couche de maërl est scellée par un dépôt d'huîtres. Ce dépôt est constitué de 70% de ballast (principalement des huîtres et de nombreux coquillages), de 18% de sables et de 12% de limons et d'argiles (figures 70 et 101). L'histogramme de la fraction sableuse, déporté vers les sables grossiers (50% de la fraction), peut traduire une dynamique de type dépôt forcé ou un remblai. Cette couche d'huîtres est venue napper la couche supérieure de maërl qui a été, en quelque sorte, "asphyxiée". Seuls quelques thalles ont survécu et se sont développés, jusque vers 600 ans avant J.-C., car nous en retrouvons quelques-uns dispersés à la base des vases grecques du VI^{e} siècle avant J.-C.

Ce dépôt d'huîtres est anthropique pour plusieurs raisons :

- Ces huîtres sont ouvertes et constituent des amas, en vrac, sans orientation, d'une épaisseur variant de 20 à 70 cm, qui évoquent un dépotoir. La base des huîtres est datée d'environ 3300 B.P. et les huîtres sommitales de 3000 B.P. (étude de N. Weydert en cours). Ces importantes accumulations avaient déjà attiré l'attention lors de la fouille du quartier de la Vieille Poissonnerie, à l'est de la mairie, en 1946 (GOUVERNET, 1948 ; MARS, 1948).

- Cet amas semble lié à des dragages ou à des pêches car une malacofaune indicatrice de biocénoses de substrat rocheux est récoltée en abondance entre les huîtres. Ces coquillages ne pouvaient pas vivre dans le Lacydon, ils ont donc été apportés (N. Weydert, comm. pers).

- Il n'a malheureusement été découvert aucun matériel archéologique. Ce type de dépôt anthropique d'huîtres semble cependant assez fréquent sur le littoral de l'actuelle commune de Marseille, à Pointe Rouge (FOURNIER, 1901 ; CLERC, 1927, mais ce dépôt est hypothétique), aux Goudes (FOURNIER, 1894 et 1897), au Cap Croisette (FOURNIER, 1894 et 1897), sur la rive nord de l'île Maire (FOURNIER, 1894 et 1897) et sur l'île de Riou (FOURNIER et RIVIERE, 1893 et FOURNIER, 1897 ; COURTIN et FROGET, 1976, le datent du Néolithique (environ 6500 BP ; figure 101).

L'activité des populations littorales du Néolithique final et de l'Age du Bronze Ancien a donc profondément bouleversé l'écologie de la rive nord du Lacydon dès 3860 B.P. environ. La "mort" du maërl, concommittante du dépôt d'huîtres, n'est pas anodine. Elle suggère des activités humaines sur la rive nord, au vu des tonnes de coquilles qui ont nappé celle-ci. Nous proposons de baptiser cette rupture : première crise écologique d'origine anthropique. En effet, elle révèle le poids de l'anthropisation il y a 4000 ans au moins sur la rive nord du Lacydon... Il faut indiquer, que nous avons aussi trouvé des huîtres éparpillées dans le faciès de maërl, qui suggèrent une activité encore plus ancienne (néolithique), mais moins importante.

Cette date de 3900 B.P. est fondamentale pour un géographe car elle traduit le passage du milieu naturel à l'espace géographique au sens d'ISNARD (1978) et de PINCHEMEL (1988). Cette découverte devrait permettre de nuancer l'idée d'une occupation initiale des rives du Lacydon par les seuls Phocéens. Le Vieux Port de Marseille, est un lieu d'activités littorales depuis quatre millénaires.

Cependant, l'Age du Bronze donne peu de débris, suggérant une occupation du sol sur les collines encore relativement peu dense et insuffisante pour engendrer une véritable crise érosive (figure 106A).

Nous allons maintenant étudier le problème de la deuxième crise écologique qu'a subie la rive nord du Lacydon : l'envasement accéléré à partir de la colonisation phocéenne au VI^{e} siècle avant J.-C.

B. SEDIMENTATION ET ANTHROPISATION

A la suite des travaux de l'équipe pluridisciplinaire des géomorphologues aixois (LEVEAU et PROVANSAL, 1993a), on peut utiliser ici trois indicateurs, permettant d'attribuer la charge détritique à des facteurs humains : les caractéristiques texturales des dépôts, les vitesses de sédimentation, l'analyse des minéraux argileux.

1. Modifications texturales et accélération des taux de sédimentation

a. les vases grecques (VI^{e}- V^{e} siècle avant J.-C.)

Les vases grecques (D1 à D5, figure 101) présentent des vitesses de sédimentation de 1,3 cm à 1,4 cm par an entre le VI^{e} et le V^{e} siècle avant J.-C. Nous distinguons trois types de texture granulométrique :

- De D1 (vers 580 avant J.C) à D3 (vers 510 avant J.-C.), les limons et argiles représentent 90 % et plus de la fraction totale. Le sable représente environ 6 à 8% et le ballast s'élève à 2%. Il s'agit donc de vases de décantation fines et homogènes d'une épaisseur d'environ 90 cm à un mètre.

- La couche D4 (vers 500 avant J.-C.) est caractérisée par un sable fin (grain moyen de 0,17 mm) qui représente 70% de la fraction totale. L'histogramme présente un mode bien marqué entre 0,12 et 0,1 mm (figure 104). La fraction des sables fins représente les deux tiers de la fraction sableuse totale. L'indice de tri est médiocre (0,63) et l'indice d'asymétrie est négatif (-0,28), indiquant un enrichissement en sables fins, assez caractéristique des corps immergés actuels en mode calme. Il faut noter que c'est sur ce corps sédimentaire que sont échouées les épaves grecques du V^{e} siècle après J.-C. Il s'agit donc d'un fond sableux immergé.

- La couche D5 (vers -450 ans avant J.-C.), beaucoup plus hétérogène, est encore plus marquée par le fait anthropique (ballast de 37%). Il s'agit d'une couche dépotoir. L'histogramme est très étalé (figure 104). Il évoque un dépôt en vrac sans tri (mauvais indice de tri de 1,18). Le grain moyen est de 0,37 mm et l'indice d'asymétrie indique à nouveau un enrichissement en sables fins (-0,29).

Nous insistons sur deux points. La texture de ces dépôts est largement dominée par les limons et argiles. Nous distinguons un enrichissement sommital en sables.

b. les vases romaines (I^{er}-III^{e} siècle après J.-C.)

Les vases romaines sont caractérisées par un taux d'argiles et de limons croissant (20% pour E2 et 60% en E5), soulignant un envasement du port par des sédiments de plus en plus fins.

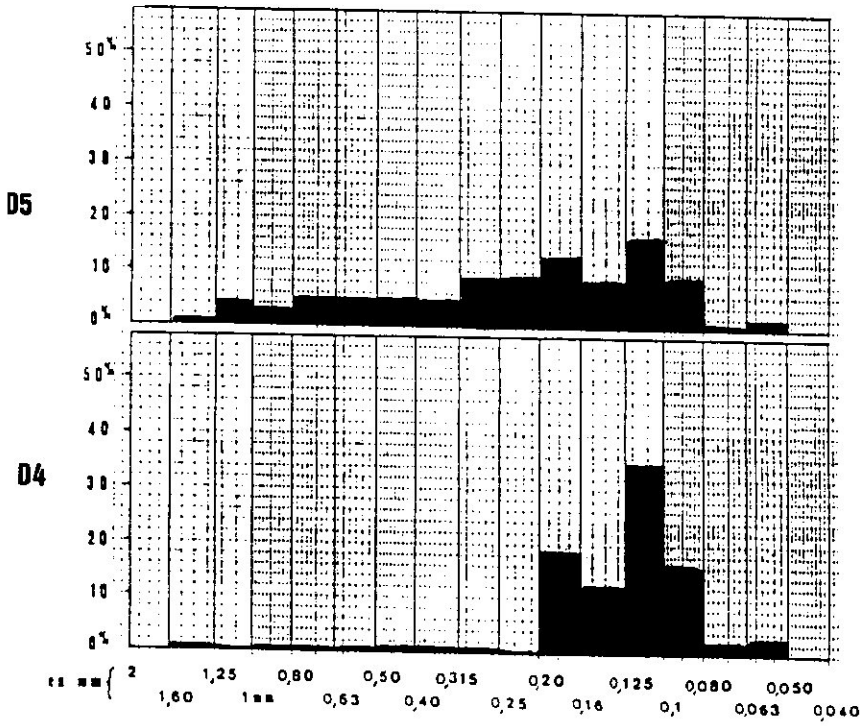
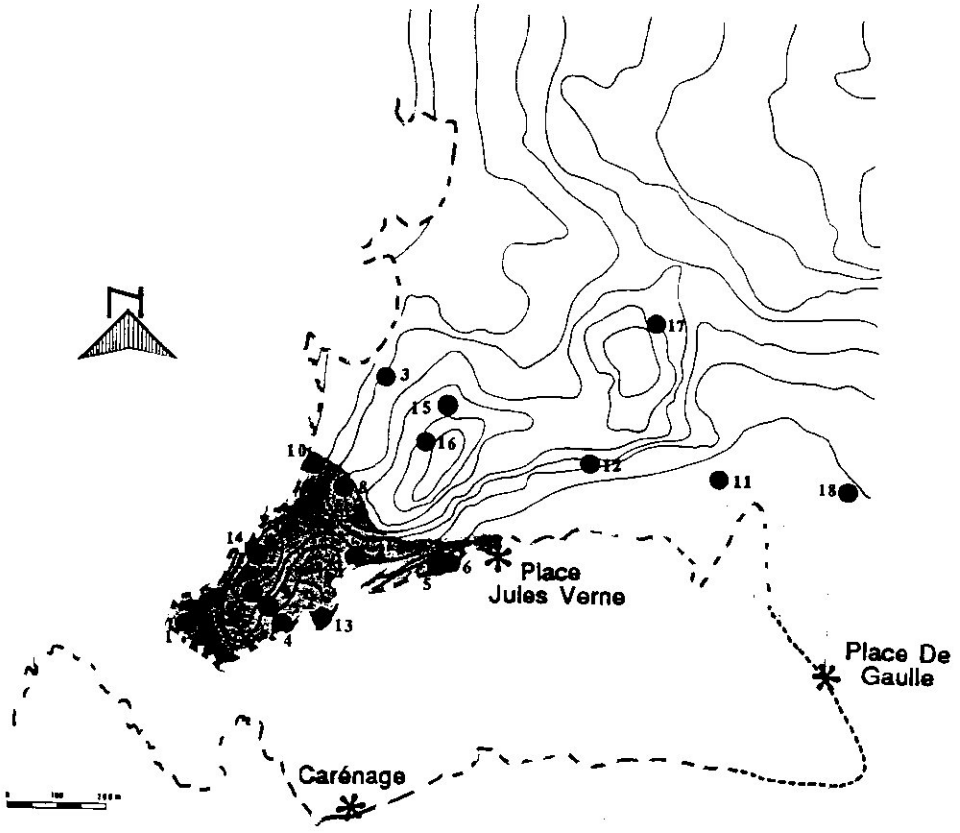


Figure 104 : Histogrammes des vases grecques D4 et D5, coupe maërl



1 : Fort Saint-Jean ; 2 : rue S
de-la-Figuière ; 3 : emplacem
l'ancien séminaire ; 4 : piec
butte Saint-Laurent ; 5 : Doc
mains ; 6 : place Vivaux ; 7 :
de l'église Saint-Laurent ; 8 :
la rue de la Cathédrale ; 9 : ba
nord de l'église Saint-Laurent
chantier de l'avenue Vaudoyer
chantier de La Bourse et remp
chaïque ; 12 : rue Négrel ; 13
Fontaine-Rouvière ; 14 : contre
l'esplanade de la Tourette
fouilles des Pistoles ; 16 : ancie
vent du Refuge ; 17 : butt
Carmes ; 18 : nécropole de
Tapis-Vert.

Figure 105 : Extension urbaine supposée de Phocée vers 540 ans avant J.C. (trame grisée). Inventaire des lieux de découvertes pour l'époque archaïque, d'après GANTES, 1992, légèrement modifié.

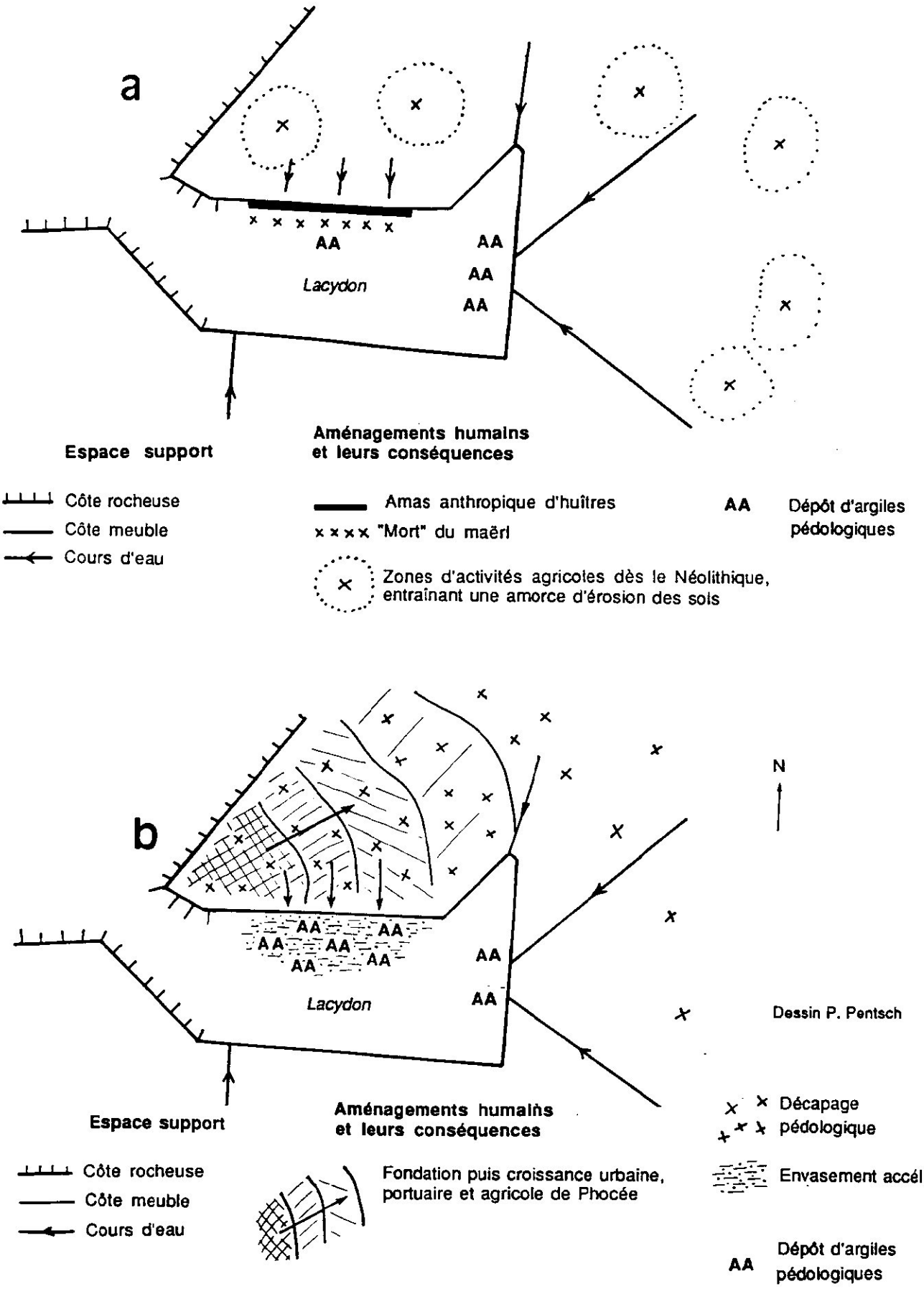


Figure 10.6 : Croquis des deux crises écologiques majeures sur le Lacydon.
a, première crise biologique d'origine anthropique, vers 1900 ans B.C.
b, Crise détritique phocéenne, vers 600-400 ans B.C.

Du I^{er} au III^{e} siècle après J.-C., le taux de sédimentation s'élève à environ 0,35 cm par an. Cette vitesse de dépôt est donc trois fois plus faible à l'époque romaine qu'à l'époque grecque.

c. Discussion concernant les vases grecques

. Une érosion accélérée

Les VI^{e} et V^{e} siècles avant J.-C. sont donc marqués par une érosion accélérée par rapport à la période gallo-romaine. Plusieurs hypothèses explicatives peuvent être évoquées, d'ordre topographique, lithologique, anthropique et climatique :

- La raideur des pentes ravinées de la colline du Panier. Nous pensons que la rive nord enregistre directement et sans délai, la libération des débris à l'amont.

- La sollicitation lithologique du substrat (marnes tendres et conglomérat hétérogène).

- La rive nord est dominée dès le début du VI^{e} siècle avant J.-C. par la cité grecque. Il est possible de penser que ce site a enregistré des perturbations anthropiques très importantes au moment de la fondation, de l'aménagement puis de l'agrandissement de la cité (BENOIT, 1972 ; GANTES, 1992). Si les populations de l'Age du Bronze ont dégradé le faciès de maërl, les colons phocéens ont largement contribué à envaser la rive nord du Lacydon (figures 105 et 106b), en relation directe avec le développement urbain et agricole de la cité. C'est donc la deuxième crise écologique d'origine anthropique. De plus, L'aménagement d'un port a nécessité la construction de quais, comparables aux structures découvertes dans l'angle nord-ouest du chantier. Ces aménagements ont perturbé la courantologie de cette rive, entraînant un affaiblissement des courants et un envasement accéléré.

Cette crise affecte non seulement le littoral nord, mais aussi les collines amont (Saint-Jean, Saint-Laurent, des Moulins et des Carmes), puisqu'il y a crise détritique, au sens géomorphologique du terme, et non plus un dépotoir d'huîtres côtier comme à l'Age du Bronze.

- Cette crise correspond chronologiquement assez bien avec quelques autres sites de Basse Provence (synthèse *in* LEVEAU et PROVANSAL, 1993a). En effet, des stratigraphies, aux pieds des Alpilles et dans le delta de l'Arc, indiquent une fluctuation climatique régionale plus humide, entre les VI^{e} et II^{e} siècles avant J.-C., à l'origine d'écoulements concentrés et de compétence plus importante des cours d'eau (JORDA *et al.*, 1990 ; PROVANSAL, 1992 ; BALLAIS *et al.*, 1993). La crise détritique qui a affecté la rive nord du Lacydon peut donc s'inscrire dans un cadre climatique régional qui a pu favoriser à cette époque les écoulements concentrés. Il est cependant bien évident que c'est la colonisation grecque qui crée les conditions locales pour que s'exprime cette fluctuation climatique. Au Lacydon, la césure vers 600 ans avant J.-C. relève donc essentiellement de l'urbanisation de la rive nord. Par comparaison, le site de la rive sud (Carénage) n'enregistre pas une telle crise détritique. La fondation du comptoir de Phocée, vers 600 ans avant J.-C., aboutit à une crise détritique majeure, qui est ainsi mise en évidence pour la première fois. Nous proposons de la baptiser : crise détritique phocéenne.

Pour nous, il ne s'agit pas d'une simple recrudescence d'activité de l'érosion, mais de "la substitution d'un système morphogénique au système primitif, plus agressif et

fondé sur une hiérarchie différente des facteurs d'érosion" (NEBOIT, 1983). La crise détritique des VI^{e} et V^{e} siècles avant J.-C. transforme la rive nord du Lacydon en un système morphogénique urbain (DOUGLAS, 1985).

. Problème de l'enrichissement sommital en sables et en ballast

Le granoclassement inverse des vases grecques peut traduire plusieurs phénomènes (figure 101) :

- la proximité du trait de côte et donc d'un niveau hydro-sédimentaire un peu plus actif.

- un apport de dépôts pouvant provenir d'affleurements conglomératiques du substrat.

- une élévation éventuelle de la compétence des ravins à l'amont vers le V^{e} siècle avant J.-C. pouvant éventuellement traduire une fluctuation climatique plus humide.

-le poids de l'anthropisation, semble cependant déterminant à l'aval d'une agglomération urbaine (figure 105). Il est confirmé par les multiples déchets contenus dans la couche sommitale des vases grecques (D5). Au total, l'urbanisation des collines du Panier, associée à une probable péjoration climatique, a entraîné un envasement accéléré à l'époque grecque.

d. Discussion concernant les vases romaines

A l'époque romaine, la décélération relative des vitesses de sédimentation pose aussi un problème d'interprétation. L'époque gallo-romaine correspond, dans la majorité des sites de Basse Provence, à une pause morphogénique reliée à une fluctuation climatique régionale, caractérisée par un apaisement des dynamiques érosives et du détritisme. Ces dynamiques sont des indices d'une répartition saisonnière plus régulière des précipitations ou d'une fluctuation climatique plus sèche (JORDA *et al.*, 1991a et b ; PROVANSAL, 1992). La décélération des vitesses au Lacydon peut donc refléter cette tendance climatique régionale.

Il faut cependant souligner que les romains ont dû effectuer un dragage général du port au I^{er} siècle après J.-C., sous peine d'envasement total, comparable aux problèmes de comblement de la Corne du Port sur le chantier de la Bourse (GUERY, 1992). La pause morphogénique gallo-romaine, est donc toute relative, étant donné le contexte urbain du site étudié.

Ces envasements sont déterminés par des décapages pédologiques, ou du substrat, identifiables par analyse des minéraux argileux.

2. Des argiles de plus en plus altérées

a. Méthodologie

La préparation des échantillons, selon la méthode des agrégats orientés, a été effectuée par diffractométrie des rayons X au L.G.Q. (HOLTZAPFFEL, 1985 ; LARQUE, 1987 ; ROUX, 1991).

Nous avons étudié deux paramètres, l'indice de cristallinité de la smectite et le rapport de la hauteur du pic de smectite sur celui de l'illite estimés au-dessus du fond continu (HS/HI). Les altérations du degré de cristallinité de la smectite et un appauvrissement relatif de la proportion de ce minéral (rapport HS/HI petit) sont généralement interprétés comme un apport en minéraux argileux d'origine pédologique. En fonction de ces proportions, c'est donc la roche mère ou le sol qui fournit les altérites ou les formations superficielles qui seront érodées.

Le substrat stampien est caractérisé par des smectite, illite, kaolinite et chlorite, en proportions variables. Cependant, les smectites sont bien cristallisées, sans aucun indice d'altération (PERINET, 1977). L'analyse des trois échantillons de smectite, prélevés sur le chantier de Gaulle et à l'amont (rue de la République), confirme un pic de smectite bien marqué (HS/HI vers 2,5 à 3) ainsi qu'un bon indice de cristallinité (variable de 30 à 40°).

En revanche, la smectite dans les sols s'altère bien plus facilement que l'illite sous climat tempéré (ROUX, 1991). Cette évolution peut donc traduire un décapage des sols qui peut être mis en relation avec une érosion anthropique (JORDA *et al.*, 1991b ; LEVEAU et PROVANSAL, 1993b ; JORDA, 1993)

Les interprétations sont encore plus complexes sur un littoral. En effet, la dégradation de la smectite peut être liée à des conditions de confinement, ce qui est le cas sur le site de J. Verne (CHAMLEY, 1971). De plus, il peut y avoir un enrichissement en minéraux argileux d'origine marine par apport de minéraux argileux apportés par l'Huveaune (smectite et illite) ou le Rhône (illite et chlorite) (ROUX et VERNIER, 1977 ; IBOUILY, 1981). Nos conclusions sont donc fragiles et nous présentons les résultats qui nous semblent les plus probants (figure 101).

b. Couche à galets (B)

La composition minéralogique de cette couche est proche du substrat stampien avec un bon indice de cristallinité de la smectite de 46° et un rapport HS/HI de 2,3. Ce sédiment semble donc provenir directement du stampien conglomératique non altéré qui arme la colline du Panier. Nous rappelons que le sommet de ce sédiment est daté 5930 B.P. -/-200. (LGQ 976, date calibrée 5255-4430 B.C.).

Cet apport de Stampien remanié, mais non altéré, peut traduire un système morpho-bio-climatique à cours d'eau incisés et à sols protégés par une couverture forestière. Il suppose en effet, une érosion dans le Stampien et une quasi-absence d'érosion des sols.

La fréquentation éventuelle des collines du Panier, par des populations du Néolithique, vers 5930 B.P., ne semble donc pas entraîner de dégradations écologiques graves. Nous pouvons aussi souligner, que cette période de calme morphologique s'inscrit admirablement bien dans la chronologie climatique régionale proposée par PROVANSAL (1992) ou BALLAIS *et al.* (1993). En effet, la période Atlantique est caractérisée par une incision linéaire prédominante des versants, associée à un optimum climatique (JORDA, 1987 et 1992).

Dans le bassin de Marseille, sur la côte et les îles, un peuplement dès le Paléolithique a d'ailleurs été déjà mis en évidence (VASSEUR, 1914 ; NICOLAS, 1979). Dès 6000 ans avant J.-C., les hommes occupent le bassin de Marseille et mettent en culture les terres (COURTIN, 1974a et b ; ESCALON de FONTON, 1979).

Le Néolithique final et le Bronze Ancien restent cependant assez mal connus car les collections d'objets du château Borély et les anciennes collections de Clastrier et de Vasseur, semblent difficiles à interpréter du fait de leur hétérogénéité (DAUMAS, 1930 ; LAGRAND, 1968). De plus les étapes du peuplement restent souvent obscures (BOUVILLE, 1980). Deux types de sites semblent prédominer :

- Des foyers de peuplement et d'activité intérieurs comme les grottes. Les exemples sont nombreux. Le Baou de Saint-Marcel (RAYSSIGUIER et GUICHARD, 1990), la grotte Loubière (LAGRAND, 1968) ou les très nombreuses grottes du massif de Marseilleveyre (GIORGETTI, 1972)...

- Le littoral est aussi habité à proximité du Lacydon, comme en témoignent les découvertes récentes de silex et d'éclats d'obsidienne sur la fouille de Gaulle et les découvertes anciennes, éparses et difficiles d'interprétation. La synthèse provisoire de GIORGETTI (1972), indique la découverte de matériel néolithique, rue des Phocéens, à l'emplacement de l'ancien couvent des Grandes Maries, rue Colbert et rue Pavilon (VASSEUR, 1914 ; CAMPS, 1989...).

c. Faciès de maërl (C)

Le rapport HS/HU est de 1, mais l'indice de cristallinité de la smectite est dégradé (110°). Nous pouvons donc noter que les proportions en smectite diminuent alors que le minéral se dégrade. Cet apport, d'origine pédologique possible, semble donc témoigner d'un décapage des sols précoce, dès la fin du Néolithique, vers 3355-2440 B.C. (4260 +/- 150 B.P., LGQ 978).

Les premiers indices d'une anthropisation du littoral du Lacydon et d'une amorce de dégradation du couvert végétal des collines à l'amont datent donc du Néolithique final. Nous pouvons relier cet indice minéralogique à la découverte, mentionnée plus haut, d'huîtres disséminées au sein même du faciès de maërl. Le dépôt à l'aval aboutit à l'envasement et à la "mort" du faciès de maërl, vers 3860 B.P.

Nous pouvons aussi noter que cette légère reprise d'érosion s'inscrit dans une évolution climatique régionale. En effet le Néolithique final (début du sub-Boréal) correspond habituellement dans les Alpes du Sud, mais aussi sur quelques sites de Provence, comme au pied des Alpilles, à une reprise d'une activité érosive marquée, en relation avec une dégradation climatique (JORDA, 1987). Sur la rive nord du Lacydon, cette reprise d'érosion est limitée, du fait d'une anthropisation qui reste discrète.

Pour conclure provisoirement, nous insisterons donc sur deux points:

- La crise climatique du début du sub-Boréal n'est donc pas enregistrée en terme de détritisme accéléré.

- La fourchette chronologique de 3355-2440 B.C. marque la fin de la période d'évolution naturelle *stricto sensu* du Lacydon. Cependant, le Néolithique final et l'Age du Bronze Ancien, donnent finalement peu de débris, ce qui souligne une occupation humaine ou agricole relativement trop faible pour engendrer une "vraie" crise d'érosion (NEBOIT, 1983). Nous pensons que le principal foyer d'activité se localisait sur la côte, à proximité immédiate du trait de côte de l'époque. Cette première phase d'anthropisation aboutira à la première crise écologique d'origine anthropique vers 3860 B. P. ("mort" du maërl). L'Age du Bronze n'est cependant pas caractérisé par une crise érosive, ce qui suggère alors une occupation humaine sur les collines relativement peu dense.

d. Vases grecques (VI^{e}- V^{e} siècle avant J.-C., couches D1 à D5)

L'étude des minéraux argileux des vases grecques indique à la fois des altérations progressives et très importantes du degré de cristallinité de la smectite (entre 85° pour D1 et 120° pour D5) et un appauvrissement relatif de ce minéral (HS/HI variant de 1,7 pour D1 à 0,4 pour D5).

L'origine pédologique de tels dépôts ne semble donc pas faire de doute. Elle confirme les résultats obtenus par l'étude des vitesses de sédimentation. La crise détritique phocéenne est donc la première crise érosive majeure qu'a subie le Lacydon, vers 600 ans avant J.-C. Cette accélération formidable de l'érosion des sols est un argument déterminant pour attribuer cette crise à la fondation de la ville de Marseille, il y a 2600 ans.

e. Vases romaines (I^{er}-III^{e} siècles après J.C)

L'étude des minéraux argileux des vases romaines indique à la fois des altérations très importantes du degré de cristallinité de la smectite (entre 90° et 150°) et un appauvrissement de ce minéral (HS/HI variant de 1,7 à 0,5). L'érosion semble donc atteindre des sols plus évolués que lors de la période précédente.

Conclusion

Cette étude rapide des minéraux argileux peut donc évoquer un décapage des sols précoce, dès le Néolithique. Ce résultat est assez proche de ceux obtenus sur les carottes de l'étang de Berre (ROUX, 1991 ; JORDA,1993 ; PROVANSAL, 1993b).

La bio-accumulation et la sédimentation du Lacydon reflètent une histoire complexe où les effets de l'anthropisation sont plus ou moins forts selon les périodes. Nous pouvons distinguer plusieurs temps forts:

Dès le Néolithique final (vers 4300 B.P.), un discret décapage des sols peut être identifié et mis en relation avec une extension de l'anthropisation (COURTIN, 1976) .

La première crise de l'environnement littoral a lieu vers 3860 B.P. L'envasement progressif et le dépôt anthropique d'huîtres vont stopper la bio-accumulation de maërl. Il s'agit d'une crise biologique du fond de la rive nord du Lacydon, liée à un dépotoir anthropique d'huîtres. Il faut aussi souligner, qu'il ne semble pas y avoir de crise érosive sur les collines. En effet, avant 600 ans avant J.-C., nous ne remarquons aucun détritisme important. L'érosion des sols ne s'exprime qu'au travers de la diminution relative et de l'altération des smectites, et de l'envasement progressif du "maërl". Cette absence de crise détritique importante, pendant tout l'Age du Bronze, suggère une occupation humaine de l'espace principalement concentrée sur le littoral (figure 106a).

Quand les Phocéens se sont implantés vers 600 ans avant J.-C., les biocénoses marines de la rive nord du Lacydon étaient donc déjà fortement dégradées. L'urbanisation successive des collines de Saint-Jean, Saint-Laurent, de la butte des Moulins, puis de la colline des Carmes, vont entraîner une crise détritique majeure sur celles-ci (crise détritique phocéenne). L'impact de l'anthropisation est donc

déterminant, à partir de cette date, sur le littoral, mais aussi sur les collines (figure 106b).

Nous rappelons enfin, que les conclusions de la plupart des travaux géomorphologiques en Basse Provence (LEVEAU et PROVANSAL, 1993a ; BALLAIS et CRAMBES, 1992), insistent sur une évolution des paysages qui enregistrent des fluctuations climatiques dans le contexte d'une intervention humaine croissante. Sur la rive nord du Lacydon, cette expression des paramètres climatiques est brouillée, mais n'est pas annihilée par le poids de l'anthropisation.

Le site de la rive nord du Lacydon est donc caractérisé par une intervention anthropique dès le Néolithique final, principalement sur la côte (première crise biologique d'origine anthropique vers 3860 B.P.). C'est à partir de la colonisation grecque qu'il y a rupture des écosystèmes sur les collines, entraînant un déchaînement de l'érosion des sols à l'amont et un envasement accéléré à l'aval, probablement favorisée par une péjoration climatique contemporaine en Basse Provence (PROVANSAL, 1992). Il nous semble surtout important d'insister sur l'originalité urbaine de ce site. Une comparaison avec la fouille archéologique de la place de Gaulle, localisée, hors les murs et à l'estuaire de la paléo-Canebière s'impose.

II. UNE IMPORTANTE PROGRADATION D'ORIGINE TERRIGENE AU FOND DU LACYDON (CHANTIER de GAULLE)

Au niveau du chantier de Gaulle, nous n'avons pas pu aboutir à la cartographie des variations spatiales du trait de côte. Cependant, trois coupes de ce chantier traduisent une progradation terrigène marquée dans le cadre d'une montée relative du niveau moyen de la mer.

A. PALUDS DE BORD DE MER SUPERPOSES SUR DES PLAGES MARINES

Deux coupes montrent l'atterrissement et l'évolution de type lagunaire d'anciennes plages marines :

1. Sous le fossé médiéval

La coupe étudiée se situe sous le fossé médiéval entre -320 cm et -100 cm N.G.F. Il semble que les sédiments à la base de la coupe (n°110 et 109 inf.) soient antiques, car un mur, considéré comme tel, est construit en tranchée dans le dépôt 109 inf. (Bouiron, comm. orale). Ces couches basales sont constituées de sables vaseux coquilliers. Elles sont scellées par un ensemble de deux couches de vase, marbrées de gris et de noir, comparables à un horizon à gley (sans phénomène d'oxydo-réduction, couches n°109 sup. et 108). La couche de vase sommitale (n°107 et 106) est de couleur gris-marron. Elle peut évoquer un horizon à pseudogley (marbrures d'oxydo-réduction) . Nous présentons d'abord les résultats de l'analyse ostracodologique, que nous comparerons à ceux des analyses granulométriques (figure 107).

a. Analyse des ostracodes

Avec P. Carbonel, du Laboratoire CNRS de Micropaléontologie de Bordeaux, nous avons analysé la faune d'ostracodes, qui est un bon indicateur paléo-écologique (CARBONEL, 1980 et 1988 ; BODERGAT, 1987 ; WATLEY, 1988...).

Le dépôt 110 (entre -320 cm et -175 cm N.G.F.) est riche en ostracodes marins avec une densité et une diversité faunique importante. On distingue en particulier de

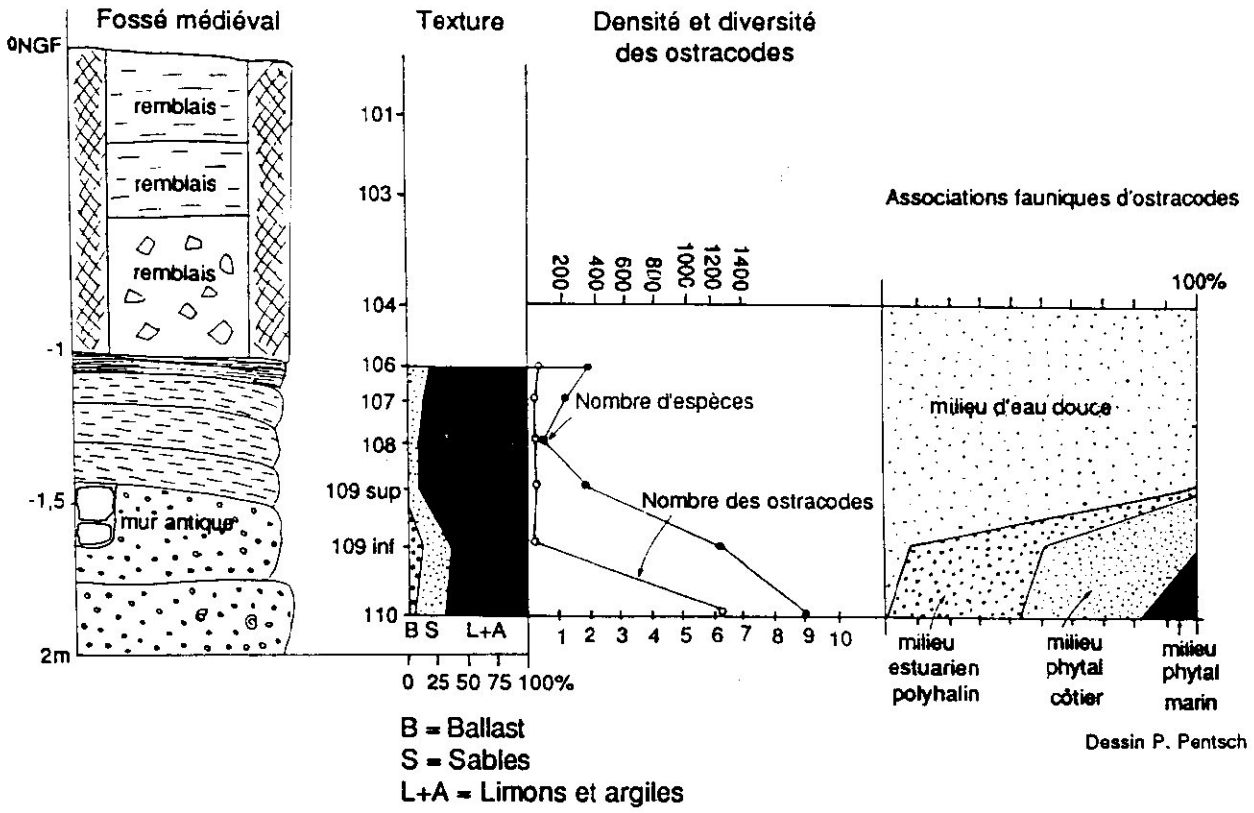


Figure 107 : Coupe au niveau du fossé médiéval, chantier de Gaulle, zone 3, sondage central, aout 1992. Les numéros des couches renvoient aux descriptions dans le texte. Localisation de la coupe, figure 62 A.

Couche	Grain moyen (mm)	Tri F. et W.	Assymétrie	Ballast (%)	Sables (%)	Limons/ arg. (%)	Sables gros. (%)	Sables moy. (%)	Sables fins (%)	Couche
106	0,12	0,84	-0,52	0	21	79	4,2	1,7	84,1	106
107	0,21	1,23	-1,4	0	15	85	12,9	17,8	69,3	107
107 sud	0,11	0,87	-0,68	1	12	87	3,6	11,7	84,7	107 sud
109 sup.	0,13	0,94	-1,13	0	10	90	5,5	10,6	83,9	109 sup.
109 inf.	0,13	0,86	-0,33	9	30	61	5,2	10,1	84,7	109 inf.
110	0,19	1,24	-1	2	24	74	11,5	17,7	70,8	110
756	0,28	1,73	-0,12	14	51	35	17	25	58	756
757	0,23	1,92	0,02	12	12	76	16	20	64	757
758	0,17	1,05	-0,19	8	43	49	8	18	74	758
759	0,16	1,45	0,15	15	43	42	9	16	75	759
760	0,17	1,6	0,15	2	28	70	10	18	72	760
761	0,12	1,9	0,29	6	37	57	8	11	81	761

Figure 108 : Caractéristiques granulométriques des sédiments analysés sur le chantier de Gaulle.

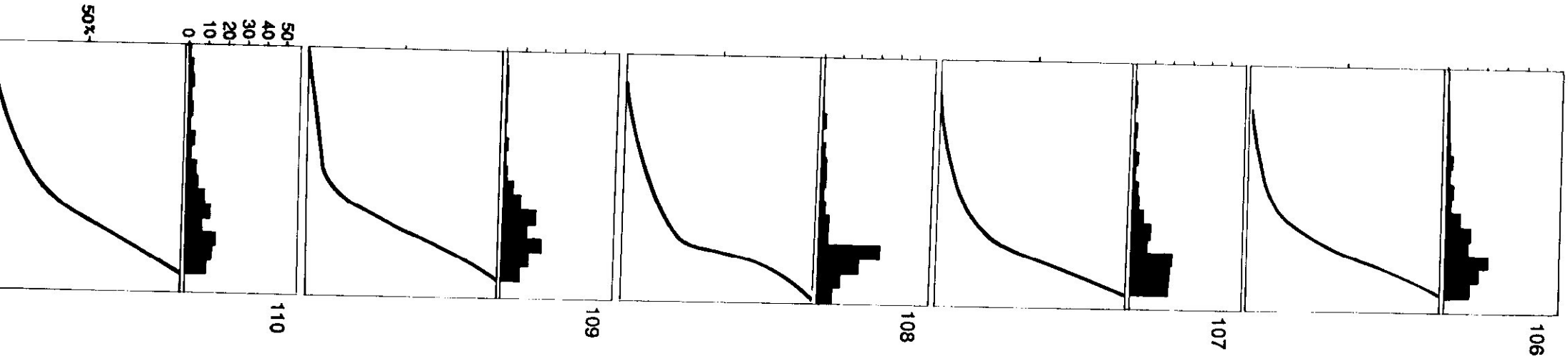


Figure 109 : Histogrammes et courbes cumulatives des sédiments sous le fossé médiéval, chantier de Gaulle, zone 3, sondage central.

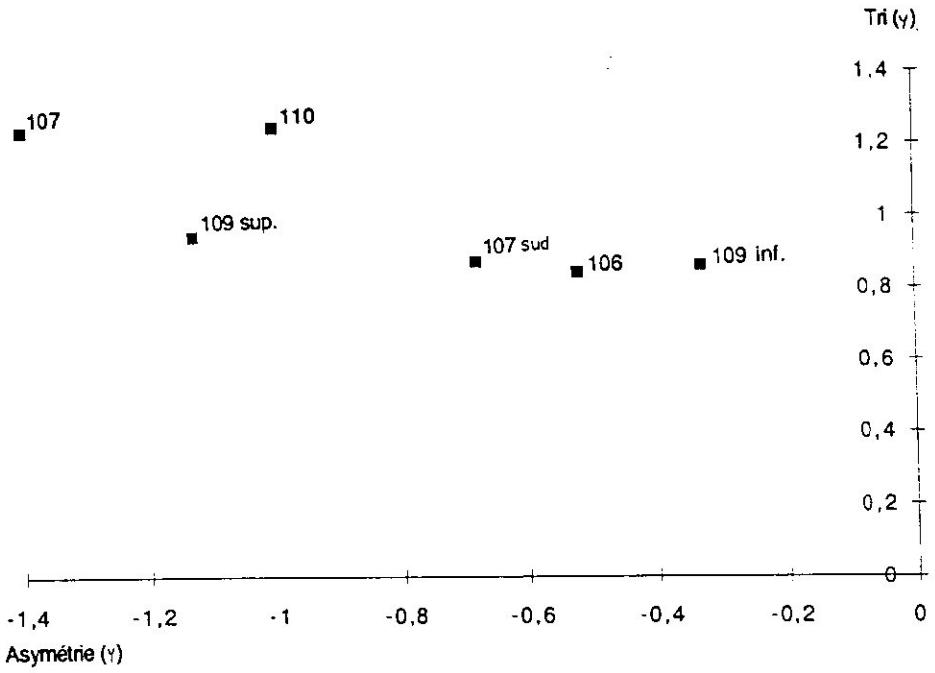


Figure 110 : Croisement indice de tri/indice d'asymétrie, sédiments sous le fossé médiéval, chantier de Gaulle, zone 3, sondage central.

nombreux ostracodes caractéristiques des milieux marins côtiers envasés (*Xestoleberis* et *Loxoconcha rhomboidea*).

Dans le sédiment 109 inf. (de -175 à -140 cm N.G.F.), on note de nombreux débris végétaux (écorces, copeaux de bois, fibres de posidonies) ainsi que des fragments roulés de bivalves marins. L'étude ostracodologique présente une faune hétérogène, adaptée à trois types de milieux correspondant à un environnement laguno-côtier : phytal marin (*Aurila, Cuchmanidea*), côtier polyhalin (*Cyprideis, Loxoconcha elliptica*) et d'eau douce (*Cyprinotus*).

La faune d'ostracodes du sédiment n°109 sup. (de -140 à - 130 cm N.G.F.) est caractéristique d'un milieu d'eau douce (*Cyprinotus*) en communication avec la mer (*Cyprideis*). Il peut s'agir d'un palud de bord de mer. Au niveau 108 (de -130 à - 120 cm N.G.F.), on note l'absence de microfaune et la présence de nombreux cristaux de gypse liés à des recristallisations lors d'assèchement ou à un apport remanié du stampien?

Enfin, entre -120 cm et -100 cm N.G.F (dépôts n° 107 et 106), la microfaune d'ostracodes est adaptée à des herbiers d'eau douce ne supportant pas de dessalures importantes (*Cyprinotus* et *Erpetocypris*). La présence de fragments de feuilles de posidonies peut s'expliquer par un apport éolien lors de tempêtes, le palud se situant à proximité de la plage. La faune d'ostracodes est donc caractéristique des herbiers d'eau douce. Au-dessus, les dépôts naturels ont été perturbés par la construction d'un fossé au moyen-âge.

b. Texture et caractéristiques granulométriques (figures 108 et 109)

Les sédiments sont caractérisés par une texture argilo-limoneuse qui prédomine (> à 80% dans le cas des vases des paluds de bords de mer). L'indice de tri compris entre 0,8 et 1,2 varie peu. Il définit un tri médiocre à mauvais de la fraction sableuse. L'indice d'asymétrie est constamment négatif, caractérisant un enrichissement en sables fins et donc une sédimentation en mode calme de type décantation (figure 110).

Les histogrammes des fractions sableuses présentent une progression assez intéressante (figure 109) : les prélèvements 110 et 109 sont polymodaux, aux formes assez proches de ceux de la zone de ressac. Le palud de bord de mer est défini par des histogrammes (108 à 106) qui ont un mode marqué dans les sables fins, à mettre en relation avec des processus de décantation.

On peut donc schématiquement opposer deux épisodes morphogéniques distincts :

- Un corps sédimentaire basal (sous -140 cm, n°110 et 109 inf.), caractéristique d'un fond de calanque en voie d'envasement.

-Un palud de bord de mer, défini par une faune d'ostracodes d'eau douce, entre -60 et -140 cm (109 inf. à 106). Le sommet de ce palud est soumis a des émersions temporaires (couches n° 107 et 106).

Cette évolution sédimentaire est "paradoxale", dans le cadre d'une variation verticale positive du plan d'eau. Le colmatage par envasement du fond du Lacydon a compensé la montée relative du niveau moyen de la mer. Cette "continentalisation" progressive peut être reliée au site de convergence de deux paléo-talwegs dans un environnement très proche de la ville antique. N'ayant pas de datations archéologiques, nous ne pouvons pas quantifier ce détritisme qui semble accéléré.

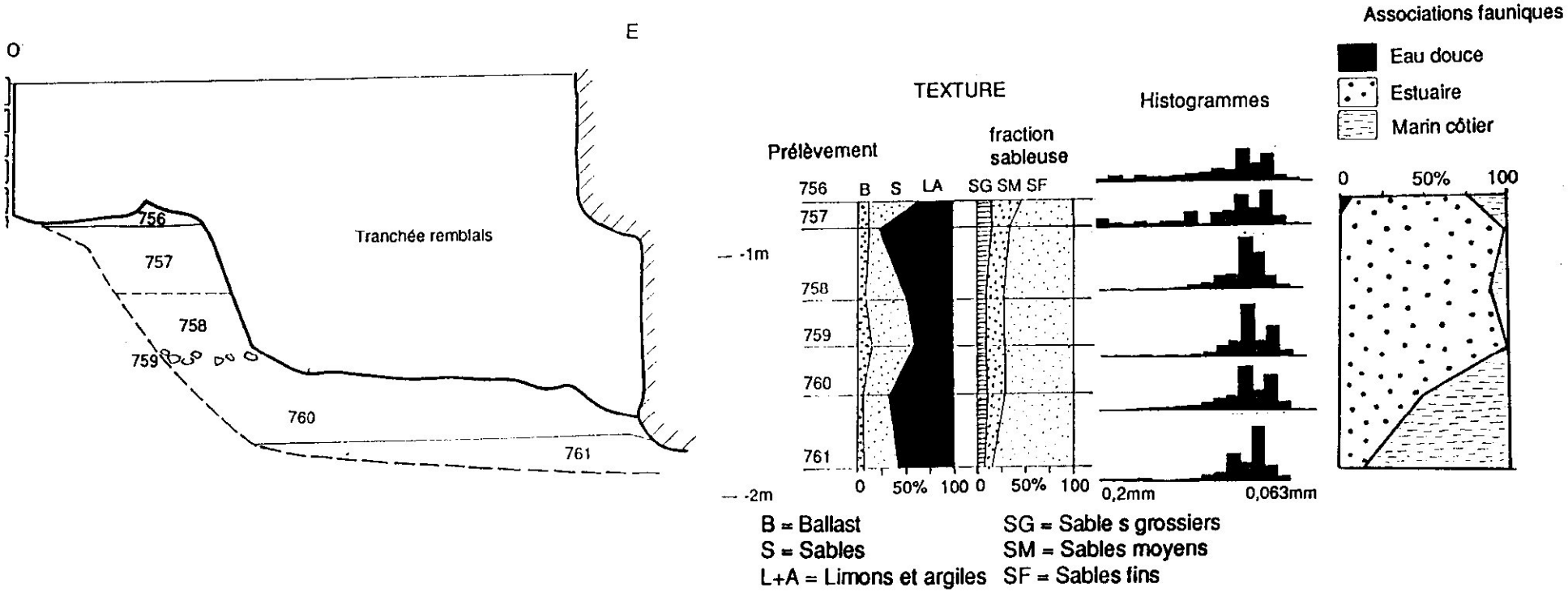


Figure 111 : Coupe de la zone 3, espace VI, tranchée de fondation du mur M42, chantier de Gaulle. Les numéros des couches renvoient aux descriptions dans le texte. Localisation de la coupe, figure 62A.

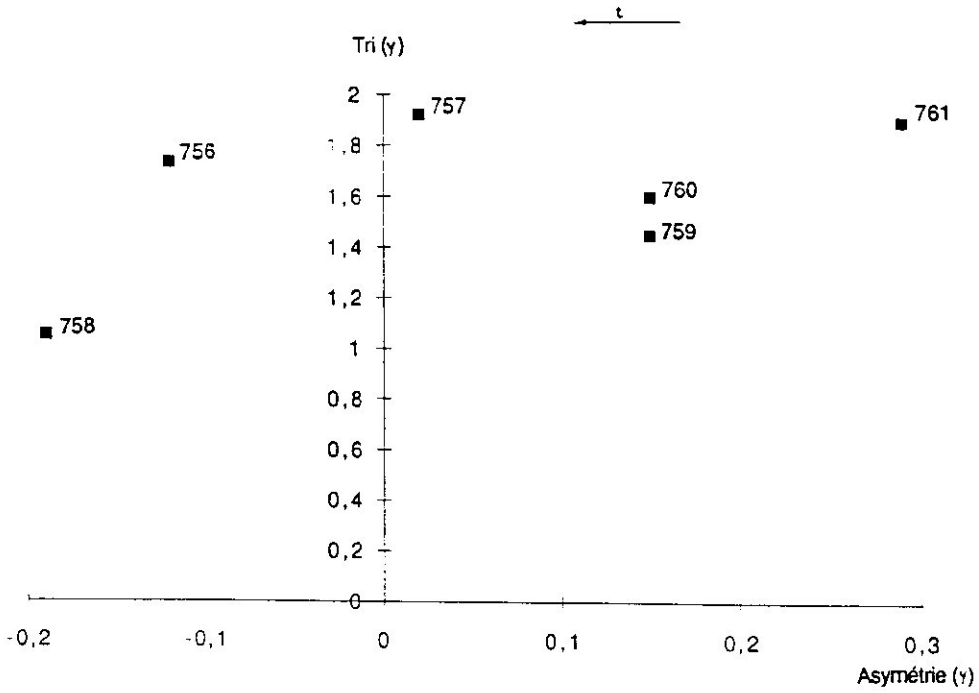


Figure 112: Croisement indice de tri/indice d'asymétrie, sédiments de la coupe de la zone 3, espace VI, tranchée de fondation du mur M42, chantier de Gaulle.

La série sédimentaire décrite ci-dessus avait déjà été identifiée lors des fouilles de la Bourse (JOURDAN, 1976 et GUERY, 1992). Elle se renouvelle dans d'autres coupes, comme celle qui se situe entre le fond du Lacydon et le rempart extérieur limitant le fossé.

2. Coupe entre le fond du Lacydon et le rempart extérieur du fossé médiéval (figure 111)

Six échantillons ont été analysés sur cette coupe qui semble antique (Bouiron, comm. orale). Elle se localise à l'ouest du fossé médiéval et aux mêmes profondeurs que la coupe précédente, entre -190 cm. et -80 cm N.G.F. Nous pouvons distinguer une évolution intéressante qui confirme la coupe précédente.

a. Analyse des ostracodes

Une étude préliminaire des ostracodes, par P. Carbonel, indique encore, de la base au sommet de la coupe, une "continentalisation" progressive du milieu que l'on peut scinder en trois étapes :

- La base de la coupe (le dépôt 761 culmine vers -175 cm N.G.F.) correspond à une zone d'embouchure avec une faune côtière encore importante (*Loxoconcha elliptica* et *rhomboidea, Xestoleberis* et *Aurila* principalement). Les ostracodes sont ensuite très rares dans le niveau n°760 entre -175 et -140 cm N.G.F.

- A partir du niveau 759 (de -140 cm à -90 cm N.G.F.), la faune estuarienne est prépondérante (*Cyprideis torosa* et *Loxoconcha elliptica* principalement).

- Enfin, le niveau 756 désigne un marais en communication avec la mer, avec des apports d'eau douce de -90 à -80 cm N.G.F. (*cyprinotus*).

b. analyse granulométrique

Les sédiments sont caractérisés par une texture limono-sableuse qui prédomine, caractéristique de processus de décantation dans le fond du Lacydon (figures 108 et 112). Nous notons une évolution granulométrique de la fraction sableuse intéressante : les sables sont de plus en plus fins dans le temps (l'indice d'asymétrie est positif en ce qui concerne la base de la coupe (couches n° 761 à 759) et négatif ou nul pour les couches sommitales (n° 757 et 756). L'indice de tri varie assez peu. Cette évolution traduit donc assez fidèlement le passage de fonds marins à un palud de bord de mer, où le mode de sédimentation est encore plus calme.

Le Lacydon est donc caractérisé par une progradation liée à des apports terrigènes, à l'origine d'un colmatage progressif de son fond. L'absence de données archéologiques ne nous permet pas pour l'instant de quantifier cette évolution qui semble comparable à celle identifiée au niveau des cônes de déjection du chantier J. Verne. La coupe ouest de la Bourse, au nord du chantier de Gaulle, va préciser cette comparaison grâce à deux datations au radiocarbone.

B. COUPE DE LA BOURSE, PLACE DE GAULLE

La coupe ouest, ou coupe de la Bourse, du chantier de Gaulle, offre l'intérêt de nous présenter 6000 ans de sédimentation marine, sur quatre mètres de profondeur, dans le

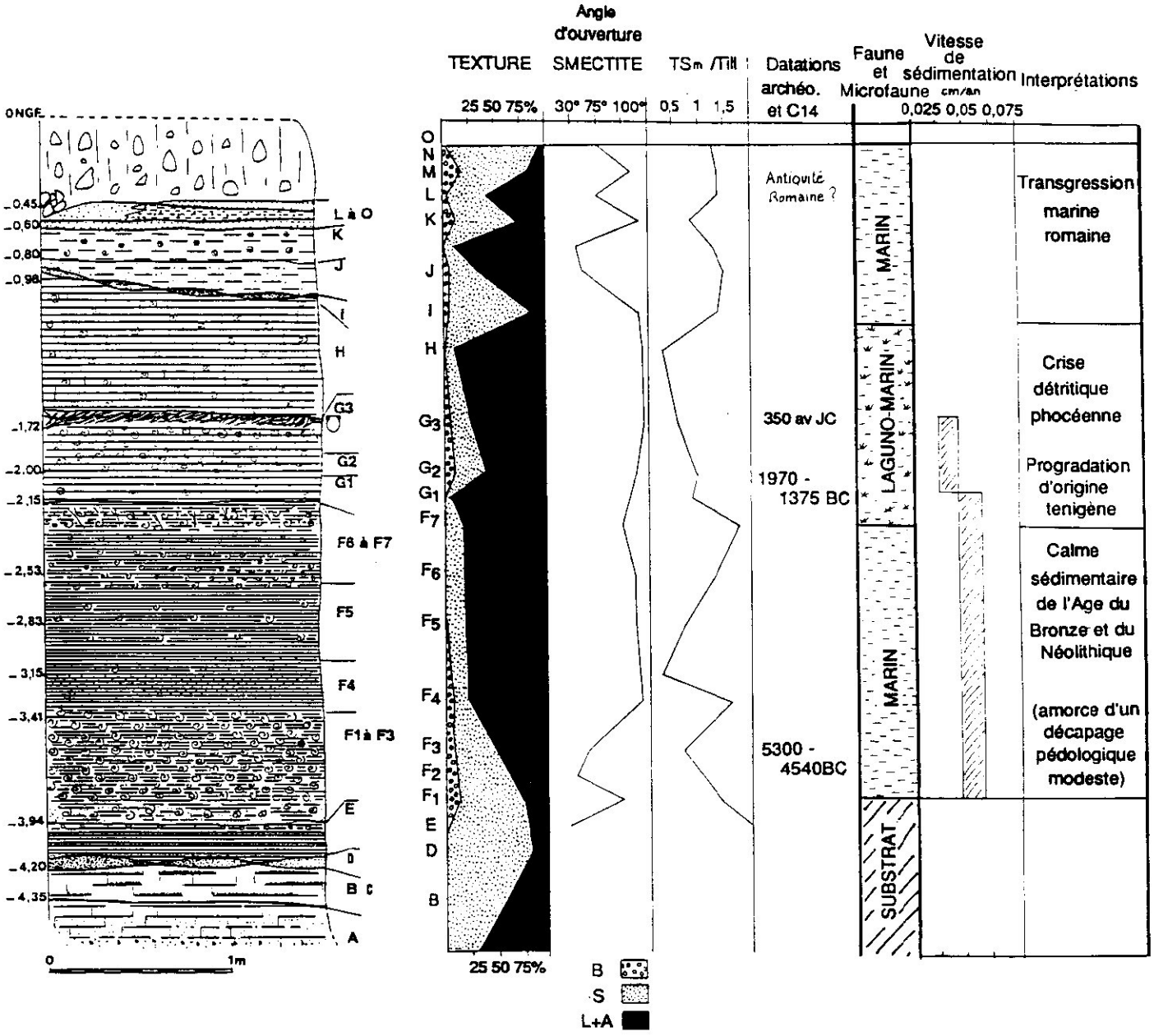


Figure 113 : Coupe ouest (coupe de la Bourse) du chantier de Gaulle, caractéristiques texturales, minéraux argileux et éléments de datation. Les numéros des couches renvoient aux descriptions dans le texte. Localisation de la coupe, figure 62 A.

U.S.	Ballast (%)	Sables (%)	Limons/ arg. (%)	Sables gros. (%)	Sables moy. (%)	Sables fins (%)	Grain moyen (mm)	Tri	Assymétrie	U.S.
O	2	95	3	15	62	23	0,47	1,17	-0,07	O
N	16	65	19	13	20	67	0,31	0,75	-0,22	N
M	3	45	52	35	42	23	0,18	2,53	0,37	M
L	7	66	27	20	36	44	0,13	1,78	0,37	L
K	0	13	87	4	12	84	0,11	2,24	0,51	K
J	2	29	69	3	10	87	0,1	2,18	0,52	J
I	2	83	15	4	28	68	0,19	1,22	0,07	I
H	0	16	84	2	10	88	0,07	2,18	-0,47	H
G3	5	20	75	12	7	81	0,14	2,62	0,04	G3
G2	8	25	67	9	6	85	0,07	2,41	-0,82	G2
G1	0	11	89							G1
F7	0	22	78	18	21	61	0,23	2,69	0,34	F7
F4	2	20	78	12	23	65	0,18	2,52	0,38	F4
F1	12	62	26	13	13	74	0,19	2,29	0,34	F1
E	0	2	98							E
D	0	83	17	0	7	93	0,1	1,71	0,72	D
C	0	58	42	0	2	98	0,02	1,38	-0,82	C
A	0	30	70	1	11	88				A

Figure 114 : Caractéristiques granulométriques des corps sédimentaires, coupe ouest (coupe de la Bourse) du chantier de Gaulle.

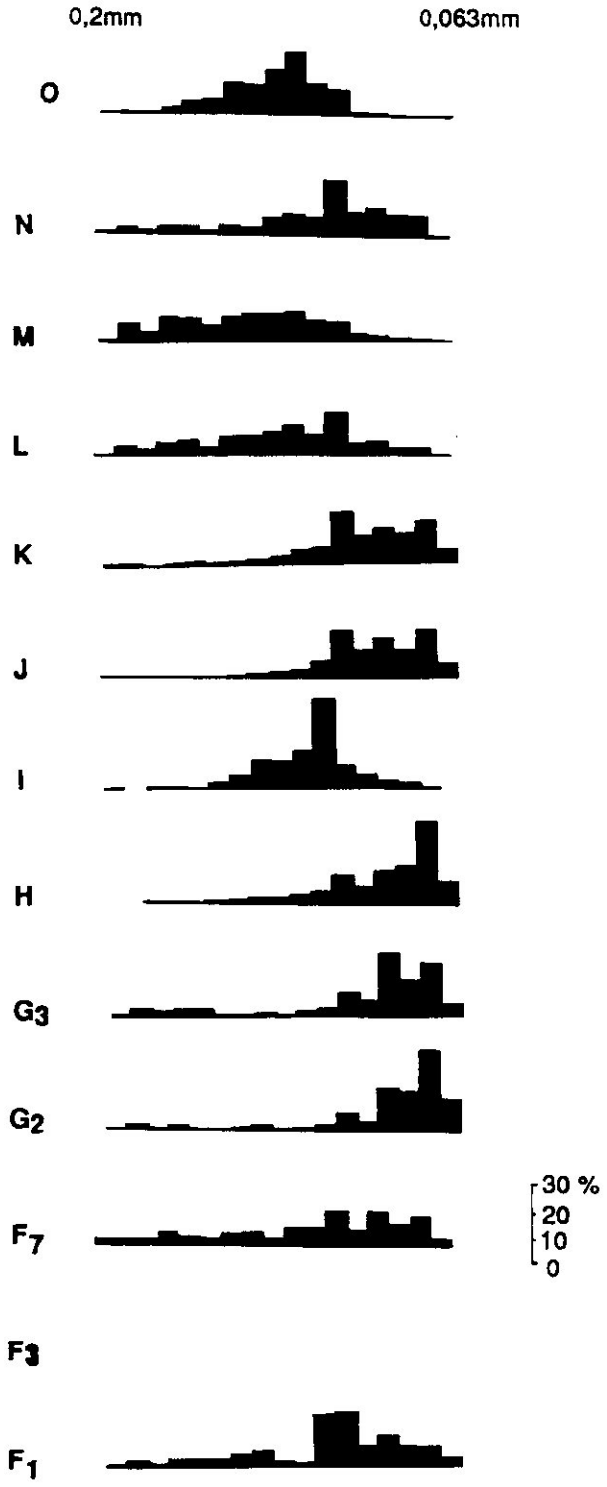


Figure 115 : Coupe ouest (coupe de la Bourse) du chantier de Gaulle, histogrammes.

fond du Lacydon. Nous avons identifié cinq corps sédimentaires au-dessus du substrat stampien (figures 113, 114 et 115).

1. Vases coquillières (F1 à F7 de -395 à -215 cm. N.G.F.)

a. Analyse

La base des vases coquillières est datée de 6010 +/- 240 B.P., L.G.Q. 943, sur la matière organique de la couche de vase F1, final (datation calibrée à 5300-4540 B.C.). Le sommet date de 3340 +/- 170 B.P., (L.G.Q. 944, sur la matière organique de la couche de vase F7), soit une fourchette chronologique calibrée à 1970-1375 B.C.

Ces dépôts présentent une texture fine, caractérisée par un enrichissement en limons et en argiles de F1 (26%) à F7 (78%) définissant un envasement du fond du Lacydon, du Néolithique à l'Age du Bronze moyen. Le taux de sédimentation varie de 0,09 à 0,38 cm/an. Il contraste avec les vitesses de sédimentation à l'époque grecque de la place J. Verne qui sont beaucoup plus rapides.

Les histogrammes des fractions sableuses présentent des formes très étalées correspondant à des dépôts en vrac (les indices de tri sont très mauvais, figure 114), avec cependant une prédominance des sables fins (plus de 60% de la fraction sableuse).

La faune, déterminée par M. Bourcier, définit une biocénose des sables vaseux de mode calme avec le cortège d'espèces caractéristiques identiques à celles des vases romaines et grecques de la place J. Verne (*Venerupis aurea, Loripes lacteus, Gastrana fragilis, Cerithium vulgatum, Abra alba, Parvicardium exiguum* et *Cerastoderma glaucum* principalement). La liste de toutes les espèces déterminées est donnée en annexe I.

Des couches F1 à F3, l'indice de cristallinité de la smectite est médiocre (angle d'ouverture des feuillets de smectite de 50° à moins de 100°) et la hauteur du pic de smectite se dégrade en valeur relative par rapport à la hauteur du pic d'illite (HS/HI variant de 0,7 à 1,7).

A partir de la couche F4, on assiste à une dégradation importante de la cristallinité de la smectite (indice de 95° à 140°) ainsi que de sa hauteur de pic (HS/HI variant de 0,3 à 1,8, mais 6 des 9 prélèvements sont inférieurs à 1).

b. Interprétation

Nous avons noté que la vitesse de sédimentation, durant le Néolithique et l'Age du Bronze, est vingt fois moins rapide qu'aux VI^{e} et V^{e} siècles avant J.-C. et cinq fois moins rapide qu'à l'époque romaine sur la rive nord. Comment expliquer de telles différences :

- Du Néolithique et au Bronze final, les impacts anthropiques semblent donc encore modérés sur la couverture forestière. Cette interprétation est identique à celle de la rive nord.

- De plus, nous sommes en pleine période Atlantique, connue pour son optimum climatique et son calme morphogénique dans les Alpes du sud (JORDA, 1987), comme en Provence (BALLAIS *et al.*, 1993).

Il est cependant possible de distinguer deux formations stratigraphiques en fonction de l'analyse des minéraux argileux. En effet, un apport important de smectite assez peu dégradée caractérise les couches basales (de F1 à F3). La source stampienne lors de ce premier épisode semble déterminante. Cette première période semble donc révélatrice d'une érosion très réduite du substrat stampien qui peut se faire par érosion linéaire, dans un contexte modérément anthropisé.

A partir de la couche F4, nous avons noté un apport de smectite très dégradée à mettre au compte d'une érosion superficielle aux dépens des horizons pédologiques. L'altération de la smectite et sa diminution proportionnelle sont en effet attribuées à une augmentation des matériaux pédogéniques au sein des dépôts. Cette part dans les sédiments s'accroit en fonction de l'extension des surfaces défrichées ou mises en culture (JORDA *et al.*, 1991b). L'érosion par décapage de sols semble donc l'emporter et fournit des smectites altérées. Nous pouvons donc conclure que dès le Néolithique final/Age du Bronze, vers 1970-1375 B. C. (date calibrée de F7), la mise en valeur agricole et une certaine déforestation affectent le bassin marseillais, comme le suggèrent les recherches archéologiques (ESCALON de FONTON, 1979...) et les connaissances sur l'essor démographique de la Provence vers 3000 ans B.C. (BOUVILLE, 1980).

La sédimentation des rives est et nord du Lacydon est donc compatible avec les modèles d'évolution du paysage de la Provence à cette époque (PROVANSAL, 1992). C'est l'impact croissant, mais encore modeste, de l'anthropisation, sur le couvert végétal, qui explique une telle évolution, dans un cadre climatique fluctuant. Il faut en effet souligner que les deux sites n'enregistrent pas la crise érosive, d'origine climatique du début du sub-Boréal, en Provence (BALLAIS *et al.*, 1993) ou dans les Alpes (JORDA, 1980 et 1987).

La différence fondamentale entre les deux rives est liée au dépotoir anthropique d'huitres sur la rive nord.

2. Couche très argileuse (G1, G2, G3 et H de -215 à -98 cm)

a. Analyse

Les argiles compactes (G1, G2, G3 et H) sont très homogènes. Elles se définissent par une texture identique. Les argiles et les limons prédominent, variant de 66% à 84% de la texture. Le reste est composé de sables fins très mal triés comme le montrent les histogrammes et les indices, traduisant des paléo-dynamiques de décantation et de dépôt en vrac.

Les couches G1, G2, G3 sont des argiles, de couleur brun-gris, scellées par une couche anthropique de branchages de pins. Ces branches recouvrent, quelques mètres plus à l'amont, un amoncellement d'amphores massaliètes datées vers 400 ans avant J.-C., (Bouiron, 1993). La vitesse moyenne de sédimentation est donc de 0,04 cm/an, inférieure à la vitesse précédente et surtout très différente des vitesses calculées aux VI^{e} et V^{e} siècles sur la rive nord.

La faune marine est très rare, caractéristique de la biocénose des sables vaseux de mode calme, (Annexe I) avec une prédominance de *Cerastoderma glaucum* qui supporte de grandes variations de salinité et de température. Une étude préliminaire de la faune d'ostracodes révèle un milieu laguno-marin.

La couche sommitale H, entre -170 et -98 cm, présente une couleur grise panachée de blanc et de rouille, pouvant évoquer un pseudogley (taches d'oxydo-réduction) et donc un assèchement temporaire. Nous sommes probablement en présence d'un marais de bord de mer. La fourchette chronologique 1970-1375 B.C. (date de F7 à la base du marais) est légèrement plus récente que la première crise biologique d'origine anthropique sur la rive nord (2780-1960 B.C.). La première fourchette correspond aussi à une modification fondamentale de la morphogenèse puisque l'on passe d'un écosystème marin à un écosystème laguno-marin de marais de bord de mer temporairement asséché.

b. Interprétation

Il faut donc insister sur une période de calme érosif qui semble affecter ce secteur du fond marécageux du Lacydon, en dehors des murs de Marseille grecque. Le contraste est en effet saisissant entre la rive nord urbanisée qui connaît une crise détritique, et le fond marécageux et relativement répulsif de la rive est, où le calme sédimentaire perdure jusque vers 400 ans avant J.-C. Entre 1970-1375 B.C. et 400 B.C., le taux moyen de sédimentation varie de 0,04 à 0,07 cm/an, soit très nettement plus faible que sur la rive nord, aux VI^{e} et V^{e} siècles avant J.-C. (1,3 à 1,4 cm/an). Cependant, la progradation d'origine terrigène à partir de 1970-1375 B.C., sur la rive est, nuance ce contraste.

Ces différences peuvent probablement s'expliquer par un piégeage sédimentaire. En effet, le taux de sédimentation, au niveau de la rive est, dépend étroitement du transit fluvial vers le littoral. La charge détritique peut être piégée, légèrement à l'amont. L'anayse pollinique en cours (Laboratoire de Palynologie de la faculté de Saint-Jérôme à Marseille) peut apporter un élément d'interprétation. Quelques éléments sont déjà fournis par les travaux de TRIAT-LAVAL (1969, 1978) et LAVAL-TRIAT (1985) aux fouilles de La Bourse. L'étude des pollens, au niveau des dépôts de comblement du port hellénistique, montre que le rapport de la somme des pollens d'espèces arbustives et arborescentes sur la somme totale de tous les pollens déterminés (PA/T) est d'environ 50%. Ce résultat permet d'exclure la présence de vastes étendues forestières dans les environs. De plus, des ripisilves assez proches sont signalées (*Betula, Alnus, Ulmus* ; LAVAL-TRIAT, 1985). Ces formations végétales ont donc pu bloquer une partie des produits de l'érosion qui auraient alors préférentiellement engorgé les talwegs (JORDA et PROVANSAL, 1990). Cette hypothèse reste cependant à démontrer. De tels indices d'engorgement de vallons ont cependant déjà été ponctuellement identifiés à proximité de l'actuelle Porte d'Aix (fouilles de l'îlot Sainte Barbe).

Au total, toute la période qui s'étend de 1970-1375 B.C. à 400 ans avant J.-C. apparaît assez homogène, caractérisée par une vitesse de sédimentation modeste, mais aussi une très notable progradation d'origine terrigène, qui peut s'expliquer par une décélération de la vitesse de montée relative du plan d'eau par rapport à la période précédente. Cette évolution peut être interprétée comme la réponse tamponnée à la fois de la crise détritique phocéenne hors les murs et comme la conséquence de la crise d'origine climatique de l'Age du Fer enregistrée dans de nombreux sites de Basse Provence (PROVANSAL, 1992) et probablement, en partie, sur la fouille J. Verne.

3. Corps lenticulaire de sables fins (n° I entre -83 et -98 cm)

La plage I, voit apparaître à nouveau des sables moyens en quantité relativement importante (28%). La figure 115 présente un histogramme à un mode bien marqué entre 0,16 et 0,12 mm qui indique un appauvrissement en sables les plus fins et les

plus grossiers (distribution symétrique). L'histogramme se rapproche de celui de la plage romaine n°2 du chantier de Gaulle et des zones du jet de rive actuelles. En l'absence d'analyse exoscopique et de datation archéologique, nous ne pouvons déterminer s'il s'agit d'une plage proche d'un paléo-niveau marin ou d'un dépôt de fond.

4. Limons sableux (n° J entre -98 et -80 m et n° K entre -80 et -60 cm N.G.F.)

Les argiles J et K s'apparentent aux prélèvements G1, G3 et H, caractérisés par la prédominance des limons et des argiles (de 70 à 85% du poids total), ainsi que celle des sables fins (de 85 à 90% de la fraction sableuse). Il y a manifestement prédominance de la décantation. La faune est encore caractéristique de la biocénose des sables vaseux de mode calme avec une prédominance de *Cerastoderma glaucum*.

Ces dépôts sont caractérisés par des indices de cristallinité de la smectite assez bons (55 et 60°) et un pic de smectite relativement bien marqué (HS/HI = 1,5). Ce sont les prélèvements qui s'apparentent le plus à la source stampienne. Cet épisode est donc caractérisé par un apport important de minéraux argileux moins dégradés. Il peut s'agir de la conséquence d'une érosion complète de certains profils pédologiques et de l'attaque de la roche mère. En l'absence de datation archéologique, nous ne pouvons proposer d'interprétation.

5. Plages de sables coquilliers (n° L, M, N et O de -60 à -45 cm N.G.F.)

Les prélèvements L, M, N et O sont des plages à proximité d'un paléo-niveau de la mer pour différentes raisons :

- Les textures très sableuses ont pu être mises en place à proximité d'un paléo-niveau moyen de la mer (de 45 à 95% de sables).

- Les histogrammes présentent des formes étalées, pouvant apparenter ces milieux de sédimentation à la zone de déferlement. En revanche, le dépôt sommital O est caractérisé par un histogramme au mode marqué entre 0,20 et 0,25 mm. Les sables très fins et très grossiers sont absents. On peut penser que ce dépôt correspond à une plage proche du paléo-niveau moyen de la mer vers -45 cm N.G.F.

- La faune est très brisée et donc difficile à identifier. Ce sable coquillier contient la plupart des espèces déjà citées caractérisant la biocénose des sables vaseux de mode calme, qui ont dû être rejetés à la côte. Le niveau d'énergie est donc relativement important.

Ces sédiments ont ensuite été recouverts par des remblais anthropiques. En l'absence de datation archéologique de ces niveaux, nous pensons, en fonction de l'altitude atteinte par ces plages, que ces sédiments sont probablement romains.

On note un pic de smectite assez bien marqué (HS/HI variant de 0,8 à 1,4) mais un indice de cristallinité de la smectite très dégradé (variable de 75° à 135°). Ce dernier épisode semble donc défini par un nouvel apport en argiles pédologiques, liées à des réductions du couvert végétal ou à une mise en valeur agricole plus intensive. Cependant, l'interprétation des minéraux argileux des plages proches du niveau moyen de la mer est rendue difficile du fait de possibles altérations (Robert, comm. orale.).

Nous désirons conclure sur trois points :

1. Nous remarquons que la montée relative du niveau de la mer se lit clairement sur cette coupe que l'on peut résumer ainsi :

- Vases marines de décantation et de colmatage du fond du Lacydon entre -395 et -215 cm N.G.F., au Néolithique et à l'Age du Bronze.

- Milieu laguno-marin entre -215 et -98 cm N.G.F., à l'époque grecque et hellénistique, traduisant une progradation d'origine terrigène.

- Episode marin transgressif entre -98 cm et -45 cm N.G.F. , à l'époque romaine ? Si c'est le cas, nous pourrions être tentés d'expliquer, en partie, ce recul du trait de côte par une accumulation littorale plus modeste à l'époque romaine. L'absence d'informations archéologiques ne permet malheureusement pas d'aller plus loin.

2. En termes de morphogenèse littorale, nous insistons sur les points suivants (figure 116) :

- Les deux sites enregistrent une anthropisation qui semble identique dès le Néolithique. En particulier, les premiers indices ténus d'anthropisation sont enregistrés vers 3355-2440 B. C., pour la place J. Verne et bien avant 1970-1375 B. C. pour la place de Gaulle. Ces deux sites connaissent, à partir de ces dates une évolution morphogénique à la fois commandée par des fluctuations sensibles du climat et une anthropisation de moins en moins discrète, qui ne semble cependant pas avoir encore trop affecté le couvert végétal.

- A partir de 3860 B.P., la rive nord se différencie par une première crise écologique d'origine anthropique. La croissance de la bio-accumulation à maërl cesse. Cet épisode est principalement lié à une occupation humaine limitée à la côte. Sur la côte est, nous distinguons une progradation d'origine terrigène à mettre en relation avec une occupation humaine ou une fluctuation climatique.

- Mais c'est surtout à partir de 600 ans avant J.-C. que se distingue la rive nord. En effet, la colonisation phocéenne aboutit à une crise détritique, sans précédent sur cette rive, et sans comparaison sur les autres rives. Nous interprétons cet épisode comme le passage d'un système morphogénique "naturel" à un système morphogénique urbain, et non pas comme une érosion seulement accélérée. Il est bien évident que la péjoration climatique régionale, mise en évidence sur d'autres sites de Basse-Provence entre 600 et 300 ans avant J.-C., a pu jouer un rôle en favorisant des écoulements concentrés et en augmentant la compétence des cours d'eau (PROVANSAL, 1992 et 1993 b, figure 117). Le site topographique semble jouer un rôle majeur, les versants en pentes fortes ayant pour conséquence une réponse détritique immédiate aux processus d'urbanisation (crise détritique phocéenne).

- En revanche, la rive est se caractérise par une évolution morphologique différente. Le fond du Lacydon, nettement extra-muros, dans un site marécageux, insalubre et répulsif, enregistre la crise érosive du début du sub-Boréal, et surtout la crise détritique phocéenne, d'une manière très atténuée. Il est aussi possible que la pause morphogénique gallo-romaine, d'origine climatique, soit enregistrée (par recul du trait de côte en relation avec une pause sédimentaire). Nous pensons que les marais de bord de mer, sont le principal facteur de cette lecture brouillée, et de cette réponse sédimentaire tamponnée des fluctuations climatiques et des pressions anthropiques.

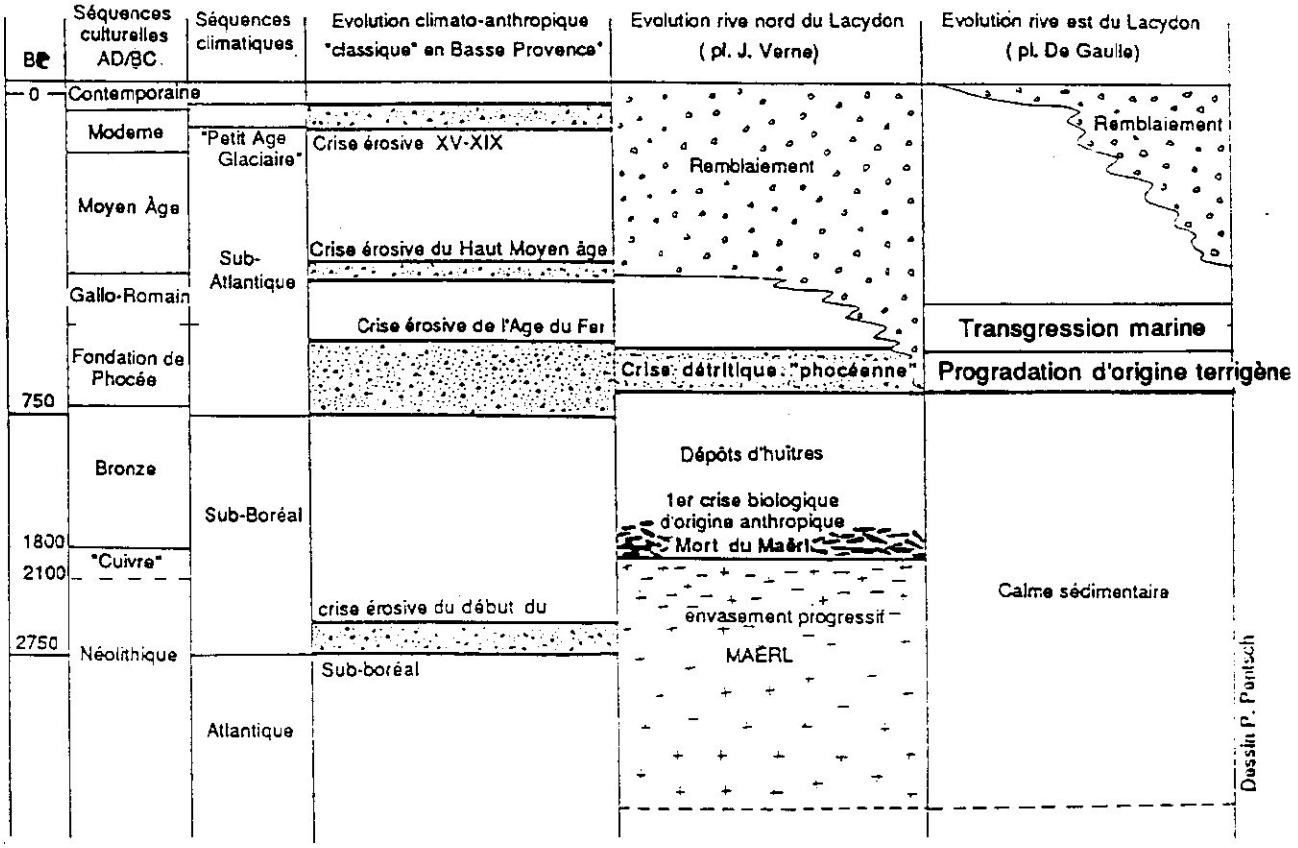


Figure 116 : Tableau synthétique de l'évolution bio-morphologique des rives nord et est du Lacydon. Evolution climato-anthropique d'après PROVANSAL, 1992 et BALLAIS *et al.*, 1993.

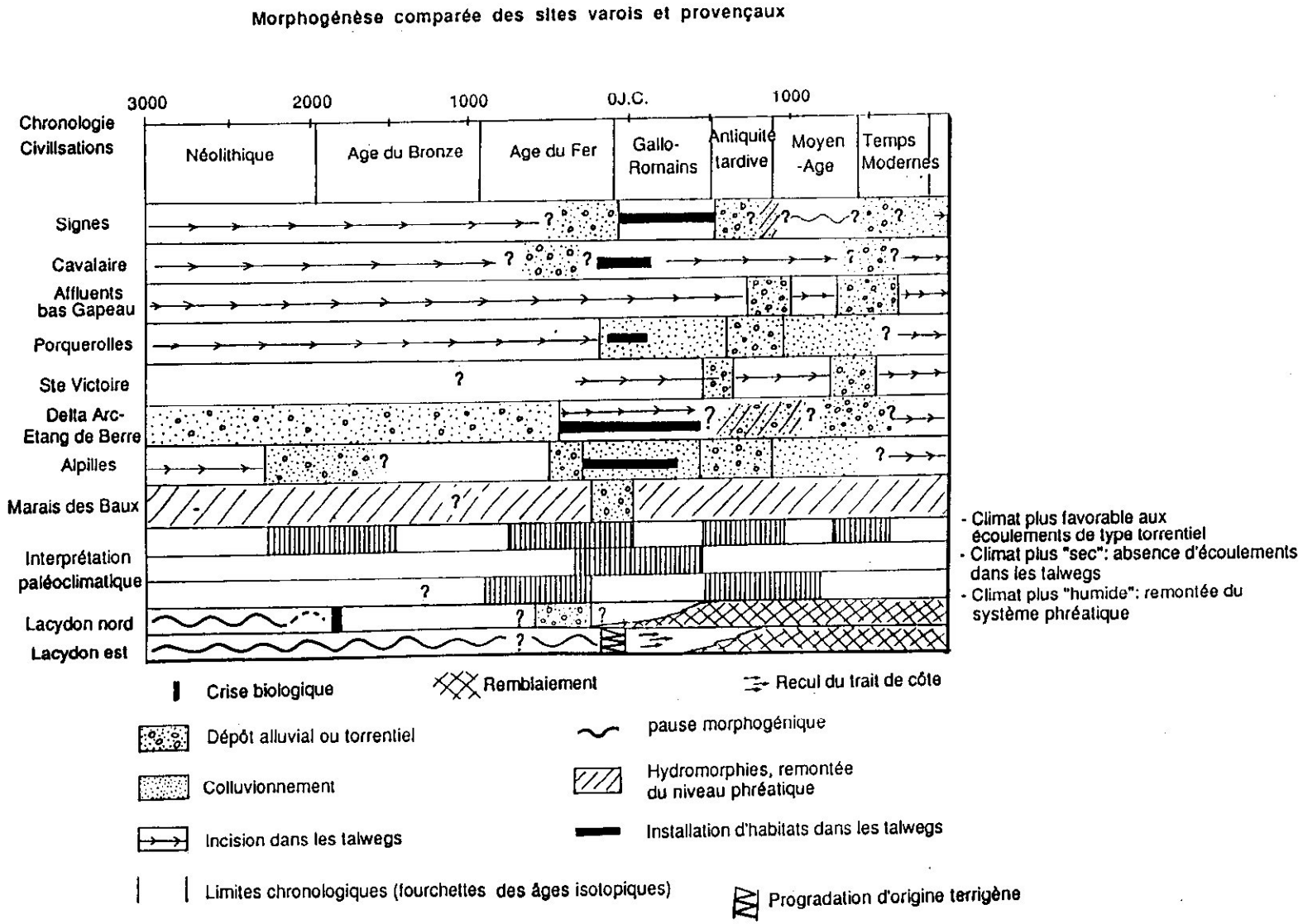


Figure 1.17 : Morphogenèse comparée des sites varois et provençaux (Provansal, non publié) et évolution bio-morphologique du lacydon

Une meilleure connaissance des datations archéologiques et de la microfaune devraient permettre d'en savoir plus.

3. Sur la place J. Verne, le hiatus chronologique de l'Age du Bronze Final et du début du Premier Age du Fer, est inexpliqué. En effet, le sommet du dépôt anthropique d'huîtres, daté de 3000 B.P. est scellé par les vases du VI^{e} siècle avant J.-C. Cette discontinuité de quatre siècles environ est troublante, d'autant plus que le Bronze Final et l'Age du Fer sont considérés, en Provence, comme des périodes de dynamisme démographique qui auraient donc logiquement dû laisser des traces détritiques.

CONCLUSION GENERALE

Les principaux résultats obtenus sont donc les suivants :

1. Variations relatives du niveau de la mer sur côtes rocheuses

- La similitude entre les nuages de points obtenus dans les différentes stations (diagrammes âge/profondeur et âge/vitesse), dans le cadre de substrats différents, plaide en faveur d'une montée du niveau marin, sous le contrôle de facteurs globaux (eustasie, isostasie...). Toutes les stations indiquent aussi des ralentissements constants des vitesses globales de montée relative du plan d'eau depuis environ 4500 ans. La transgression holocène semble s'achever en Provence vers 500 ans après J.-C. Sur côte rocheuse, cette quasi-stabilisation historique de la montée relative du niveau de la mer se matérialise par le développement de larges et épaisses bioconstructions.

- Nous insistons sur l'absence d'indice de stationnement marin historique supérieur au niveau marin actuel sur les côtes de Provence et de Haute Corse. De plus, aucun indice de stationnement ou d'oscillation du niveau marin au cours des 4500 dernières années n'a pu être mis en évidence. La montée du plan d'eau est donc progressive.

2. Variations relatives du niveau de la mer sur côtes meubles

- Entre 4000 et 500 ans avant J.-C., la vitesse maximale de montée relative du niveau marin est d'environ 0,03 cm/an. Elle est identique à la vitesse de montée sur côte rocheuse pour des âges et des profondeurs comparables.

- Entre 500 ans avant J.-C. et 250 ans après J.-C., la montée relative du niveau de la mer est beaucoup plus rapide (0,13 cm/an). Cette donnée peut autant traduire des déformations du substrat ou des tassements des formations superficielles que la plus faible précision des mesures sur côte meuble. La coincidence de cette accélération avec le début de la colonisation grecque est troublante. Elle suggère un rôle non négligeable, des apports rapides de vases détritiques, dans une réponse du substrat, de type isostatique. Il faut aussi rappeler que la vitesse de montée du niveau de la mer décélère rapidement. En effet, elle est divisée au moins par deux en sept siècles. Cette décélération constante est donc comparable à celles analysées sur côtes rocheuses.

- Depuis le V^{e} siècle après J.-C., le plan d'eau s'est à peu près stabilisé au niveau actuel. Nous n'avons découvert aucun indice de stationnement (ou de pulsation) marin historique supérieur au niveau marin actuel à Marseille ou à Toulon.

Au Lacydon, comme sur côte rocheuse, le niveau marin connaît donc une montée relative de plus en plus lente. C'est la décélération constante des vitesses de montée relative du niveau de la mer qui aboutit à une quasi-stabilisation de celui-ci à l'époque actuelle.

3. Morphogenèse et impacts anthropiques au Lacydon

Il faut remarquer que, dans un contexte favorable à une transgression du plan d'eau, le Lacydon connaît une importante avancée des terres et un repli concommittant des surfaces en eau. Cette évolution morphologique "paradoxale" s'explique par un bilan sédimentaire positif lié à la conjoncture de l'anthropisation et de l'évolution morpho-climatique des milieux continentaux.

Sur la rive nord, trois évènements marquent l'histoire paléo-écologique de ce rivage :

- Les premiers indices d'une anthropisation du littoral du Lacydon sont décelés dès le Néolithique, vers 2300 ans B.C. Cette première phase d'anthropisation semble aboutir à la crise biologique, d'origine anthropique, des biocénoses marines, vers 1900 ans B.C.

- La première crise de l'environnement littoral a lieu, vers 1900 ans B.C., caractérisée par la "mort" du maërl, contemporaine d'un envasement et d'un rejet anthropique massif d'huîtres (première crise écologique d'origine anthropique). La part de l'Homme, dans l'histoire écologique du Lacydon, apparaît donc déterminante dès le début de l'Age du Bronze. Cette date de 3900 B.P. est fondamentale pour un géographe car elle traduit la transformation du milieu naturel en espace géographique. Le Vieux Port de Marseille, est donc un haut lieu d'activités littorales depuis près de quatre millénaires. Cependant, l'Age du Bronze donne finalement peu de débris, suggérant une occupation du sol sur les collines relativement peu dense et insuffisante pour engendrer une crise érosive.

- Quand les Phocéens se sont implantés vers 600 ans avant J.-C., la rive nord du Lacydon était donc déjà un écosystème marin fortement dégradé. L'urbanisation des collines de Saint-Laurent, de la butte des Moulins, puis de la colline des Carmes, va entraîner une crise détritique sans précédent (crise détritique phocéenne), dans le cadre d'une possible péjoration du climat.

En revanche, la rive est révèle un calme sédimentaire. Les crises érosives climatiques du début du sub-Boréal et de l'Age du Fer ne semblent pas enregistrées. Nous pensons que les marais de bord de mer ont piégé les sédiments et sont donc à l'origine d'une réponse sédimentaire tamponnée des fluctuations climatiques et des pressions anthropiques.

Au total, plus que la remontée relative du niveau de la mer, le facteur anthropique, à l'échelle historique, apparaît déterminant dans la mobilité des littoraux provençaux. Depuis 4000 ans, les principaux changements côtiers sont dûs davantage aux activités humaines, dans un contexte climatique favorable au déplacement des débris jusqu'au littoral, qu'aux variations des niveaux marin ou terrestre (JEFTIC *et al.*, 1992 ; PASKOFF, 1992). Le colmatage par envasement et l'artificialisation des rives ont en effet largement compensé la montée historique du niveau moyen de la mer.

Ces quatre derniers millénaires ne représentent qu'un épisode, parmi beaucoup d'autres, d'une histoire naturelle particulièrement mouvementée de la Méditerranée nord-occidentale (CLAUZON,1982). Nous avons essayé d'en retracer partiellement le dernier acte, qui met en scène les sociétés humaines comme un des principaux facteurs d'évolution du littoral.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ADEY W. H. (1986), Coralline algae as indicators of sea-level, *in Sea-level research : a manual for the collection and evaluation of data*, VAN DE PLASSCHE *ed.*, pp. 883-904.

ALLEN J. R. L. (1984), Sedimentary structures, their character and physical basis, *Developments in sedimentology*, 30, 663 p.

ALOISI J.-C. *et al.* (1978), The holocene transgression in the golfe du Lion, southwestern France : paleogeographic and paleobotanical evolution, *Géogr. phys. Quat.*, 32, 2, pp. 145-162.

AMBERT P. et M. et MAURIN G. (1982), Littoraux miocènes et quaternaires du Languedoc occidental, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 295, 2, pp. 251-254.

ARNAUD P. M. et LEUNG TACK K., (1971), Faunes malacologiques du Lacydon antique et du Vieux Port de Marseille : Comparaison écologique et remarques sur la pollution, *Tethys*, 3, 1, pp. 105-112.

ARNAUD FASSETTA G. et VELLA C. (1992), Les dynamiques actuelles du littoral de Martigues, mémoire de maîtrise, Institut de Géographie, Aix-en-Provence, 173 p. dact. et ann.

ASTIER J. M. et TAILLIEZ P. (non daté), Impact des effluents du grand collecteur du cap Sicié (égouts de Toulon, La Seyne, Six Fours) sur la vie des fonds marins, étude ECOMAIR de 1974 à 1976, 27 p. et annexes.

AUBERT M. *et al.* (1968), Côtes de France, inventaire national de la pollution bactérienne des eaux littorales, Institut National de la santé et de la Recherche Médicale, 167p.

AUGIER H. (1991), La vie benthique, *Actes du 9e colloque international d'océanographie médicale* (Nice, 1990), sous la direction de AUBERT et AUBERT, t. 101 à 104, pp. 348-358.

BAGNOLD R. A. et BARNDORFF-NIELSEN O. (1980), The pattern of natural size distributions, *Sedimentology*, 27, 199-207.

BALLAIS J.-L. et CRAMBES A., (1993), Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Sainte-Victoire, *Méditerranée*, 1-2, pp. 29-41.

BALLAIS J.-L. *et al.*, (1993), Morphogenèse holocène sur le périmètre des Alpilles, *in* Archéologie et environnement de la Sainte-Victoire aux Alpilles, sous la dir. de LEVEAU et PROVANSAL, Publications de l'Université de Provence, pp. 515-547.

BALLESTEROS E. (1984), El estatgets supralitoral i mediolitoral de les illes Medes, *in Els sistemes naturals de les illes Medes*, sous la direction de ROS , OLIVELLA et GILI , pp 647-659.

BARBAZA Y. (1971), Morphologie des secteurs rocheux du littoral catalan septentrional, *Mémoires et Documents C.N.R.S.* , vol. II, 152 p. et 15 planches photographiques.

BARLIER F. *et al.* (1983), The geoid of the Mediterranean Sea deduced from Seasat data, *Proc. 2nd. Intern. Symp. Geoid in Europe and in the Mediterranean area*, Rome, 1982, Ist. Geogr. Mil. Ital., pp. 14-35.

BASUMALLICK S. (1964), Size differentiation in a cross-stratified unit, *Sedimentology*, 6, pp. 35-68.

BENOIT F. (1972), L'évolution topographique de Marseille. Le port et l'enceinte à la lumière des fouilles, *Latomus*, 31, pp. 54-70.

BELLAICHE G., VERGNAUD-GRAZZINI C. et GLANGEAUD L. (1969), Les épisodes de la transgression flandrienne dans le golfe de Fréjus, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268, D, pp. 2765-2770.

BIANCONI C. H., BOUDOURESQUE C.F., MEINESZ A. et DI SANTO F. (1987), Cartographie de la répartition de *Lithophyllum lichenoides* (Rhodophyta) dans la réserve de Scandola (côte occidentale de Corse, Méditerranée),*Trav. Sci. Parc Nat. Port Cros* , 13, pp. 39-63.

BIROT P. (1955), Les méthodes de la morphologie, P. U. F. , 177p.

BLANC J. J. (1958), Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale, Masson, 140 p.

BLANC J. J. (1969), Les terrains quaternaires, *in* Notice explicative de la carte géologique au 1/50.000, XXXIII-46, Toulon, B.R.G.M., pp. 13-14.

BLANC J.-J. et BONIFAY E. (1957), Observations sur le quaternaire des îles d'Hyères (Var), *Bull. Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco*, 4, pp. 123-150.

BLANC J.-J. et FAURE H. (1990), La montée récente du niveau de la mer. Exemples de Marseille, Gênes et Venise (Méditerranée), *Géologie méditerranéenne*, 17, 2, pp. 109-122.

BLANC J. J. , FROGET C. et GUIEU G. (1967), Géologie littorale et sous-marine dans la région de Marseille. Relations avec les structures de la basse-Provence, *Bull. Soc. géol. de France*, 7, 9, pp. 561-571.

BLANC J. J. et MOLINIER R. (1955), Les formations organogènes construites superficielles en Méditterranée occidentale, *Bull. inst. océano.* , Monaco, 1067, pp. 1-26, 1 planche h. t.

BLANC-VERNET L. (1969), Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée, *Rec. Trav. Sta. Mar. Endoume*, 64-68, 281 p.

BODERGAT A.-M. (1987), L'ostracode, techniques d'étude, interprétation du matériel récolté, *in* Géologie de la préhistoire, sous la direction de MISKOWSKY A., pp. 699-704.

BONIFAY E. (1962), Recherches sur les terrains quaternaires dans le sud-est de la France, Thèse de sciences naturelles, Bordeaux, Delmas, 194 p.

BONIFAY E. (1973), Données géologiques sur la transgression versilienne le long des côtes françaises de la Méditerranée, 9ème congrés de l'INQUA, Christchurch, pp. 137-142.

BONIFAY E. (1980), Niveaux marins plio-pleitocènes et tectonique récente des côtes françaises de la Méditerranée, actes du colloque : *Actes du colloque : Niveaux marins et tectonique dans l'aire méditerranéenne, C.N.R.S.*, pp. 283-302.

BONIFAY E., COURTIN J. et THOMMERET J. (1971), Datation de la transgression versilienne dans la région de Marseille, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 273, D, pp. 2042-2044.

BONIFAY E. et COURTIN J. (1980), Présence de littoraux immergés du Sicilien et du Tyrrhénien dans la région de Marseille, *C.R. Acad. SC. Paris*, 291, D, pp. 143-145.

BONIFAY M. (1983), Eléments d'évolution des céramiques de l'antiquité tardive à Marseille d'après les fouilles de la Bourse, *Revue archéo. de Narbonnaise*, 16, pp. 285-346.

BOUDOURESQUE C. F. (1971), Contribution à l'étude phytosociologique des peuplements algaux des côtes varoises, *Vegetatio, Acta Geobotanica*, XXII, 1-3, pp. 83-184.

BOUDOURESQUE C. F., AUGIER H. et GUENOUN Y.-C. (1972), Premiers résultats de l'étude de la croissance *in situ* de *Lithophyllum tortuosum* (Rhodophycées, corallinacées), *Bull. Mus. Hist. nat. Marseille*, XXXII, pp. 198-215.

BOUIRON M. (1993), Place général de Gaulle, *in* Le temps des découvertes, Marseille, de Protis à la reine Jeanne, Musées de Marseille, pp. 51-54.

BOURCART J. (1951), Sur la géologie quaternaire des îles d'Hyères, *C. R. et Bull. Soc. géol. de France*, 6, 1, pp. 159-168.

BOURCIER M. (1980), Economie benthique d'une baie méditeranéenne largement ouverte et des régions voisines en fonction des influences naturelles et humaines. Thèse d'Etat, Univ. Aix-Marseille,161 p. et ann.

BOUVILLE C. (1980), La population préhistorique de Provence : aspect démographique du chalcolithique, *Bull. Archéo. de Provence*, 5-6, pp. 38-45.

BRADLEY R. S. et JONES P. D. (1992), Climate since A. D. 1500, Routledge, 679 p.

BRISSET T. et COCHEME J.-J. (1976), Etude géologique des presqu'îles de Scandola et du Monte Senino (Corse), Thèse de sciences de 3ème cycle, Marseille-st-Jérôme, 158 p.

BRONNER G., LECORCHE J.-P. et ORSINI J.-B. (1971), Un pli conique kilométrique : fragment méridional du massif hercyhien des Maures (Var, France), *C.R.Acad.Sci.Paris*, D, 272, pp. 20-23.

CAIRON D. et DELLERY B. (1991), Parking Jules Verne, Marseille (Bouches du-Rhône), étude de faisabilité géotechnique, *mémoire B.R.G.M.*, n° R 32425 PAC 4S 91, 12 p. et ann.

CAMPREDON R. et BOUCARUT M. (1975), Alpes-maritimes, Maures, Esterel, Guides géologiques régionaux, Masson, 175 p.

CAMPS G. (1989), La Provence préhistorique, *in* La provence des origines à l'an mil, FEVRIER *et al.*, pp. 55-168.

CARBONEL P. (1980), Les ostracodes et leur intérêt dans la définition des écosystèmes estuariens et de la plateforme continentale, essais d'application à des domaines anciens, Thèse d'Etat de Sciences, 350 p.

CARBONEL P. (1988), Ostracods and the transition between fresh and saline waters, *in* DE DECKKER P., COLIN J.-P. et PEYPOUQUET J.-P. *eds., Ostracoda in the earth sciences*, pp. 157-173.

CARON J.-M. et *al.* (1980), 26ème congrés géologique international, Paris, excusion 36A, Corse, grandes unités structurales, 21 p.

CHAMLEY H. (1969), Témoins d'un niveau marin quaternaire à la côte + 4 m. sur l'ensemble du littoral des Maures, *C.R.Acad.Sci.Paris*, 269, pp. 1478-1481.

CHAMLEY H. (1971), Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée, *Mémoire du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, 35, 209 p. et ann.

CHAMLEY H. (1988), *Les milieux de sédimentation*, B.R.G.M. et Lavoisier, 173 p.

CHAMLEY H. et PORTIER J. (1970), Enduits rubanés de fer et manganèse dans les formations quaternaires au Gaou Benat (massif des Maures), *Bull. A.F.E.Q.*, 1, pp. 27-33.

CHAMLEY H., FROGET C. et PASTOURET L. (1971), Observations sur les plages quaternaires de l'Esterel. Relations avec les plages quaternaires des Maures, *C.R.Acad.Sci.Paris*, D, 273, pp. 2199-2202.

CLAIREFOND P. (1974), Morphologie et dynamique sédimentaire des plages des Saintes Maries de la mer, D.E.A. d'océanographie, Marseille-Luminy, 26 p. dact.

CLARK J. A., FARRELL W. E. et PELTIER W. R. (1978), Global changes in postglacial sea level : a numerical calculation, *Quaternary Research*, 9, pp. 265-287.

CLAUZON G. (1982), Le canyon messinien du Rhône, une preuve décisive du : "desicated deap-basin model" (HSU, CITA et RAYAN, 1973), *Bull. Soc. géol. de France*, 7, 24, 3, pp. 597-610.

CLERC M. (1927), Histoire de Marseille dans l'Antiquité des origines à la fin de l'Empire romain d'occident (476 après J.C.), T1.

CLOZIER R. (1972), Histoire de la géographie, Que sais-je ?; P.U.F., 128 p.

COLLINA-GIRARD J. (1992), Présentation d'une carte bathymétrique au 1/25 000 du précontinent marseillais (au large de la zone limitée par la grotte Cosquer et l'habitat préhistorique de Carry le Rouet), *Géologie Méditerranéenne*, 19, 2, pp. 77-87.

COLMAN J. S. et STEPHENSON A. (1966), Aspects of the ecology of a "tideless" shore, in some contemporaries studies, *in Marine Science*, BARNES *ed.*, pp. 163-170.

COMBES P. (1984), La tectonique récente de la Provence occidentale, microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la seismicité, Thèse de 3ème cycle de géophysique, université L. Pasteur, Strasbourg, 182 p.

CONCHON O. (1975), Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale, Thèse de Sciences naturelles, Paris 6, 2 vol., 514 p. et ann.

CONCHON O. (1980), Les niveaux quternaires marins et la tectonique en Corse, *Actes du colloque : Niveaux marins et tectonique dans l'aire méditerranéenne, C.N.R.S.*, pp. 271-282.

COSQUER H. (1992), La grotte Cosquer, plongée dans la préhistoire, Solar, 119 p.

COURTIN J. (1974a), Le Néolithique de la Provence, *Mém. sté. Préh. Fr.*, 11, Klincksieck, 360 p.

COURTIN J. (1974b), Les civilisations de l'Age du Bronze en Provence, Le Bronze ancien et le Bronze moyen, *in* La préhistoire française sous la direction de GUILAINE, CNRS, 3, pp. 445-451.

COURTIN J. et FROGET C. (1976), La station néolithique de l'île de Riou, *B. M. A. P. M.*, 15, 1969, pp. 147-167.

COYNE et BEYLIER (1982), Construction de la station d'épuration de Toulon-ouest, dossier principal d'impact, 49 p. et annexes.

DALONGEVILLE R. (1977), Formes littorales de corrosion dans les roches carbonatées au Liban, étude morphologique, *Méditerranée*, 3, pp. 21-33.

DALONGEVILLE R. (1986), Formes de corrosion et de construction organogène des littoraux actuels calcaire de Méditerranée, termes de comparaison pris en mer Rouge, Thèse de doctorat d'Etat, Université de Bretagne occidentale, 2 vol., texte 374 p., ann. 149p.

DALONGEVILLE R. et LE CAMPION T. (1982), Aperçu sur l'érosion littorale en roches carbonatées, l'exemple de la Méditerranée, *Bull. Lab. Rhod. de Géomorphologie*, 11-12, pp. 3-12.

DAUMAS G. (1930), La collection de stanislas Clastrier, *Mem. Hist. de Provence*, 7, pp. 190-195.

DAWSON A. G. (1992), Ice Age Earth, Late quaternary geology and climate, Routledge, 292 p.

DEBRAT J. M. (1974), Etude d'un karst calcaire littoral méditerranéen. Exemple du littoral de Nice à Menton, *Méditerranée*, 2, pp. 63-85.

DEGIOVANNI C. (1972), Essai d'interprétation hydrodynamique de la granulométrie des sédiments sableux, plage de Pramousquier, Var, (France), *in The Mediterranean sea, a natural sedimentation laboratory*, sous la direction de STANLEY, pp. 305-320

DEGIOVANNI C. (1973), Etude de sédimentologie dynamique à la presqu'île de Sidi-Ferruch (ouest d'Alger), Thèse de géologie marine et de sédimentologie, Université de Provence, 105 p. et ann. dact.

DELAMARE- DEBOUTEVILLE CL. et BOUGIS P. (1951), Recherches sur le trottoir d'algues calcaires effectuées à Banyuls pendant le stage d'été 1950, *Vie et Milieu*, 1159, T. 2, F. 2, pp. 161-181.

DELLERY B. et GAUDIN B. (1977), Observations géologiques et géotechniques à l'occasion de travaux souterrains dans le bassin de Marseille, *Géologie Méditeranéenne*, 4, 1, pp. 55-64.

DENIZOT G. (1957), le rivage de Provence et Languedoc au temps des ligures, *Revue d'Etudes Ligures*, 1-2, pp. 5-50.

DIGERFELDT G. (1986), Studies on past lake-level fluctuations, *in* BERGLUND *ed., Handbook of Holocene Palaecology and Palaeohydrology*, pp. 127-143.

DOUGLAS I. (1985), Urban sedimentology, *Progress in Physical Geography*, 9, 2, pp. 255-280.

DUANE D. B. (1964), Significiance of Skewness in recent sediments, western Pamlico sound, north Carolina, *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 4, pp. 864-874.

DUBAR M. (1987), Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France), *Bull. Soc. géol. France*, 8, 3, 1, pp. 195-198.

DUBAR M. (1988), La série transgressive côtière holocène de la région de Nice, un modèle sédimentaire, *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 1, pp. 11-15.

DUPIRE S. (1985), Etude cartographique à 1/25.000 de la zone sud du bassin de Marseille, les travertins de Marseille, apercu géomorphologique et néotectonique, Thèse de géologie, Marseille, 104 p. et ann.

DUPLESSY J.-C. et MOREL P. (1990), Gros temps sur la planète, O. Jacob, 297 p.

DURAND-DASTES F. (1990), La mémoire de Gaia, *Géopoint 1990*, Groupe Dupont, pp 147-151.

DURAND-DELGA M. *et al.* (1977), Guide géologique régional : Corse, Masson, 208 p.

DYER K. R. (1970), Grain size parameters for sandy-gravels, *Journal of Sedimentary petrology*, 40, 2, pp. 616-620.

EMERY K. O. (1978), Grain size in laminae of beach sand, *Journal of Sedimentary petrology*, 48, 4, pp. 1203-1212.

EMERY K. O. et AUBREY D. G. (1991), Sea levels, land levels and tide gauges, Springer-Verlag, 237 p.

ESCALON de FONTON (1979), La paléogéographie et l'évolution du paysage dans la région de Marseille, *in* Naissance d'une ville : Marseille, ouvrage coll., Edisud, pp. 5-20.

FAURE H. (1977), Problèmes paléophysiques et paléogéographiques posés par les niveaux marins quaternaires, *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 53, pp. 69-70.

FELDMANN J. (1937-1938), Recherches sur la végétation marine de la côte des Albères, *Revue Algol.*, 10, 1-4, 339 p. et annexes.

FEVRIER P.-A. *et al.*, (1989), La provence des origines à l'an mil, 521 p.

FIELLER N. R. J. *et al.* (1988), Statistical analysis of particle sizes and sediments, Computer and quantitative methods in archeology, sous la direction de RUGGLES et RAHTZ, *BAR international series*, 39/3, pp. 79-94.

FIELLER N. R. J. *et al.* (1992), Statistics of particle data, *Appl. Statist.*, 41, 1, pp. 127-146.

FLEMMING N. C. (1969), Archeological evidence for eustatic change of sea level and earth movements in the Western Mediterranean in the last 200 years, *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 109, 125 p.

FLEMMING N. C. (1978), Holocene eustatic changes and coastal tectonic in the northeast Mediterranean : implications for models of crustal comsuption, *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A, 289, 1362, pp. 405-458.

FLEMMING N. C. (1979-80), Archeological indicators of sea level, *Oceanis*, 5, hors-série, pp. 149-166.

FLEMMING N. C. (1992), Predictions of relative coastal sea-level change in the Mediterranean based on archeological, historical and tide-gauge data, *in Climatic change and the Mediterranean*, JEFTIC et MILLIMAN *eds.*, pp. 247-281.

FLEMMING N. C. et WEBB C.O. (1986), Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10.000 years derived from archeological data, *Z. Geomorph. N. F.*, 62, pp. 1-29.

FOLK R. L. (1962), of Skewness and sands, *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, pp. 145-146.

FOLK R. L. (1966), A review of grain-size parameters, *Sedimentology*, 6, pp. 73-93.

FOLK R. L. et WARD W. C. (1957), Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 1, pp. 3-26.

FOURNIER E. (1894), Notes de Préhistoire, *Feuille des Jeunes Naturalistes*, 279, p. 40

FOURNIER E. (1897), Les cavernes des environs de Marseille, *Mémoires de la Société de Spéléologie*, 9, p. 31.

FOURNIER E. (1901), Recherches sur le Préhistorique de la Basse Provence, *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, 11, 9, p. 174.

FOURNIER E. et RIVIERE C. (1893), Sur quelques stations préhistoriques des environs de Marseille, *Feuille des Jeunes Naturalistes*, 271, p. 109.

FOURNIGUET J. (1977), Mise en évidence de mouvements actuels, verticaux, dans le sud-est de la France par comparaison de nivellements successifs, *C. R. somm. Soc. géol*, Fr., 5, pp. 266-268.

FOURNIGUET J. *et al.* (1984), Carte Quaternaire tectonique, Q 6, *in* Synthèse géologique du sud-est de la France, sous la dir. de DEBRAND-PASSARD, *mémoire B.R.G.M.* n° 126.

FRECAUT R. et STRAUSS R. (1958), La zone littorale du golfe de Gênes, formes du relief côtier : peuplement végétal, *Bulletin de Géographie d'Aix-Marseille*, T. LXIX, n° 4, pp. 37-52.

FRIEDMAN G. M. (1961), Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics, *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, pp. 514-529.

FRIEDMAN G. M. (1967), Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands, *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, pp. 327-354.

FRIEDMAN G. M. (1979), Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins, *Sedimentology*, 26, pp. 3-32.

FROGET Cl. (1966), Découverte de formations quaternaires sous-marines au banc du Veyron (baie de Marseille), *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 263, série D, pp. 1352-1354.

FROGET C. (1974), Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale, thèse de sciences naturelles, 225 p. et planches en vol. ann.

GABERT P. et NICOD J. (1982), Inondations et urbanisation en milieu méditerranéen. L'exemple des crues récentes de l'Arc et de l'Huveaune, *Méditerranée*, 3-4, pp. 11-24.

GAILLANDE de D. (1968), Monographie des peuplements benthiques d'une calanque des côtes de Provence : Port-Miou, *Rec. Sta. mar. Endoume*, 60, 44, pp. 357-402.

GANTES L.-F. (1992), La topographie de Marseille grecque, bilan des recherches, *in* Marseille grecque et la Gaule, *Etudes massaliètes*, 3, pp. 71-88.

GAUTHIER A. (1980), Journées du 13-14 juin 1980, dossier géologique du nord-ouest de la Corse, 36 p. ronéo.

GAUTHIER A. et WEYDERT P. (1976), Sur la présence de formations marines quaternaires dans la région de La Parata (îles sanguinaires, Corse), *Comptes rendus de la IV Réunion des Sciences de la Terre*, Paris, p. 191.

GILET R. (1954), Particularités de la zonation marine sur les côtes rocheuses s'étendant entre Nice et la frontière italienne, *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume*, bull. 7, fasc 12, pp. 41-54.

GIORGETTI G. (1972), Atlas de Préhistoire, carte de Marseille au 1/100.000, Mémoire de maîtrise, L.A.P.M.O., Université de Provence, 229 p. et une carte.

GIRESSE P. (1987), Les changements du niveau des océans vers la fin du quaternaire. Causes et conditions : Essai de synthèse, *Bull; Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 41, pp. 7-18.

GOHAU G. (1990), Les sciences de la Terre aux XVII et XVIII siècles, naissance de la géologie, Albin Michel, 420 p.

GOUVERNET Cl. (1948), Une plage ancienne dans le Lacydon à Marseille, *B. Soc. Linn. de Prov.*, 16, pp. 13-19.

GOUVERNET C., GUIEU G. et ROUSSET C. (1979), *Provence*, Guide Géologique Régional, Masson, 238 p.

GRACE J. T., GROTHAUS B. T. et ERLICH R. (1978), Size frequency distributions taken from within sand laminae, *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 4, pp. 1193-1202.

GREENSMITH J. T. et TUCKER E. V. (1986), Compaction and consolidation, in *Sea-level research : a manual for the collection and evaluation of data*, sous la dir. de VAN DE PLASSCHE, pp. 591-603.

GUEIRARD S. (1957), Description pétrographique et zonéogéographique des schistes cristallins des Maures (Var), *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université d'Aix-Marseille*, 6, pp. 71-204.

GUERY R. (1992), Le port antique de Marseille, *in* Marseille grecque et la gaulle, *Etudes Massaliètes*, 3, pp. 109-121.

GUERY R., PIRAZZOLI P. et TROUSSET P. (1981), Les variations du niveau de la mer depuis l'antiquité à Marseille et à La Couronne, *Histoire et archéologie*, pp. 8-17.

GUIEU G. (1968), Etude tectonique de la région de Marseille, Thèse de sciences naturelles, Marseille, 608 p.

GUIEU G. (1977), Etude tectonique de la région de Marseille, *Géologie Méditerranéenne*, 4, 1, pp. 9-24.

GUIEU G. *et al.* (1969), Notice explicative de la carte géologique Aubagne-Marseille, 1/50.000, B.R.G.M., 26 p.

GUILAINE J. (1991), Pour une archeologie agraire, Armand Colin, 576 p.

GUILCHER A. (1954), Morphologie littorale et sous-marine, Orbis, P.U.F., 216 p.

GUILCHER A. (1954), Morphologie littorale du calcaire en Méditterranée occidentale (Catalogne et environs d'Alger), *B. A. G. F.*, 241-242, pp. 50-58.

GUILCHER A. (1991), XXXVIII chronique océanographique, *Norois*, 38, 149, pp. 95-121.

HAILS J. R. et HOYT J.H. (1969), The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments of the lower georgia plain, *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 2, pp. 1-10.

HOLTZAPFFEL T. (1985), Les minéraux argileux, préparation, analyse diffractométrique et détermination, *Société Géologique du Nord*, 12, 109 p.

HUVE P. (1970), Recherches sur la genèse de quelques peuplements algaux marins de la roche littorale dans la région de Marseille, thèse d' Etat, Paris, 479 p.

IBOUILY G. (1981), Etude sédimentologique de la rade de Marseille (Bouches-du-Rhône), Thèse de Géologie, Université d'Aix-Marseille II, 130 p. et ann.

INGLE J. C. (1966), The movement of beach sand, *Developments in sedimentology*, 5, Elsevier, 221p.

INMAN J. L. (1949), Sorting of sediments in the light of fluid mechanics, *Journal of Sedimentary Petrology*, 19, pp. 51-70.

INMAN J. L. (1952), Measures for describing the size distribution of sediments, *Journal of Sedimentary Petrology*, 22, pp. 212-145.

INMAN J. L. et CHAMBERLAIN T. K. (1955), Particle-size distribution in nearshore sediments, in finding ancient shorelines, *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Spec. Publ*, 3, pp. 99-127.

ISNARD H. (1978), L'espace géographique, P.U.F., 219 p.

JARDINE W. G. (1986), Determination of altitude, *in Sea-level research : a manual for the collection and evaluation of data*, VAN DE PLASSSCHE *ed.*, pp. 569-590.

JEFTIC L., MILIMAN J. D. et SESTINI G. (1992), Climatic change and the Mediterranean, Edward Arnold, 673 p.

JORDA M. (1980), Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire, facteurs naturels et anthropiques, *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 472, pp. 295-304.

JORDA M. (1987), Morphogenèse postglaciaire des régions intra-alpines françaises du sud, le bassin de Barcelonnette (Ubaye) du Tardiglaciaire au Subboréal, *Colloque de Montpellier 1984 "Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale", CNRS,* pp. 61-69.

JORDA M. (1992), Morphogenèse et fluctuations climatiques dans les Alpes françaises du sud de l'Age du Bronze au Haut Moyen Age, *Les Nouvelles de l'Archéologie*, 50, pp. 14-20.

JORDA M. (1993), Détritisme holocène et anthropisation dans la région de l'Etang de Berre, interprétation morphosédimentaire de la carotte E3-DRASM, *in* Archéologie et environnement de la Sainte-Victoire aux Alpilles, sous la dir. de LEVEAU et PROVANSAL, Publications de l'Université de Provence, pp. 407-423.

JORDA M. et PROVANSAL M. (1990), Terrasses de culture et bilan érosif en région méditerranéenne, le bassin-versant du Vallat de Monsieur (Basse-Provence), *Méditerranée*, 3-4, pp. 55-61.

JORDA M., PROVANSAL M. et ROYER R. (1990), L'histoire "naturelle" d'un site de l'Age du Fer sur le piémont méridional des Alpilles, le domaine de Servanne (Bouches-du-Rhône), *Gallia*, 47, pp. 57-66.

JORDA M., MAGNIN F. et PROVANSAL M. (1991a), Un témoin de l'anthropisation progressive du milieu en Basse-Provence : la nappe alluviale holocène du Vallat Neuf (Etang de Berre-Bouches-du-Rhône), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, 2, pp. 921-927.

JORDA M., *et al.* (1991b), Erosion et détritisme holocènes en Basse Provence calcaire, l'impact de l'anthropisation, *Physio-Géo*, 22-23, pp. 37-47.

JOUBIN L. (1906), La répartition des animaux marins sur les côtes françaises de la Méditerranée, *Bull. du Musée océanographique de Monaco*, n° 74, 25 p. et 4 planches h.t.

JOUBIN L. (1921), Eléments littoraux fixés d'origine organique, *Bull. de la Soc. d'Océano. de Fr.*, 3, pp. 65-72.

JOURDAN L. (1976), La faune du site gallo-romain et paléo-chrétien de la Bourse (Marseille). Espèces domestiques et sauvages. L'élevage et l'alimentation à Marseille du II au V siècle, C.N.R.S., 338 p.

KIDSON C. (1986), Sea-level changes in the Holocene, *in Sea-level research : a manual for the collection and evaluation of data,* VAN DE PLASSSCHE O. *ed.*, pp. 27-64.

KIDSON C. et HEYWORTH A. (1979), Sea level, *Proceedings of the Internetional Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary,* Sao Paulo, 1978, Brazil, pp. 1-27.

KING C. A. M. (1966), Sediments analysis, *in Techniques in geomorphology,* Edward Arnold, 342 p.

KING C. A. M. (1972), Beaches and coasts, Edward Arnold, 570 p.

KOLDJIK W. S. (1968), On environment-sensitive grain-size parameters, *Sedimentology,* 10, pp. 57-69.

KRINSLEY D. H. et DOORNKAMP J. C. (1973), Atlas of quartz sand surface textures, Cambridge Univ. Press, 91 p.

KRUMBEIN W. C. et PETTIJOHN F. J. (1938, réed. 1988), Manual of sedimentary petrology, Appleton-Century-Crofts, 549 p.

LABEYRIE J. (1985), L'homme et le climat, Denoël, 281 p.

LABEYRIE J. *et al.* (1976), Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33 000 à nos jours, *C. R. Acad. Sci. Paris,* t. 282, série D, pp. 349-352.

LABOREL J. (1980), Les gastéropodes vermetidés : leur utilisation comme marqueurs biologiques de rivages fossiles in Les indicateurs de niveaux marins, *Oceanis,* 5, hors-série, pp. 221-239.

LABOREL J. (1986), Vermetid gastropods as sea-level indicators, *in Sea-level research : a manual for the collection and evaluation of data,* VAN DE PLASSSCHE O. *ed.*, pp.281-310.

LABOREL J. (1987), Marine biogenic constructions in the Mediterranean, *Sci. Rep. Port-Cros natl. Park,* 13, pp. 97-126.

LABOREL J., BOUDOURESQUE C. F., DELIBRIAS G. et MEINESZ A. (1982), Etude des bioconcrétionnements, *Rapport scientifique définitif, Programme de recherches inter parc,* 29 p. et annexes.

LABOREL J., DELIBRIAS G. et BOUDOURESQUE C. F. (1983), Variations récentes du niveau marin à Port-Cros (Var, France) mises en évidence par l'étude de la corniche littorale à *Lithophyllum tortuosum, C. R. Acad. Sci. Paris,* t. 297, série II, pp. 157-160.

LABOREL J. et LABOREL-DEGUEN F. (sous presse), Biological indicators of relative sea level of co-seismic displacements in the Mediterranean region, *Journal of Coastal Research.*

LABOREL J., MORHANGE C., LABOREL-DEGUEN F. et LE CAMPION J. (sous presse), Les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides,* indicatrices des variations relatives du niveau de la mer. Problèmes méthodologiques et application à l'Age du Fer. Exemple des côtes rocheuses de La Ciotat (Provence), *Archéométrie.*

LAGRAND Ch. (1968), Recherches sur le Bronze final en Provence méridionale, Doctorat d'Université, Aix, 394 p. et ann.

LAMB H. H. (1982), Climate, history and the modern world, Methuen, 387 p.

LARQUE P. (1987), Diffractométrie minéralogique de la fraction argileuse, in Géologie de la Préhistoire sous la direction de MISKOWSKY, pp. 519-540.

LAVAL-TRIAT H. (1985), Pollenanalyse des sédiments du comblement de la corne du port antique de Marseille, *Documents d'Archéologie Méridionale*, 8, pp. 181-183.

LE CAMPION T. (1979), Les Cyanophycées endolithes marines, systématique, ultrastructure, écologie et biodestruction, *Oceanologica Acta*, 2, 2, pp. 143-156.

LE CAMPION T. (1979-1980), Les végétaux perforants en tant qu'indicateurs paléobathymétriques, *Oceanis*, 5, hors-série, pp. 259-264.

LE CAMPION T. (1989), Les cyanobactéries marines endolithes, *Bull. Soc. bot. Fr.*, 136, 1, pp. 99-112.

LENOTRE N. (1990), Mouvements verticaux actuels dans les Alpes, comparaison de nivellements, *rapport B.R.G.M.* n° R 31886 GEO SGN 90, 30 p. et ann.

LENOTRE N., DELFAN M. , FOURNIGUET J. et MOUROUX B. (1993), Carte de France des mouvements verticaux actuels (comparaison de nivellements), *Géologie Alpine*, résumés du colloque de Chambéry, série spéciale, 2.

LEGIGAN P. et LE RIBAULT L. (1987), Exoscopie des quartz : application à la reconstitution des environnements sédimentaires, *in Géologie de la préhistoire*, sous la direction de MISKOWSKY A., pp. 499-509.

LE RIBAULT L. (1975), L'exoscopie, méthode et applications, C.F.P., Paris, 231 p.

LE RIBAULT L. (1977), L'exoscopie des quartz, *Techniques et méthodes sédimentologiques*, Masson, Paris, 150 p.

LEROY S. D. (1981), Grain-size and moment measures : a new look at Karl Pearson's ideas on distributions, *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 2, pp. 625-630.

LE ROY LADURIE E. (1967), Histoire du climat depuis l'an Mil, Flammarion, 366 p.

LEVEAU Ph. (1993), Marseille et son territoire agricole, *in* Archéologie et environnement, Publications de l'Université de Provence, sous la dir. de LEVEAU et PROVANSAL, pp. 132-135.

LEVEAU Ph. et PROVANSAL M. (1993a), Archéologie et environnement, Publications de l'Université de Provence, ouvr. coll., 551 p.

LEVEAU Ph. et PROVANSAL M. (1993b), Systèmes agricoles et évolution du paysage depuis le Néolithique au nord-est de l'étang de Berre, *Actes du Colloque sur l'Histoire de l'Environnement et des phénomènes naturels, in* Pour une histoire de l'environnement, BECK et DELORT eds., pp. 173-199

L'HOMER A. *et al.* (1981), Principales étapes de l'édification du delta du rhône de 7000 B.P. à nos jours, variations du niveau marin, *Oceanis*, 7, 4, pp. 389-408.

LOVRIC A. Z. (1971), Coedynamique et pédodynamique du mode battu par rapport à la Bora et à l'abrasion, *Thalassia Jugoslavica* , 7, 1, pp. 195-200.

LUMLEY de H. (1976), Les lignes de rivage postglaciaire des côtes méditerranéennes de la France, *in* La préhistoire française sous la direction de GUILAINE, CNRS, 3, pp. 24-26.

LUTAUD L. (1924), Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline, *Revue de Géographie*, 12, 1, 271 p.

LYELL Ch. (1866), Principes de géologie ou illustrations de cette science emprutées aux changements modernes de la terre et de ses habitants, trad J. Ginestou, Garnier, 2 vol., 863 p. et 847 p.

MACAIRE J.-J. (1990), L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels : de la géodynamique à la chronostratigraphie, *Quaternaire*, 1, pp. 41-49.

MAC CAMMON R. B. (1962), Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles, *Journal of Geology*, 70, pp. 453-465.

MARS P. (1947), Les mollusques des plages grecques et romaines du Lacydon à Marseille, *Bull. Mus. Hist. nat. Mars.*, 7, 4, pp. 194-195.

MASSE J. P. (1988), L'étagement bionomique des milieux benthiques néritiques actuels : signification bathymétrique et implications paléobathymétriques, *Gélogie Méditerranéenne*, 15, 1, pp. 91-102.

MASUREL Y. (1953), Observations sur la structure et la morphologie des îles d'Hyères, *Annales de Géographie*, 332, pp.241-258.

MIDDLETON G. V. (1976), Hydraulic interpretation of sand size distributions, *Journal of Sedimentary Petrology*, 84, pp. 405-426.

MILLER R. L. et ZEIGLER J. M. (1958), A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone and foreshore, *Journal of Geology*, 66, pp. 417-441.

MOIOLA R. J. et WEISER D. (1968), Textural parameters : an evaluation, *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, 1, pp. 45-53.

MOLINER M. (1988), Rapport préliminaire sur la campagne de reconnaissances archéologiques effectuées au quartier Saint Victor, bassin de Carénage à Marseille, Atelier du Patrimoine de Marseille, 19 p. dact. et ann.

MOLINIER R. (1955), Deux nouvelles formations organogènes construites en Méditerranée occidentale, *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 240, pp. 2166-2168.

MOLINIER R. (1960), Etude des biocénoses marines du cap Corse, *Vegetatio*, IX, fasc. 3-5, pp. 121-312.

MOLINIER R. et PICARD J. (1953), Recherches analytiques sur les peuplements littoraux méditerranéens se développant sur substrat solide, *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume*, fasc. 9, bull. 4, 18 p. et annexes.

MOLINIER R. et PICARD J. (1954), Nouvelles recherches bionomiques sur les côtes méditerranéennes françaises, *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume*, bull. 13, pp. 9-17.

MORHANGE C., LABOREL-DEGUEN F., SARTORETO S. et LABOREL J. (1992), Recherches sur les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoïdes* en Méditerranée occidentale, *Méditerranée*, 3-4, pp. 67-71.

MOSETTI F., CRISCIANI F. et FERRARO S. (1989), On the relation between sea level and air temperature, *Bolletino di Oceanologia teorica ed applicata*, 7, 4, pp. 263-284.

MURICY G. (1991), Structure des peuplements des spongiaires autour de l' égout de Cortiou (Marseille, France), *Vie et Milieu*, 41, 4, pp. 205-221.

NEBOIT R. (1983), L'homme et l'érosion, Association des Publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Clermont-Ferrand, 183p.

NEBOIT-GUILHOT R. (1989), Evolution géomorphologique et société, *in La recherche française récents en géomorphologie*, Groupe Français de Géomorphologie, pp. 149- 158.

NEBOIT-GUILHOT R. (1990), Echelles spatio-temporelles et systèmes de causalité dans les rapports entre les sociétés et la morphogenèse, Mélanges DERRUAU, Association des Publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Clermont-Ferrand, pp. 495-510.

NESTEROFF W. (1965), Recherches sur les sédiments marins actuels de la région d' Antibes, *Annales de l'Institut Océanographique*, 153, 135 p.

NESTEROFF W. D. (1984), Etude de quelques grès de plage du sud de la Corse : datations C14 et implications néotectoniques pour le bloc corso-sarde, Le beach-rock, *Travaux de la Maison de l'Orient*, 14, pp. 41-43.

NICOLAS A. (1979), Marseille avant les grecs, *in* Naissance d'une ville : Marseille, ouvrage coll., Edisud, pp. 21-54.

NURY D. (1977), Le bassin oligocène de Marseille ; stratigraphie, évolution paléogéographique, *Géologie Méditérranéenne*, 4, 1, pp. 25-36.

OLIVES BANOS J. et FONTEILLES M. (1980), Etude tectonique des terrains paléozoïques dans le sud-ouest du massif des Maures (Var, France), *R.G.P.G.D.*, 22, 2, pp. 123-131.

OLLIVIER G. (1929), Etude de la flore marine de la côte d'Azur, *Annales Inst. Océano.* , t. VII, fasc. III, pp. 53-173 et une carte h. t.

OTTMANN F. (1965), Introduction à la géologie marine et littorale, Masson, 259 p.

PASQUALINI M. (1989), Peuplement des îles d'Hyères des origines à nos jours, *Rapport au Parc National de Port-Cros*, 84 p. et ann.

PASKOFF R. (1992), Côtes en danger, Masson, 250 p.

PASKOFF R. et SANLAVILLE P. (1983), Les côtes de la Tunisie, variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien, Maison de l'Orient Méditerranéen, 192 p.

PASSEGA R. (1963), Analyses granulométriques, un outil géologique pratique, *Revue de l'Institut français du pétrole*, Novembre, pp. 1489-1499.

PASSEGA R. (1964), Grain size representation by C M patterns as a geological tool, *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, pp. 830-847.

PASTOUREAU M. *et al.* (1991), Rivages et terres de Provence, Barthélemy, Avignon, 173 p.

PERES J. -M. (1967), Les biocénoses benthiques dans le système phytal, *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume* , bull. 42, fasc. 58, 113 p.

PERES J. -M. et PICARD J. (1952), Les corniches calcaires d'origine biologique en Méditerranée occidentale, *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume* , bull. 1, fasc. 4, 33 p. et une planche h. t.

PERES J. -M. et PICARD J. (1964), Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée, *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume*, bull. 31, fasc. 47, 137 p.

PERINET G. (1977), Sur la minéralogie des argiles de Saint-André Marseille, *Géologie Méditerranéenne*, 4, 1, pp. 47-54.

PHILIP H. 1983), La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité, Thèse de sciences, Montpellier, 240 p. et 2 cartes.

PICARD J. (1954), Les formations organogènes benthiques méditerranéennes et leur importance géomorphologique, *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume* , fasc. 13, pp. 55-77.

PICARD J. (1965), recherches qualitatives sur les biocénoses marines des substrats meubles dragables de la région marseillaise, , *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume* , 52, 36, pp. 1-160.

PINCHEMEL P. et G. (1988), La face de la terre, Armand Colin, 519 p.

PINOT J.-P. (1979), Méthodes et techniques permettant de déterminer l'altitude relative des niveaux marins anciens en fonction de l'altitude absolue actuelle des divers indicateurs, *Oceanis*, 5, pp. 335-355.

PIRAZZOLI P. (1976a), Sea level variations in the Nortwest Mediterranean during Roman times, *Science*, 194, pp. 519-521.

PIRAZZOLI P. (1976b), Les variations du niveau marin depuis 2000 ans, *mémoire du lab. de géomorphologie de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes*, 30, 421 p.

PIRAZZOLI P. A. (1977), Sea level variations in the world during the last 2000 years, *Z. Geomorph. N. F.*, 21, 3, pp. 284-296.

PIRAZZOLI P. A. (1979-80), Les viviers à poissons romains en Méditerranée, *Oceanis*, 5, h. s., pp. 191-201

PIRAZZOLI P. A. (1982), Sea level relative variations in the world during the last 2000 years, *Z. Geomorh. N. F.*, 21, 3, pp. 284-296.

PIRAZZOLI P. A. (1986), Secular trends of Relative Sea-Level (RSL) Changes Indicated by Tide-Gauge records, *Journal of Coastal Research*, Spec. Issue, 81, 1, pp. 1-26.

PIRAZZOLI P. A. (1987a), Sea-level changes in the Mediterranean, TOOLEY et SHENNAN *eds.*, *sea-level changes*, Basil Blackwell, Oxford, pp. 152-181.

PIRAZZOLI P. A. (1987b), Submerged remains of ancient Megisti in Castellorizo island (Greece) : A preliminary survey, *Int. Journ. of Nautical archeology and Underwater Exploration*, 16, 1, pp. 57-66.

PIRAZZOLI P. A. (1988), Sea-level changes and crustal movements in the Hellenic arc (Greece), the contribution of archeological and historical data, *in Archeology of coastal changes*, Proceedings of the first international symposium "cities on the sea-past and present", sous la dir. de RABAN, *BAR international series*, 404, pp. 157-184.

PIRAZZOLI P. A. (1989), Present and near-future global sea-level changes, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, Global and Planetary Change Section*, 75, pp. 241-258.

PIRAZZOLI P. A. (1991), World atlas of holocene sea-level changes, Elsevier, *Oceanography Series*, 58, 300 p.

PIRAZZOLI P. et THOMMERET J. (1973), Une donnée nouvelle sur le niveau marin à Marseille à l'époque romaine, *C.R. Acad. SC. Paris*, 277, D, pp. 2125-2128.

PIRAZZOLI P. A. , GRANT D. R. et WOODWORTH P. (1989), Trends of relative sea-level change : Past, present and future, *Quaternary international*, 2, pp. 63-71.

PRONE A. (1980), Les quartz de la Provence occidentale, étude exoscopique et endoscopique, implications paléogéographiques, Thèse d'Université de Sciences, Université de Provence, 2 vol., 446 p. et 215 p.

PROVANSAL M. (1989), Géomorphologie du site de Martigues, *Dossiers Histoire et Archéologie*, 128, pp. 12-13.

PROVANSAL M. (1991), Variations verticales du trait de côte en Provence depuis 5000 ans, quelques données nouvelles, *Méditerranée*, 4, pp. 15-22.

PROVANSAL M. (1992), Le rôle du climat dans la morphogenèse à la fin de l'Age du Fer et dans l'Antiquité en basse Provence, *Les nouvelles de l'archéologie*, 50, pp. 21-26.

PROVANSAL M. (1993a), Les littoraux holocènes de l'étang de Berre, *in* Archéologie et environnement, sous la dir. de LEVEAU et PROVANSAL, Publications de l'Université de Provence, pp. 279-284.

PROVANSAL M. (1993b), Les sédiments holocènes de l'étang de Berre, témoins de la morphogenèse récente des paysages, *in* Archéologie et environnement, sous la dir. de LEVEAU et PROVANSAL, Publications de l'Université de Provence pp. 417-423.

PROVANSAL M. BERTUCCHI L. et PELLISSIER M. (1993), Les milieux palustres de Provence occidentale, indicateurs de la morphogenèse holocène, *Z. Geomorh. N. F.*, sous presse.

RAYSSIGUIER G. et GUICHARD Ch. (1990), Baou de Saint-Marcel, *in* Voyage en Massalie, ouvr. coll., Edisud, 255 p.

REINECK H. E. et SINGH I. B. (1973), Depositional sedimentary environments, Springer-Verlag, 434 p.

REYNAUD P. (1991), Rapport sur l'opération de surveillance archéologique effectuée au quartier Saint Victor-bassin de Carénage à Marseille sur l'emplacement du jardin Louis Audibert, Atelier du Patrimoine de Marseille, 10 p. et ann.

ROGNON P. (1984), Corrélations stratigraphiques et crises climatiques, *Bull. Soc. géol. France*, 7, 26, pp. 1187-1192.

ROMANOVSKY V. (1964), Coastal effects of the cape Sicié sewer outfall, French Mediterranean coast West of Toulon, *International Journal of Air and Water Pollution*, 8, pp. 557-589.

ROSSI P., ROUIRE J. , DURAND-DELGA M. *et al.* (1980), Notice explicative de la feuille Corse au 1/250 000, B.R.G.M., 81 p.

ROUIRE J. et BLANC J. J. (1979), Notice explicative de la feuille Marseille à 1/250.000, B.R.G.M., 89 p.

ROUX M.-R. (1991), Les sédiments de l'étang de Berre, témoins de la pression anthropique holocène ? *Méditerranée*, 4, pp. 3-14.

ROUX M.-R. et VERNIER E. (1977), Répartition des minéraux argileux dans les sédiments du golfe de Fos, *Géologie Méditerranéenne*, 4, pp. 365-370.

SANLAVILLE P. (1977), Etude géomorphologique de la région littorale du Liban, Publications de l'université libanaise , 2 tomes, 859 p.

SAURET B. et TERRIER M. (1990), Place de la néotectonique dans l'évolution de l'aléa sismique : exemple de la Provence (France), *Geologie Alpine*, mem. h. s. 19, pp. 211-230.

SCHLEYER R. (1987), The goodness-of-fit to ideal Gauss and Rosin distributions : a new grain-size parameter, *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, pp. 871-880.

SICSIC M. (1967), Répartition des formations à base de *Lithophyllum tortuosum* (Esper) Foslie, le long du littoral rocheux de la presqu'île de Giens, *Annales de la S. S. N. A. T. V.* , pp. 173-179.

SOLOHUB J. T. et KLOVAN J. E. (1970), Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments, *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 1, pp. 81-101.

SONU C. J. (1972), Bimodal composition and cyclic characteristics of beach sediment in continuously changing profiles, *Journal of Sedimentary Petrology*, 42,4,pp. 852-857.

SPECCHI M., RELINI G. et FAMIANI L. (1976), Osservazioni preliminari sull'insediamento di balani in acque portuali del golfo di Trieste, *Archo. Oceanogr. Limnol.*, Istituto di Biologia del Mare, Venezia, 18 suppl. 3, pp. 153-168.

SPENCER T. (1988), Limestone coastal morphology : the biological contribution, *Progress in Physical Geography*, vol.12, n°1, pp. 66-101.

SPENCER T. (1992), Bioerosion and biogeomorphology. *Plant animal interactions in the marine benthos*, JOHN *et al. edit.*, The systematic associations, vol. 46, 22, pp. 493-509.

STEPHENSON T. A. et A. (1949), The universal features of zonation between tide-marks on rocky coasts, *Journal of ecology* , vol. 37, pp. 289- 305.

STODDART D. R. et REED D. J. (1990), Sea-level rise as a global geomorphic issue, *Progress in Physical Geography*, 14, 4, pp. 440-445.

STUIVER M., PEARSON G. W. et BRAZUNIAS (1986), Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal. Yr B.P., *Radiocarbon*, 28, 2B, pp. 980-1021.

TANAZACQ F. (1961), Un "daubrée" naturel : l'île du Levant, *R.G.P.G.D.*, 2, 4, 2, pp. 97-102.

TERRIER M. et GERAUD Y. (1988), Contribution à la connaissance néotectonique de la Provence, apports de la télédétection, des nivellements, de la microtectonique, *mémoire B.R.G.M.* n° 88 SGN 388 GEG, 103 p. et ann.

TERRIER M. et LENOTRE L. (1989), Reconnaissance néotectonique d'un accident majeur en Provence (France) : utilisation de la comparaison des nivellements et de l'analyse morphostruturale, *Bull. AFEQ*, 3, pp. 161-170.

TORUNSKY H. (1979), Biological erosion and its significance for the morphogenesis of limestone coasts and for nearshore sedimentation (northern Adriatic), *Senckenbergiana marit.* , 11, 36, pp. 193-265.

TRASK P. D. (1932), Origin and environment of source sediments of petroleum, Gulf Publishing Company, Houston, Texas, 323 p.

TRIAT-LAVAL H. (1969), Les restes végétaux des sédiments de remplissage du port hellénistique de Marseille, les pollens, *Bull. Soc. Linéenne de Provence*, 25, pp. 97-100.

TRIAT-LAVAL H. (1978), Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône, 344 p.

TRICART J. (1965), Principes et méthodes de la géomorphologie, Masson, 496 p.

VAN DE PLASSCHE O. (1980), Compaction and others sources of error in obtaining sea-level data : some results and consequences, *Eiszeilter u. Gegenwart*, 30, pp. 171-181.

VAN DE PLASSCHE O. (1986), Introduction, *in Sea-level research : a manual for the collection and evaluation of data*, VAN DE PLASSSCHE *ed.*, pp. 1-26.

VASSEUR G. (1914), L'origine de Marseille, *Ann. du Museum d'histoire naturelle de Marseille*, 13, pp. 201-224.

VINCENT P. (1986), Differentiation of modern beach and coastal dune sands, a logistic regression approach using the parameters of the hyperbolic function, *Sedimentary Geology*, 49, pp. 167-176.

VISHER G. S. (1969), Grain size distributions and depositional processes, *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 3, pp. 1074-1106.

WALTER-LEVY L., FRECAUT R. et STRAUSS R. (1959), Recherches biogéographiques et chimiques sur quelques algues calcaires dans la zone littorale de la presqu'île d'Antibes, *Bull. de l'Inst. Océano.* , Monaco, n° 1139, 15 p.

WATLEY R. C. (1988), Ostracoda and paleogeography, *in* DE DECKKER P., COLIN J.-P. et PEYPOUQUET J.-P. *eds., Ostracoda in the earth sciences,* pp. 103-123.

WEBER O. (1978), Evolution morphologique, granulométrique d'un profil littoral de la dune à la plage sous-marine à La Salie (Gironde) en fonction des saisons, *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine,* 23, pp. 39-54.

WEYDERT P. (1973), Morphologie et sédimentologie de la partie méridionale du Grand Récif de Tuléar, Thèse d'Etat de géologie, 646 p. dact. et ann.

WEYDERT P. (1976a), Manuel de sédimentologie et d'arénologie, Marseille-Luminy, 61p.

WEYDERT P. (1976b), The logarithmic spiral : definition and expression of a new graphical representation of results in sedimentological analysis, *Journal of Sedimentary Petrology,* 46, 3, pp. 738-742.

WOELKERLING W. J., CHAMBERLAIN Y. M. ET SILVA P.C. (1985), A taxonomic and nomenclatural reassessment of *Tenarea, Titanoderma* and *Dermatolithon (Corallinacee, Rhodophyta)* based on studies of type and other critical specimens, *Phycologia,* 24, pp. 317-337.

WYRWOLL K. H. et SMYTH G.K. (1985), On using the log-hyperbolic distribution to describe the textural characteristics of eolian sediments, *Journal of Sedimentary Petrology,* 55,4 , pp. 471-478.

X. COLLOQUE C.N.R.S. (1987), Les déplacements des lignes de rivage en Méditerranée d'après les données de l'archéologie, C.N.R.S., Aix-en-Provence, 1985, 225 p.

X (1989), Annuaire des marées, ports de France, S. H. O. M., t. 1, n° 895, 166p.

X (1990), Parking souterrain place général de Gaulle, reconnaissance des sols, Ville de Marseille, Société du Metro de Marseille, SIMECSOL-Sol Essais, 54 p.

TABLE DES FIGURES

page

Figure 1 : Etagement sur côtes rocheuses. 6

Figure 2 : Etagement des constructions organogènes en Méditerranée. 6

Figure 3 : Bloc diagramme d'une corniche à *Lithophyllum.* 7

Figure 4 : Croquis des différentes formes de bioconstruction. 9

Figure 5 : Coupe indiquant les mesures prises sur le terrain. 9

Figure 6 : Variations du niveau de la mer et types de bioconstructions. 12

Figure 7 : Profil de la corniche et des chicots à *Lithophyllum,* Gameu, La Ciotat. 12

Figure 8 : Localisation des sites d'étude. 16

Figure 9 : Résultats des datations de Port-Cros, 1983. 17

Figure 10 : Diagramme âge/profondeur, Port-Cros,1983. 17

Figure 11 : Vitesses de montée relative du plan d'eau à Port-Cros (1983) et Scandola (1982). 17

Figure 12 : Diagramme âge/vitesse, Port-Cros (1983). 18

Figure 13 : Résultats des datations de La Scandola,1982. 22

Figure 14 : Diagramme âge/profondeur, Scandola,1982. 22

Figure 15 : Diagramme âge/vitesse, Scandola (1982). 22

Figure 16 : Localisation et esquisse géologique des stations de Gameu et du Cannier (La Ciotat). 23

Figure 17 : Résultats des datations de la campagne 1991-1993. 26

Figure 18 : Diagramme âge/profondeur, calanques de Cannier (La Ciotat 1) et Gameu (La Ciotat 2). 27

Figure 19 : Diagramme âge/vitesse, stations de La Ciotat 1 et 2. 27

Figure 20 : Diagramme âge/profondeur, Port-Cros (L.G.Q. et 1983). 27

Figure 21 : Profil indiquant la corniche actuelle et les vestiges immergés, îlot du Pain de Sucre, Giens, Hyères. 30

Figure 22 : Diagramme âge/profondeur, station de Giens. 30

Figure 23 : Diagramme âge/vitesse, stations des Maures. 31

Figure 24 : Profil des bioconstructions pointe des Deux Frères. 31

Figure 25 : Diagramme âge/profondeur, stations de Scandola (L.G.Q, et1992). 34

Figure 26 : Diagramme âge/profondeur, station de Centuri. 34

Figure 27 : Diagramme âge/profondeur, station de La Giraglia. 35

Figure 28 : Diagramme âge/vitesse, stations corses. 35

Figure 29 : Diagramme âge/profondeur, stations corses et provencales. 37

Figure 30 : Diagramme âge/vitesse, stations corses et provencales. 37

Figure 31 : Diagrammes âge/profondeur et âge/vitesse dans le cas d'un modèle idéalement linéaire et dans le cas de nos données. 38

Figure 32 : Diagrammes âge/profondeur dans le cas d'un modèle idéalement linéaire, de nos données, et d'un modèle de type quadratique. 39

Figure 33 : Variations relatives du niveau de la mer en Méditerranée, PIRAZZOLI (1991). Données nouvelles sur les côtes de Provence. 42

Figure 34 : Limites granulométriques des termes utilisés. 44

Figure 35 : Nomenclature des zones de plage. 44

Figure 36 : Coupe transversale au niveau du talus prélittoral. 44

Figure 37 : Histogramme et stocks granulométriques. 48

Figure 38 : Variations des histogrammes le long d'un profil transversal, plage ouest de Sidi-Ferruch. 48

Figure 39 : Signification statistique de certains indices granulométriques. 49

Figure 40 : Echelle de classement de l'indice de tri. 50

Figure 41 : Variations de l'indice d'assymétrie. 51

Figure 42 : Echelle de classement de l'indice d'asymétrie. 50

Figure 43 : Variations des indices de tri et d'asymétrie, plage de Sidi-Ferruch. 52

Figure 44 : Granulométrie habituelle des plages marines et granulométrie des dépôts marins anthropisés. 53

Figure 45 : Localisation des plages actuelles étudiées. 55

Figure 46 : Coupe sédimentologique, plage de Sainte Croix. 58

Figure 47 : Coupe sédimentologique, plage du Rouet. 60

Figure 48 : Coupe sédimentologique, anse de Bonnieux. 61

Figure 49 : Coupe sédimentologique, plage de Ballaguier. 63

Figure 50 : Caractéristiques granulométriques des plages actuelles étudiées. 64

Figure 51 : Esquisse topographique du bassin de Marseille. 68

Figure 52 : Schéma strutural du bassin de Marseille. 69

Figure 53 : Esquisse lithologique de la partie ouest du bassin de Marseille. 70

Figure 54 : Esquisse lithologique du centre de Marseille. 71

Figure 55 : Localisation des trois chantiers de fouille étudiés à Marseille. 71

Figure 56 : Esquisse paléo-topographique du Lacydon. 72

Figure 57 : Profil schématique du substrat, rive nord du Lacydon. 75

Figure 58 : Pente du substrat, rive nord du Lacydon. 75

Figure 59 : Profil illustrant les structures archéologiques au niveau d'un port. 76

Figure 60 : Structures archéologiques grecques, chantier J. Verne. 78

Figure 61 : Coupe synthétique du chantier J. Verne. 79

Figure 62 : Localisation des principales coupes étudiées sur les deux chantiers de Gaulle et J. Verne. 80

Figure 63 : Coupe ouest, au niveau du quai grec, chantier J. Verne. 81

Figure 64 : Structures archéologiques hellénistiques, chantier J. Verne. 84

Figure 65 : Structures archéologiques romaines, chantier J. Verne. 85

Figure 66 : Diagramme âge-profondeur, structures archéologiques émergées et proches du niveau moyen de la mer, chantier J. Verne. 88

Figure 67 : Etagements bionomiques actuels. 88

Figure 68 : Diagramme âge-profondeur, limite supérieure des balanes sur structure archéologique, chantier J. Verne. 92

Figure 69 : Coupe du maërl, chantier J. Verne. 94

Figure 70 : Textures des corps sédimentaires, coupe du maërl. 95

Figure 71 : Histogramme des diamètres maxima du ballast de la couche à galets (B), coupe du maërl. 95

Figure 72 : Evolution du trait de côte, du Néolithique à l'époque actuelle, chantier J. Verne. 97

Figure 73 : Diamètres maxima des galets de la couche n°200. 98

Figure 74 : Caractéristiques granulométriques des sédiments marins étudiés, chantier J. Verne. 101

Figure 75 : Histogrammes et courbes cumulatives des sédiments de la zone de halage et de la plage, époque hellénistique. 102

Figure 76 : Histogramme du cône de déjection hellénistique. 104

Figure 77 : Principales formations superficielles marines étudiées, proches de niveau moyen de la mer, époque romaine, chantier J. Verne. 106

Figure 78 : Croquis de la plage marine n°24. 107

Figure 79 : Exoscopie des plages marines profondément immergées. 110

Figure 80 : Histogrammes de la fraction sableuse de prélèvements stampiens. 112

Figure 81 : Analyse exoscopique des sédiments stampiens. 113

Figure 82 : Courbes cumulatives et histogrammes de fréquence des plages marines romaines immergées, sous faible bathymétrie. 114

Figure 83 : Analyse exoscopique des plages marines immergées, sous faible bathymétrie. 115

Figure 84 : Courbe cumulative et histogramme de fréquence de la plage n°2. 115

Figure 85 : Courbes cumulatives, histogrammes et caractéristiques granulométriques des dépôts amont et aval du cône de déjection romain. 118

Figure 86 : Caractéristiques granulométriques des sédiments analysés, cône de déjection romain amont et aval et cône de déjection hellénistique. 119

Figure 87 : Analyse exoscopique des dépôts amont et aval du cône de déjection romain. 119

Figure 88 : Coupe sédimentologique au niveau du talus de dragage romain. 120

Figure 89 : Diagramme âge-profondeur, indicateur sédimentologique, chantier J. Verne. 123

Figure 90 : Tableau des mesures fiables, fouilles du Lacydon. 125

Figure 91 : Diagramme âge-profondeur, mesures fiables, tous indicateurs confondus, chantier J. Verne. 126

Figure 92 : Diagramme âge-vitesse, mesures fiables, tous indicateurs confondus, chantier J. Verne. 126

Figure 93 : Fouilles de Gaulle, vestiges médiévaux. 127

Figure 94 : Coupe du Carénage. 129

Figure 95 : Caractéristiques granulométriques, coupe du Carénage. 130

Figure 96 : Localisation de la vieille ville de Toulon. 130

Figure 97 : Plan de la ville antique et médiévale de Toulon. 133

Figure 98 : Coupe nord-sud, fouille de l'îlot des Riaux, Toulon. 134

Figure 99 : Diagramme âge-profondeur, fouille J. Verne, dix mesures les plus significatives, trois sédiments profonds et 0 N.G.F. atteint au V siècle après J.C. 137

Figure 100 : Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur les côtes meubles. 138

Figure 101 : Reconstitution de la coupe du maërl. 142

Figure 102 : Histogramme de la matrice de la couche d'huitres. 143

Figure 103 : Localisation des dépôts anthropiques d'huitres, à Marseille. 143

Figure 104 : Histogrammes des vases grecques, coupe du maërl. 146

Figure 105 : Marseille vers 540 ans avant J.C. 146

Figure 106 : Croquis des deux crises écologiques majeures sur le Lacydon. 147

Figure 107 : Coupe au niveau du fossé médiéval, chantier de Gaulle. 154

Figure 108 : Caractéristiques granulométriques des sédiments analysés sur le chantier de Gaulle. 155

Figure 109 : Histogrammes et courbes cumulatives des sédiments sous le fossé médiéval, chantier de Gaulle. 156

Figure 110 : Croisement indice de tri/indice d'asymétrie, sédiments sous le fossé médiéval, chantier de Gaulle. 157

Figure 111 : Coupe de la tranchée de fondation du mur M42, ch. de Gaulle. 159

Figure 112 : Croisement indice de tri/indice d'asymétrie, sédiments de la coupe de la tranchée de fondation du mur M42. 160

Figure 113 : Coupe ouest (coupe de la Bourse) du chantier de Gaulle. 162

Figure 114 : Caractéristiques granulométriques des corps sédimentaires, coupe ouest (coupe de la Bourse) du chantier de Gaulle. 163

Figure 115 : Coupe ouest, histogrammes. 164

Figure 116 : Tableau synthétique de l'évolution bio-morphologique des rives nord et est du Lacydon. 170

Figure 117 : Morphogenèse comparée des sites varois et provençaux et évolution bio-morphologique des rives nord et est du Lacydon. 171

ANNEXE

ESPECES DETERMINEES PAR MICHEL BOURCIER, STATION MARINE D'ENDOUME DE MARSEILLE AVEC LA COLLABORATION DE P. ARNAUD (ENDOUME), H. ZIBROWIUS (ENDOUME), M. VERLAQUE (LABORATOIRE DE BIOLOGIE MARINE, LUMINY) ET F. BRIEN-POITEVIN (CENTRE ARCHEOLOGIQUE DU VAR).

I. COUPE DE LA TRANCHEE NORD-SUD, CHANTIER DE LA PLACE J. VERNE

	Couche à galets (B)	Maërl (C)	Sables cont. Maërl	Vases grecques (D)	Vases romaines (E)
GASTEROPODES					
Astralium rugosum	*	*	*		*
Bittium reticulatum		*	*	*	*
Cantharidus exasperatus					*
Calliostoma conulum			*	*	
Calliostoma granulatum		*	*	*	*
Calliostoma zizyphinum		*	*		*
Cerithium vulgatum	*	*	*	*	*
Clanculus cruciatus			*		
Conus ventricosus	*	*	*		
Cyclichna cylindracea			*		
Cymatium cutaceum		*			
Diodora graeca			*		
Gibbula guttadauri					*
Gibbula magus	*	*	*	* ?	*
Haminea hydatis			*		
Hinia incrassata	*	*	*		
Mangelia albida					*
Mangelia purpurea			*		
Marginella miliaria			*		
Monodonta turbinata					*
Murex trunculus					*
Nassarius cuvierii	*	*	*		*
Nassarius semistriatus			*	*	*
Natica pulchella	*		*	*	
Neverita josephinia			*	*	
Patella lusitanica					*
Rissoidae sp.		*	*	*	
Sollariidae indet.				*	
Skenea planorbis			*		
Tricolia pullus			*	*	*
Tricolia speciosa					*
PELECYPODES					
Abra alba			*	*	
Acanthocardia paucicostata			*		*
Acanthocardia tuberculata			*		
Barnea parva	*				
Cerastoderma glaucum	*	*	*	*	*
Chama gryphoides		*			
Gafrarium minimum			*		
Gastrana fragilis	*	*	*	*	*
Lasaea rubra			*		
Loripes lacteus	*	*	*	*	*
Mytilus galloprovincialis					*
Ocinebra blainvillei			*		
Ostrea edulis	*		*	*	*
Parvicardium exiguum	*		*	*	*
Solen marginatus			*		
Tellina balaustina				*	
Tellina fabuloides			*		
Venerupis aurea			*	*	*
Venerupis decussata			*		
Venerupis geographica			*		
POLYCHETES					
Pomatoceros lamarckii	*				
Serpula concharum	*				
Spirorbidae indet.	*				
ECHINODERME					
Paracentrotus lividus		*	*	*	*
ALGUES					
Mesophyllum coralloides		*	*		
Phymatotithon calcareum		*			
CRUSTACES					
Pattes de crustacé com.			*	*	
Eriphia verrucosa					*

II. COUPE OUEST DU CHANTIER J. VERNE

COUCHE N° 200
Gibula magus
Gibula guttadauri
Venerupis decussata
Venerupis aurea
Conus mediterraneus
Ostrea edulis
Gastrana fragilis
Nassa ferrussaci
Loripes lacteus
Bittium reticulatum
Cerithium vulgatum
Abra alba
Eriphia verrucosa ?

COUCHE N° 201
Posidonia oceanica
Ostrea edulis
Venerupis aureus

COUCHE N° 100
Parvicardium exiguum
Venerupis aurea

COUCHES N° 101 ET 102
Parvicardium exiguum
Venerupis aurea
Cerithium vulgatum

COUCHE N° 105
Parvicardium exiguum
Conus mediterraneus
Ostrea edulis

III. COUPE DE LA BOURSE DU CHANTIER J. VERNE

VASES NOIRES COQUILLIERES, F1 à F7
Loripes lacteus
Cerithium vulgatum
Posidonia oceanica
Parvicardium exiguum
Gastrana fragilis
Cardium minimum
Gibbula
Conus mediterraneus
Mangelia albida
Calliostoma ziziphinus
Bittium reticulatum
Abra alba
Tricolia
Venerupis aurea

ARGILE G1 à H

Parvicardium exiguum
Cerastoderma glaucum
Gibbula
Bittium
Cerithium vulgatum
Nassa
Venerupis aurea
Posidonia oceanica
Mangelia

LIMONS SABLEUX, J ET K
Cerastoderma glaucum
Venerupis aurea
Mangelia

PLAGES PROCHES D'UN PALEO-NIVEAU DE LA MER, L A O
Parvicardium exiguum
Cerastoderma glaucum
Gibbula
Bittium
Lithophaga lithophaga
Venerupis aurea
Posidonia oceanica
Mangelia

IV COUPE DU CARENAGE

Couche B
Cerastoderma edule
Cerithium vulgatum
Gibbula adamsoni
Nassa reticulata
Venus gallina

Couche D
Cerastoderma edule
Cerastoderma glaucum
Parvicardium exiguum
Cerithium vulgatum
Dosinia lupinus
Ostrea lamellosa
Tapes rhomboïdes

Couche E
Cerithium vulgatum
Venerupis rhomboides
Nassa semistriata
Nassa ferrussaci
Cerastoderma glaucum
Gibbula
Rissoa
Calliostoma ziziphinus
Neveritha josephinia
Conus mediterraneus
Venerupis aurea ?
Paracentrotus lividus
Parvicardium exiguum

Solariide

Références bibliographiques sur les malacofaunes du Lacydon :

ARNAUD P. M. et LEUNG TACK K., (1971), Faunes malacologiques du Lacydon antique et du Vieux Port de Marseille : Comparaison écologique et remarques sur la pollution, *Tethys*, 3, 1, pp. 105-112.

GRANIER J., (1961), Faune malacologique recueillie au cours des fouilles archéologiques du quartier de la Bourse à Marseille, rapport inédit, 21 p.

MARS P. (1947), Les mollusques des plages grecques et romaines du Lacydon à Marseille, *Bull. Mus. Hist. nat. Mars.*, 7, 4, pp. 194-195.