



HAL
open science

Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône

Serge S. Suanez

► **To cite this version:**

Serge S. Suanez. Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Géomorphologie. Université d'Aix-Marseille I, 1997. Français. NNT: . tel-01715661

HAL Id: tel-01715661

<https://hal.science/tel-01715661>

Submitted on 22 Feb 2018

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.

THESE DE DOCTORAT EN GEOGRAPHIE PHYSIQUE

Présentée par

Serge SUANEZ

**DYNAMIQUES SEDIMENTAIRES
ACTUELLES ET RECENTES DE LA
FRANGE LITTORALE ORIENTALE
DU DELTA DU RHONE**

Université d'Aix-Marseille I
UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement
CAGEP - URA 903 du CNRS

Directeur de thèse :

Mireille PROVANSAL

Jury :

Roland PASKOFF
Alain MIOSSEC
Edward J. ANTHONY
Agustin SANCHEZ-ARCILLA
Paul AMBERT

UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

*UFR DES SCIENCES GEOGRAPHIQUES
ET DE L'AMENAGEMENT
CAGEP - URA 903 du CNRS*

THESE

PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE I

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE I

par

Serge SUANEZ

<p>DYNAMIQUES SEDIMENTAIRES ACTUELLES ET RECENTES DE LA FRANGE LITTORALE ORIENTALE DU DELTA DU RHÔNE</p>

Soutenu le 8 Janvier 1997 devant la commission d'examen

M. PROVANSAL

A. MIOSSEC

E. J. ANTHONY

R. PASKOFF

A. SANCHEZ-ARCILLA

P. AMBERT

Professeur à l'Université de Provence

Professeur à l'Université de Nantes

Professeur à l'Université de Dunkerque

Professeur à l'Université de Lyon

Professeur à l'Université de Catalogne

Directeur de Recherches (URA 903 CNRS)

Directeur de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

AVANT-PROPOS

AVANT-PROPOS

Je commencerais ce propos en rappelant que cette thèse a été effectuée dans le cadre d'un programme européen de recherche (MEDDELT) commencé en Mai 1994 et achevé en Octobre 1996. Elle est le fruit d'un travail pluridisciplinaire réalisé en collaboration avec de multiples personnes de différents horizons scientifiques et "géographiques". Je me dois de les remercier pour tout ce qu'ils ont pu m'apporter, tant au niveau intellectuel qu'humain.

En premier lieu, je m'adresserais à Mireille PROVANSAL qui m'a fait découvrir la géomorphologie littorale et qui, depuis plus de quatre ans suit mes travaux de recherche. Sans elle, une fois de plus, ce travail n'aurait pu être mené à bien ; au-delà de ses compétences intellectuelles, ce que je voudrais remercier avant tout, c'est son extrême générosité et humanité qu'elle aura su donner tout au long de cette collaboration.

En second lieu, je remercie les membres du Jury d'avoir répondu favorablement à l'invitation qui leur a été faite :

Un grand merci à Monsieur MIOSSEC, Professeur à l'Institut de Géographie de l'Université de Nantes et à Monsieur ANTHONY, Professeur au Département de Géographie de Dunkerque, d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail.

Je remercie également Monsieur PASKOFF, Professeur à l'Université Lumière de Lyon, Monsieur SANCHEZ-ARCILLA, Directeur du LIM/UPCC (Laboratoire d'Ingénierie Maritime, Université de Catalogne) et Monsieur AMBERT, Directeur de Recherches (CNRS, URA 903), d'avoir accepté de juger mon travail et de participer à cette soutenance.

Ce travail est également le fruit d'une collaboration européenne au sein du programme MEDDELT. Je remercie vivement Messieurs José JIMENEZ et Vicente GRACIA, tous deux membres du LIM/UPCC (Université de Catalogne) pour leur conseils avisés et leur accueil chaleureux lors de nos sessions de travail en Espagne.

Merci également à Marcel J.F. STIVE et Saskia JELGERSMA pour leur aide précieuse et leur gentillesse. Qu'ils sachent combien ce fut agréable et enrichissant de travailler en leur compagnie.

A nos collègues italiens Piero RUOL et Michele CAPOBIANCO, tous mes remerciements pour les nombreux conseils et discussions échangés tout au long de ces deux années de travail en commun.

Merci à Didier PONT, Directeur du DESMID (CNRS, URA 1451, Arles) et leader de l'équipe scientifique engagée sur le delta du Rhône.

Je remercie également Philippe FRAUNIE, Vincent REY et plus particulièrement Sandrine ARNOUX, puis ARNOUX-CHIAVASSA, pour les longues heures de travail, de patience et de discussion. La collaboration avec les scientifiques de ce laboratoire (L.S.E.E.T, Université de Toulon et du Var) fut très fructueuse et complémentaire de l'approche géographique.

Une pensée toute particulière pour Monsieur Bernard SIMON, Directeur du Service de Télédétection et des Sciences de l'Image (STSI). Son expérience, sa patience et sa grande générosité ont été très précieuses pendant ces trois années de travail.

Cette recherche a bénéficié d'un soutien logistique important concernant la collecte des données. Je tiens à remercier à cet effet l'ensemble du personnel du Port Autonome de Marseille (PAM) et plus particulièrement Monsieur LONGE, Directeur de la Fossette qui m'a permis d'accéder aux archives du PAM. Merci également à Monsieur BISOTTO, Chef du département technique pour sa disponibilité dans le pilotage de mes recherches. Merci, enfin, à Monsieur COTTE pour sa grande gentillesse et serviabilité lors des sorties de terrain.

La Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est a été également d'un grand recours dans l'acquisition de données. Je remercie Monsieur BOUDET, Directeur du Salin de Giraud et Monsieur GLEIZE pour ses conseils très utiles en tant que connaisseur du littoral du delta du Rhône.

Je remercie également toute l'équipe du Centre d'Archéologie Camille Jullian (Université de Provence) pour toutes les heures passées à travailler en leur agréable compagnie, Florence MOCCI pour sa bonne humeur et sa grande gentillesse, Vincent et Fabienne pour leur soutien moral et amical, enfin, Elisabeth pour toutes les sorties de terrain quel que fut le temps....

Merci à Philippe pour toutes les nuits blanches passées devant l'ordinateur (opération N.....), son aide en matière de C.A.O. aura été d'un très grand recours.

Un grand merci à Valérie PROSPER-LAGET pour ses conseils et son aide en matière de traitements statistiques.

A Michel GUILLEMARD, technicien du CETE, maître du "carottage" ; merci pour sa gentillesse, sa disponibilité mais surtout son grand sens du professionnalisme et sa capacité d'adaptation à la problématique géographique.

Merci à Monsieur ALOISI et Monsieur MONACO, Directeur du Laboratoire de Sédimentologie et de Géochimie Marine (Université de Perpignan) d'avoir mis à ma disposition les données sédimentologiques disponibles sur le delta du Rhône.

Je tiens à remercier Monsieur Pierre Oliva, Directeur du CTIG (Université de Provence) de m'avoir accepté dans son laboratoire et mis à disposition son matériel informatique nécessaire au traitement d'images.

Cette recherche n'aurait pu aboutir sans le soutien et la collaboration d'une équipe dynamique regroupée autour de Mireille PROVANSAL. Merci à Carole BRUZZI pour son travail effectué sur les tempêtes, son aide aura été des plus chères ; à Jean-Christophe RODITIS pour son soutien moral et ses conseils sur la dynamique fluviale ; à Jackie COURTAUD pour sa bonne humeur et son aide concernant le traitement des données anémométriques sous le logiciel statistique SAS. Merci à Gilles ARNAUD-FASSETTA et Claude VELLA pour leur disponibilité lors des nombreuses sorties de terrain. Merci à Elise HENROT pour sa collaboration dans la collecte et le traitement des données sédimentologiques mais également pour les heures passées à la relecture du présent document. Merci à Patrice BONY et Rémy BUFFET pour leur travail accompli sur les dynamiques éoliennes.

Enfin, ma plus grande affection pour cette famille qui m'accompagne depuis toutes ces années ; *a la casa caliente de Barcelona*. Pour la confiance qu'elle m'a apportée, je la remercie de tout coeur.

Δυ διαβ ο λα πυχε πουρ τουτες λεσ ηευρεσ δε γρανδες σουφφρανχεσ...μαιο πουρ θυι ?

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS.....	I
TABLE DES MATIERES.....	IV
INTRODUCTION GENERALE.....	1

PREMIERE PARTIE

CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE, SEDIMENTAIRE ET GEODYNAMIQUE

INTRODUCTION.....	6
CHAPITRE 1	
MORPHOLOGIE DU LITTORAL ORIENTAL DU DELTA DU RHONE.....	7
1 - PRESENTATION GENERALE.....	7
2 - LE SYSTEME LITTORAL RHODANIEN.....	8
2-1 La dépression vaseuse d'arrière dune.....	8
2-2 Le cordon dunaire.....	10
2-3 La plage aérienne ou émergée.....	10
2-4 La plage immergée ou sous-marine.....	13
Conclusion.....	14
3 - UNE MORPHOLOGIE CARACTERISTIQUE DE CHAQUE SECTEUR.....	15
3-1 Le cordon dunaire.....	15
3-1-1 <i>Des dunes hautes plus ou moins érodées.....</i>	<i>15</i>
3-1-2 <i>Des dunes basses érodées et des nebkhas.....</i>	<i>16</i>
3-1-3 <i>Des dunes artificielles ou associées à des aménagements.....</i>	<i>16</i>
3-2 La plage émergée.....	19
3-2-1 <i>Des plages dont le profil transversal comporte une haute plage à l'allure déprimée.....</i>	<i>19</i>
3-2-2 <i>Des plages étroites.....</i>	<i>19</i>
3-2-3 <i>Des plages alvéolaires.....</i>	<i>20</i>
3-3 La plage immergée.....	20
3-3-1 <i>Généralités.....</i>	<i>20</i>
3-3-2 <i>La bathymétrie du delta du Rhône.....</i>	<i>22</i>
Conclusion.....	25
4 - DES AMENAGEMENTS D'AGE ET DE NATURE DIFFERENTS.....	26
4-1 Les aménagements lourds du littoral de la CSMSE.....	27
4-1-1 <i>Enrochement du linéaire côtier.....</i>	<i>27</i>
4-1-2 <i>L'aménagement du cordon dunaire en digue artificielle.....</i>	<i>30</i>

4-2 Les dunes de la plage de Piémanson (they de la Palissade).....	30
4-3 A l'Est du Rhône, les aménagements réalisés par le PAM.....	32
4-3-1 <i>Blocage du transit sédimentaire longshore</i>	32
4-3-2 <i>Réhabilitation du cordon dunaire de la flèche de la Gracieuse</i>	34
4-4 Evolution morphosédimentaire des secteurs aménagés.....	35
4-4-1 <i>L'érosion localement et récemment enrayée pour le littoral de Faraman</i> ..	36
4-4-2 <i>Une situation d'équilibre à l'Est du Rhône</i>	37
Conclusion.....	37
5 - CONCLUSION	38

CHAPITRE 2

LE CONTEXTE SEDIMENTAIRE ET GEODYNAMIQUE	40
1 - EVOLUTION GEOLOGIQUE SUCCINCTE ANTERIEURE A LA CONSTRUCTION HOLOCENE DU DELTA DU RHONE	40
1-1 La mise en place des grandes lignes structurales et paléogéographiques au Tertiaire ..	40
1-2 L'évolution pléistocène.....	41
2 - LA CONSTRUCTION HOLOCENE DU DELTA	42
2-1 La construction holocène du delta du Rhône	42
2-2 Les étapes de la construction de la plaine deltaïque.....	43
2-3 Evolution de l'embouchure du Grand Rhône actuel depuis le XVIIIème siècle	46
2-3-1 <i>Le débouché du Rhône entre le XVIIIème et le XIXème</i>	46
2-3-2 <i>L'évolution au XXème siècle</i>	47
Conclusion.....	48
3 LA QUESTION DES DEFORMATIONS DU SOL	49
3-1 La donnée géologique.....	49
3-1-1 <i>Les déformations dans la plaine deltaïque depuis le Pléistocène final</i>	49
3-1-2 <i>Les déformations sur la plate-forme continentale</i>	51
3-2 Les données instrumentales.....	52
3-2-1 <i>Méthode de traitement</i>	52
3-2-2 <i>Les résultats</i>	53
Conclusion.....	55
4 - CONCLUSION	56
CONCLUSIONS	57

DEUXIEME PARTIE

LES ACTEURS DE LA MORPHOGENESE

INTRODUCTION	59
 CHAPITRE 1	
LES APPORTS FLUVIATILES ET LEUR REPARTITION A LA COTE	60
 1 - ELEMENTS D'HYDROLOGIE DU RHONE DANS SON DELTA	
1-1 Débits et régime du Rhône	60
1-2 Les crues	62
1-3 Variabilité hydrologique du Rhône	63
Conclusion	65
 2 - QUANTIFICATION DES APPORTS SOLIDES RHODANIENS	
2-1 Quantification de la charge solide en suspension (MES)	67
2-2 Quantification de la charge de fond	68
2-2-1 <i>Les données en amont d'Arles</i>	69
2-2-2 <i>Les données en aval d'Arles</i>	70
2-2-3 <i>Le rôle des aménagements du bassin-versant au cours du XXème siècle</i>	72
Conclusion	73
 3 - LA GRANULOMETRIE DU MATERIEL TRANSPORTE	
3-1 Le matériel en suspension (MES)	74
3-2 La charge de fond	75
3-2-1 <i>En amont d'Arles</i>	75
3-2-2 <i>Entre Arles et l'embouchure</i>	76
3-2-3 <i>De l'embouchure au talus prodeltaïque</i>	77
3-2-4 <i>Les stocks sédimentaires hérités du Rhône du XVIIème au XXème siècle</i>	81
Conclusion	84
 4 - REPARTITION DU MATERIEL SEDIMENTAIRE A LA COTE	
4-1 Les sources d'informations.....	87
4-1-1 <i>Les études sédimentologiques antérieures</i>	87
4-1-2 <i>Les données récentes</i>	88
4-2 La distribution transversale	89
4-2-1 <i>A l'Est de l'embouchure</i>	90
4-2-2 <i>A l'Ouest de l'embouchure</i>	90
4-3 Distribution longitudinale du matériel à la côte	93
4-3-1 <i>La distribution granulométrique longitudinale des sables et sa signification</i>	93
4-3-2 <i>Les résultats obtenus à partir des prélèvements in situ</i>	93
Conclusion	97
 5 - CONCLUSION	 97

CHAPITRE 2

LES DYNAMIQUES METEO-MARINES	99
1 - LA DYNAMIQUE EOLIENNE	99
1-1 - Acquisition des données.....	99
1-2 - Un régime des vents contrasté.....	100
1-3 - Tendances évolutives des vents de 1962 à 1994	102
1-3-1 <i>Les vents de mer</i>	102
1-3-2 <i>Les vents de terre</i>	103
Conclusion.....	104
2 -LES CARACTERISTIQUES DE LA HOULE	105
2-1 - La collecte des données	106
2-2 - Les caractères de la houle au large.....	106
2-2-1 <i>Le régime des houles</i>	107
2-2-2 <i>La variabilité saisonnière</i>	109
2-2-3 <i>Etude des houles de tempête</i>	111
2-2-4 <i>Conclusion</i>	114
2-3 - Les déformations de la houle à la côte.....	114
2-3-1 <i>Généralités</i>	115
2-3-2 <i>Les déformations à l'Ouest du Rhône</i>	115
2-3-3 <i>Les déformations à l'Est du Rhône</i>	120
2-3-4 <i>Conclusion</i>	122
Conclusion.....	122
3- LES COURANTS	123
3-1 Généralités.....	123
3-2 - Les courants liés aux vents.....	124
3-3 - Les courants de dérive littorale	127
3-3-1 <i>Etat bibliographique de la question</i>	127
3-3-2 <i>Les courants de dérive littorale dans le delta du Rhône d'après la géométrie des corps sableux</i>	127
3-3-3 <i>L'apport de la minéralogie (minéraux lourds)</i>	129
3-3-4 <i>Conclusion</i>	129
3-4 - Les courants sagittaux ou de refend (rip currents).....	132
3-4-1 <i>Généralités</i>	132
3-4-2 <i>Cartographie des courants sagittaux</i>	133
3-5 - Les courants fluviatiles du Rhône à la mer.....	135
Conclusion.....	138
4 - ANALYSE DE LA MAREGRAPHIE	139
4-1 - La collecte des données	139
4-2 - Les variations pluri-annuelles à pluri-décennales.....	140
4-2-1 <i>Méthode de traitement</i>	140
4-2-2 <i>Discussion</i>	140
4-3 - Les variations saisonnières.....	141
4-3-1 <i>Méthode de traitement</i>	142

4-3-2 Discussion.....	142
4-4 - Les événements exceptionnels.....	143
4-4-1 Variations saisonnières des événements exceptionnels.....	143
4-4-2 Analyse des périodes de retour.....	143
Conclusion.....	145
5 - CONCLUSION.....	146
CONCLUSIONS.....	148

TROISIEME PARTIE

EVALUATION DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES

INTRODUCTION.....	152
CHAPITRE 1	
LES TRANSPORTS SEDIMENTAIRES LONGSHORE.....	154
1 - CHANGEMENT DU TRAIT DE COTE : VARIATION HORIZONTALE.....	154
1-1 Les données et la méthode de traitement.....	155
1-1-1 Acquisition des données.....	155
1-1-2 Méthode de traitement.....	156
1-2 Variations du trait de côte hétérogènes suivant les secteurs.....	156
1-2-1 A l'Est de l'embouchure : une tendance à l'accrétion nuancée suivant les secteurs.....	157
1-2-2 A l'Ouest de l'embouchure : un recul constant du trait de côte.....	159
1-2-3 L'impact des aménagements sur les changements du linéaire côtier.....	163
1-2-4 Discussion et conclusion.....	167
1-3 Evaluation des surfaces en érosion et en accrétion.....	169
1-3-1 Un bilan contrasté de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.....	170
1-3-2 Une évolution très différente suivant les secteurs.....	172
Conclusion.....	176
2 - EVOLUTION RECENTE DES FONDS : VARIATION VERTICALE DU PROFIL SOUS-MARIN.....	177
2-1 Acquisition et traitement des données.....	178
2-2 Les variations verticales des fonds sous-marins.....	180
2-3 Définition de la profondeur limite de mobilité du profil vertical.....	186
2-3-1 Définition de la profondeur limite de mobilité à partir des données bathymétriques.....	188
2-3-2 Utilisation de la formule d'HALLERMEIER.....	190
Conclusion.....	190

3 - ESTIMATION DES VOLUMES SEDIMENTAIRES DEPLACES LE LONG DE LA COTE	191
3-1 Méthodologie	191
3-2 Les résultats.....	194
3-2-1 A l'Est de l'embouchure	194
3-2-2 A l'Ouest de l'embouchure	196
3-3 Interprétation : le rôle des agents morphodynamiques sur le bilan sédimentaire littoral	200
Conclusion.....	202
4 - CONCLUSION	203
CHAPITRE 2	
LES TRANSPORTS SEDIMENTAIRES CROSS-SHORE	205
1 - TRANSFERTS SEDIMENTAIRES CROSS-SHORE LIÉS AUX PROCESSUS DE SUBMERSION	205
1-1 Modalités des transferts cross-shore lors des tempêtes observées et bilan sédimentaire.....	206
1-1-1 Méthodologie	206
1-1-2 Caractéristiques météo-marines des tempêtes analysées.....	207
1-1-3 Impacts morphosédimentaires des tempêtes.....	208
1-1-4 Evaluation des bilans sédimentaires	211
1-2 Les processus à long terme	212
Conclusion.....	215
2 - TRANSFERTS SEDIMENTAIRES CROSS-SHORE LIÉS A LA DYNAMIQUE EOLIENNE	216
2-1 Localisation des stations de mesures.....	217
2-2 Quantification des transports éoliens par l'approche mathématique	219
2-1-1 Les données bibliographiques.....	219
2-1-2 Essai de quantification mathématique du transport éolien dans le delta du Rhône.....	221
2-2 Mesures du transit sableux par piégeages	222
2-3 Evolution morphologique du système dune/plage émergée.....	228
Conclusion.....	229
3 - VARIATIONS SAISONNIERES DE LA PLAGE	231
3-1 Variations saisonnière des agents morphodynamiques (figure 141)	231
3-2 Mesures et méthode de traitement	234
3-3 Analyse des variations saisonnières de la plage	235
3-4 Estimation du bilan sédimentaire	240
3-4-1 Evolution du bilan sédimentaire sur l'ensemble du profil.....	240
3-4-2 Evolution du bilan sédimentaire entre la plage émergée et immergée	242
Conclusion.....	245
4 - CONCLUSION	247
CONCLUSIONS	249

CONCLUSION GENERALE	252
BIBLIOGRAPHIE	263
TABLE DES FIGURES	275
LISTE DES TABLEAUX	280
TABLES DES PHOTOGRAPHIES	281
GLOSSAIRE	283

INTRODUCTION GENERALE

UNE THESE DE PLUS SUR LE DELTA DU RHONE ?

Entamer une recherche sur le fonctionnement du littoral du delta du Rhône pouvait sembler a priori une gageure. Sur ce terrain, dont les enjeux économiques se sont progressivement affirmés au cours des cinquante dernières années, les travaux de qualité ne manquaient pas.

Ils ont d'abord été réalisés dans les programmes de prospections pétrolières des années 50, par des géologues néerlandais et français : KRUIT (1955) et DUBOUL-RAZAVET (1956) en furent les pionniers remarquables, qui "défrichèrent" les questions de la mise en place des stocks sédimentaires holocènes et des dynamiques littorales actuelles.

A partir des années 70, la construction du complexe industriel de Fos-sur-Mer à l'Est du delta du Rhône, les menaces croissantes qui pesaient sur la défense des installations salinières de la Compagnie du Salin du Midi et des Salines de l'Est (CSMSE), puis l'expansion touristique, avec ses impacts négatifs, posaient la double question du développement économique et de la protection des espaces littoraux menacés. Ces transformations correspondaient, par ailleurs, à l'émergence progressive de préoccupations "environnementalistes" dans le grand public, puis, dans les bureaux d'études et les milieux politiques (MIOSSEC, 1995). C'est dans ce contexte que sont publiées un grand nombre de recherches sur les dynamiques littorales (OOMKENS, 1970 ; PAUC, 1970 ; VERNIER, 1972 ; BLANC, 1977, BLANC et FROGET, 1981 ; 1985 ; BLANC et POYDENOT, 1993 ; SOGREAH, 1984a, 1984b, 1987, 1988a, 1988b, 1994).

A partir de la fin des années 50, l'achèvement de l'aménagement intégré du bassin rhodanien, avec la construction des barrages sur le Rhône inférieur et la Durance, a induit également des transformations importantes du fonctionnement fluvial ; la Compagnie Nationale du Rhône (C.N.R.) a développé dès la fin des années 60 une réflexion sur les aménagements hydro-électriques et leurs impacts sur la charge solide transportée par le Rhône (SAVEY et DELEGLISE, 1967 ; POINSARD, 1992). Dans ce domaine encore, les préoccupations "techniciennes" s'accompagnent, dans les années 80, d'une réflexion sur la préservation des milieux fluviaux humides, puis, sur les relations entre le fleuve et l'alimentation littorale (BALLAND et RIVAS, 1992 ; CHANTEPY, 1993 ; GUILHAUDIN, 1994).

Au cours des années 70 puis 80, la poursuite des recherches géologiques, appuyée sur de nouveaux sondages profonds et les techniques de la sismique-réflexion, a apporté une vision renouvelée de l'histoire du delta (RAPPORT CAMARGUE, 1970 ; BERTRAND et L'HOMER, 1975 ; L'HOMER *et al.*, 1981) et de son extension sur la plateforme continentale du Golfe du Lion (ALOISI, 1971, 1974 ; ALOISI et DUBOUL-RAZAVET, 1974 ; ALOISI *et al.*, 1976, 1977 ; MONACO, 1971 ; GENSOUS *et al.*, 1993 ; TESSON *et al.*, 1990 ; TESSON et ALLEN, 1995). Les recherches archéologiques, développées depuis les années 90, ont permis de préciser les déplacements récents du trait de côte et la variabilité historique des apports fluviaux (S.R.A., 1995, 1996).

Enfin, dans le cadre du thème "Environnements littoraux" de l'U.R.A. 903 du C.N.R.S, au sein de laquelle j'effectue cette recherche, plusieurs travaux universitaires effectués sous la direction de M. PROVANSAL (Maîtrises, DEA et thèses en cours) ont apporté des données et des éclairages nouveaux, qui m'ont été très précieux : sur les tempêtes (BRUZZI, 1995), la sédimentologie des plages (HENROT, 1996), les dynamiques éoliennes (BONY et BUFFET, 1996), la dynamique fluviale (ARNAUD-FASSETTA, *sous presse a, b*) et l'histoire holocène du delta (DAVID, 1996 ; VELLA *et al.*, *soumis*).

Notre recherche peut donc aujourd'hui prendre appui sur des connaissances essentielles acquises au cours des 40 dernières années :

- d'une part sur la genèse du delta du Rhône, sa stratigraphie et la nature des corps sédimentaires qui le constituent : nous avons besoin de connaître les stocks sédimentaires disponibles pour la dynamique actuelle et de disposer d'un bilan sur la question des déformations du sol. Notre travail s'appuiera sur ces données dont nous rappellerons les grandes lignes dans la première partie de cet ouvrage.

- d'autre part sur le fonctionnement et l'évolution morphosédimentaire du littoral des dernières décennies. Ces données, le plus souvent qualitatives, constitueront un point de départ pour une analyse plus "quantitative" que nous développerons dans les deuxième et troisième parties de cet ouvrage.

PROBLEMATIQUE DE LA RECHERCHE

La première esquisse d'une problématique a été définie en collaboration avec le Port Autonome de Marseille (P.A.M.) et, en particulier, avec M. LONGE, directeur des Services Techniques de La Fossette. Des premiers contacts avaient été établis à la suite de mon D.E.A., qui portait sur *les modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône* (SUANEZ, 1993).

Le travail fut orienté, dans un premier temps, sur l'étude des processus morphosédimentaires récents de la flèche de la Gracieuse. Cette construction sableuse située à l'Est de l'embouchure du Rhône est en effet indispensable à la protection des installations portuaires du golfe de Fos ; considérablement détériorée par les tempêtes au milieu des années 80, elle a fait l'objet d'un large programme de réhabilitation entre 1988 et 1993, mis en place et financé par le Port Autonome de Marseille. Un travail d'étude et de suivi de cet aménagement était en cours et le Port Autonome était intéressé par un bilan sédimentaire précis de l'ensemble du secteur littoral à l'Est de l'embouchure, qui permette d'évaluer la participation exacte des apports rhodaniens.

Des contacts furent ensuite rapidement établis avec la Compagnie du Salin du Midi et des Salines de l'Est (Salin de Giraud), propriétaire, à l'Ouest du Rhône, d'un littoral particulièrement menacé. Il apparaissait nécessaire de dresser, là aussi, un bilan sédimentaire exhaustif et de définir les sources d'alimentation du littoral .

Mais c'est ma participation à deux contrats de recherche qui a joué un rôle déterminant sur la définition plus précise des buts et de la problématique de ma recherche :

Dans le cadre du programme européen MEDDELTA EV5V-CT94-0465 (*Mediterranean Delta*), financé par la DG XII, j'ai assuré en effet l'essentiel des travaux portant sur la frange littorale du delta du Rhône. La problématique était d'évaluer les risques liés à l'élévation du niveau marin, en fonction des fourchettes définies par l'IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change), de façon comparative entre les deltas du Rhône, de l'Ebre (Espagne) et du Pô (Italie). Les premières discussions, en particulier avec nos collègues espagnols, dirigés par A. SANCHEZ-ARCILLA, ont montré qu'une telle entreprise ne pouvait pas s'improviser et, qu'avant de proposer des projections dans l'avenir, il était nécessaire d'avoir une évaluation précise et quantifiée du fonctionnement actuel de la frange littorale : il nous était en effet demandé de mettre en oeuvre les éléments indispensables à une modélisation conceptuelle, puis mathématique, du delta.

Le déroulement de ce programme nous a donc obligé à une approche systématique des différents éléments de la marge littorale (dunes, plage émergée et zone offshore), faisant une grande part à l'évaluation de bilans sédimentaires à différentes échelles d'espace et de temps (JIMENEZ *et al.*, 1995). La recherche d'une corrélation, empirique ou mathématique, avec les différents agents morphogènes a nécessité de faire appel aux méthodes statistiques. La collaboration avec le Laboratoire de Sondages Electro-magnétiques de l'Environnement Terrestre (Université de Toulon et du Var) a été, de ce point de vue, une bonne entrée dans un domaine mathématique, auquel les géographes ne sont pas toujours préparés.

Par ailleurs, j'ai également collaboré au programme de recherches piloté par le Ministère de l'Environnement sur les "*Impacts de la montée du niveau marin sur les côtes méditerranéennes françaises*". La problématique était, ici encore, clairement définie : il s'agissait de mesurer (et de prévoir?) des impacts liés à la variation verticale du niveau marin. Mais il est rapidement apparu que la réponse du milieu et l'intensité du risque dépendaient d'abord de la capacité du littoral à se défendre et que cette dernière était liée à l'alimentation sédimentaire. La question des budgets sédimentaires apparaissait donc essentielle et elle occupe la place centrale de ce travail.

Cette recherche se donne donc pour but d'évaluer la stabilité actuelle et, si possible future, de la zone littorale du delta du Rhône, dans un contexte caractérisé d'une part par une accélération de la montée du niveau de la mer et la recrudescence des événements exceptionnels qui lui sont associés (tempêtes), d'autre part par la réduction des apports fluviaux.

Ce "diagnostic" devra, évidemment, porter aussi sur l'efficacité des ouvrages de protection, présents sur la presque totalité du littoral étudié. Ces derniers reposent sur des parti-pris très différents d'un secteur à l'autre, en fonction de l'époque de leur construction, des enjeux économiques, de l'ampleur des contraintes qu'ils ont à subir. Très schématiquement, nous aurons l'occasion de comparer les impacts et l'efficacité des méthodes dites "douces" ou "lourdes".

LES LIMITES GEOGRAPHIQUES

La zone d'étude ne concerne pas la totalité du littoral deltaïque : elle s'étend de la flèche de la Gracieuse à la pointe de Beauduc, correspondant à la partie la plus récente et la plus proéminente du delta actuel (figure 1). Nous n'étudierons donc pas la partie occidentale, des Saintes-Maries-de-la-Mer à la Pointe de l'Espiguette.

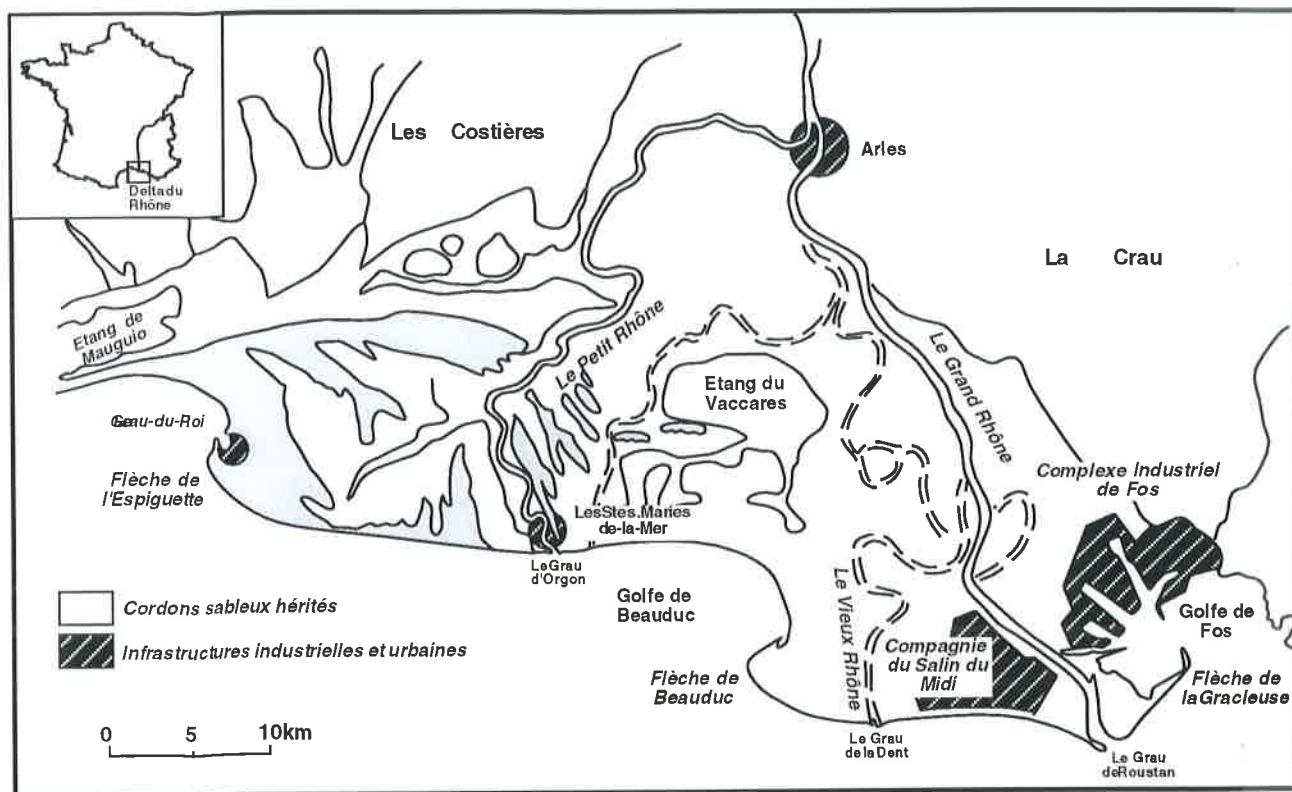


Figure 1. Présentation générale du delta du Rhône.

La limite occidentale choisie sépare en effet deux secteurs au comportement très différent :

- à l'Ouest, un secteur très largement déconnecté du bras principal actuel du fleuve ; le Petit Rhône, qui y débouche aux Saintes-Maries-de-la-mer, ne suffit pas à compenser un recul pluri-séculaire et l'alimentation de la Pointe de l'Espiguette n'est due qu'à l'érosion du littoral qui la précède.

- notre secteur d'étude, à l'Est, est lié à la progradation historique la plus récente du delta, correspondant à la crise détritique majeure du Petit Age Glaciaire. Les stocks sédimentaires hérités de cette période jouent encore dans la dynamique littorale actuelle un rôle, dont la nature et l'importance seront discutées au cours de ce travail. En 1711, une défluviation déplace le fleuve jusqu'à sa position actuelle, où il conditionne une avancée très rapide jusqu'au début du siècle.

Les apports du Rhône conditionnent encore largement l'évolution de notre secteur. Il nous faudra en apprécier l'importance et la répartition spatiale.

LA NECESSAIRE COLLABORATION METHODOLOGIQUE

Ce travail a nécessité de multiples collaborations qui s'inscrivent dans le cadre méthodologique défini ci-dessus. Il faut, en particulier citer :

- le Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre (LSEET, Université de Toulon et du Var) dirigé par Ph. FRAUNIE, pour l'approche mathématique et la modélisation des dynamiques littorales et de l'évolution du trait de côte.

- le STSI (Service de Télédétection et de Science de l'Image, CEREGE, Aix-en-Provence), dirigé par B. SIMON et le CTIG (Centre Technique d'Information Géographique, Université de Provence, Aix-en-Provence), dirigé par P. OLIVA, pour la photo-interprétation et le traitement d'images.

- le Laboratoire d'Ecologie des Systèmes Fluviaux (CNRS URA 1451, Arles) dirigé par D. PONT, qui fut le leader de l'équipe française impliquée dans le programme européen *MEDDELTA*. La présence de J. DAY (Université de Louisiane, Baton Rouge), comme Professeur associé à cette équipe, a permis d'aborder la question du fonctionnement hydrosédimentaire du domaine palustre situé à l'arrière de la frange littorale.

- le Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Marines (Université de Perpignan), dirigé par A. MONACO, qui a mis à notre disposition les carottages effectués sur le prodelta et ses outils de traitements sédimentologiques.

ORGANISATION DE L'OUVRAGE

Le plan que nous avons adopté obéit à une logique chronologique et spatiale. Notre travail s'organise en trois parties :

- une première partie présentera le secteur étudié dans son contexte sédimentaire et géodynamique. Elle fera d'abord le point sur les caractères morphologiques et l'organisation particulière du trait de côte ainsi que sur les différents aménagements qui y ont été implantés (chapitre 1). Puis, on présentera un bilan de la mise en place des stocks sédimentaires, en particulier au cours de la construction holocène du delta, et des déformations du sol (chapitre 2). Ce dernier point fera l'objet d'un développement particulier, appuyé sur le dépouillement de données inédites.

- une deuxième partie présentera les acteurs de la morphogenèse. Elle dressera un bilan des apports rhodaniens et de leur participation à l'alimentation littorale ; le rôle des aménagements hydro-électriques sur la charge solide transportée par le fleuve sera discuté (chapitre 1). Dans un second temps, nous analyserons à différentes échelles de temps (épisode, saisonnière et pluri-décennale), les agents dynamiques qui interviennent dans la morphogenèse littorale : vents, courants, houles, marégraphie (chapitre 2).

- une troisième et dernière partie abordera l'évaluation des transferts sédimentaires à la côte à partir desquels nous bâtirons un modèle conceptuel du fonctionnement de la frange littorale. La quantification du transit sédimentaire longshore mettra l'accent sur le rôle important des courants de dérive littorale dans ce secteur (chapitre 1). L'étude des transferts sédimentaires cross-shore fera la part de la dynamique marine (tempêtes) de l'action éolienne (chapitre 2). Nous analyserons l'impact des aménagements côtiers sur ces processus et répondrons à la question de leur efficacité dans la défense du littoral.

PARTIE 1

**CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE,
SEDIMENTAIRE ET GEODYNAMIQUE**

INTRODUCTION

Le delta du Rhône correspond à une plaine de niveau de base, dont la pente générale moyenne d'Arles à la mer n'excède pas 0,02% (figure 1). Il s'articule autour de deux bras fluviaux nés de la diffluence du Rhône à quelques kilomètres en amont d'Arles : d'une longueur de 50km, le Grand Rhône que nous désignerons sous le terme de "Rhône", représente le bras le plus important. Il s'écoule dans la partie est du delta et se jette à la mer par une seule embouchure (le Grau de Roustan) ; le Petit Rhône dont le débit moyen n'excède pas 1/10ème de celui du Grand Rhône, s'écoule à l'Ouest du delta jusqu'à son embouchure (le Grau d'Orgon). Au-delà du trait de côte, le delta immergé s'étale sur la plate-forme continentale rhodanienne dont la sédimentation est active jusqu'à -2000m de profondeur et représente 65 fois la partie émergée.

Le secteur étudié correspond au littoral oriental du delta du Rhône, situé de part et d'autre de l'embouchure du Rhône (figure 2). Sa morphologie présente d'importantes variations d'un secteur à l'autre. Cette hétérogénéité est le fruit d'une histoire complexe où se mêlent la dynamique naturelle et l'intervention des hommes.

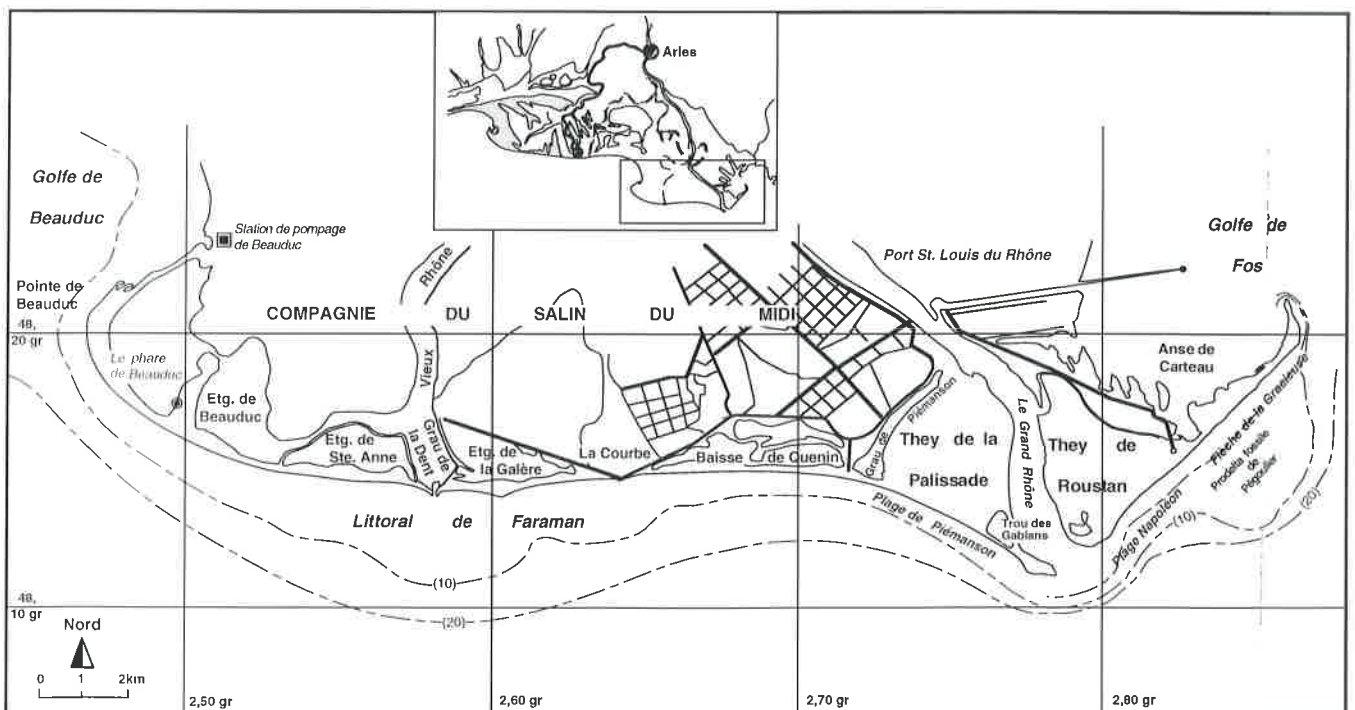


Figure 2. Carte de localisation du secteur d'étude

On présentera dans cette première partie, les caractères morphologiques originaux de la frange littorale étudiée et le contexte sédimentaire et géodynamique dans lequel elle s'inscrit.

CHAPITRE 1

MORPHOLOGIE DU LITTORAL ORIENTAL DU DELTA DU RHONE

La zone orientale du delta du Rhône montre une morphologie très différenciée d'un secteur à un autre. Ces disparités sont renforcées par la présence d'aménagements de défense du littoral hétérogènes dans leur forme, leur âge et leur utilité.

Dans ce chapitre, nous aborderons dans un premier temps la description des paramètres géomorphologiques originaux de la frange littorale ; ces caractères nous permettront d'établir une classification des différents secteurs étudiés.

Dans un second temps, nous ferons un inventaire des différents types d'aménagements du littoral, installés de part et d'autre de l'embouchure ; nous proposerons une première analyse de leurs impacts sur l'évolution morphosédimentaire de la côte.

L'ensemble de ces données permettra d'esquisser un premier bilan "qualitatif" du système littoral.

1 - PRESENTATION GENERALE

La zone d'étude correspond au littoral oriental du delta du Rhône. Sur plus de 20km, elle s'étend de part et d'autre de l'embouchure du Rhône, entre la flèche de la Gracieuse à l'Est, et la flèche de Beauduc à l'Ouest (figure 2).

Ce secteur forme la partie terminale du delta actuel. Sa construction récente est liée, dans un premier temps, aux apports du Rhône du Bras de Fer (ou du Vieux Rhône) dont l'embouchure est située à l'Ouest du cours actuel, dans le secteur du Grau de la Dent. En 1711, à la suite d'une crue, le fleuve prend le tracé qu'on lui connaît. La morphologie actuelle est acquise durant les XIX^{ème} et XX^{ème} siècles, périodes durant lesquelles l'intervention de l'homme joue un rôle de plus en plus important.

La particularité de ce secteur réside dans la forme et l'orientation du linéaire côtier : il se termine, à ses deux extrémités, par une flèche sableuse à la progradation rapide (flèches de la Gracieuse à l'Est et de Beauduc à l'Ouest). Cette organisation montre une importante dissymétrie : le littoral situé à l'Est de l'exutoire (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse) est orienté SW-NE ; à l'Ouest de l'embouchure, la côte est principalement orientée d'Ouest en Est, mais elle s'incurve toutefois, dans sa partie orientale (plage de Piémanson), suivant un axe NW-SE.

A cette dissymétrie, s'ajoutent des évolutions morphosédimentaires différentes qui feront l'objet d'une étude détaillée : le littoral occidental de Faraman est décrit depuis plusieurs années comme un secteur en érosion ; à l'inverse, la plage Napoléon située à l'Est de l'embouchure est considérée comme une côte stable. L'objet de ce travail sera d'analyser les modalités et les facteurs de ces différents comportements.

2 - LE SYSTEME LITTORAL RHODANIEN

Le système littoral est constitué de différentes unités morphologiques, décrites par de nombreux auteurs (GUILCHER, 1954 ; DEGIOVANNI, 1973 ; PETHICK, 1984 ; QUELENNEC, 1987 ; PASKOFF, 1994). L'organisation et la terminologie utilisées diffèrent en fonction des milieux.

Les plages macro à mésotidales, spécifiques des façades océaniques, sont généralement constituées d'un bas de plage très étendu correspondant à la zone de marnage, et d'un front dunaire très important, le plus souvent supérieur à 10m de haut. Sur les plages microtidales des milieux méditerranéens français, la très faible amplitude marégraphique (30cm) joue un rôle essentiel dans l'organisation des unités morphologiques. Le schéma établi sur la plage de Sidi-Ferruch (Algérie) par DEGIOVANNI (1973) a donc été retenu (figure 3) et nous nous inspirons de sa terminologie.

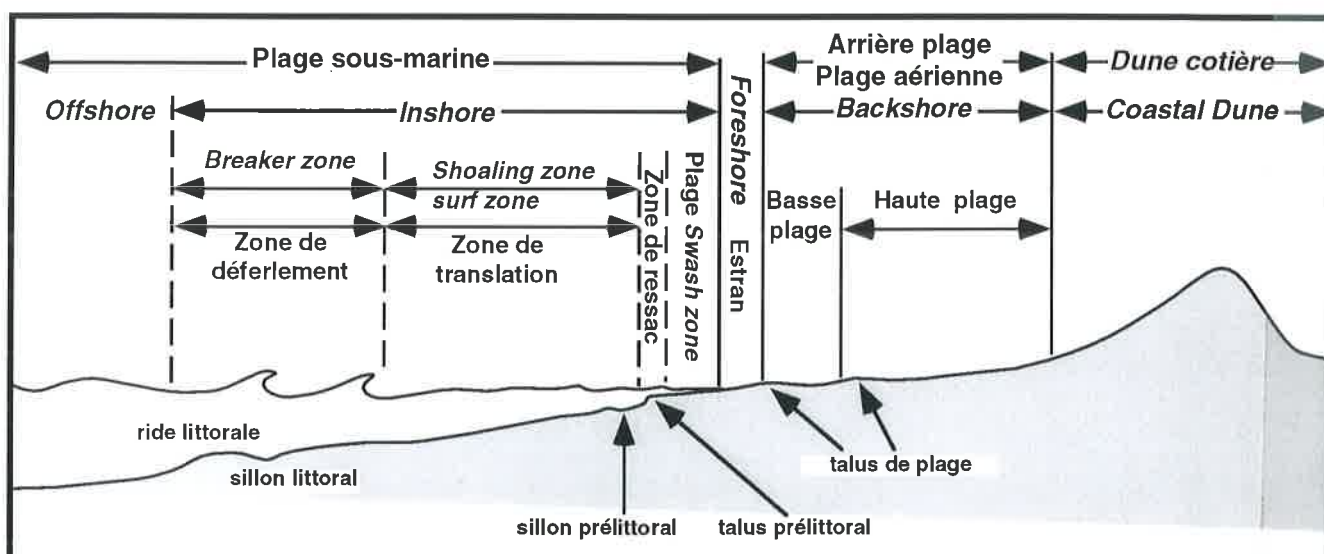


Figure 3. Nomenclature des différentes unités morphologiques de la frange littorale (d'après DEGIOVANNI, 1973).

L'originalité du système littoral du delta du Rhône est marquée :

- par l'existence de dunes réduites à un seul cordon dunaire peu élevé (< 7m) et le plus souvent démantelé,
- par une plage émergée très large, caractérisée par une zone déprimée en arrière du bourrelet de plage,
- par une plage immergée généralement en pente faible passant à une large et peu profonde zone off-shore. Le profil général de la frange littorale du delta du Rhône est présenté ci-dessous (figure 4).

2-1 La dépression vaseuse d'arrière dune

A l'arrière du cordon dunaire se trouve une vaste zone déprimée appelée *dépression vaseuse d'arrière dune*. Cette unité morphologique appartient au domaine

humide à végétation halophyte de la plaine deltaïque ; elle est couverte par les marais, les étangs et la sansouïre (photo 1).

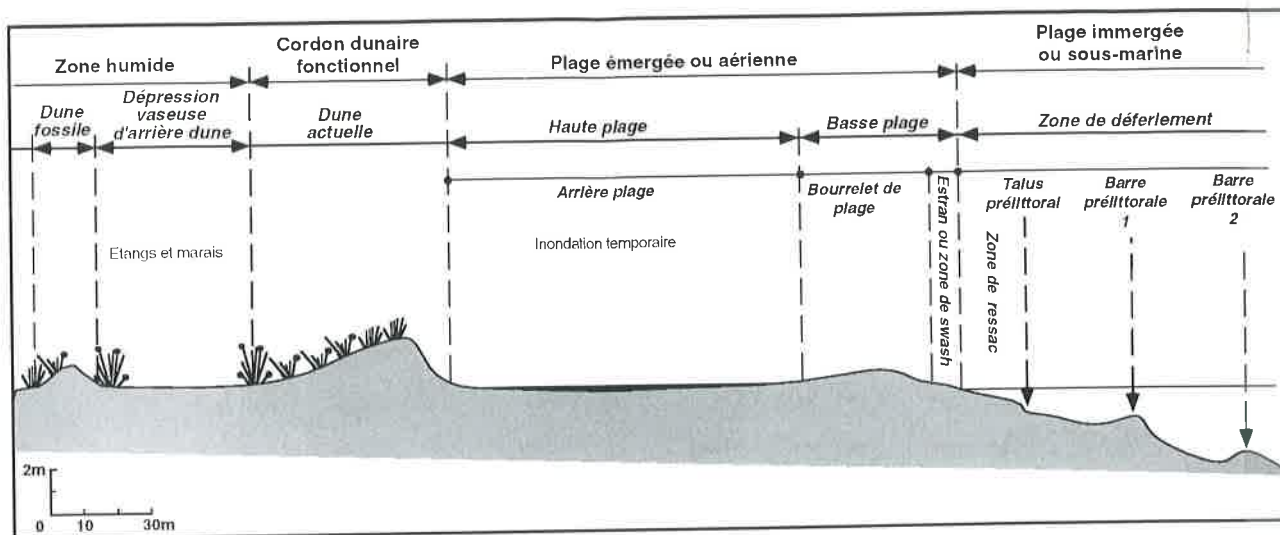


Figure 4. Profil transversal de la frange du delta du Rhône

Les marais sont considérés comme des unités closes délimitées par des bourrelets alluviaux (RAPPORT CAMARGUE, 1970 ; CARRIO, 1988). Ils correspondent à d'anciennes zones d'épandage de crue qui ont été colmatées par l'apport fréquent d'alluvions très fines. Leur alimentation hydrique est assurée par les eaux de pluie ou par la nappe phréatique. Cette eau est généralement saumâtre et son niveau varie avec l'évaporation ou le drainage. Durant la période estivale, la surface des marais desséchés présente des concentrations salines importantes.

Les étangs correspondent à des dépressions ouvertes communiquant directement ou indirectement avec la mer. Des bourrelets alluviaux peuvent exister en bordure des étangs mais ils ne les entourent pas complètement. L'eau des étangs est salée et subit de fortes variations saisonnières de salinité, avec l'évaporation estivale ou les pluies de saison froide. Lorsqu'elles existent, les intrusions d'eau douce permettent l'installation d'une roselière qui accélère le colmatage du fond.

Les marais et, en bordure des étangs, les zones à exondation saisonnière, portent une formation ouverte de plantes halophytes : la *sansouïre*. Le taux de salinité varie suivant la distance au littoral et la profondeur du coin salé. Ce dernier élément reste déterminant. C'est lui qui détermine la nature des espèces végétales et leur taux de couverture. On parlera de sansouïre ouverte et sansouïre fermée (DEVAUX, 1978 ; TAMISIER, 1990).

La dépression vaseuse d'arrière dune enregistre les apports sédimentaires fluviatiles du Rhône en crue, lorsqu'elle est située à proximité de l'embouchure du fleuve. Cette circulation hydrologique de surface est réalisée par les connexions artificielles ou naturelles entre le fleuve et la plaine deltaïque. Les mesures effectuées sur plusieurs sites localisés à l'amont de la zone d'étude ont montré que les taux de sédimentation sont très faibles dans les secteurs déconnectés des eaux du Rhône (DAY, 1993). En revanche, dans le domaine de la Palissade connecté au fleuve sur sa rive

droite en amont de l'embouchure, le taux de sédimentation est de 4.710g/m²/an (HENSEL *et al.*, 1995). La sansouïre et la compaction du sol lorsqu'il est exondé, s'opposent à un rôle trop important de la déflation éolienne. A l'inverse, les vents de mer sont susceptibles de déplacer des sables de la dune vers la dépression d'arrière dune. On tentera plus loin une approche quantifiée de ce dernier processus.

2-2 Le cordon dunaire

En Camargue, les dunes sont appelées *Montilles*. Elles s'organisent sous la forme d'un cordon dunaire parallèle au rivage, marquant le contact entre la *plage* et la *dépression vaseuse d'arrière dune* ; leur présence est perçue comme une barrière naturelle entre la frange et la plaine deltaïque. L'importance des échanges entre ces deux domaines dépend de la bonne santé du cordon dunaire. Lorsque ce dernier est absent, les phénomènes de submersion lors des tempêtes sont exacerbés entraînant l'intrusion d'eau marine dans la zone des étangs à partir des *trabas* (siffle-vents reliant les étangs inférieurs à la mer à travers le cordon dunaire - photos 2 et 3).

Dans certains secteurs, à l'arrière du cordon dunaire actif, se trouvent des cordons fossiles formant des linéaires plus ou moins continus. Ce paysage trouve son origine dans la succession d'anciennes barres d'embouchure liées à la progradation deltaïque depuis 2 siècles (GUY, 1973 ; BERTRAND *et al.*, 1974). L'étude des photographies aériennes montre que, depuis 1944, ces dunes fossiles sont couvertes d'une végétation psammophile (graminée des sables *Sporobulus pungens*, oyat *Ammophila arenaria*, chiendent des sables *Agropyrum juceum*) dont le développement s'explique par la présence d'une nappe d'eau douce lenticulaire dans chaque levée (DEVAUX, 1978 ; HEURTEAUX, 1987).

L'alimentation du cordon dunaire actuel se fait à partir des sables de plage prélevés par vent de mer. Mais la présence des dunes héritées dans certains secteurs pose la question de l'alimentation du cordon actuel par vent de terre (Mistral) à partir de ces stocks fossiles. Jusqu'à ce jour, aucune mesure sur le transit éolien d'arrière dune n'avait été réalisée. Un premier travail effectué dans le cadre de cette recherche, en collaboration avec des étudiants de Maîtrise (BONY et BUFFET, 1996), présentera les résultats obtenus sur la quantification du transit sédimentaire éolien et le rôle joué par la végétation dans ces échanges.

2-3 La plage aérienne ou émergée

La plage émergée est constituée de la *haute plage* et de la *basse plage*.

- La *haute plage* présente un profil concave dont le point le plus bas se situe à l'aval, en contrebas du bourrelet de plage. Nous désignerons cette dépression sous le terme de *dépression d'arrière plage*. Dans certains secteurs, elle explique l'inondation occasionnelle de la plage par les eaux du Rhône en période de crue ou par la submersion lors des tempêtes, et la persistance d'une humidité interstitielle liée à la proximité de la nappe salée à faible profondeur. Les sables y sont cohésifs, peu mobilisables, mais soumis à la corrasion éolienne au-delà d'une certaine intensité du vent qu'il nous faudra définir. Lorsque cet espace n'est pas ennoyé, il constitue un lieu privilégié pour le transit éolien entre la dune et la basse plage (photo 4 et 5).



Photo 1. Zone humide appelée dépression vaseuse d'arrière dune (sansouire) - plage Napoléon



Photo 2. Trabas ou siffle vent " non fonctionnel" - Plage de Piémanson



Photo 3. Trabas ou siffle vent fonctionnel en période de tempête - Plage de Piémanson



Photo 4. Plage émergée ou aérienne (non submergée) constituée par une large zone déprimée - plage Napoléon

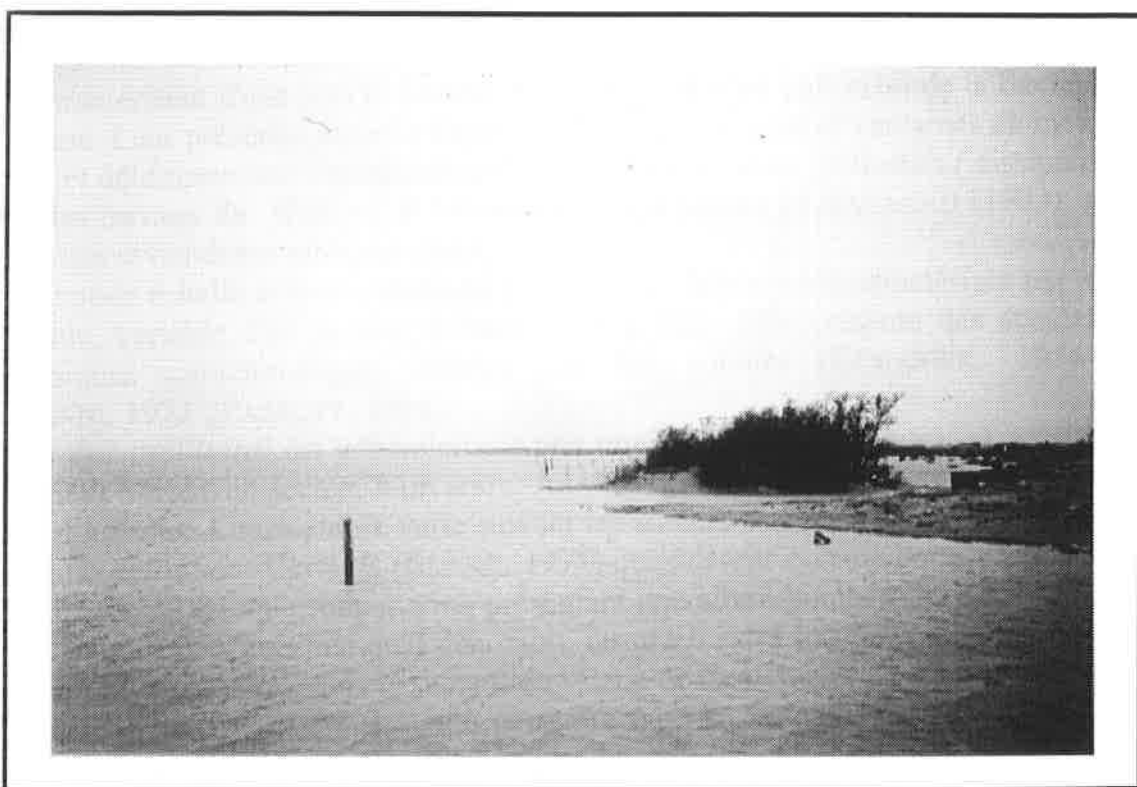


Photo 5. Plage émergée ou aérienne constituée par une large zone déprimée submergée par tempête - plage Napoléon

- La *basse plage* correspond au *bourrelet de plage* et à l'*estran*. Le *bourrelet de plage* forme une étroite bande sableuse (décamétrique), légèrement bombée, constituée de sables secs, vifs et mobiles. Il n'est mouillé que par les vagues de haute mer ; le reste du temps il reste soumis à l'action du vent. Cette zone constitue un stock sédimentaire considérable pour la haute plage et la dune. Le fonctionnement et l'alimentation de la *basse plage* sont donc liés à la fois aux dynamiques marines et éoliennes. A l'aval, le *bourrelet de plage* est en contact direct avec la *plage humide* qui correspond à l'*estran* et présente une largeur peu importante (5 à 10m). Sa pente varie d'un secteur à l'autre (8% à 12%)

L'étude du fonctionnement de la *plage émergée* et la quantification du transit sédimentaire qu'elle enregistre sont donc essentielles pour comprendre l'évolution de la *frange littorale*. Les travaux de BLANC (1976, 1977, 1985) ; BLANC et FROGET (1981), sur l'évolution à long terme du trait de côte et l'impact des tempêtes sur le littoral, constituent une base essentielle pour l'analyse de ces processus. Nous nous proposons de quantifier les variations saisonnières et pluriannuelles de la *plage émergée* en intégrant les différents paramètres qui les conditionnent :

- saisonnalité et variations inter-annuelles du vent,
- variations des apports rhodaniens, en particulier les crues de 1993 et 1994,
- variations de la fréquence des tempêtes.

2-4 Plage immergée ou sous-marine

La *plage sous-marine* joue un rôle géomorphologique à deux échelles spatiales :
- à petite échelle, les variations bathymétriques de la zone offshore relèvent de l'histoire récente du développement des embouchures du Rhône : de larges prodeltas fossiles caractérisent d'une part le littoral de Faraman, d'autre part celui de la flèche de la Gracieuse. Leur présence modifie l'hydrodynamisme à plusieurs centaines de mètres de la côte et détermine une classification des différents secteurs (réflectifs / dissipatifs) inspirée des travaux de WRIGHT et SHORT (1984) et SHORT et AAGAARD (1993), sur laquelle nous reviendrons ultérieurement.

- à grande échelle et à proximité du trait de côte, la *plage* est caractérisée par une pente faible, variable d'un secteur à l'autre (0,5 à 5%). Elle présente des accidents topographiques caractéristiques décrits par les auteurs (GUILCHER, 1954 ; DEGIOVANNI, 1973 ; PASKOFF, 1994) :

Le *talus pré-littoral* est généralement peu important (décimétrique), sa présence occasionnelle varie d'un secteur à un autre. Au-delà du talus se succèdent les *barres* et *sillons pré-littoraux*. Leur nombre varie suivant les auteurs et ces différences posent un problème de définition. Certains (BLANC, 1977) considèrent comme *barre pré-littorale* toute forme topographique sous-marine présentant une allure bombée (*barres*, *rides* ou *crêtes pré-littorales*). C'est ainsi qu'il dénombre jusqu'à 6 *rides littorales* dans le secteur de la pointe de Beauduc, 3 dans le secteur de l'étang de Beauduc et 2 à l'Ouest du Grau de la Dent. A l'inverse, une distinction peut être faite en fonction de leur taille, leur orientation et leur position par rapport à la côte : la SOGREAH (1994) montre que sur le même secteur, le nombre de *barres pré-littorales* varie de 3 à 1. Pour cette dernière, les formes mineures d'accumulation, d'ordre décimétrique, ne sont pas prises en compte.

Les travaux de BLANC et POYDENOT (1993) et BLANC (1996) réalisés sur le littoral de Faraman ont montré que la topographie sous-marine était un bon indicateur de l'érosion des plages. L'évolution des stocks sédimentaires infralittoraux joue un rôle essentiel dans l'alimentation de la plage émergée. Ce thème sera repris dans le cadre de cette recherche et l'analyse élargie à l'ensemble du secteur étudié. La plage immergée correspond à la zone de transit sédimentaire lié à la dérive littorale. Ce travail se donne pour but d'évaluer les modalités et le volume de ce transit.

Conclusion

Ces unités morphologiques sont considérées comme des sous-systèmes dynamiques composant l'ensemble du système littoral. Elles sont liées par un ensemble de processus morphosédimentaires dont l'origine dépend essentiellement de la dynamique marine et éolienne, et de l'importance des sources sédimentaires (figure 5).

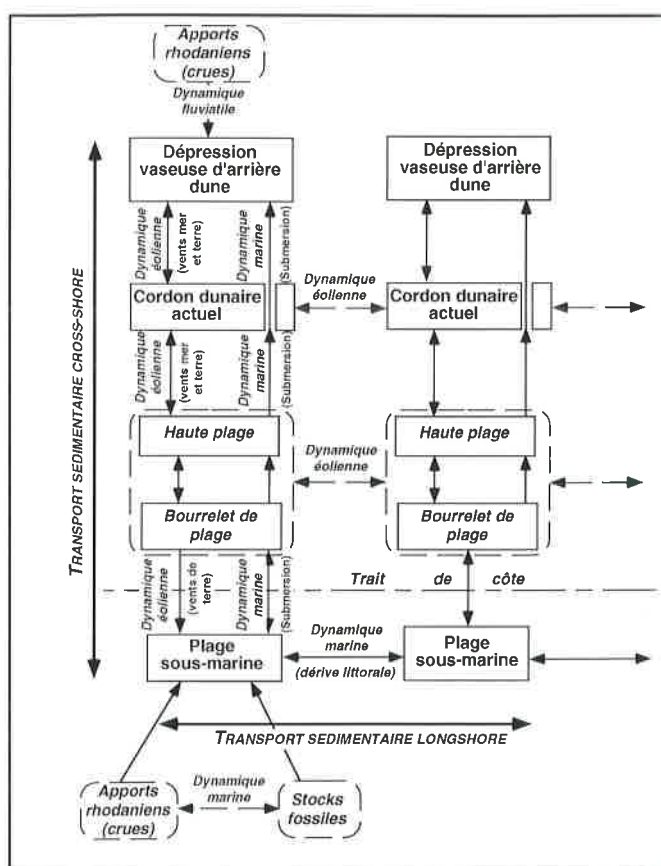


Figure 5. Schématisation et inter-actions entre les différentes unités morphologiques du système littoral.

Un transit sédimentaire *cross-shore* de la dune vers la plage sous-marine s'effectue par *vent de terre* (Mistral) ; il dépend de différents paramètres tels l'importance de la couverture végétale du cordon dunaire, l'importance des stocks mobilisables, le taux d'humidité du sable, etc. Il s'oriente également de la plage émergée vers la dune par *vent de mer* et, de façon exceptionnelle, de la plage immergée vers la plage émergée lors des tempêtes. La quantité de matériel déplacé dépend généralement de l'intensité des événements, mais également de paramètres géographiques à déterminer. Ces mouvements transversaux sont essentiels dans la

fragilité / stabilité des plages et conditionnent l'efficacité de certains aménagements. Ils seront analysés et quantifiés dans la troisième partie de ce travail.

Un transit sédimentaire *longshore* lié à la dérive littorale s'effectue essentiellement au niveau de la plage sous-marine. Il dépend de l'importance des stocks sédimentaires disponibles (apports rhodaniens et sources fossiles), de l'orientation et de l'énergie des dynamiques marines, de la topographie infralittorale. Sa connaissance est un préalable nécessaire à la mise en oeuvre de la défense littorale. Il sera également analysé et quantifié dans la troisième partie de ce travail.

3 - UNE MORPHOLOGIE CARACTERISTIQUE DE CHAQUE SECTEUR

L'ensemble du littoral étudié est caractérisé par une morphologie très différente suivant les secteurs ; l'utilisation de certains paramètres permet d'établir une classification du système côtier (ANTHONY, 1990, 1992 ; DAL CIN et SIMEONI, 1994). Nous verrons que deux paramètres jouent un rôle essentiel : la redistribution du matériel sédimentaire, et l'impact des agents morphodynamiques (houles, courants, vents, etc.).

Cette hétérogénéité longitudinale est également marquée par des différences de comportement au sein du même profil transversal : certains secteurs montrent un cordon dunaire érodé situé sur une large plage bien alimentée, de la même manière qu'une plage émergée étroite peut passer à une large plage immergée, etc. Nous présenterons séparément chaque unité morphologique en soulignant son hétérogénéité longitudinale. L'analyse des processus permettra d'en définir les modalités de fonctionnement.

3-1 Le cordon dunaire

Sur l'ensemble du littoral étudié, le cordon dunaire diffère dans sa forme et son évolution. Il reste cependant, quel que soit le secteur, très sensible à la surfréquentation. On distingue trois types de dunes (figure 6).

3-1-1 Des dunes hautes plus ou moins érodées

Elles peuvent atteindre 3m de haut. Le taux de couverture végétale varie entre 70% et 90% (photo 6). Cette végétation regroupe l'ensemble des associations de *Ammophilion* correspondant aux dunes adultes (*Agropyretum mediterraneum* représenté par le "chiendent des sables", *Ammophiletum* représenté par l'oyat, le *Crucianelletum* représenté par la crucianelle maritime). Les plus évoluées sont couvertes par une végétation arbustive formée de tamaris. Elles se situent dans les secteurs protégés de la fréquentation touristique : à l'Est de la Courbe ainsi que la partie orientale de la plage de Piémanson. Les plus érodées se situent à l'ouest de la plage de Piémanson et au débouché du Rhône sur la plage Napoléon. Dans le secteur de la Courbe jusqu'à la pointe de Beauduc, (à l'exception du secteur du Grau de la Dent), elles prennent l'allure de dunes de front de mer situées en avant d'une digue artificiellement ensablée. La détérioration de leur couverture végétale les rend vulnérable à l'érosion. En direction de la pointe de Beauduc, elles présentent une allure moins dégradée et sont d'autant plus développées que la largeur de la plage augmente.

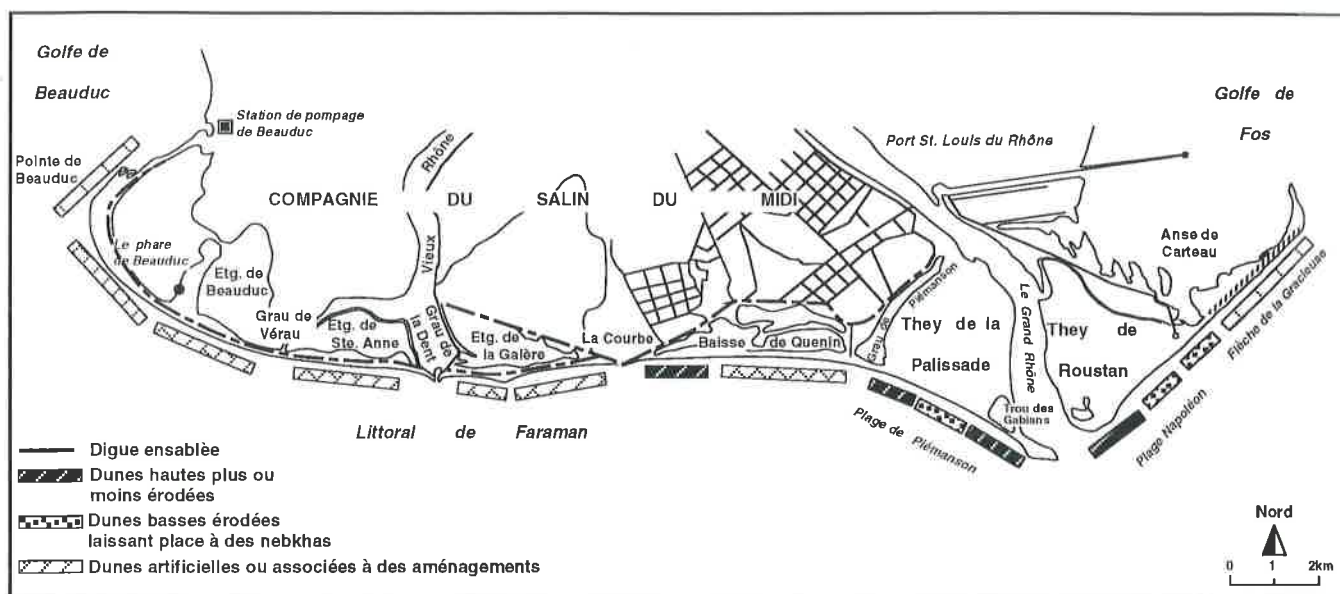


Figure 6. Classification des dunes en fonction de leur morphologie

3-1-2 Des dunes basses érodées et des nebkhas

Les dunes basses érodées (1,50m à 1,80m de haut) sont le plus souvent réduites à quelques chicots, dans les secteurs à forte fréquentation touristique (partie centrale des plages de Piémanson et Napoléon). Leur morphologie présente un profil généralement massif de forme arrondie, le taux de couverture végétale est inférieur à 30% (photo 7).

Dans la partie centrale de la plage Napoléon elles laissent place à des nebkhas temporaires, associées aux touffes de salicornes. Ce secteur est marqué par l'absence de cordon dunaire ; la transition entre la haute plage et la dépression d'arrière dune est marquée par l'apparition de la végétation halophyte (photo 8).

3-1-3 Des dunes artificielles ou associées à des aménagements

Ces dunes artificielles apparaissent sous différentes formes, on peut distinguer :

- le cordon dunaire artificiellement reconstitué et fixé à partir de brise-vents (ganivelles) de la flèche de la Gracieuse (photo 9). D'une hauteur initiale de 3,70m, ce cordon artificiel est aujourd'hui colonisé, sur sa face Nord, par une végétation importante constituée d'oyat et de tamaris.

- les "dunes" constituées d'une digue recouverte de sable. Les plus anciennes comportent un noyau formé d'une vieille digue en galets fixée par un géotextile (photo 10). Ce type d'aménagement concerne l'ensemble du littoral du Salin du Midi (Baisse de Quenin à l'Ouest du Grau de Piémanson). Leur hauteur atteint 1,60m à 2,50m tandis que la couverture végétale présente un aspect localement très dégradé (taux de couverture compris entre 20% et 70%). Cette dégradation est favorisée par la surfréquentation touristique de ce secteur durant la période estivale (photo 11). Localement, des dunes anciennes "doublent" ces aménagements. On les retrouve essentiellement à l'arrière du cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse et de la digue ensablée au Nord de la pointe de Beauduc (photo 12). Ces dunes dont la forme et la hauteur varient suivant les secteurs, culminent à plus de 3m. Lorsqu'elles sont



Photo 6. Dune haute caractérisée par un couvert végétal dense (taux de couverture > 90%) - plage Napoléon

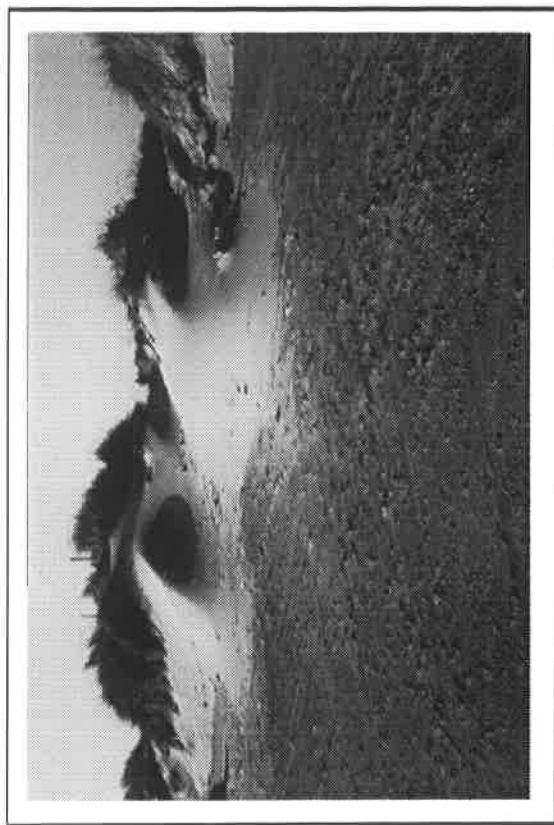


Photo 7. Dune basse érodée à faible taux de couverture végétale - plage de Piémanson

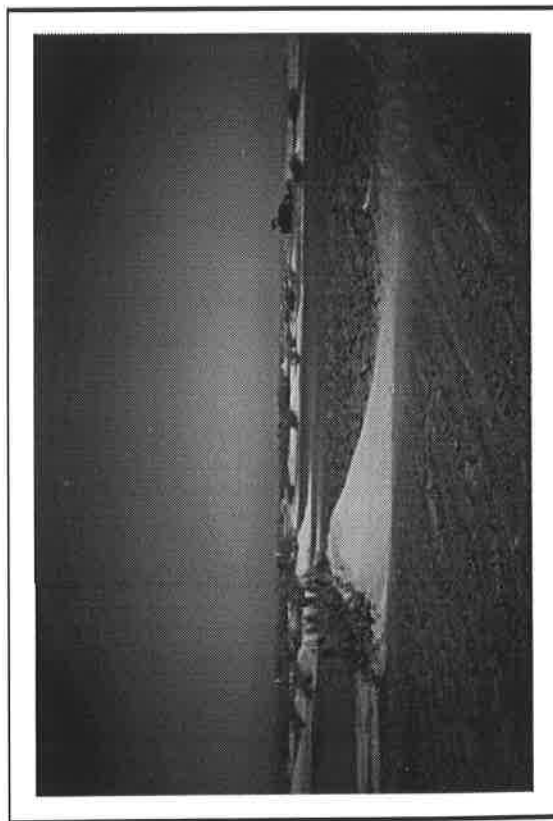


Photo 8. Dune basse (nebkha) accumulée sur la végétation halophyte (salicornia) - plage Napoléon

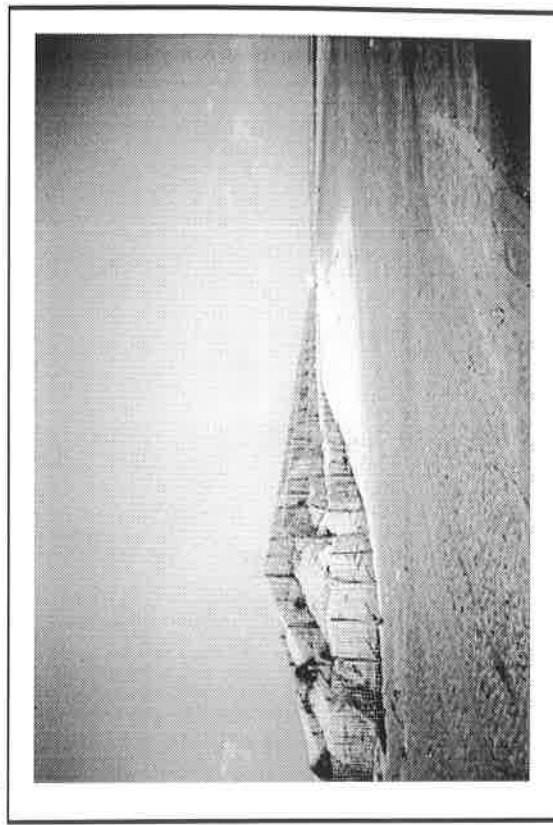


Photo 9. Cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse fixé par des brise-vents (ganivelles)

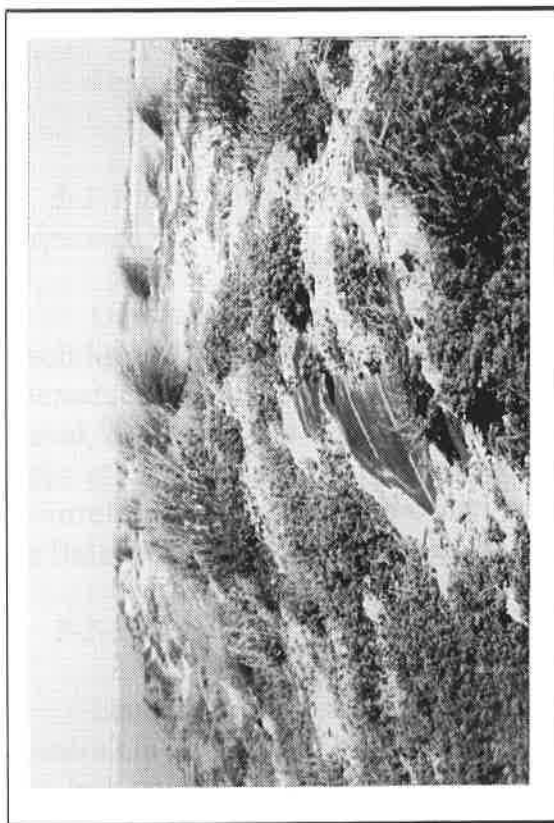


Photo 10. Cordon artificiel constitué d'une digue ensablée fixée par un géotextile - plage de la Baisse de Quenin

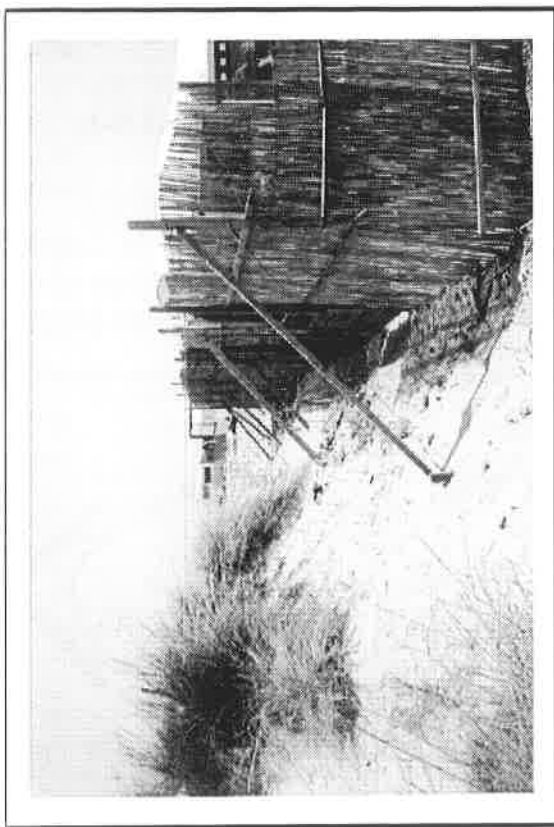


Photo 11. Camping sauvage installé au pied du cordon dunaire actuel - plage de Piémanson

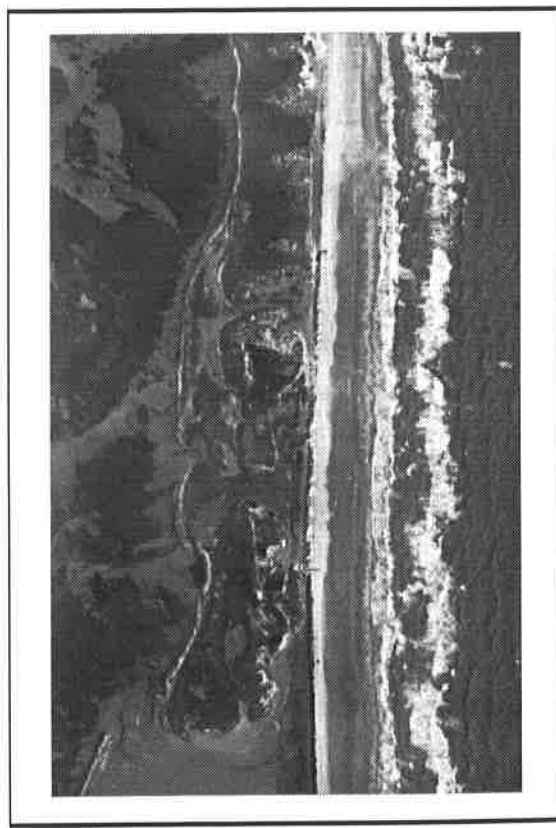


Photo 12. Dunes fossiles situées à l'arrière du cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse

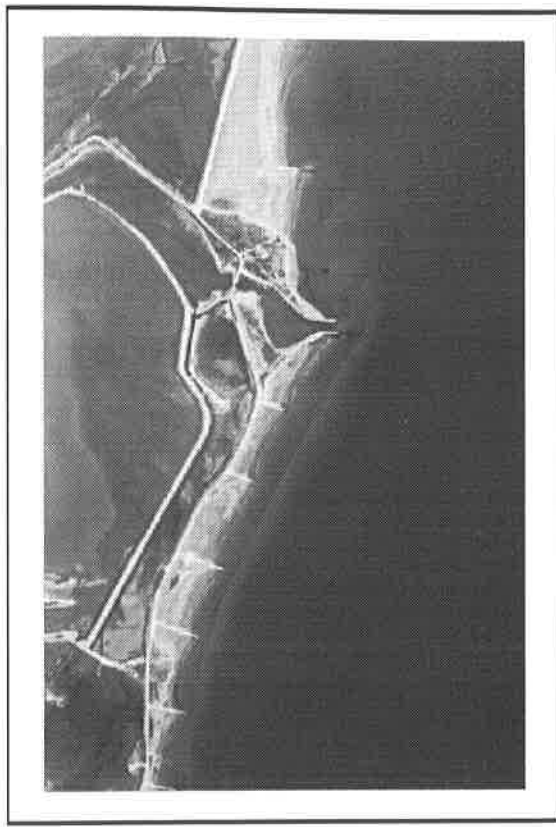


Photo 13. Vue aérienne des plages alvéolaires du littoral de Faraman (cliché Aériel, 1992)

Lorsqu'elles sont isolées de la fréquentation touristique, elle présentent une végétation importante et évoluée dont le taux de couverture peut atteindre plus de 95%.

3-2 La plage émergée

La morphologie de la plage aérienne sur l'ensemble du littoral montre que la largeur et la pente varient de façon corrélée : le profil transversal est d'autant plus raide que la plage est moins large. On distingue également trois types de morphologie (figure 7).

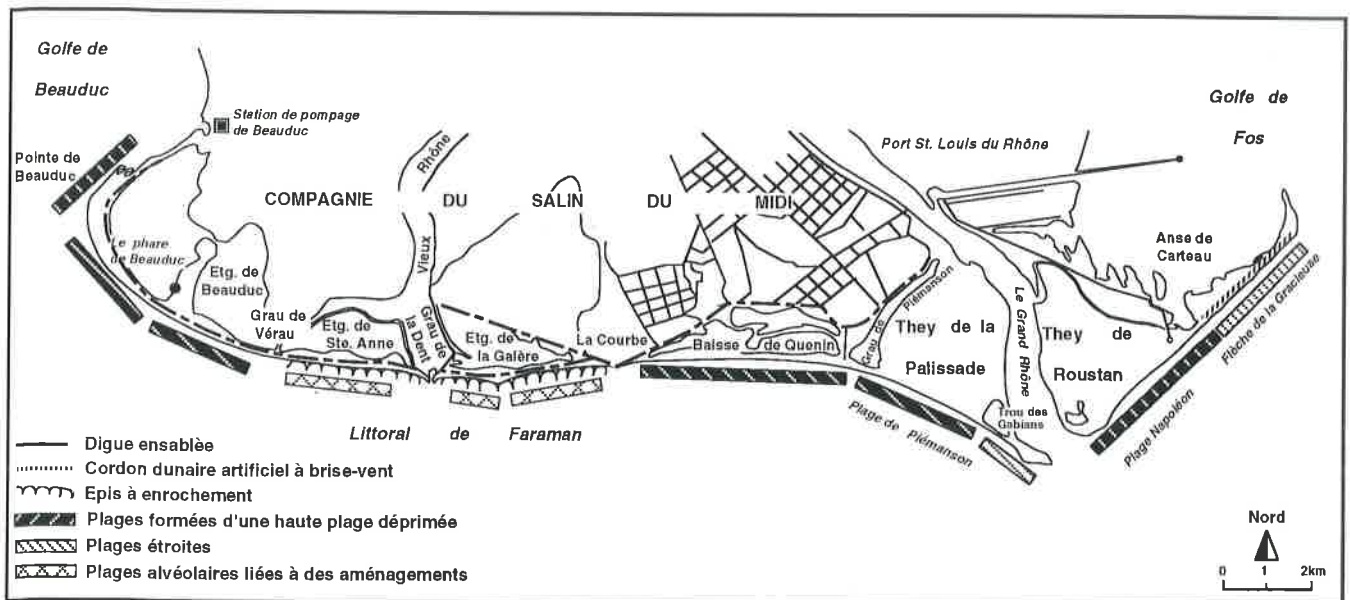


Figure 7. Classification des différents types de plages émergées

3-2-1 Des plages dont le profil transversal comporte une haute plage à l'allure déprimée

Dans ce cas, la haute plage déprimée est constituée d'un matériel compact peu mobilisable. La largeur est généralement comprise entre 200m et 250m. A la pointe de Beauduc, secteur fortement progradant, elle atteint 400m. Ces plages sont formées, à l'aval, d'un bourrelet de plage bien marqué dont le profil bombé est constitué de sables secs et mobiles. La pente s'inverse du point le plus bas de la haute plage jusqu'au bourrelet. Ce type de plage constitue la partie centrale des secteurs de Piémanson, de la Baisse de Quenin, de la plage Napoléon et de la pointe de Beauduc.

3-2-2 Des plages étroites

Leur largeur est inférieure à 100m. Elles sont formées d'une haute plage réduite, généralement constituée de sables secs et vifs, et dont le contact avec la basse plage est très peu marqué. A l'aval, le bourrelet de plage se distingue très mal ; le profil général est homogène, caractérisé par une pente comprise entre 1% et 2%. On retrouve cette morphologie sur la plage de Piémanson au niveau du Trou des Gabians et sur la flèche de la Gracieuse.

3-2-3 Des plages "alvéolaires"

Ce type de morphologie est principalement localisé dans la zone aménagée de Faraman (photo 13). Il est favorisée par la présence des épis. La largeur de ces plages est variable suivant les secteurs (50m à 70m). Leur morphologie rappelle les plages étroites décrites précédemment. La seule différence réside dans le tracé du trait de côte. Il dessine une forme dissymétriquement concave dont les deux extrémités s'appuient contre chaque épi. La partie la plus large est orientée face à la direction du transit sédimentaire.

3-3 La plage immergée

La plage immergée est principalement conditionnée par deux paramètres : la *pente* du profil sous-marin et le nombre de *barres littorales* (LONG et ROSS, 1989). La *pente* joue un rôle dans la construction des *barres*. Elles se forment lorsque celle-ci est faible et les sédiments abondants (PASKOFF, 1993). L'ensemble des processus est lié à l'action de la houle. Cette dernière est responsable de la mise en mouvement des sédiments ; le transport et le dépôt sont associés à des ondes infragravitaires stationnaires ou progressives appelées "ondes de bord" (BOWEN et HUNTLEY, 1984). Des mesures effectuées sur ces mouvements montrent une bonne relation entre leurs longueurs d'ondes et les dimensions des barres.

3-3-1 Généralités

WRIGHT et SHORT (1984) ont établi une classification sur la côte est australienne. Elle a permis de classer 6 différents types de plages immergées en tenant compte de la morphologie infralittorale et des paramètres de houle (figure 8). SHORT et AAGAARD (1993) étendent ce concept aux plages à multiples barres en donnant les pourcentages d'occurrence des différents états.

Les auteurs distinguent les plages à caractère *dissipatif* caractérisées par une pente très faible et la présence d'une barre littorale développée (figure 8₁) ; quatre états *intermédiaires* se différencient par la morphologie des barres :

- système de barres et de fosses parallèles au rivage (figure 8₂),
- système de plages et barres rythmiques (figure 8₃),
- barres transverses et courants sagittaux (figure 8₄),
- système de bancs et baïnes ou de terrasses de basse mer (figures 8₅).

Enfin, les plages à caractère *réflectif* sont caractérisées par un redressement de pente sous-marine et par l'absence de barres littorales (figure 8₆).

A chaque état correspond un mode de déferlement de la houle. Les plages *dissipatives* sont caractérisées par un déferlement déversant (*spilling*), dissipant son énergie sur une large zone de surf. A l'inverse, sur les plages *réflectives*, la houle déferle en gonflant (*surging*). La zone de déferlement est alors réduite à une étroite bande à forte pente. Les états *intermédiaires* sont plutôt marqués par un déferlement plongeant (*plunging*).

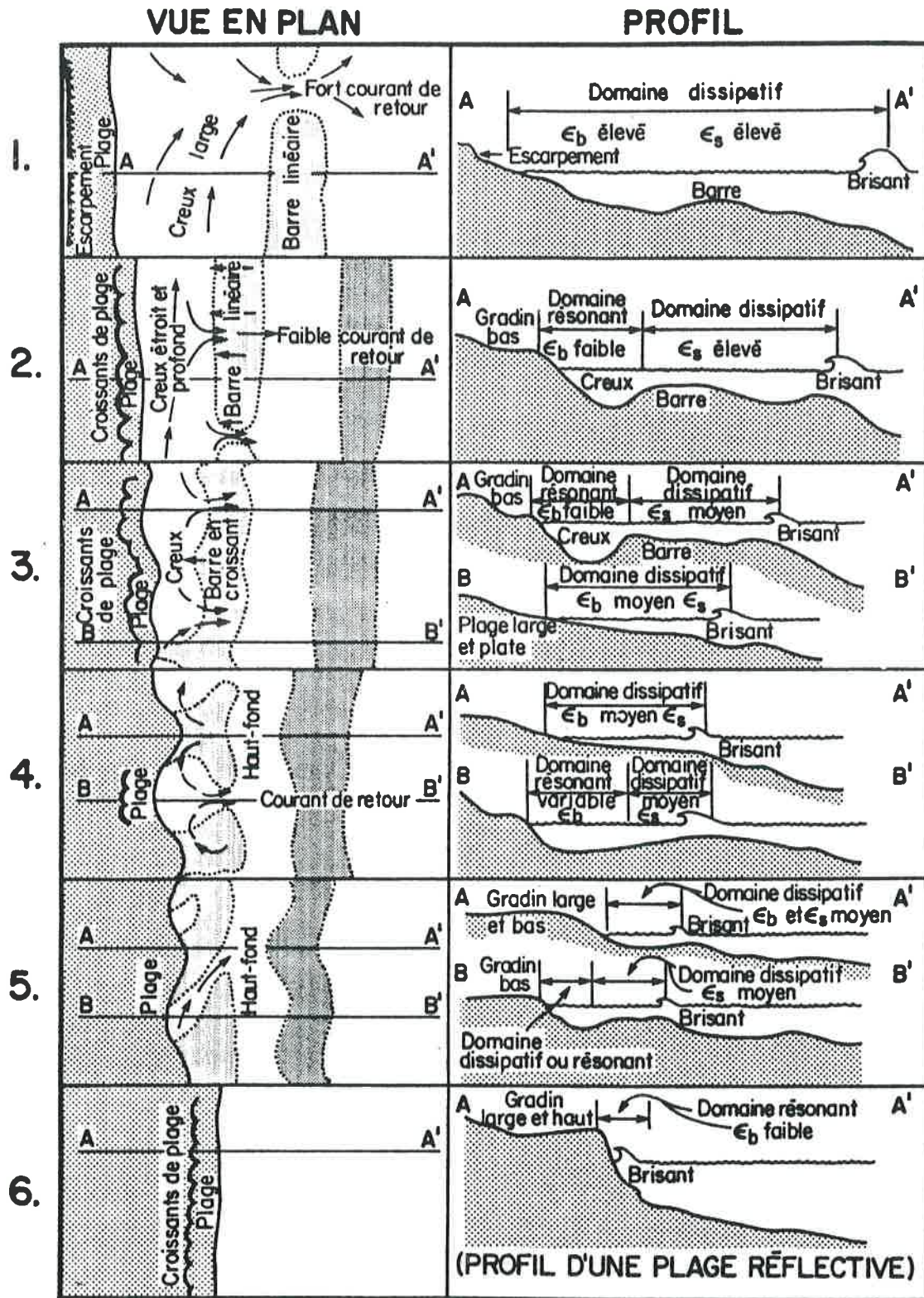


Figure 8. Classification des plages immergées (d'après WRIGHT et SHORT, 1984)

Les *barres littorales* constituent un stock sédimentaire dont le volume fluctue en fonction du temps. Elles répondent aux variations des conditions météorologiques en migrant vers la côte à la faveur de temps calme, et vers le large lors des tempêtes (GOLDMISTH *et al.*, 1982 ; WRIGHT et SHORT, 1984).

3-3-2 La bathymétrie du secteur étudié

Dans le delta du Rhône, la bathymétrie générale est marquée par la présence :

- des prodeltas fossiles de part et d'autre de l'embouchure : les prodeltas fossiles du Bras de Fer à l'Ouest et de Pégoulie à l'Est. Cela se traduit par une déformation des isobathes vers le Sud nettement visible jusqu'à des fonds de -20m.
- d'une barre d'embouchure. Située à 3km de la côte, elle est reconnaissable par la formation de brisants. Ce secteur de hauts fonds (<1,5m de profondeur) est extrêmement dangereux pour la navigation.

Les travaux réalisés par KRUIT (1955), VERNIER (1972) et la SOGREAH (1984 a et b) ont montré l'importance de cette morphologie ; les profils bathymétriques obtenus de part et d'autre du Rhône permettent de distinguer quatre situations (figures 9 et 10) :

- le secteur de l'embouchure actuelle (prodelta de Roustan et radiale du Grand Rhône) marqué par une pente très faible (0,5%) correspondant au prodelta de Roustan.
- les secteurs de Faraman et de la radiale de Pégoulie caractérisés par l'existence des prodeltas fossiles du Bras de Fer et de Pégoulie. Ils présentent une morphologie proche de la radiale de Beauduc ouest, zone peu profonde en voie d'atterrissement. Dans ces secteurs, le profil sous-marin est marqué par une pente faible entre 10 et 20m de profondeur (0,5%), elle devient plus forte au delà de 10m (1,5%).
- les secteurs de la Baisse de Quenin, de Beauduc Sud et de la plage Napoléon, marqués par une pente forte (1%).
- la pointe de la flèche de la Gracieuse caractérisée par une très forte pente (5%).

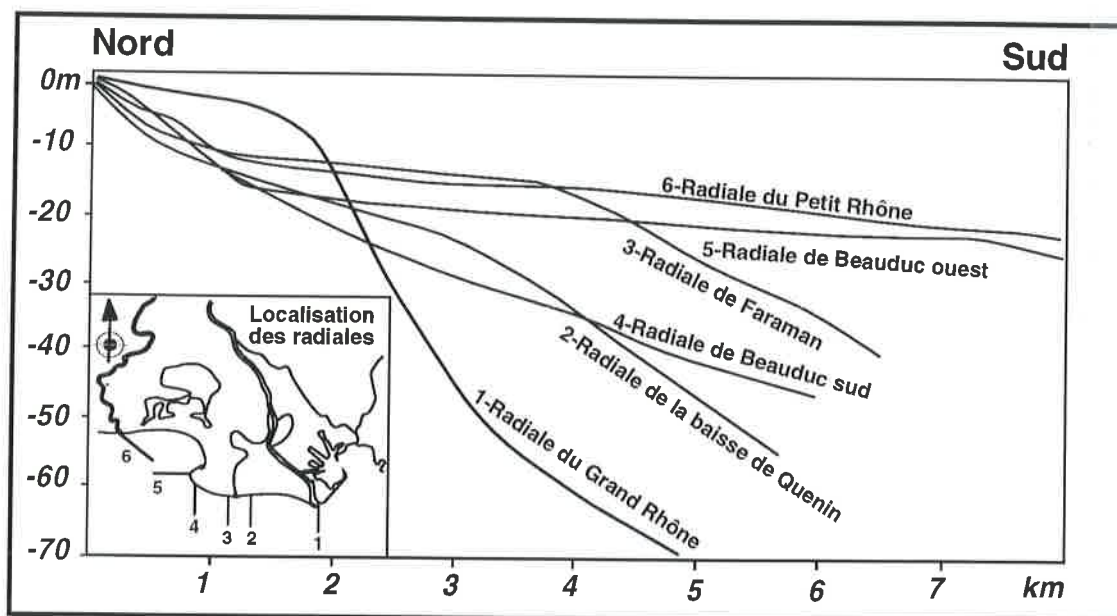


Figure 9. Profils bathymétriques effectués à l'Ouest de l'embouchure (d'après KRUIT, 1955)

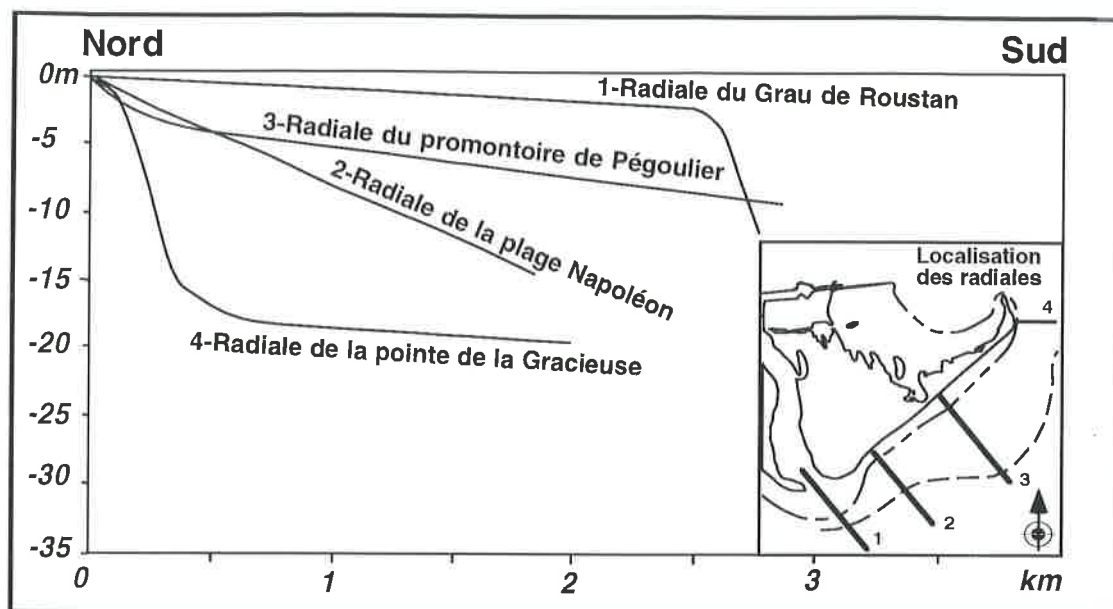


Figure 10. Profils bathymétriques effectués à l'Est de l'embouchure (d'après VERNIER, 1972 et la SOGREAH, 1984 a et b)

Le nombre de barres littorales varie d'un secteur à l'autre (BLANC, 1977). Dans le secteur de Beauduc, l'auteur en dénombre six, parallèles entre elles et épousant les contours de la flèche. Elles s'étendent à plus de 1200m du rivage jusqu'à 10m de profondeur et correspondent à un colmatage rapide du golfe de Beauduc. Du phare de Beauduc au secteur de la Courbe, le nombre de rides passe de 3 à 1, en position plus proche du rivage. Partout ailleurs (de la baisse de Quenin à la flèche de la Gracieuse) on compte deux rides situées le plus souvent entre 100m et 300m du rivage.

L'agressivité des houles à la côte et la répartition de leur énergie dépend de deux paramètres : le *profil de la plage sous-marine* et le *dessin du linéaire côtier*.

La transposition du modèle établi sur la côte australienne (WRIGHT et SHORT, 1984) permet de découper le secteur étudié en fonction des 3 types de plages sous-marines proposés. On observe (figure 11) :

- des plages à caractère *dissipatif* dans les secteurs de l'embouchure et du golfe de Beauduc. La faible pente du profil sous-marin associée le plus souvent à un nombre de barres important amortit la houle, minimisant l'impact du déferlement sur le rivage. A ce premier type de plage s'associe également le golfe de Fos, zone peu profonde en phase de comblement.

- des plages *intermédiaires (i)* à système de barres et de fosses parallèles au rivage pour la partie centrale de la flèche de la Gracieuse ; *(ii)* à système de plage à barres rythmiques, transverses et courants sagittaux pour le littoral de Faraman. La présence des prodeltas fossiles amortit les fortes houles jusqu'à 10m de profondeur ; mais le redressement de la pente près du rivage rend la côte plus réfléchive.

- des plages à caractère *réflectif* au Sud de la pointe de Beauduc, à l'extrémité de la flèche de la Gracieuse, au niveau de la zone centrale de la plage Napoléon et de Piémanson.

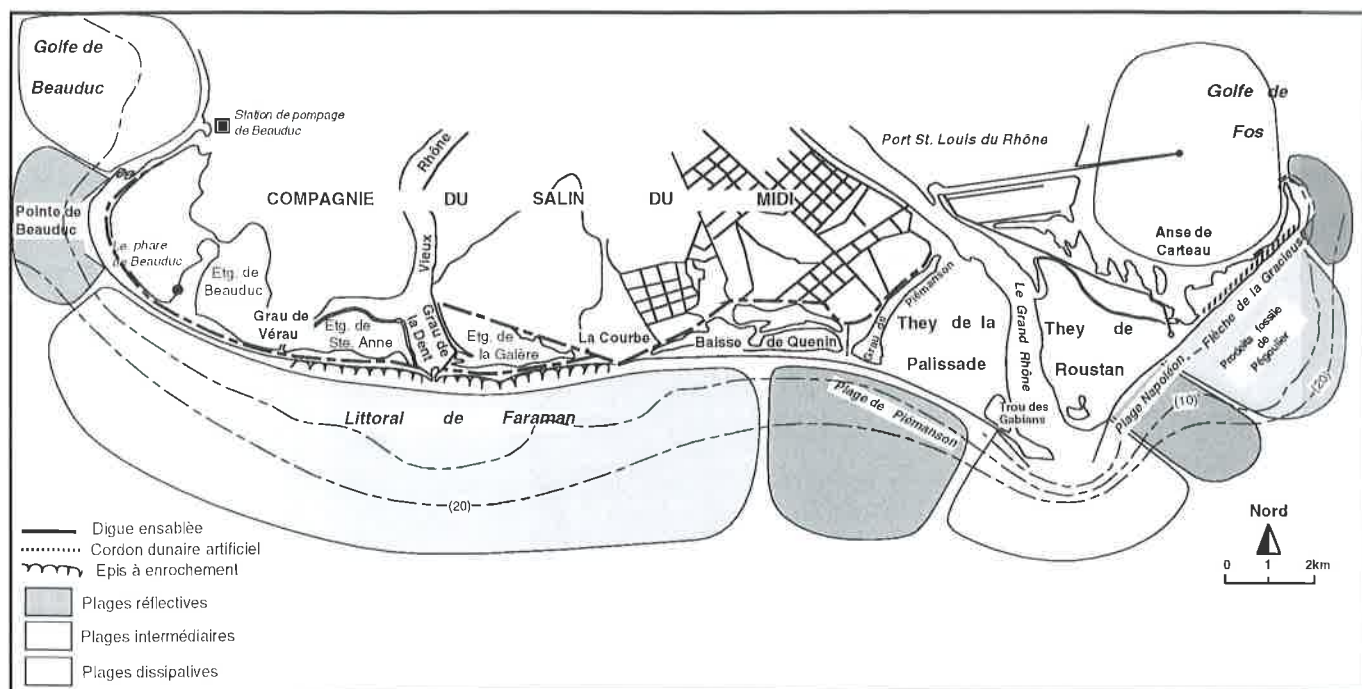


Figure 11. Classification des plages immergées

En fonction du dessin du linéaire côtier, on aboutit à un autre type de classification qui interfère avec le premier (GERARD, 1982 ; PETHICK, 1984) : les secteurs en baie correspondent à une divergence des orthogonales de houles, à l'inverse, les secteurs en cap favorisent la convergence (figure 12). Ainsi, le secteur de la plage de Piémanson caractérisé comme plage réfléchive correspond également à une zone de divergence des houles atténuant l'impact du déferlement sur le rivage. En revanche, le littoral de Faraman et la partie centrale de la flèche de la Gracieuse définis comme plages dissipatives, sont également perçus comme des secteurs de convergence entraînant une concentration de l'énergie de la houle (figure 13).

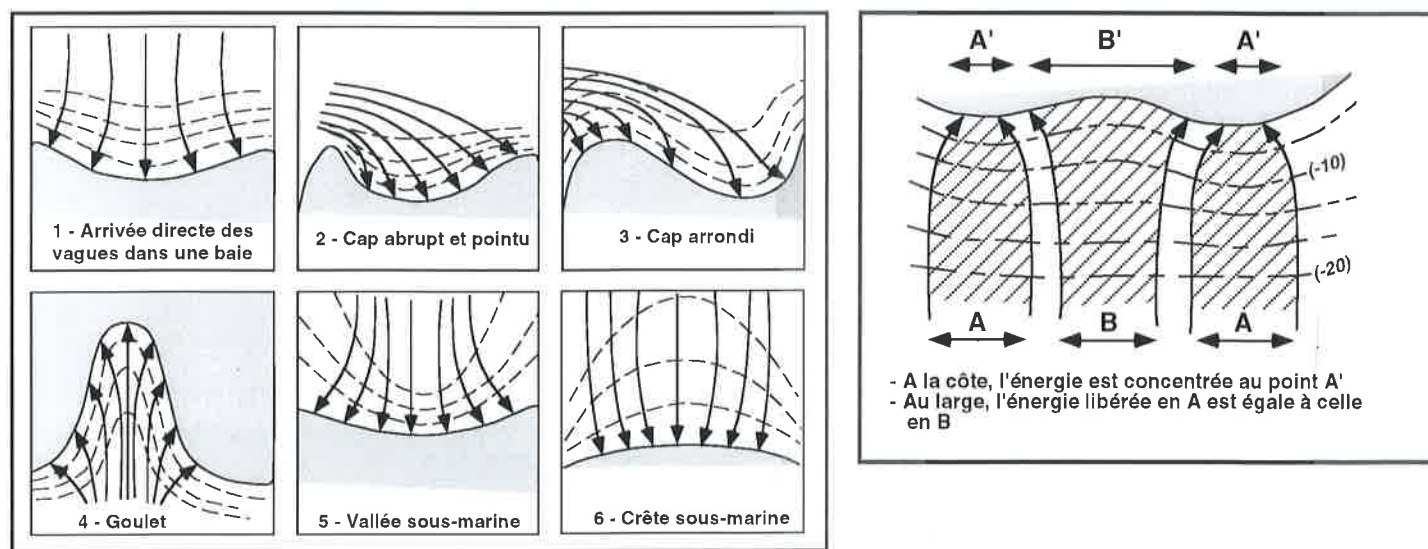


Figure 12. Schémas de divergence et de convergence de la houle en fonction du linéaire côtier (d'après GERARD, 1982 et PETHICK, 1984)

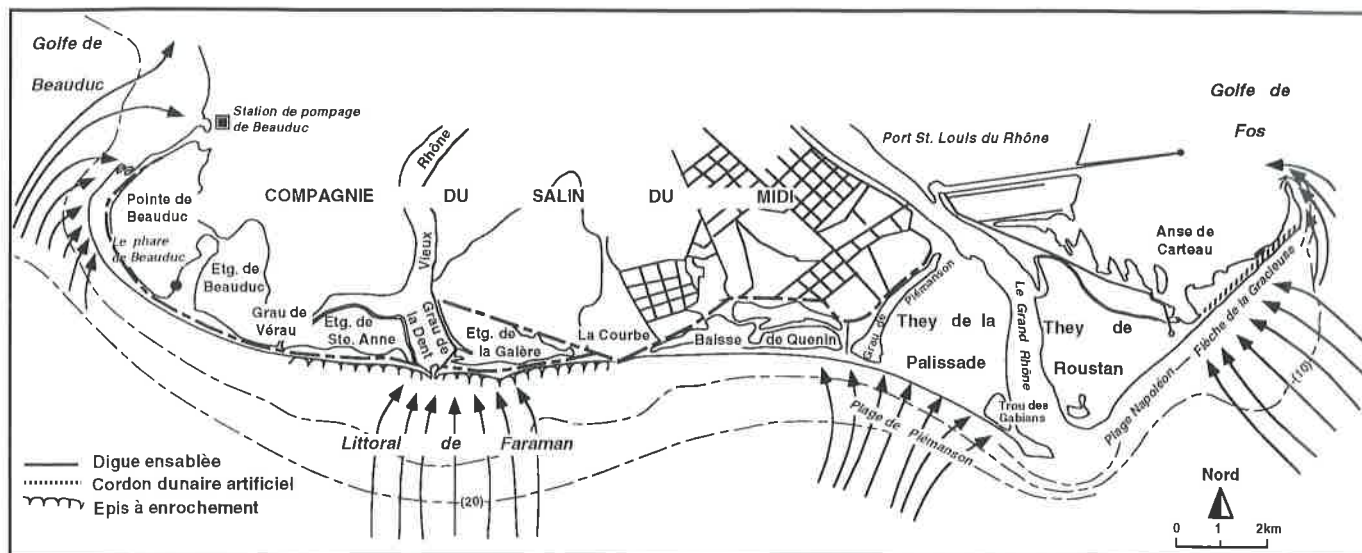


Figure 13. Plans des orthogonales de houles en fonction de la bathymétrie

Conclusion

L'analyse des différentes unités morphologiques du secteur étudié montre une répartition géographique complexe, organisée en sous-systèmes transversaux. Il n'existe aucune corrélation entre l'état du cordon dunaire et la largeur de la plage émergée. La bonne santé des dunes dépend apparemment de l'état de la couverture végétale et de la faiblesse de la pression anthropique.

Il n'existe également aucune relation morphologique simple entre la plage émergée et la plage sous-marine : les plages étroites, sensibles à l'érosion, ne sont pas nécessairement localisées dans les secteurs réfléchifs à forte convergence de houle. La combinaison de ces deux derniers paramètres joue un rôle important ; dans le secteur de Piémanson, le profil plus raide de la plage sous-marine semble primer sur le dessin du linéaire côtier : le caractère réfléchif de la plage est plus important que les phénomènes de divergence de la houle. En revanche, pour le littoral de Faraman et la partie centrale de la flèche de la Gracieuse, les phénomènes de convergence de la houle prédominent sur le caractère dissipatif de la plage : ces secteurs apparaissent sensibles à l'érosion.

Un schéma systémique est proposé sur l'organisation de ces différents secteurs en fonction de leurs caractères morphodynamiques (figure 14). L'ensemble des cellules hydrosédimentaires présente une forte hétérogénéité dont il nous faudra discuter au cours de ce travail. Elle pose le problème des transferts sédimentaires longitudinaux (*longshore*) et transversaux (*cross-shore*), inégaux d'un secteur à un autre en fonction de différents paramètres tels que l'impact des agents morphodynamiques et météorologiques, l'existence de transports en relais ou de hiatus dans les processus, etc.

L'inégale fragilité du littoral a imposé depuis plus d'un demi-siècle de mettre en oeuvre des ouvrages de défense. Ces derniers, très hétérogènes, induisent un facteur supplémentaire de disparité.

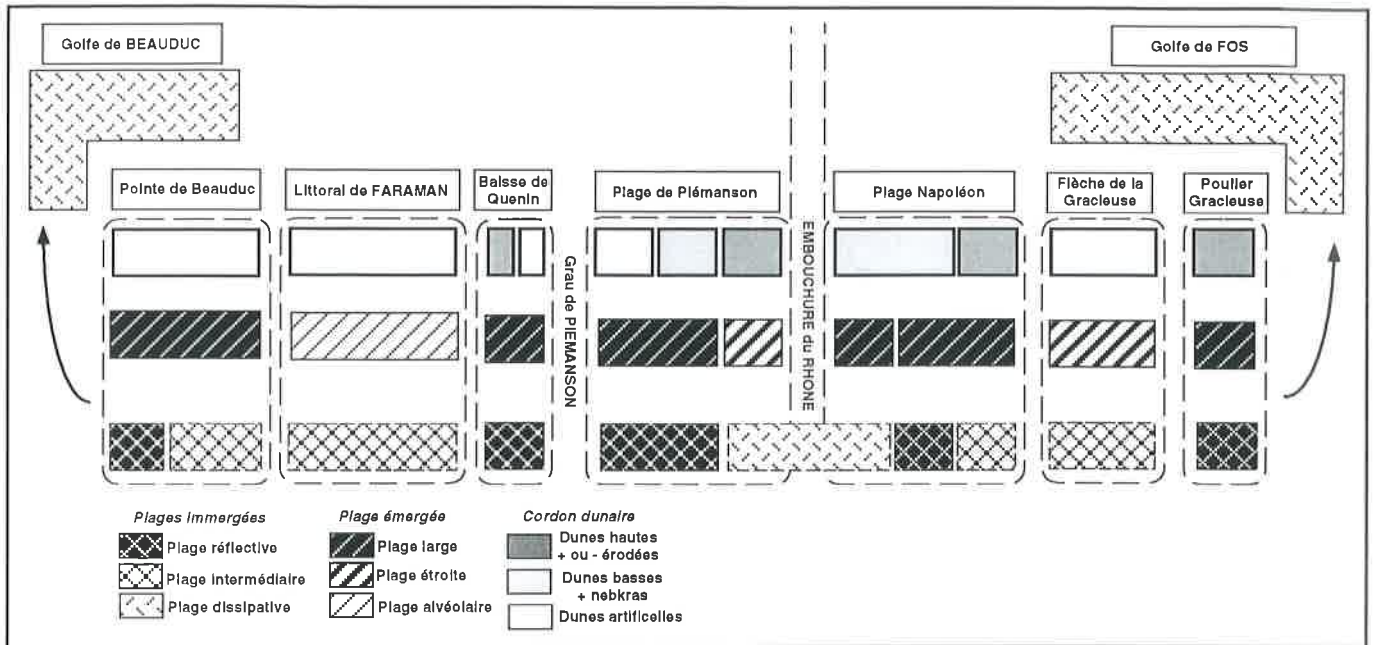


Figure 14. Schématisation des différentes unités morphologiques de part et d'autre de l'embouchure

4 - DES AMENAGEMENTS D'AGE ET DE NATURE DIFFERENTS

De part et d'autre de l'embouchure du Rhône, la majeure partie du littoral est aujourd'hui aménagée. Les infrastructures présentent une grande hétérogénéité dans l'âge et les méthodes d'aménagement. Elles reflètent des problématiques et des enjeux différents mais elles sont également le fruit d'une évolution des mentalités et des techniques au cours des dernières décennies (MIOSSÉC, 1995).

Deux secteurs sont particulièrement concernés : le littoral de Faraman au droit des installations salinières de la Compagnie du Salin du Midi et des Salines de l'Est (CSMSE) et la flèche de la Gracieuse, édifice sableux protégeant le complexe industriel portuaire installé dans le golfe de Fos. L'aménagement du littoral dans ces secteurs était devenu nécessaire pour plusieurs raisons :

- le recul rapide du linéaire côtier de Faraman, entre 0,30 et 1m/an suivant les endroits (BLANC, 1977), menaçait directement les installations de la CSMSE, facilement inondables. C'est à cet endroit que les premières infrastructures ont été construites dès 1917, puis en 1930.

- en rive gauche du Rhône, l'avancée rapide de la flèche de la Gracieuse dans le golfe (20 à 25m/an) devenait problématique pour les infrastructures portuaires du complexe industriel de Fos-sur-Mer. Qui plus est, la détérioration de son cordon dunaire par la surfréquentation touristique entraînait des phénomènes de submersion préoccupants pour la stabilité de l'édifice. L'alarme fut sonnée avec la tempête cinquantennale de 1982 qui entraîna la rupture temporaire du corps sableux par plusieurs brèches.

Les politiques et choix d'aménagement sont différents de part et d'autre de l'embouchure du Rhône. En rive droite du fleuve, la CSMSE a opté depuis plusieurs années pour des infrastructures lourdes (enrochements, tétrapodes, granulats, etc.),

avec les conséquences que cela implique sur le paysage et les effets que nous nous proposons d'analyser dans la troisième partie de ce travail. A l'Est du Rhône, le Port Autonome de Marseille a opté pour un aménagement de type souple et peu coûteux (ganivelles) dans un souci de préservation du milieu naturel, dont nous étudierons également le comportement et les impacts.

4-1 Les aménagements lourds du littoral de la CSMSE

L'érosion dans ce secteur est un phénomène très ancien. Le vieux phare de Faraman fut construit en 1830 à 420m en arrière de la plage. Il a été détruit en 1906 par l'érosion marine, ce qui suppose un recul du trait de côte d'environ 5,5m/an en 76 ans, au cours du XIX^{ème} siècle.

4-1-1 Enrochement du linéaire côtier

L'endiguement du chenal du Grau de la Dent (ancien débouché du Rhône du Bras de Fer ou Vieux Rhône) réalisé en 1917 est le premier aménagement littoral dans ce secteur (figure 15). Son objectif principal était d'assurer la permanence des communications entre la mer et les étangs du complexe salinier. Il est utilisé comme prise d'eau par la CSMSE jusqu'à la construction en 1955 de celle de l'Homme de Bois (golfe de Beauduc). Aujourd'hui, cet endroit sert de petite zone portuaire et abrite le marégraphe de la CSMSE (photo 14).

Entre 1930 et 1940, la CSMSE installe à l'Ouest du Grau de la Dent cinq épis à claire-voie en bois qui furent rapidement détruits. Un second programme est mis en place entre 1941 et 1942. Six épis en enrochements, dont l'épi du Vieux phare sont de nouveau installés entre le Grau de la Dent et la partie orientale de la Courbe (figure 15). En 1975, l'ensemble de ces ouvrages est totalement détruit par l'érosion marine. Il ne subsiste que l'épi du Vieux phare qui sera réparé en 1986 et 1987.

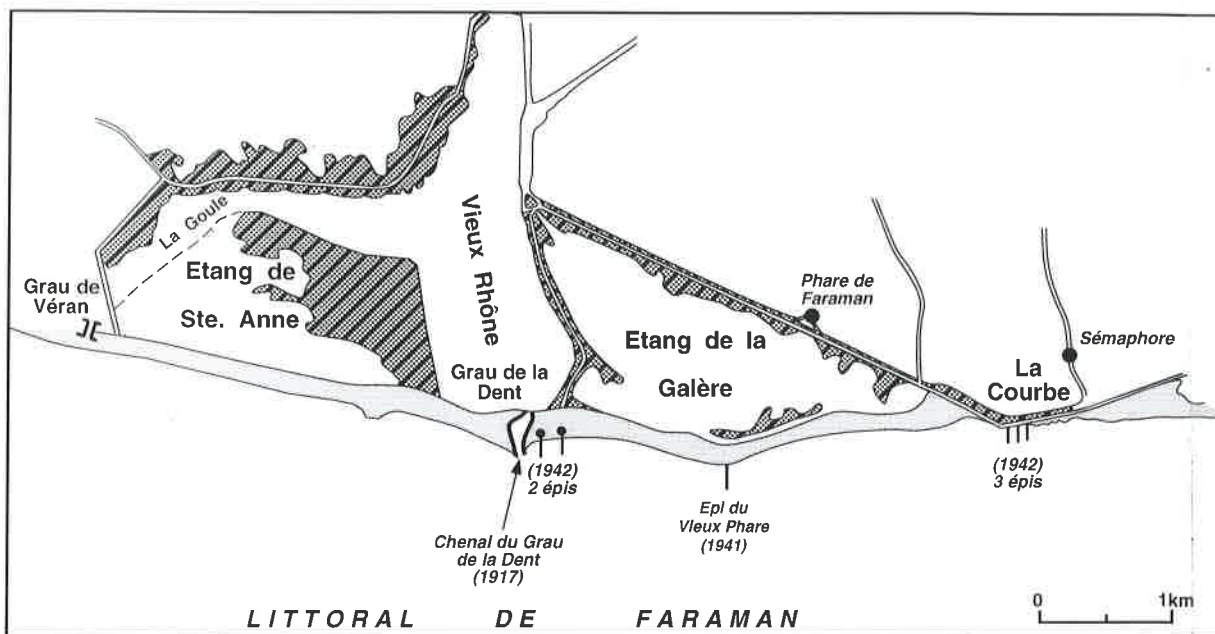


Figure 15. Localisation des premiers aménagements du littoral de Faraman

A partir des années 70, l'envahissement fréquent des étangs par les eaux marines lors des tempêtes entraîne des perturbations sur la circulation hydrologique du complexe salinier. En 1972, une route non bitumée servant de digue est construite à 200m du littoral. Elle sert toujours de défense directe contre la mer et relie la digue ouest du Grau de la Dent aux cabanons de Beauduc (figure 16). Dans le secteur de la Courbe où la plage a totalement disparu, la digue frontale est renforcée par l'utilisation de tétrapodes (photo 15).

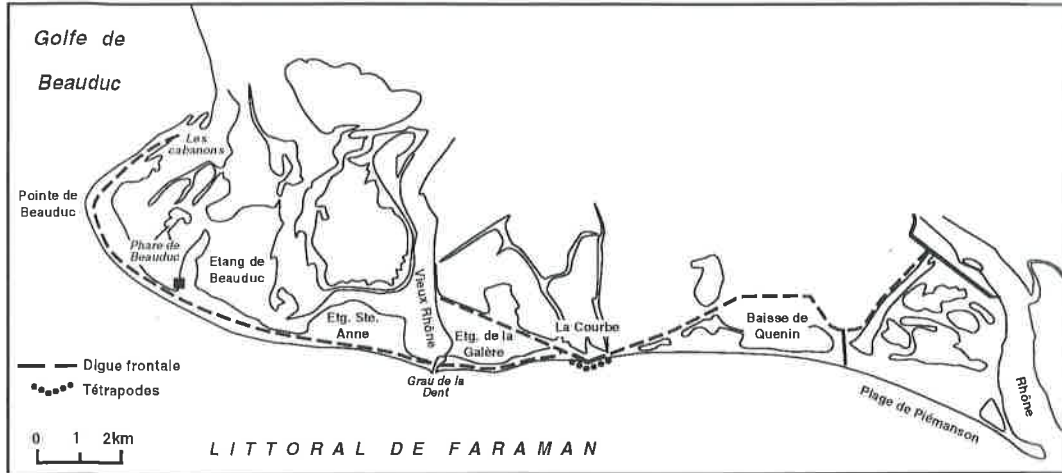


Figure 16. Construction de la digue frontale entre la Baisse de Quenin et les Cabanons, et installation des tétrapodes dans le secteur de la Courbe

Par arrêté préfectoral du 7 Septembre 1987, la CSMSE a reçu une concession d'endiguement à titre gratuit pour une durée de trente ans. Elle prévoit alors la construction de vingt épis à enrochements naturels, auxquels s'ajoute la réalisation d'une digue longitudinale entre la Courbe et la Baisse de Quenin (photo 16). Entre 1987 et 1995, 29 épis et 1 brise-lames seront construits par la CSMSE entre la Baisse de Quenin et l'étang de Ste Anne (figure 17). A ces aménagements s'ajoutent les travaux de réfection des épis endommagés par les tempêtes hivernales (tableau 1).

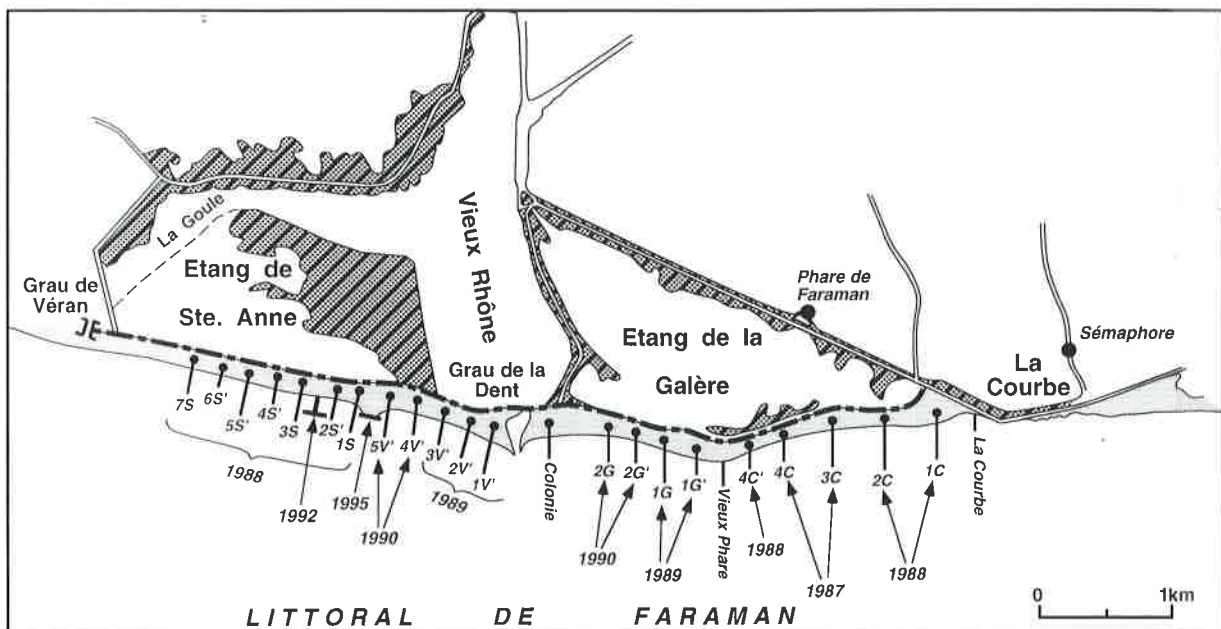


Figure 17. Seconde phase d'aménagement du littoral de Faraman

ANNEE	CONSTRUCTION EPIS, EPIS EN T, BRISE-LAMES	REPARATION EPIS	RECHARGE DIGUE FRONTALE
1986		Epi Courbe Epi Vieux Phare Epi Colonie Mer Epi Sémaphore	Digue Sud étg. de Ste Anne (300m) Digue Sud étg. de la Galère (730m)
1987	Epi 4C (90m en mer) Epi 3C (90m en mer)	Epi Colonie Mer Epi Vieux Phare Epi Sémaphore	
1988	Epi 1S (90m en mer) Epi 2S' (50m en mer) Epi 3S (90m en mer) Epi 4S' (50m en mer) Epi 5S (90m en mer) Epi 6S' (50m en mer) Epi 7S (90m en mer) Epi 1C (90m en mer) Epi 2C (90m en mer) Epi 4C (50m en mer)	Epi 4C Epi 3C	Digue Sud Baisse de Quenin (200m) Digue Colonie Mer (100m)
1989	Epi 1V' (50m en mer) Epi 2V' (50m en mer) Epi 3V' (50m en mer) Epi 1G' (50m en mer) Epi 1G (90m en mer)	Epi 1S - Epi 3S - Epi 5S - Epi 7S - Epi 1C - Epi 2C	Digue Sud Baisse de Quenin (450m)
1990	Epi 4V' (50m en mer) Epi 5V' (90m en mer) Epi 2G (50m en mer) Epi 2G' (50m en mer)	Epi 1V' Epi 6S' Epi 1G Epi 3G	Digue Sud étg. de la Galère (350m)
1991	Epi 1P' (50m en mer) Epi 2P' (50m en mer) Epi 3P' (50m en mer) Epi 1Q' (25m en mer)	Epi Sémaphore Epi 4C - Epi 1G' - Epi 5V' - Epi 2G - Epi 1S - Epi 1S'	Digue Sud étg. de la Galère (500m)
1992	Epi en T entre épis 2S' et 3S (75m en mer)	Epi Sémaphore - Epi 5V' Epi 1S - Epi 5S - Epi 6S'	Digue Sud du Vieux Rhône - Géotube immergé (80m)
1993	Epi 4P' (50m en mer) Epi 5P' (50m en mer)	Epi 3C - Epi 2G Epi 3S - Epi 5S Epi 7S	
1994	Epi 6P' (50m en mer)	Epi 5P' - Epi 3V' - Epi 1S Epi 2S' - Epi 1T'	
1995	Brise-lames entre épis 5V' et 1S	Epi 3P' - Epi 4P' - Epi 6P' Epi 1C - Epi 2G - Epi 4V' Epi 4S' - Epi 6S'	

Tableau 1. Inventaire des travaux de défense du littoral effectués par la CSMSE entre 1986 et 1995 (Source : CSMSE, 1996).

A partir de 1995, les aménagements de défense côtière réalisés par la CSMSE sont, en partie, subventionnés par la Communauté Européenne dans le cadre du programme LIFE. L'année 1995 voit la construction d'un brise-lames immergé entre les épis 5V' et 1S, l'année suivante 3 épis courts sont installés dans le secteur de la Courbe (figure 18). Il est prévu, pour 1997, la construction d'un nouveau brise-lames à l'Est de l'épi du Sémaphore. Cette solution, bien que plus coûteuse, pourrait apporter de meilleurs résultats.

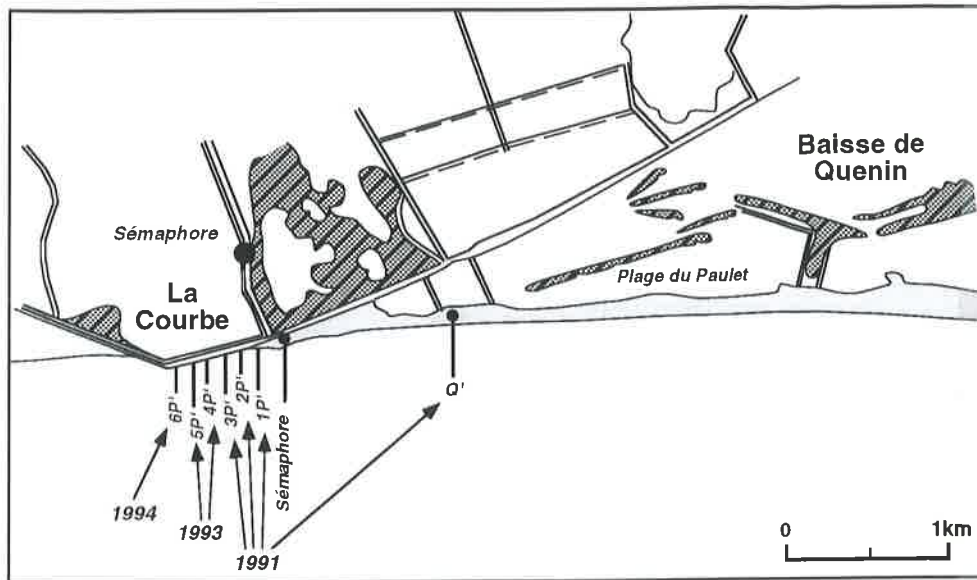


Figure 18. Localisation des aménagements entre la Courbe et la Baisse de Quenin

Le nombre et le fréquent renforcement de ces ouvrages de défense, leur destruction partielle, sont en effet le signe d'une relative inefficacité. Celle-ci peut être due aux choix techniques d'aménagement, et, de ce point de vue, les brise-lames apporteront peut-être une solution plus durable. Mais on peut se demander si les conditions structurales de ce secteur littoral ne jouent pas un rôle décisif, sa fragilité étant telle qu'il est "improtégeable", tous les aménagements n'étant alors que des palliatifs temporaires. Nous essaierons de répondre à cette question. Enfin, il faudra analyser l'impact de ces ouvrages sur les zones non-aménagées, de part et d'autre de l'embouchure.

4-1-2 L'aménagement du cordon dunaire en digue artificielle

Le cordon dunaire existant sur le littoral de la Compagnie du Salin du Midi est dans son ensemble constitué de dunes artificielles correspondant à des *digues ensablées* (CAILLAUD *et al.*, 1990). Leur hauteur varie entre 1,60m et 2,30m. Elles sont constituées d'un bourrelet de galets et de granulats fixé par un géotextile recouvert de sable vif favorisant la colonisation d'une végétation plus ou moins dense suivant les secteurs. Aux endroits où l'érosion persiste, entraînant la détérioration du géotextile, l'édifice est fixé par enrochements (photo 17). Cette pratique concerne essentiellement le cordon dunaire situé à l'Ouest du Grau de Piémanson (Baisse de Quenin).

4-2 Les dunes de la plage de Piémanson (they de la Palissade)

Depuis plusieurs décennies, la plage de Piémanson est un lieu de récréation extrêmement fréquenté et de pratique du camping sauvage (photo 18). La pression anthropique a entraîné une détérioration importante du cordon dunaire. La partie de la plage située à l'Est du Grau de Piémanson (they de la Palissade) appartient au Parc Naturel Régional de Camargue ; cet organisme a entrepris depuis le début de l'hiver 1995, un programme d'aménagement et de protection des dunes, actuellement en voie d'extension vers l'Est de la plage.

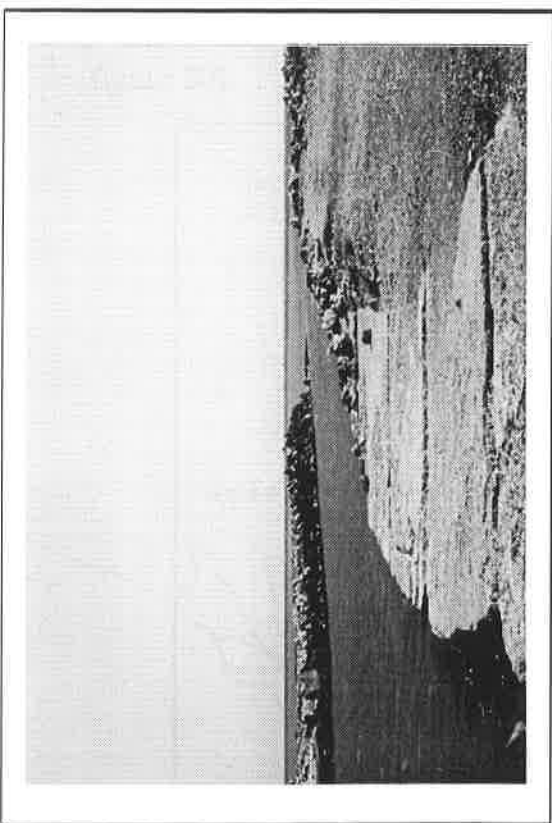


Photo 14. Secteur aménagé du Grau de la Dent par la CSMSE - littoral de Faraman

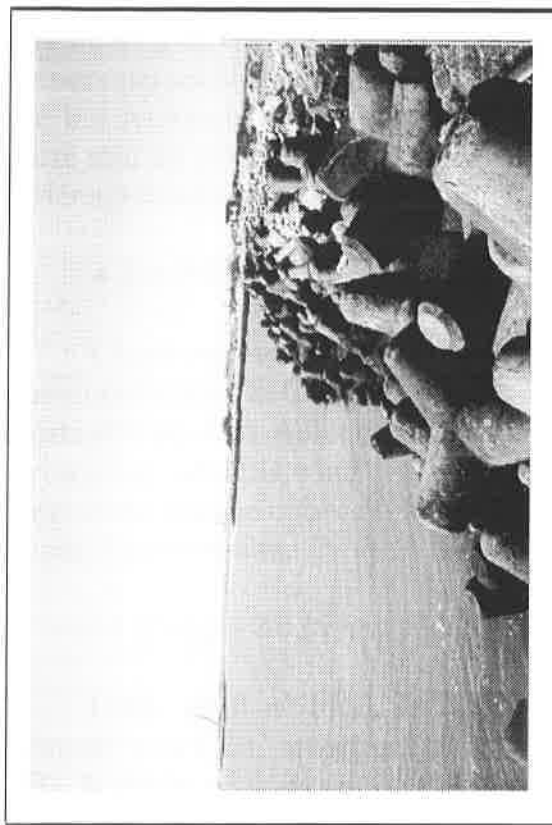


Photo 15. Tétrapodes installés dans le secteur de la Courbe - littoral de Faraman

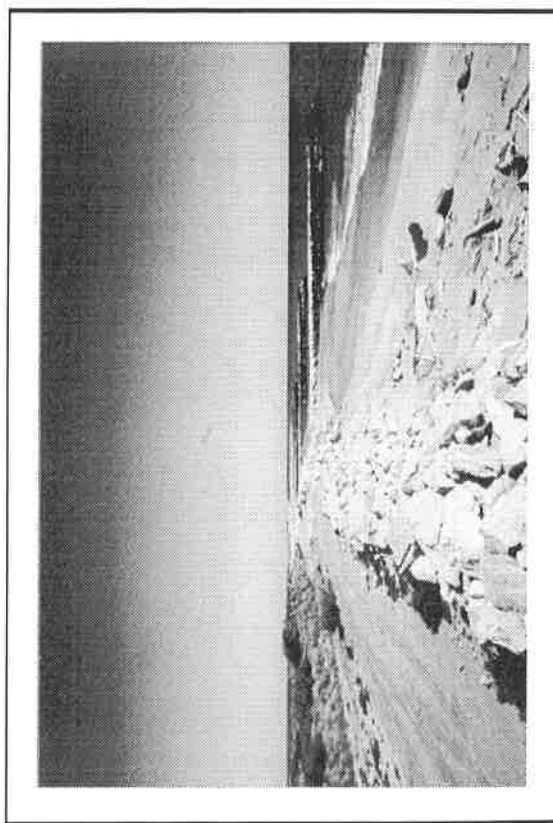


Photo 16. Epis à enrochements naturels installés par la CSMSE sur le littoral de Faraman

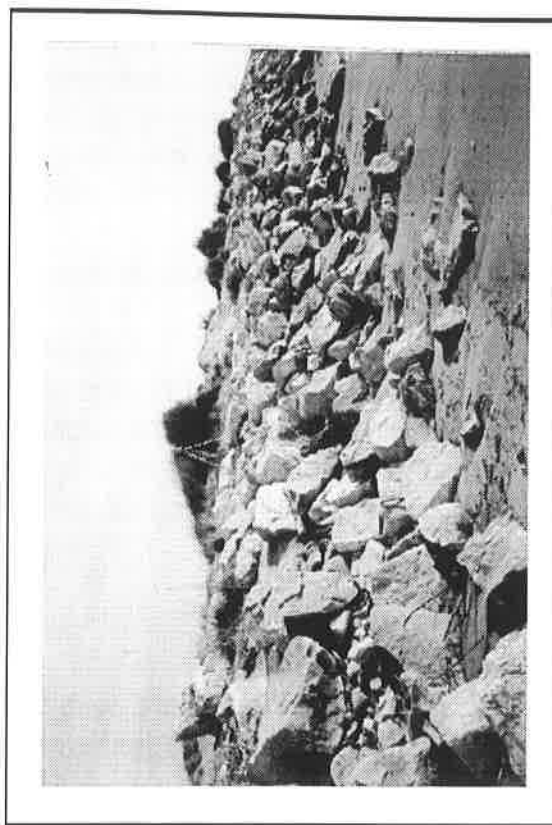


Photo 17. Cordon artificiel de la Baisse de Quenin fixé par des enrochements

L'approche adoptée diffère de celle suivie par la Compagnie du Salin du Midi. Elle repose sur l'utilisation de techniques souples de type brise-vents (ganivelles). Le réseau de ganivelles est installé entre le haut de plage et le pied du cordon dunaire en casiers perpendiculaires à la direction des vents dominants, N-NW et E-SE (photo 19). Le but recherché est de reconstituer le stock sableux perdu par la dune par vent de terre tout en piégeant le transit sédimentaire éolien par vent de mer. L'efficacité de cet aménagement sera analysé et discuté ultérieurement.

4-3 A l'Est du Rhône, les aménagements réalisés par le PAM

L'aménagement du littoral situé à l'Est de l'embouchure du Rhône (essentiellement la flèche de la Gracieuse) est directement lié à l'activité industrielle et portuaire du Port Autonome de Marseille. La flèche de la Gracieuse représente une protection naturelle contre la houle de pleine mer pour le golfe de Fos et a joué un rôle important dans le choix du site dans les années 60. Sa conservation a nécessité deux types d'intervention.

4-3-1 Blocage du transit sédimentaire longshore

Entre 1940 et 1960, la flèche de la Gracieuse s'est allongée en moyenne de 25m/an vers l'Est, amorçant un mouvement en crochon dans le golfe de Fos (figure 19). A terme, cette évolution menaçait de colmater le chenal d'accès au port empêchant toute navigation. Il fut donc urgent d'enrayer ce processus. Entre 1962 et 1995, trois épis furent édifiés à l'extrémité de la flèche par la mise en place d'épaves (photo 20), afin de bloquer le transit sédimentaire (SOGREAH, 1984b ; 1987 ; 1988a). Cet aménagement a eu pour effet de stopper la progression de la flèche en direction du chenal d'accès tout en générant des phénomènes de diffraction de la houle vers le N-NW (figure 20).

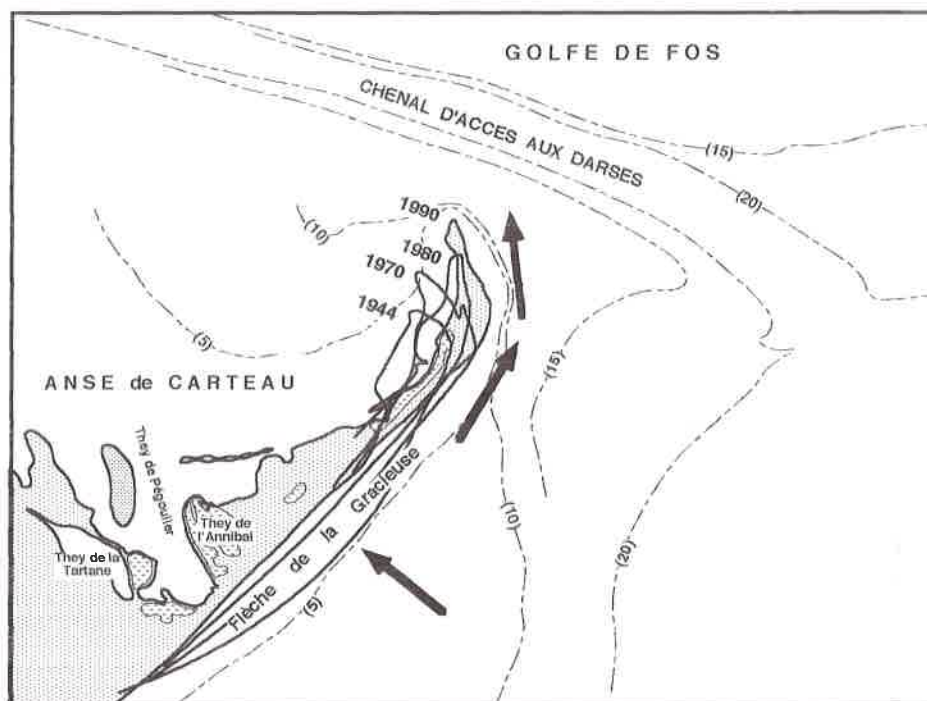


Figure 19. Chenal aux darses (PAM) menacé par l'allongement de la flèche de la Gracieuse

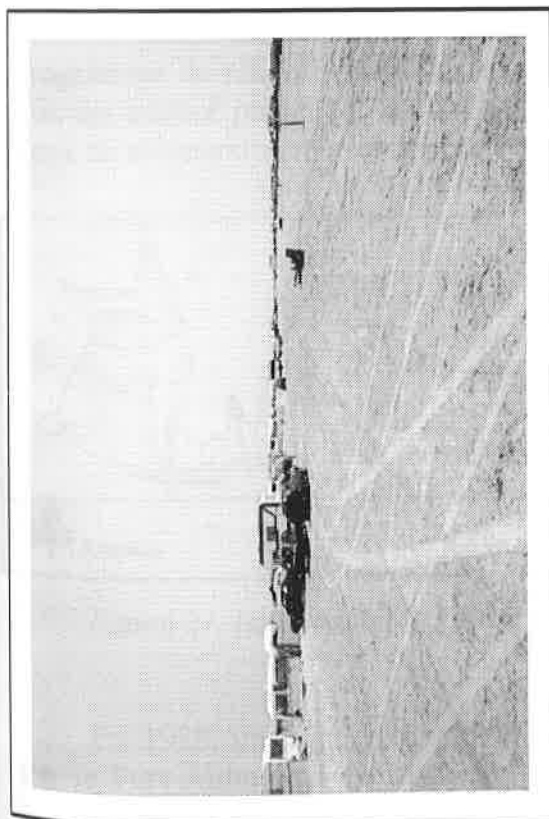


Photo 18. Activités et surfréquentation touristiques sur la plage de Piémanson

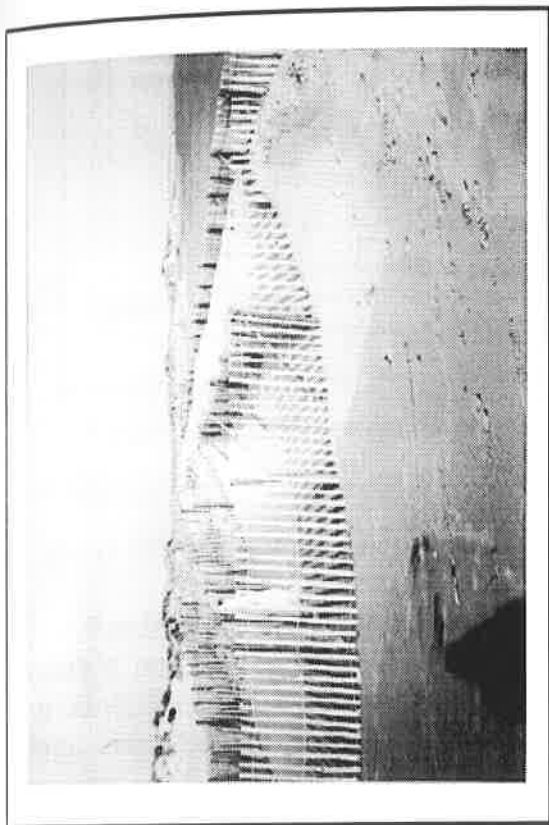


Photo 19. Installation de brise-vents (ganivelles) au pied du cordon - plage de Piémanson

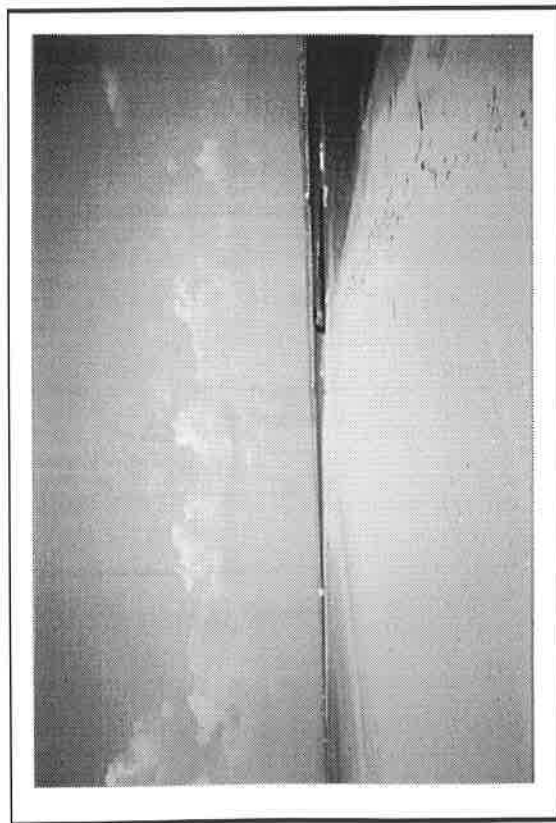


Photo 20. Barge immergée au bout de la flèche de la Gracieuse

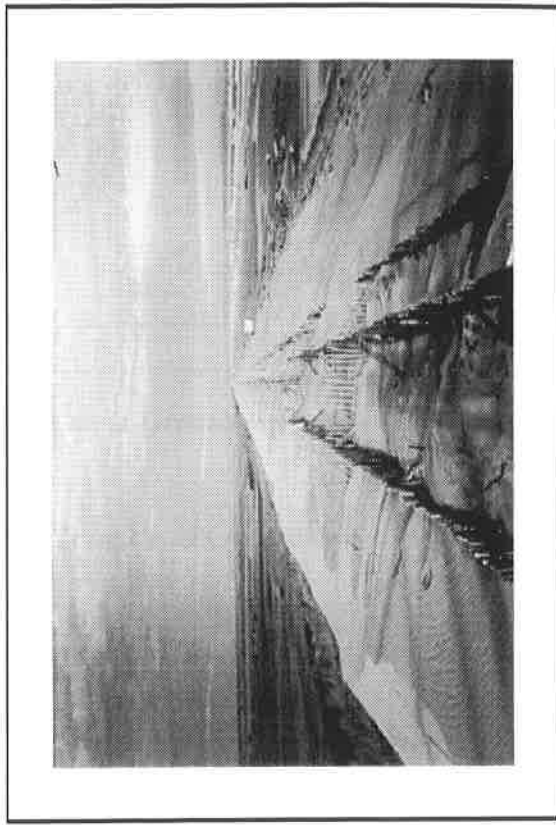


Photo 21. Cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse

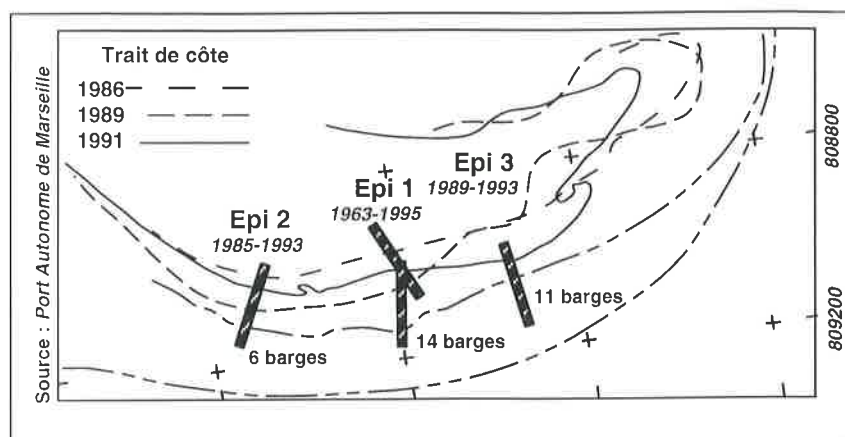


Figure 20. Aménagement du poulier de la flèche de la Gracieuse

4-3-2 Réhabilitation du cordon dunaire de la flèche de la Gracieuse

Pendant des décennies, l'allongement de la flèche et sa faible largeur la rendaient sensible aux fortes houles. A la dynamique naturelle, s'ajoutait la surfréquentation humaine, facilitée à partir des années 70 par la construction de la route d'accès à la plage Napoléon. Ces facteurs ont contribué à la dégradation importante du cordon dunaire.

La tempête cinquantennale de 1982 aggrava cette situation. Au cours de cet épisode, la flèche enregistra un recul irréversible de plus de 35m du trait de côte. Les phénomènes de submersion entraînèrent une rupture temporaire de l'édifice pendant plusieurs jours. En 1984, une première expertise fût demandée par le PAM en vue d'un programme de réhabilitation du cordon dunaire (SOGREAH, 1984b). L'étude montra que cet édifice présentait de larges zones basses (*brèches*) favorisant le passage des eaux de submersion marine lors des tempête (figure 21).

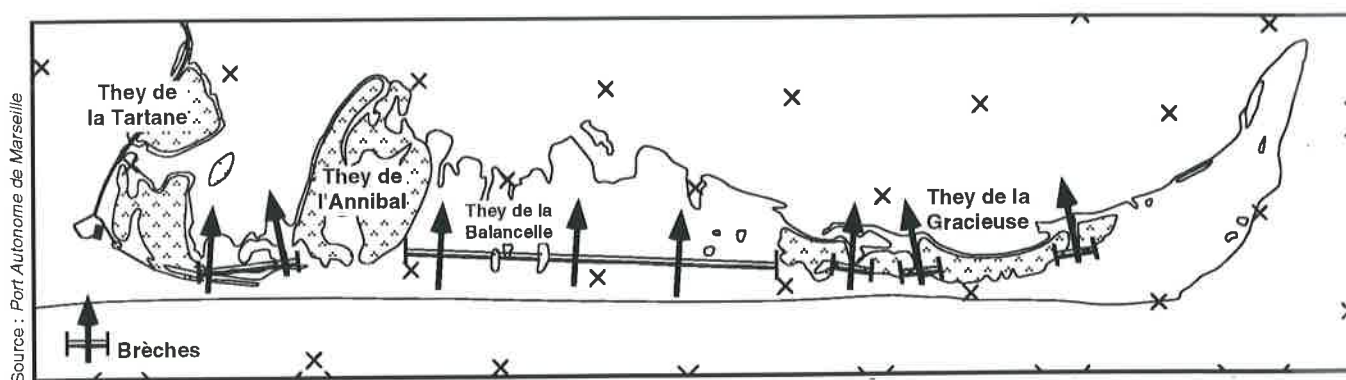


Figure 21. Localisation des zones de fragilité (*brèches*) de la flèche (SOGREAH, 1984)

En 1988, un large programme de réhabilitation du cordon dunaire fût entrepris par le Port Autonome de Marseille en collaboration avec les bureaux d'études de la SOGREAH et du CEPREL. Plusieurs types d'aménagements furent proposés (digue en enrochements, tubes ou bourrelet en sacs remplis de sable, dune artificielle et utilisation de ganivelles). Le projet se fixa sur la construction d'un bourrelet sableux

d'une hauteur de 3m, équipé de brise-vents (ganivelles) disposés à une distance régulière pour permettre le piégeage et la fixation des sables (figure 22). Il fut positionné à 70m du trait de côte de manière à favoriser l'accumulation des sables à la base de l'ouvrage, à la fois par la dynamique marine (vagues chargées de matériaux) et éolienne (vents de mer). Son tracé, rectiligne par rapport au trait de côte, fut décidé afin d'éliminer les perturbations d'ordre aérodynamique et de rendre le cordon homogène vis-à-vis de l'action des tempêtes. Une fois le bourrelet constitué, un programme de plantation d'oyat était prévu afin de conforter la résistance du cordon à l'action éolienne (SOGREAH, 1988a ; LONGE, 1990).

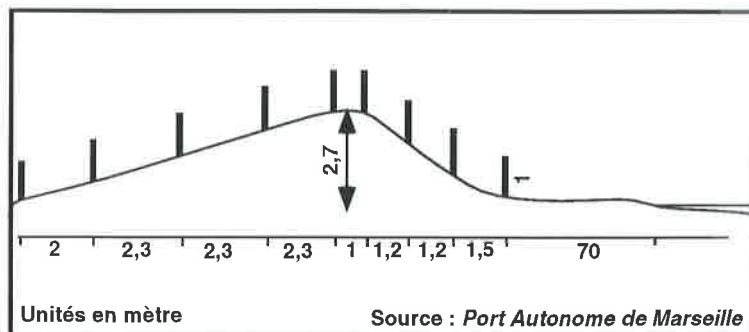


Figure 22. Coupe transversale du cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse

La construction de l'édifice s'est échelonnée sur cinq ans (1988-1993). Le projet a commencé par la mise en place, à l'automne 1988, d'un ouvrage expérimental pour fermer une brèche de 200m de largeur. Les bons résultats ont conduit à la construction totale du bourrelet sableux d'une longueur de 3450m (figure 23 et photo 21). Les sables ont été prélevés, à l'arrière de la flèche (dans l'anse de Carreau), afin d'éviter d'amaigrir la plage dans les environs immédiats de l'ouvrage.

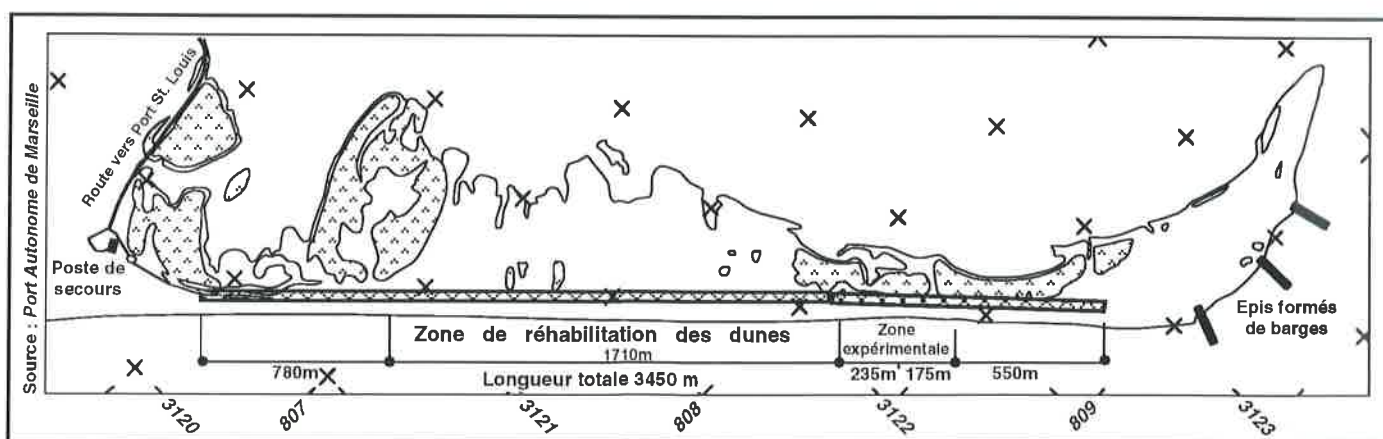


Figure 23. Plan de réhabilitation du cordon dunaire de la flèche de la Gracieuse

4-4 Evolution morphosédimentaire des secteurs aménagés

Le suivi de ces aménagements est effectué par les organismes eux-mêmes ou par l'intermédiaire de bureaux d'études privés. Depuis 1988, des mesures annuelles effectuées par les services techniques de la CSMSE, à partir de 113 profils, ont permis

de donner quelques résultats concernant l'impact des aménagements sur l'évolution du littoral de Faraman.

Pour le littoral de la flèche de la Gracieuse, le suivi des aménagements est assuré par le bureau d'études de la SOGREAH pour ce qui est des barges échouées en bout de flèche. Les mesures et observations réalisées sur le cordon dunaire artificiel sont effectuées par le CEPREL. Ces approches, le plus souvent d'ordre qualitatives, proposent un premier état des lieux dont nous commentons les grandes lignes.

4-4-1 L'érosion localement et récemment enrayée pour le littoral de Faraman

Les premières mesures effectuées pour la période 1988-1989 montrent que les secteurs pourvus d'épis sont en engraissement sensible (10 à 40m), c'est le cas du littoral de l'étang de Ste Anne et de la Courbe (figure 24). A l'inverse, le recul du trait de côte persiste dans les zones non protégées de l'étang de la Galère et du Grau de la Dent (CSMSE, 1989). Après les aménagements réalisés entre 1989 et 1990, la tendance régressive est inversée, et, permet d'obtenir une progradation de 5m/an en moyenne sur l'ensemble du littoral de Faraman (CSMSE, 1992).

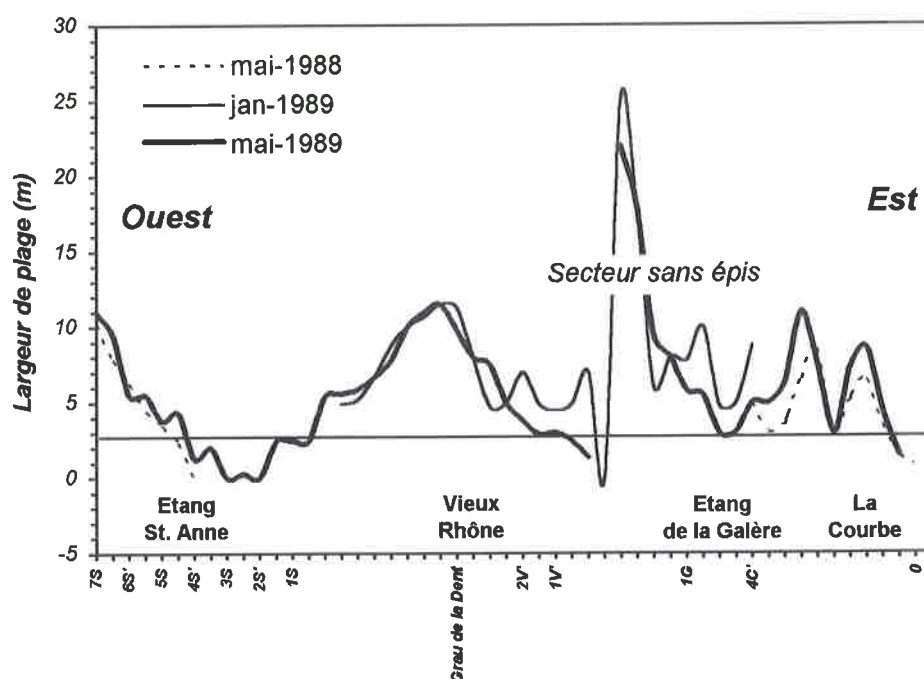


Figure 24. Mesures effectuées par la CSMSE sur le littoral de Faraman entre 1988 et 1989

L'existence des aménagements sur cette partie du littoral montre à court terme des résultats globalement positifs. Mais le blocage des sédiments dans le secteur de Faraman pourrait entraîner, localement, un déficit pour le littoral de Piémanson à l'Est ou pour la flèche de Beauduc à l'Ouest. D'où la nécessité d'analyser précisément les dynamiques en jeu dans ce secteur. Les données récentes permettront de suivre le mouvement amorcé entre 1988 et 1991. On posera la question de l'origine du matériel et du bilan du transport sédimentaire.

4-4-2 Une situation d'équilibre à l'Est du Rhône

Les mesures de suivi effectuées sur le cordon dunaire artificiel de la flèche de la Gracieuse depuis 1988 témoignent de l'efficacité de cet aménagement (MOULIS *et al.*, 1993 ; MOULIS, 1995). Les brise-vents (ganivelles) remplissent parfaitement leur rôle de pièges à sédiment. En Février 1990, soit un an après l'installation des ganivelles, les casiers avant sont totalement remplis ; la haute plage est exhauscée permettant l'engraissement des casiers sommitaux. En Janvier 1992, les lignes de ganivelles côté plage sont ensablées, alors que se développe une végétation particulièrement importante sur la face Nord (oyat et tamaris). Entre 1988 et 1994, le volume global de sédiment a augmenté de plus de 100%. Depuis 1993, le massif dunaire montre une stabilité relative, les modifications les plus importantes semblent, dorénavant, intéresser le linéaire côtier.

L'échouage des barges en bout de flèche a atteint l'objectif de départ ; l'allongement de l'édifice se fait dorénavant en direction du N-NW (SOGREAH, 1988a). Ceci étant, le blocage de la dérive littorale semble favoriser dans ce secteur, l'apparition de courants sagittaux entraînant un rétrécissement de la plage émergée.

Conclusion

Quatre vingt pourcent du littoral étudié est aujourd'hui plus ou moins artificialisé. Ces infrastructures jouent un rôle important dans les processus morphosédimentaires actuels. Les approches utilisées en matière de défense littorale diffèrent de part et d'autre de l'embouchure. A l'exception de la plage de Piémanson, on a essentiellement eu recours à des méthodes "*lourdes*" pour le littoral de Faraman, tandis qu'à l'Est de l'embouchure (flèche de la Gracieuse), l'approche est restée beaucoup plus "*douce*". On constatera que ces deux politiques d'aménagement correspondent à des contraintes différentes.

La CSMSE devait défendre un littoral en recul rapide depuis 250 ans, qui ne disposait plus de cordons dunaires actuels et fossiles, susceptibles d'intervenir dans la défense de la côte. Les effets négatifs induits par les premières constructions de défense ont mis en marche un cercle vicieux difficile à briser. Pourtant depuis 1988, le littoral de Faraman montre une stabilité précaire. En plusieurs endroits, l'érosion a été stoppée et on assiste même à un engraissement modeste de certains secteurs. Aidée par la CEE, cette politique de défense du littoral, suivie depuis plusieurs années par la CSMSE (Salins de Giraud), fait école et sert d'exemple pour le littoral du Salin d'Aigues-Mortes en recul lui aussi depuis plusieurs décennies et où la politique de défense littorale ne semble pas porter ses fruits (GLEIZE, communication orale).

Notre travail propose d'étudier s'il s'agit là d'une simple rémission dans une tendance longue, en analysant les stocks disponibles, les dynamiques actuelles et l'agressivité des agents météo-marins. Il faudra également déterminer les impacts de ces aménagements à l'Ouest (Beauduc) et à l'Est (plage de Piémanson) de ce secteur.

En revanche, le Port Autonome de Marseille a réalisé ses travaux dans un contexte sédimentaire satisfaisant voire surabondant qui répondait de l'efficacité des ouvrages (JUNIET, 1962 ; BLANC, 1977 ; SOGREAH, 1984b, 1988a). Nous analyserons cependant le fonctionnement de ces aménagements, leur bilan sédimentaire et leur éventuelle fragilité.

5 - CONCLUSION

Le littoral étudié présente une forte hétérogénéité morphologique. Elle intéresse aussi bien son profil transversal que la distribution longitudinale des différentes zones qui le composent. Certains secteurs comme la plage Napoléon ou la pointe de Beauduc, montrent une stabilité satisfaisante ; le système littoral ne présente aucune tendance évidente à l'érosion. Pour d'autres, comme le littoral de Faraman, cet équilibre n'est pas atteint : les descripteurs morphologiques y témoignent d'un système dégradé. Certaines zones enfin, comme la plage de Piémanson et la flèche de la Gracieuse, bien que stabilisées, restent sensibles aux événements brutaux exceptionnels.

L'aménagement du littoral étudié présente également une forte hétérogénéité. Elle se traduit par des politiques et des méthodes de défense du littoral différentes selon les secteurs. Les choix ont été, le plus souvent, motivés par l'importance du phénomène érosif face aux enjeux économiques, et par des perceptions "philosophiques" et techniques différentes de l'aménagement (MIOSSEC, 1990). A l'Est de l'embouchure du Rhône (flèche de la Gracieuse) et sur la plage de Piémanson, on a opté pour des méthodes "douces" (ganivelles). En rive droite du Rhône, on a eu recours aux méthodes "lourdes" (enrochements) afin de défendre le littoral de Faraman.

Ces infrastructures jouent un rôle important dans la dynamique sédimentaire ; leurs effets sont toutefois variables en fonction des secteurs. Si l'érosion a été, en majeure partie, stoppée sur le littoral de Faraman, la situation n'en reste pas moins instable. A l'inverse, l'aménagement de la flèche de la Gracieuse montre des résultats plus satisfaisants. Nous analyserons les causes d'une telle disparité.

Le littoral peut être découpés en plusieurs secteurs en fonction des caractéristiques morphologiques et "anthropiques" qui ont été développés au cours de ce chapitre (figure 25). L'ensemble de ces unités pose le problème des transferts sédimentaires longitudinaux (*longshore*) et transversaux (*cross-shore*), inégaux d'un secteur à un autre. Nous aborderons l'évaluation de ces transferts dans la troisième partie de ce travail.

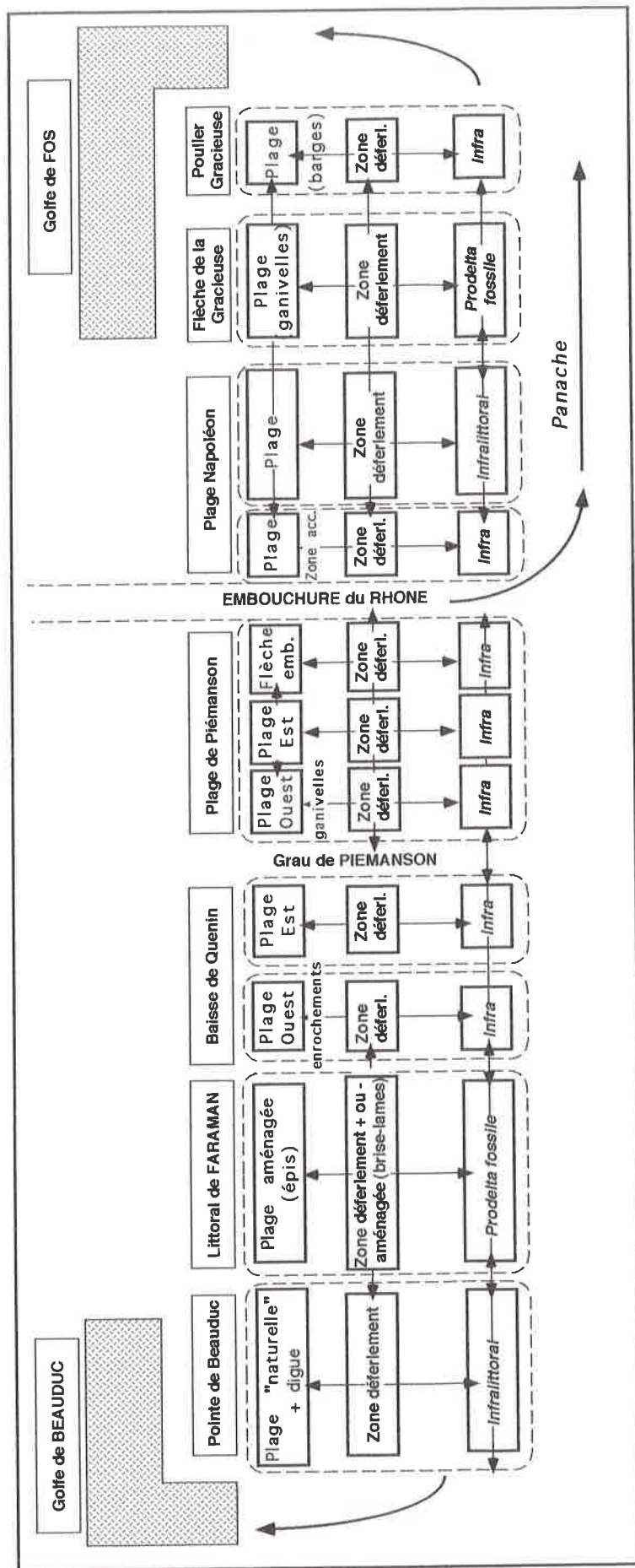


Figure 25. Découpage spatial de la frange littorale en fonction des caractéristiques morphologiques et "anthropiques"

CHAPITRE 2

LE CONTEXTE SEDIMENTAIRE ET GEODYNAMIQUE

Le delta du Rhône, comme la plupart des deltas méditerranéens, est une construction holocène. On rappellera de façon très brève, le contexte géologique et géomorphologique de sa mise en place. Cette histoire nous intéresse à deux niveaux :

- elle conditionne la constitution de stocks sédimentaires dont la plupart est aujourd'hui utilisée par la dynamique littorale,
- elle pose la question de la mobilité du sol (subsidence et/ou tectonique).

1 - EVOLUTION GEOLOGIQUE SUCCINCTE ANTERIEURE A LA CONSTRUCTION HOLOCENE DU DELTA DU RHONE

Elle justifie la localisation de la vallée du Rhône et constitue le substrat géologique dans lequel s'inscrira l'actuel delta.

1-1 La mise en place des grandes lignes structurales et paléogéographiques au Tertiaire

La phase orogénique majeure de l'Eocène supérieur plisse la couverture mésozoïque et individualise les premiers chaînons de la Nerthe et des Alpilles. Aux mouvements de compression se substitue une période de distension oligocène mettant en place des fossés d'effondrement orientés NE-SW, qui dessinent alors l'axe rhodanien (ARTHAUD *et al.*, 1981) ; ils sont perçus par les sondages géosismiques de la plaine deltaïque et de la plate-forme continentale (LEFEBVRE, 1980). Le Miocène moyen est caractérisé par la transgression de la mer péri-alpine qui dépose une série molassique en position sub-tabulaire. C'est durant le Miocène supérieur que se situe la phase orogénique alpine majeure qui déforme à nouveau les Alpilles et la bordure SE du Massif Central.

La crise de salinité messinienne est marquée par un intense ravinement affectant l'ensemble de la marge provençale exondée (CLAUZON, 1988 ; CLAUZON *et al.*, 1987). L'abaissement du niveau marin de plus de 1500m entraîne le creusement d'un grand canyon par le Rhône (CLAUZON, 1974, 1982 ; MANDIER, 1984). Cette incision s'étend jusqu'à l'aval de Lyon.

L'épisode messinien est suivi d'une phase de remblaiement; la remise en eau du bassin méditerranéen au Pliocène transforme le canyon rhodanien en ria, entraînant le colmatage très rapide de ce paléotalweg (MANDIER, 1984 ; CLAUZON *et al.* 1990).

1-2 L'évolution pléistocène

L'évolution pléistocène de la basse vallée du Rhône s'effectue sous la triple contrainte des variations climatiques, des oscillations du niveau de base marin et des déformations tectoniques. Ce dernier point fera l'objet d'un développement ultérieur.

Sur le plateau continental du golfe du Lion, le Pléistocène est représenté par des prismes détritiques progradants de bas niveau (TESSON *et al.*, 1990) mis en place durant les périodes de régression glacio-eustatiques. Ils atteignent 20m à 50m d'épaisseur sur le rebord Sud du plateau continental où ils s'élargissent et se superposent en éventail (figure 26).

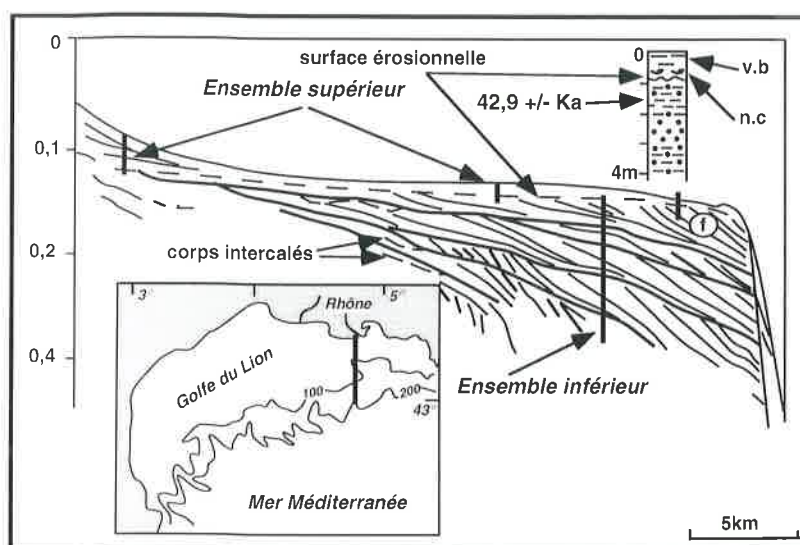


Figure 26. Organisation stratigraphique des dépôts fini-quaternaires de la marge Est-rhodanienne (d'après GENSOUS *et al.*, 1993)

Ces prismes sont constitués d'alternances de passées sableuses et silto-vaseuses, dans un environnement marin infralittoral. Leur partie supérieure s'est déposée au cours du Würm (GENSOUS *et al.*, 1993 ; TESSON et ALLEN, 1995). Selon ces auteurs, la mise en place de ces formations est partiellement contrôlée par des déformations tectoniques qui déterminent les modalités d'empilement des séquences et l'ouverture du prisme sédimentaire vers le large. Une vallée incisée entaille profondément la plateforme depuis la plaine deltaïque du Rhône jusqu'au rebord du plateau où elle se raccorde au canyon du Petit Rhône (figure 27). Elle est issue d'incisions répétées et surimposées au cours des cycles successifs de variations eustatiques.

Sur la bordure orientale de la basse vallée du Rhône, la Durance édifie, de façon autonome, les cônes de déjection successifs de la Crau. La rivière emprunte alors un tracé vers le Sud, traversant la partie orientale des Alpilles puis le seuil de Lamanon. Ces paléo-tracés, abandonnés à la fin du Würm, sont situés sur des accidents tectoniques décrochant subméridiens, regroupés sous le vocable de "faille de Salon-Cavaillon" (TERRIER, 1989), qui se prolongent jusqu'au golfe de Fos et au-delà en mer. Ces accidents sont restés actifs au Pléistocène supérieur et nous verrons plus loin qu'ils jouent un rôle vraisemblable dans la morphogenèse deltaïque récente.

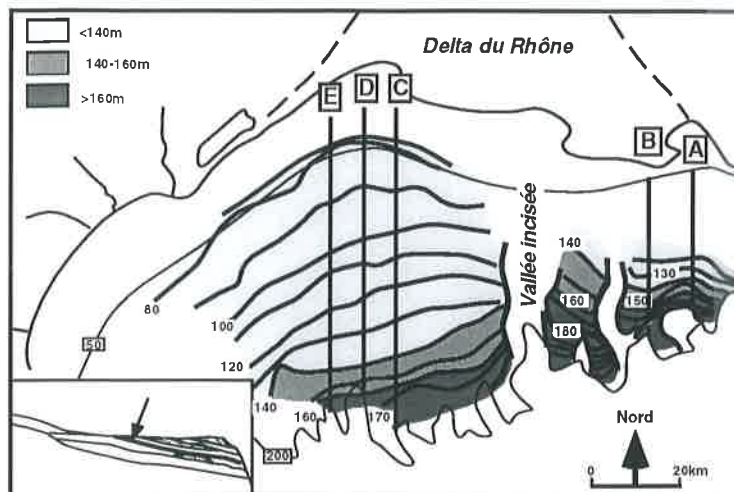


Figure 27. Géométrie des unités de dépôts du Quaternaire terminal (d'après TESSON et ALLEN, 1995)

En conclusion, sous l'actuelle frange littorale, les unités pléistocènes sont à une centaine de mètres de profondeur et n'interviennent pas dans l'alimentation sédimentaire récente. Elles sont subaffleurantes sur la partie externe du plateau continental, hors d'action des houles les plus importantes. Retenons que la tectonique joue un rôle essentiel dans l'organisation séquentielle de ces dépôts au cours du Pléistocène : elle est marquée par l'intervention complexe de mouvements transversaux et longitudinaux que nous commenterons plus loin (cf. § 3).

2 - LA CONSTRUCTION HOLOCENE DU DELTA

La construction holocène du delta s'effectue dans le contexte de la montée eustatique tardi et post-glaciaire du niveau marin. Elle est caractérisée, à partir de 6.000BP, par la progradation des apports fluviaux et les déplacements épisodiques du fleuve à la surface de la plaine. Les dynamiques marines sont génératrices de cordons sableux alignés suivant des directions sensiblement Est-Ouest. Les dynamiques fluviales, seccantes par rapport à ces derniers, tendent à cloisonner, recouvrir et colmater les sédiments antérieurs. Cette sédimentation a fait l'objet de nombreux travaux qui ont montré la complexité d'une évolution marquée à la fois par la variabilité des apports fluviaux, les variations relatives du niveau marin et par les effets de la reprise littorale sur d'anciens cordons sableux, barres d'embouchure et flèches sableuses (KRUIT, 1955 ; DUBOUL-RAZAVET, 1956 ; ALOISI *et al.*, 1975 ; 1976 ; L'HOMER *et al.*, 1981 ; BAZILE *et al.*, 1986 ; PONS *et al.*, 1979 ; GENSOUS *et al.*, 1993 ; TESSON et ALLEN, 1995).

2-1 La construction holocène du delta du Rhône

Le sommet des prismes pléistocènes est tronqué par une surface d'érosion entaillée par des chenaux dont le creusement est associé au maximum de la régression würmienne vers 18.000BP. Ces chenaux sont envahis par les unités marines transgressives rétrogradantes de haut niveau marin.

Les dépôts tardi-glaciaires et holocènes sont caractérisés par la superposition et l'interstratification de deux unités (figure 28) :

- à la base, des dépôts marins constitués d'alternances de passées sableuses et silto-vaseuses infralittorales constituent la partie la plus importante du comblement. La transgression marine est rapide durant le tardi-glaciaire et la première moitié de l'Holocène. Vers 6.500BP, elle atteint un stade *onlap* à -5m au Nord de l'étang du Vaccarès. A partir de cette période, le ralentissement du mouvement transgressif permet la construction d'une barre littorale au Nord de l'étang du Vaccarès, puis l'expression de la variable fluviale et la progradation des sédiments terrigènes qui repoussent la mer vers le Sud. Les dépôts abandonnés à l'embouchure sont repris par les courants de dérive littorale et forment des cordons sableux témoins du niveau moyen de la mer et des positions successives de la ligne de rivage.

- au sommet, des dépôts lagunaires et fluviaux traduisent la progradation de la plaine deltaïque émergée. Depuis 6.000BP environ, ils sont de plus en plus liés à l'anthropisation du bassin versant (BRAVARD, 1990 ; BERGER, 1996). Dans le delta du Rhône lui même, les analyses polliniques effectuées sur les carottages profonds en bordure de l'étang du Vaccarès (TRIAT-LAVAL, 1978 ; PONS *et al.*, 1979) indiquent une succession de milieux végétaux marqués par la décroissance de la salinité et une occupation de plus en plus forte de l'Homme. Celle-ci est confirmée par les données de l'archéologie à partir du 5ème siècle av. JC. (S.R.A., 1996).

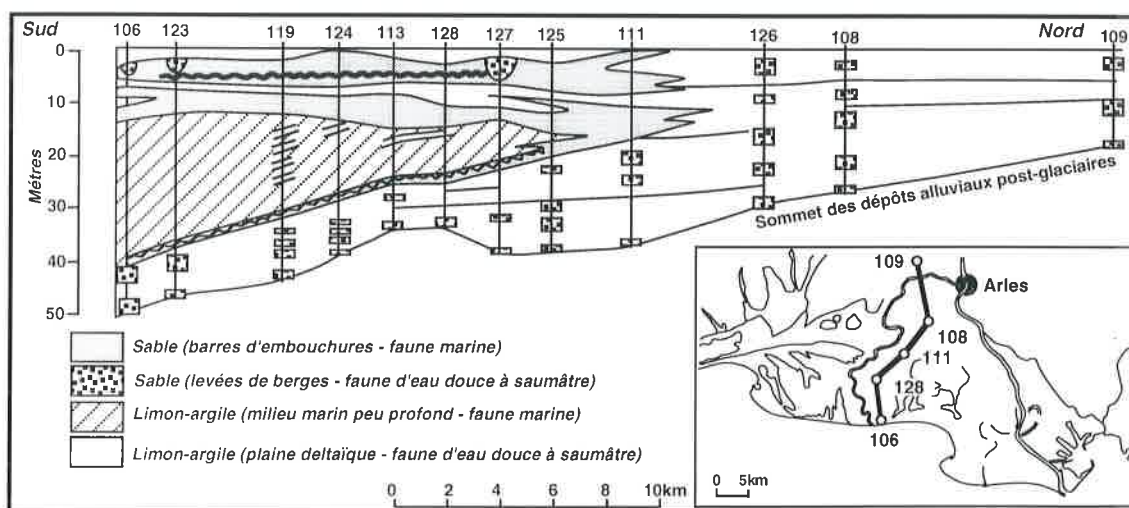


Figure 28. Stratigraphie des dépôts tardi-glaciaires et holocènes (d'après OOMKENS, 1970)

2-2 Les étapes de la construction de la plaine deltaïque

Les étapes de la construction holocène du delta sont décrites par de nombreux auteurs (KRUIT, 1955 ; DUBOUL-RAZAVET, 1956 ; OOMKENS, 1970 ; ALOISI *et al.*, 1975 ; 1976 ; L'HOMER *et al.*, 1981 ; BAZILE *et al.*, 1986 ; PONS *et al.*, 1979 ; GENSOUS *et al.*, 1993 ; TESSON et ALLEN, 1995). Elles reposent sur des sondages sismiques et des carottages sur la plate-forme continentale et dans la plaine. Le scénario proposé par L'HOMER *et al.*, (1981) reste le plus cité : il repose sur une interprétation des relations entre les variations relatives du niveau marin et la dynamique fluviale. Les auteurs proposent une courbe de la remontée relative du niveau marin (figure 29) qui, combinée à la variabilité des apports solides, joueraient

un rôle déterminant dans les processus morphosédimentaires : en période de *régression*, l'appareil d'embouchure tend à se développer sous la forme d'un grand lobe pointu (appareil du Rhône de St. Ferréol entre 6.500 et 6.000BP) ; en période *transgressive*, l'ensemble de ce système est détruit : le méandrage tend à s'accroître jusqu'à la création de nouvelles ramifications du fleuve ; à l'embouchure, le front deltaïque enregistre un recul tandis que le matériel repris sert à l'édification de nouveaux theys et flèches sableuses. Par exemple, les périodes de haut niveau entre 6.000 et 5.350BP aboutissent à l'édification de la flèche de Fourcat et l'apparition d'un nouveau bras du fleuve, le Rhône d'Albaron.

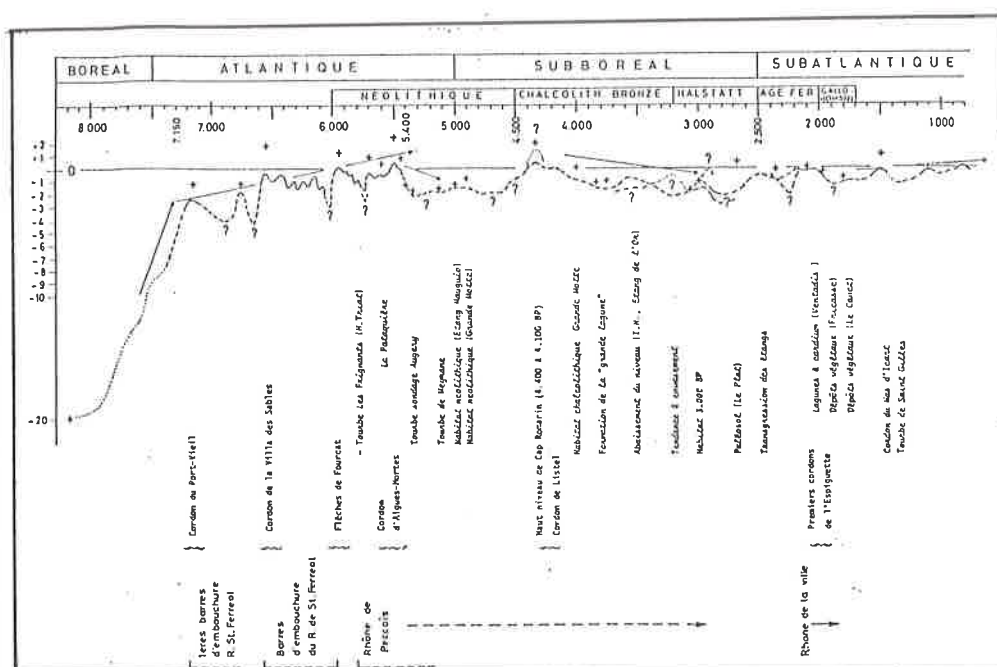


Figure 29. Courbe de la remontée du niveau marin durant l'Holocène dans le delta du Rhône (d'après L'HOMER et al., 1981)

Les auteurs illustrent cette évolution par des cartes successives (figure 30) qui montrent à la fois la progradation du rivage et les déplacements du Rhône sur sa plaine. L'association de cette approche avec les travaux de TRIAT-LAVAL (1978) et de PONS *et al.*, (1979) ainsi que les données récentes de la géoarchéologie (S.R.A., 1995 ; 1996), permettent d'esquisser brièvement l'histoire de la construction holocène du delta du Rhône dont nous rappellerons les étapes principales :

- entre 6.500BP et 6.000BP, le ralentissement de la montée du niveau marin, combinée à l'accélération des apports sédimentaires d'origine anthropique ou climato-anthropique (JORDA et PROVANSAL, 1996) permet le développement d'un delta de type digité lié au Rhône de St. Ferréol (figure 30a). De 5.000BP à la période romaine, la progression deltaïque ralentit. Le Rhône se jette à la mer par trois exutoires : le Rhône d'Albaron à l'Ouest, le Rhône de St. Ferréol au centre et le Rhône d'Ulmet à l'Est (figure 30b).

- à l'époque romaine, la mer est très proche de son niveau actuel (-50cm environ) et la côte se situe au Nord du golfe de Beauduc. Le Bras du Grand Passon devient actif à l'Est (figure 30c).

- le Haut Moyen Age, mal connu, voit la fermeture progressive des bras situés à l'Ouest tandis que se développe le bras du Grand Passon à l'Est (figure 30d). La fin de

cette période et le début des temps modernes sont marqués par l'abandon des bras de Saint-Ferréol, d'Ulmet et du Grand Passon à l'Est. Il ne subsiste plus que deux bras principaux : le Rhône de Peccaïs à l'Ouest et le Rhône du Bras de Fer (Vieux Rhône) en activité à partir de 1587 (figure 30e).

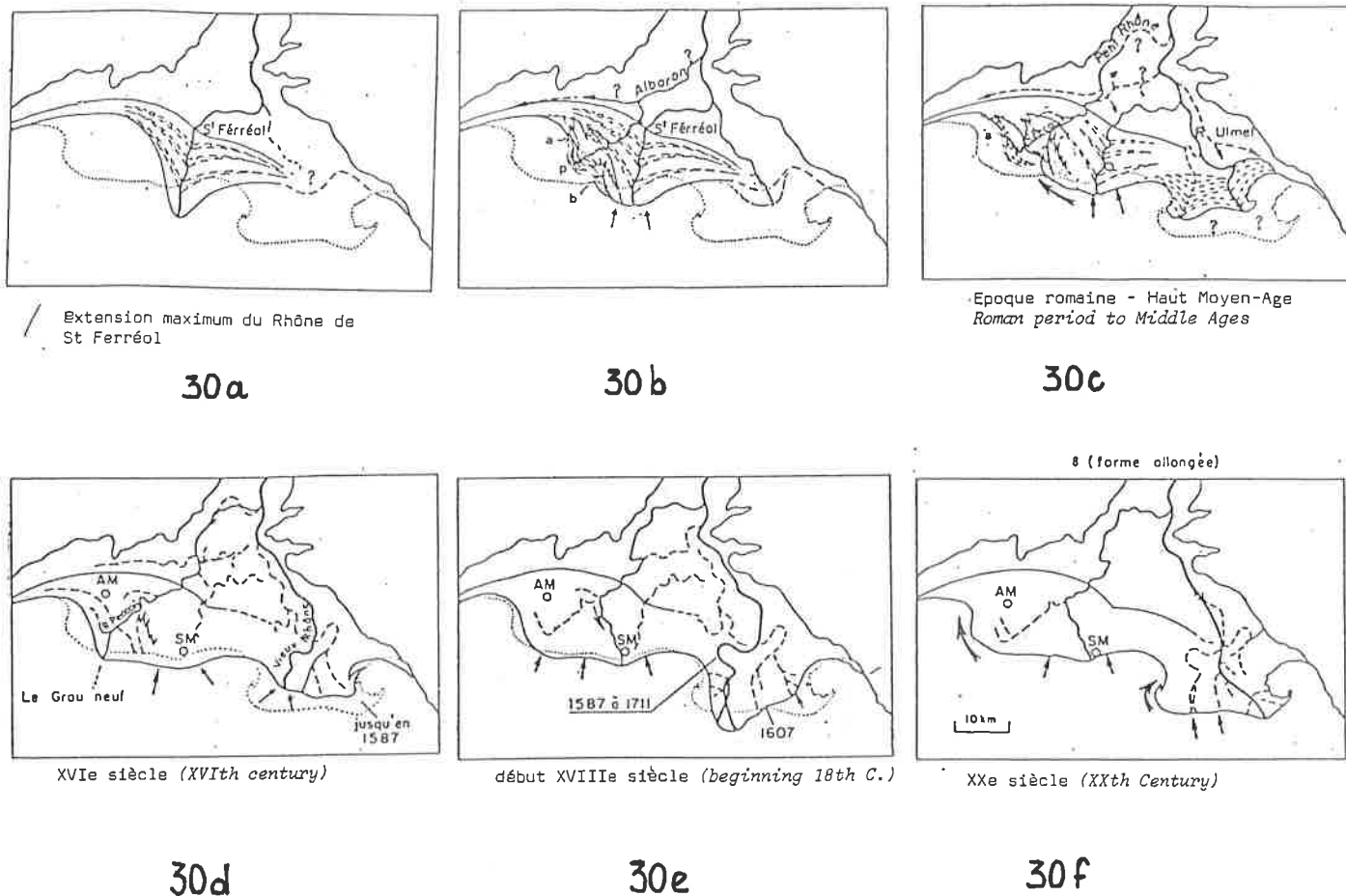


Figure 30. Etapes de construction holocène du delta du Rhône (d'après L'HOMER et al., 1981)

Ce dernier joue un rôle essentiel dans la morphogenèse de notre secteur d'étude. Sa période de fonctionnement est très courte puisque ce bras est abandonné en 1711. Il construit un delta digité à influences fluviales dominantes (GALLOWAY, 1975) dont la progradation est marquée par une histoire complexe, liée sans doute aux variations climatiques du Petit Age Glaciaire. Elle se réalise par la construction d'îlots, de theys et d'atterrissements progressivement rattachés à la côte (CARITEY, 1995). Cette histoire morphodynamique a laissé des héritages encore visibles dans le paysage actuel, en particulier un bras mort (Vieux Rhône) et des levées alluviales. La sédimentologie de la fraction sableuse des alluvions du Rhône du Bras de Fer est globalement plus grossière que celle transitant dans le Rhône actuel (DAVID, 1996). Ces résultats seront développés dans la seconde partie de ce travail.

- en 1711, à la suite d'une crue, le Rhône du Bras de Fer change de cours et emprunte, plus à l'Est, le canal des Launes dans la région de Port St Louis (Figure 30f). Il prend le tracé qu'on lui connaît actuellement (le Grand Rhône). Le colmatage progressif du Vieux Rhône entraîne son abandon en 1725. De l'ancien Bras de Fer ne

subsiste que le bras mort du Vieux Rhône dans la partie aval, alors que l'amont est entièrement canalisé (canal du Japon).

On soulignera que la partie la plus méridionale du delta, qui correspond à la zone littorale étudiée ici, constitue un mince "radeau" de sédiments d'origine fluviale en position avancée au-dessus de plusieurs dizaines de mètres de sédiments marins. (figure 31). L'édifice deltaïque émergé apparaît ici particulièrement fragile.

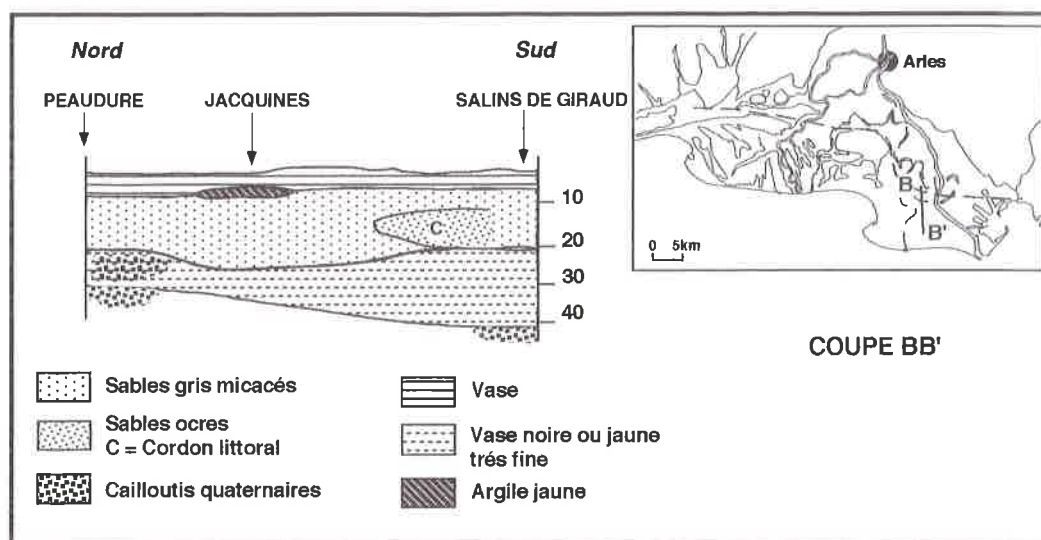


Figure 31. Stratigraphie du remblayage holocène dans la partie orientale du delta (d'après ALOISI et DUBOUL-RAZAVET, 1974)

2-3 Evolution de l'embouchure du Grand Rhône actuel depuis le XVIIIème siècle

A partir du XVIIIème et surtout de la fin XIXème siècle, le cours du Grand Rhône est partiellement endigué. Ces aménagements affectent également l'embouchure, où ils conditionnent l'hydrographie et la répartition des stocks sédimentaire. La morphologie actuelle du linéaire côtier de part et d'autre de l'embouchure est acquise au cours du XXème siècle.

2-3-1 Le débouché du Rhône entre le XVIIIème et le XIXème

Au début du XIXème siècle, l'embouchure du Rhône possède trois exutoires naturels que l'on appelle *grau* : le Grau de Piémanson sur sa rive droite, le Grau de Roustan au centre et le Grau de Pégoulie sur sa rive gauche. La construction deltaïque progresse vers le Sud-Est construisant simultanément de nouveaux îlots sableux proches de l'embouchure (figure 32a). Ces atterrissements compliquaient la navigation maritime en rendant difficile et dangereuse l'entrée au fleuve. C'est pourquoi, entre 1852 et 1856, l'ingénieur Surell fit barrer tous les graus à l'exception de celui de Pégoulie qu'il endigua (figure 32b). Il espérait ainsi supprimer par chasse hydraulique les barres sableuses d'embouchure. Les effets escomptés ne furent jamais atteints ; à l'inverse, la concentration du débit solide en un seul grau provoqua une accélération de

la progradation deltaïque dans ce secteur (70m/an). Elle se traduit par l'allongement du they d'Eugène vers l'Est et par l'édification de quatre îlots sableux : les "they" de Pégoulier, d'Annibal, de la Balancelle et de la Gracieuse. Devant l'échec du projet, le canal de Saint Louis fut percé en 1860, sauvant ainsi le commerce fluvial de l'asphyxie (figure 32c). L'accès navigable au Rhône se faisait dorénavant par le golfe de Fos.

La persistance du flux rhodanien vers l'Est entraîna une sédimentation importante dans le golfe de Fos menaçant les accès de Port-de-Bouc et du canal de St. Louis. La réouverture du grau de Roustan fût décidée en 1895, afin de déjeter les apports rhodaniens vers le Sud. Depuis lors, ce grau constitue l'embouchure principale du Rhône après le colmatage rapide des graus de Piémanson et Pégoulier (figure 32d).

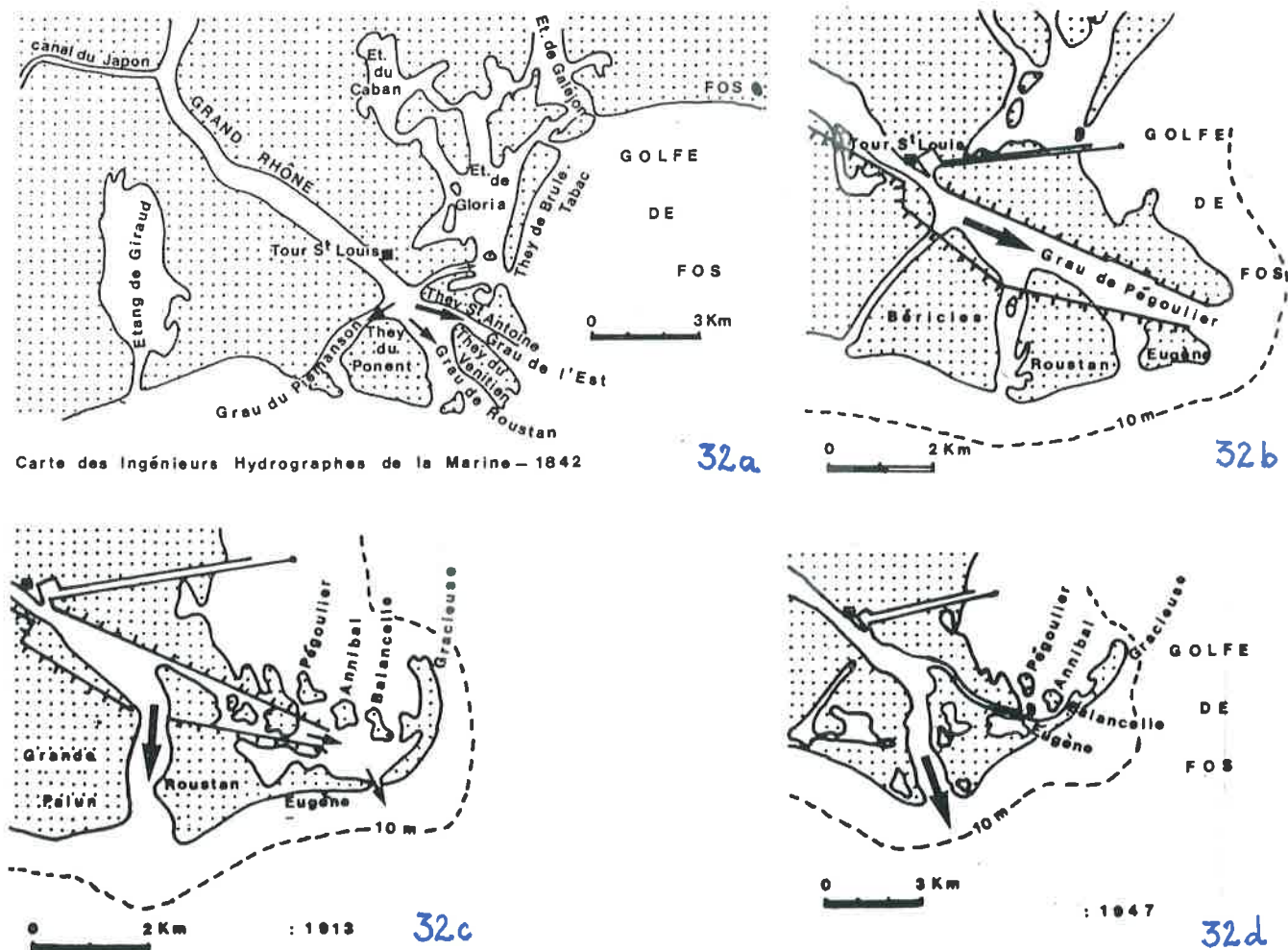


Figure 32. Evolution de l'embouchure du Grand Rhône entre la fin du XVIIIème et le XXème siècle (d'après VERNIER, 1972)

2-3-2 L'évolution au XXème siècle

La remise en activité du grau de Roustan est marquée par deux phénomènes :
 - la destruction constante des parties frontales de l'ancien lobe deltaïque édifié dans l'axe du grau de Pégoulier (figure 33). Ce matériel repris par les courants de dérive littorale contribue à l'édification de la flèche de la Gracieuse dont l'allongement rapide

atteint 25m/an entre le début du siècle et les années 60 (VERNIER, 1976 ; BLANC, 1977).

- une avancée rapide du lobe deltaïque de 30m à 35m/an jusqu'au début des années 20-40. Depuis cette période, le trait de côte est stabilisé, les secteurs progradants sont limités à l'embouchure et aux extrémités des deux flèches de Beauduc et de la Gracieuse. A l'embouchure, le they de la Palissade émerge progressivement ; entre 1940 et aujourd'hui il s'est allongé d'environ 700m (13m/an). Sur l'autre rive, le they de Roustan montre une évolution saccadée marquée vraisemblablement par les variations du régime rhodanien.

L'évolution morphosédimentaire récente de ce secteur fera l'objet d'une attention particulière, elle pose la question des apports fluviaux et de leur redistribution à la côte.

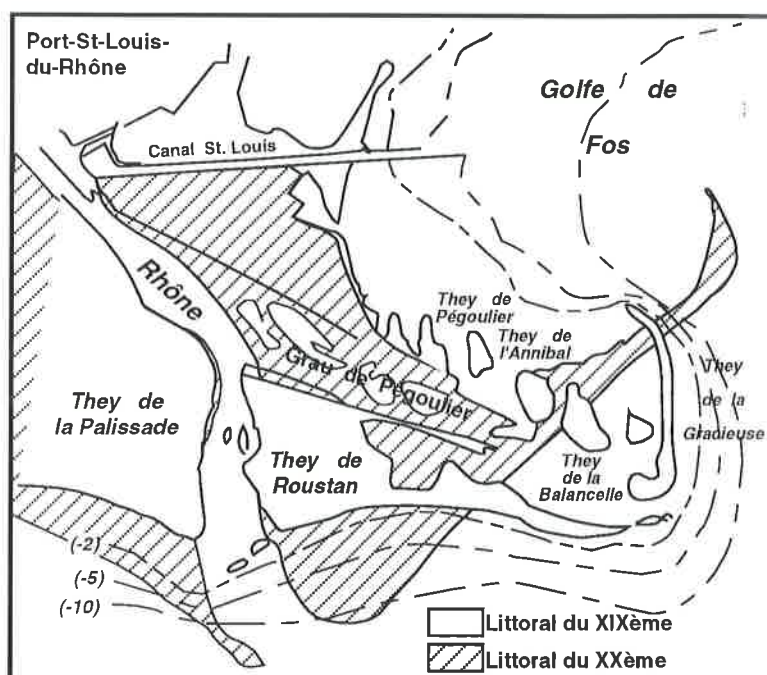


Figure 33. Littoral du XIXème et XXème à l'embouchure du Grand Rhône

Conclusion

La construction holocène du delta du Rhône témoigne d'une histoire morphosédimentaire complexe évoluant sous l'influence des dynamiques fluviales et marines. A partir du XIXème siècle, les aménagements hydrauliques jouent un rôle prépondérant dans le façonnement du delta. Dans notre secteur, nous retiendrons l'existence d'une morphologie héritée du dernier siècle ; elle représente un stock sédimentaire non négligeable dont il nous faudra analyser l'importance et le rôle qu'il joue dans la dynamique naturelle. D'Ouest en Est, le littoral actuel recoupe en effet :

- les dépôts du Rhône du Bras de Fer, inactifs depuis 1711, donc soumis à l'érosion depuis 280 ans environ. Leur granulométrie est caractérisée par des sables grossiers mais leur épaisseur n'est pas connue (quelques mètres dans le champ d'inondation et les levées de berges, (DAVID, 1996). La sédimentation fluviale dans ce secteur n'a duré que 130 ans et la progradation très rapide n'a pas permis une puissante accrétion verticale. Le recul du littoral l'a amené aujourd'hui en amont de l'apex du cône. Il

recoupe donc un paléochenal colmaté de vases, qui constitue un point faible dans la défense naturelle de la côte, et, de part et d'autre, des levées de berges sableuses puis le champ d'inondation du fleuve.

- cinq kilomètres à l'Ouest de l'embouchure, le prodelta fossile de Piémanson, de taille très réduite, ne s'étend guère au-delà de 10m de profondeur (BLANC, 1977). Cette topographie joue un rôle mineur dans les processus morphosédimentaires côtiers. Mais le grau de Piémanson, qui correspond à l'ancien exutoire, est encore actif. En période de crue, il sert de vidange aux hautes eaux du Rhône, entraînant l'inondation temporaire de la plage émergée. La déviation du flot rhodanien se fait à partir d'une connexion artificielle au chenal principal du Grand Rhône, située dans le domaine de la Palissade.

- à l'Est de l'embouchure, le littoral s'appuie sur le promontoire prodeltaïque fossile de Pégoulie élaboré entre 1711 et 1895 (180 ans). Son abandon à la fin du XIX^{ème} a entraîné un recul important du rivage, mais la côte actuelle recoupe encore le matériel du cône. On notera cependant au droit de l'ancienne embouchure (Grau de Pégoulie), la réduction d'épaisseur du cordon dunaire.

L'évacuation du flux rhodanien à la mer est aujourd'hui concentré dans un seul exutoire : le Grau de Roustan. L'estimation des apports actuels sera analysée ultérieurement.

3 - LA QUESTION DES DEFORMATIONS DU SOL

Dans un contexte de montée eustatique, la question des mouvements du sol est essentielle pour évaluer la capacité "d'autodéfense" du littoral. Ce thème a été largement illustré sur la plupart des deltas méditerranéens, que les mouvements du sol soient naturels, comme dans le delta du Nil (STANLEY, 1990) ou aggravés par les interventions humaines comme dans le delta du Pô (BONDESAN *et al.*, 1995). Les mouvements négatifs amplifient la montée relative du plan d'eau accélérant l'immersion de la plaine deltaïque.

Dans le delta du Rhône, elle est estimée à partir des différents outils : d'une part, les données géologiques et archéologiques pour l'évolution à l'échelle pluri-millénaire ; d'autre part, les données instrumentales marégraphiques depuis un siècle.

3-1 La donnée géologique

On rappellera en préambule que la déformation globale de la basse vallée du Rhône depuis le Pliocène n'excède pas 200m d'amplitude, ce qui reste très modeste pour une zone deltaïque. En effet, le rivage pliocène est situé entre +80 et +100m à l'amont du delta alors qu'à l'aval, le sommet de l'Astien est rencontré par les carottages profonds à environ -100m (CLAUZON *et al.*, 1990). La faible épaisseur des dépôts quaternaires (70 à 80m) confirme la relative stabilité du secteur.

3-1-1 Les déformations dans la plaine deltaïque depuis le Pléistocène final

Dans la plaine deltaïque, la mesure des déformations repose sur la géométrie du substrat pléistocène et du prisme sédimentaire holocène, sur l'altimétrie des cordons littoraux et des levées alluviales. Le substrat pléistocène caillouteux plonge vers le Sud

et le Sud-Ouest avec une pente moyenne de 1%. Cette pente liée au système de bas niveau, ne présente pas à l'échelle globale du delta de déformations notables, à l'exception de la zone orientale dans l'actuel golfe de Fos.

KRUIT (1955) souligne cependant l'épaississement des dépôts holocènes sur l'actuelle marge littorale (figure 34) qu'il attribue à un mouvement de flexure littorale. Cette déformation est confirmée par le plongement vers le Sud des levées du Rhône d'Ulmet et de St. Ferréol au Sud de l'actuel Vaccarès (RAPPORT CAMARGUE, 1970). Son amplitude pourrait atteindre 0,7mm/an (PROVANSAL *et al.*, 1996). Elle est confirmée par l'enfouissement croissant des sites archéologiques du Nord au Sud de l'étang de Vaccarès. Cependant, la présence d'épaves, du XVIIème au XXème siècle, à la surface des lagunes et des cordons littoraux, entre les Saintes-Maries-de-la-Mer et la flèche de la Gracieuse (LONG *in* S.R.A., 1996), tendrait à minimiser ces mouvements et incite à une certaine prudence dans leur évaluation.

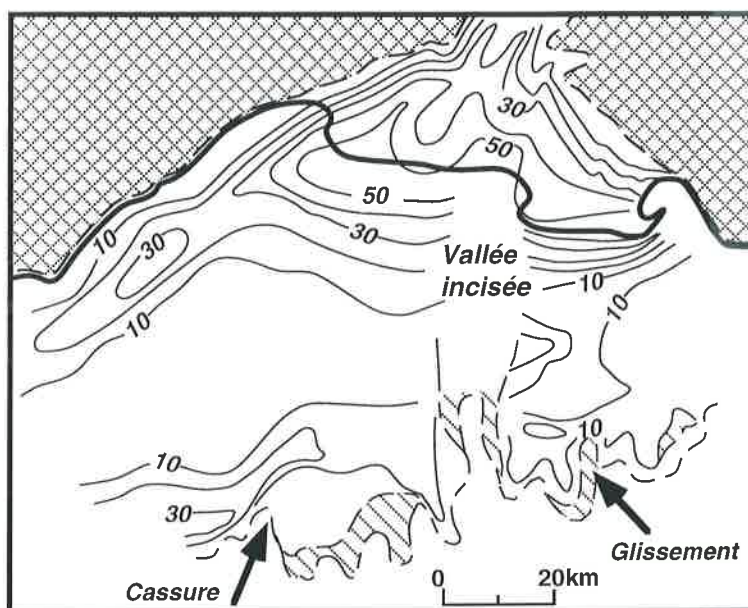


Figure 34. Isopaques des dépôts transgressifs holocènes (d'après KRUIT, 1955)

Cette déformation Nord-Sud se combine avec une déformation transverse qui affaisse la partie orientale de la plaine. L'HOMER *et al.*, (1981) et KRUIT (1955) ont montré le plongement vers l'Est du cordon littoral de la Sylve Godesque, vieux d'environ 6.000 ans : émergé à l'Ouest du Petit Rhône, il se situe à -2m à l'Est du Grand Rhône. Cette géométrie impliquerait un mouvement ascendant du sol à l'Ouest et un basculement vers l'Est. Nous devons rester prudents dans l'utilisation des datations anciennes et des données paléobathymétriques imprécises. Mais les travaux plus récents (VELLA *et al.*, *sous presse*) confirment l'existence de mouvements subsidents dans le golfe de Fos, évalués entre 0,6 et 3mm/an, et, associés au jeu de l'accident décrochant de Salon-Cavaillon. Les relevés microtopographiques confirment l'activité encore actuelle de cette faille (TERRIER et GIRAUD, 1988).

3-1-2 Les déformations sur la plate-forme continentale

Les sondages sismiques associés aux carottages (ALOISI et MONACO, 1980 ; GOT *et al.*, 1985 ; GENSOUS *et al.*, 1993 ; TESSON et ALLEN, 1995) ont montré l'intervention du contrôle tectonique sur la géométrie des unités sédimentaires et la position du trait de côte. Lors des épisodes de montée rapide d'origine glacio-eustatique du niveau marin au cours du Pléistocène final, des réajustements subsidents ont affecté de façon cyclique la marge littorale, avec des valeurs croissantes vers le large. Ils pourraient être associés à la surcharge sédimentaire et/ou hydrostatique ou à des causes tectoniques. Au cours de l'Holocène ce phénomène est associé en outre à un basculement transverse, lié au jeu d'une faille normale d'axe N-S (figure 35), qui bascule vers l'Ouest la partie orientale du delta (TESSON et ALLEN, 1995).

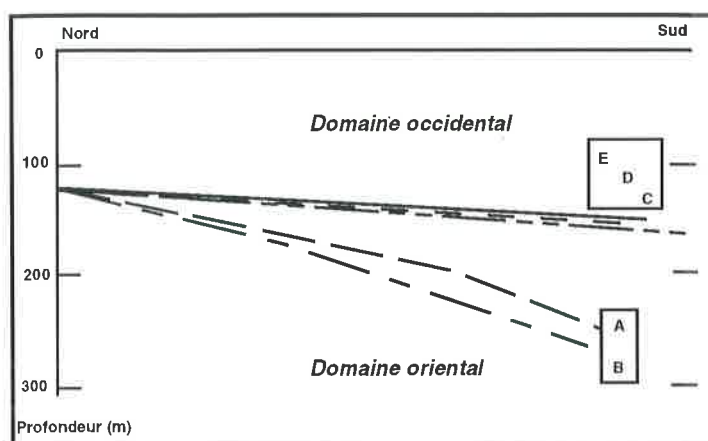


Figure 35. Déformation de la plate-forme continentale d'Ouest en Est (d'après TESSON et ALLEN, 1995)

La chronologie de ces déformations n'est pas établie mais leur amplitude est certainement faible puisqu'elles n'induisent pas de décalages importants avec les littoraux submergés holocènes du golfe de Marseille et du Roussillon (ALOISI, 1993). Mais la faible précision paléobathymétrique du matériel remonté par carottage et la rareté des datations obligent à la prudence.

En conclusion, on met en évidence deux types de déformations dans le delta du Rhône :

- la zone littorale étudiée correspond sur environ 1km de large à une flexuration vers le Sud, qui explique le maintien du trait de côte sur une position presque fixe depuis 5.000 ans,
- d'Ouest en Est, on passe de secteurs stables (voir légèrement ascendants) à des zones beaucoup plus instables (subsidentes), la limite entre ces deux cas de figure se trouvant à quelques kilomètres à l'Ouest de l'actuel axe rhodanien.

Des mouvements négatifs affectent essentiellement la partie Est du delta et expliquent certainement le déplacement du Rhône au cours du temps. L'hétérogénéité de ces déformations pose le problème d'une menace inégalement répartie dont il nous faudra discuter.

3-2 Les données instrumentales

Depuis 1905, des mesures du niveau de la mer sont effectuées dans le delta du Rhône par la CSMSE à partir d'un marégraphe à flotteur installé dans le secteur situé à l'Ouest de l'embouchure : le port du Grau de la Dent (figure 36). Les hauteurs mesurées réfèrent à une échelle métrique implantée *in situ* dont le niveau zéro propre au site (cote au Vieux Rhône), est situé à -40cm N.G.F Le marégraphe est périodiquement ré-étalonné par rapport à cette côte. La hauteur du niveau de la mer est relevée quotidiennement à 7h AM depuis 1905. Ces données ont été utilisées pour l'analyse de la variabilité interannuelle du niveau marin. Depuis 1974, les hauteurs maximales et minimales journalières sont également enregistrées ; elles nous renseignent sur l'impact des phénomènes atmosphériques et feront l'objet d'un traitement dont nous discuterons dans la deuxième partie. La perte d'un document d'archives induit un hiatus de 11 années sur l'ensemble de la série (de 1963 à 1973).

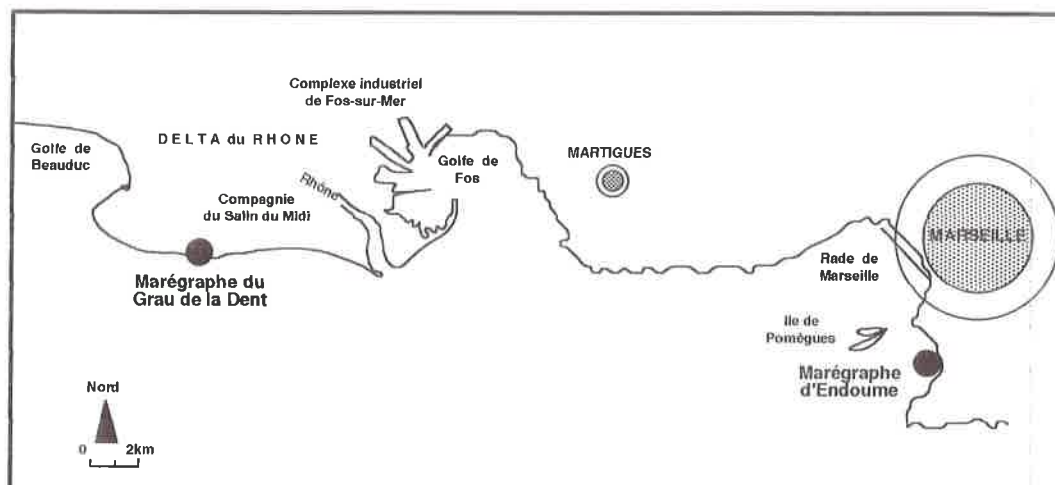


Figure 36. Localisation des marégraphes du Grau de la Dent (delta du Rhône) et d'Endoume (Marseille)

3-2-1 Méthode de traitement

La tendance séculaire de la variation eustatique est calculée par simple régression linéaire. Les 11 années manquantes n'étant pas prises en compte dans l'analyse, nous avons tenté de combler cette lacune par extrapolation des données obtenues par le marégraphe d'Endoume (Marseille).

Ces dernières couvrent une période plus étendue, les premiers enregistrements datant de 1885. A Marseille, la mesure utilise un système planimétrique calé sur le niveau instantané de la mer défini comme ligne de référence. Une valeur hebdomadaire est calculée à partir des enregistrements journaliers. Ces données ont par ailleurs, été analysées par différents auteurs (PIRAZZOLI, 1986 ; BLANC et FAURE, 1990). La mauvaise corrélation entre les deux séries (Endoume et le Grau de la Dent) pour la période 1974-1994 (r^2 : 27%), nous a incité à la prudence. Les résultats obtenus montrent l'existence d'oscillations cycliques se surimposant à la tendance générale (ces données seront étudiées dans la deuxième partie). Pour la période

récente, ces oscillations opposent les deux stations et expliquent la mauvaise corrélation entre les deux séries, ne permettant donc aucune extrapolation (figure 37).

Le calcul de la régression linéaire effectué sur les données du marégraphe du Grau de la Dent a donc été réalisé en ne tenant pas compte du hiatus (1963-1973).

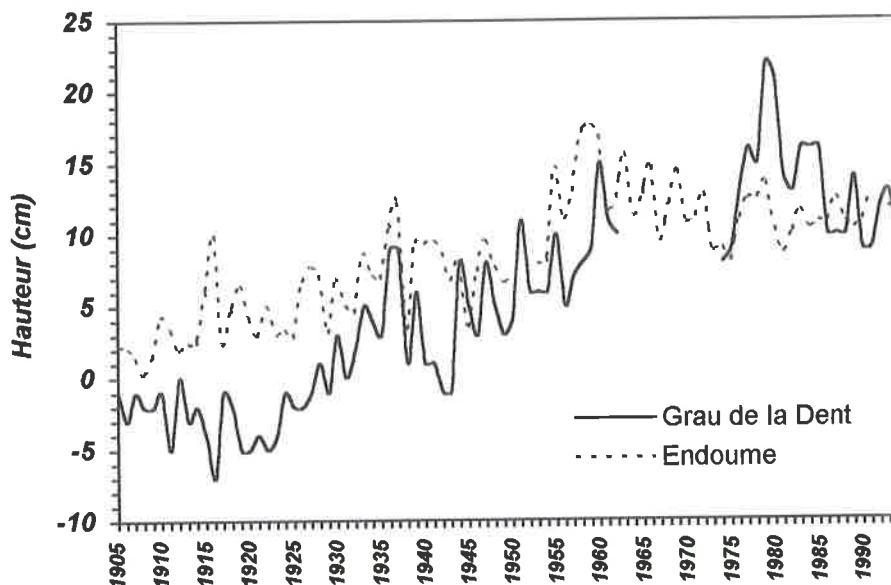


Figure 37. Données marégraphiques séculaires enregistrées dans le delta du Rhône et à Marseille

3-2-2 Les résultats

Malgré une forte variabilité interannuelle, le niveau marégraphique du Grau de la Dent montre depuis un siècle une tendance à la hausse (figure 38). La droite de régression est caractérisée par un seuil de significativité satisfaisant (r^2 : 75%) traduisant une bonne représentativité de la tendance séculaire. De 1905 à 1994, l'élévation du niveau de la mer atteint 190 mm, soit en moyenne +2,1 mm par an.

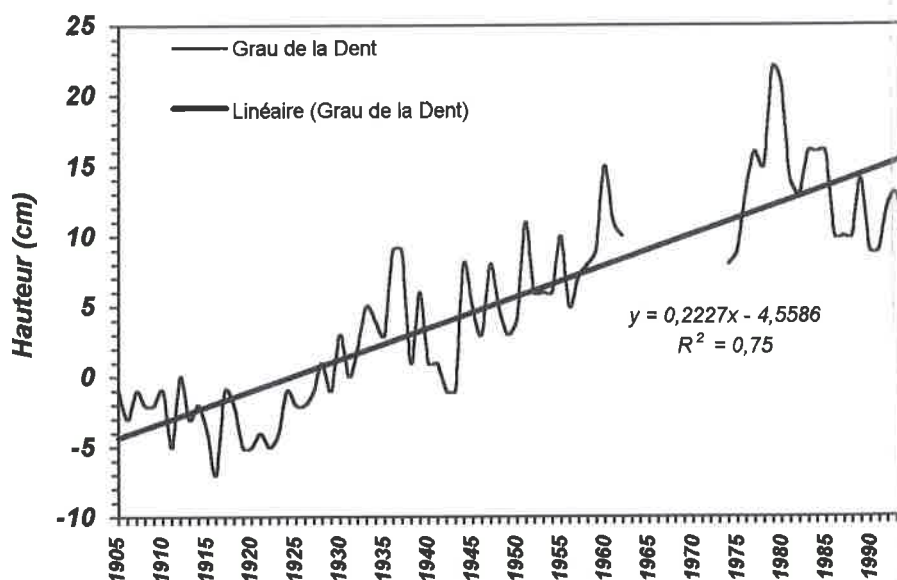


Figure 38. Régression linéaire calculée sur la courbe de la montée relative du niveau marin dans le delta du Rhône

Ces résultats ont été comparés aux données obtenues sur des sites réputés stables à l'échelle séculaire : les stations marégraphiques d'Endoume (Marseille), d'Alicante et de Gênes (PIRAZZOLI, 1986 ; EMERY *et al.*, 1988 ; BLANC et FAURE, 1990 ; MORHANGE, 1994). La comparaison montre que la variation séculaire du niveau marin est deux fois plus rapide au Grau de la Dent que sur ces sites (figure 39). L'écart entre les stations est d'environ 1mm/an. Le recalage régulier de l'enregistreur du Grau de la Dent sur un repère fixe N.G.F. permet d'écarter d'emblée l'hypothèse de tassements locaux sur le site même du marégraphe. La déformation relève donc de tassements à grande échelle des corps sédimentaires ou de mouvements subsidents affectant la marge littorale deltaïque (SUANEZ et PROVANSAL, *sous presse a* ; SUANEZ *et al.*, *soumis*).

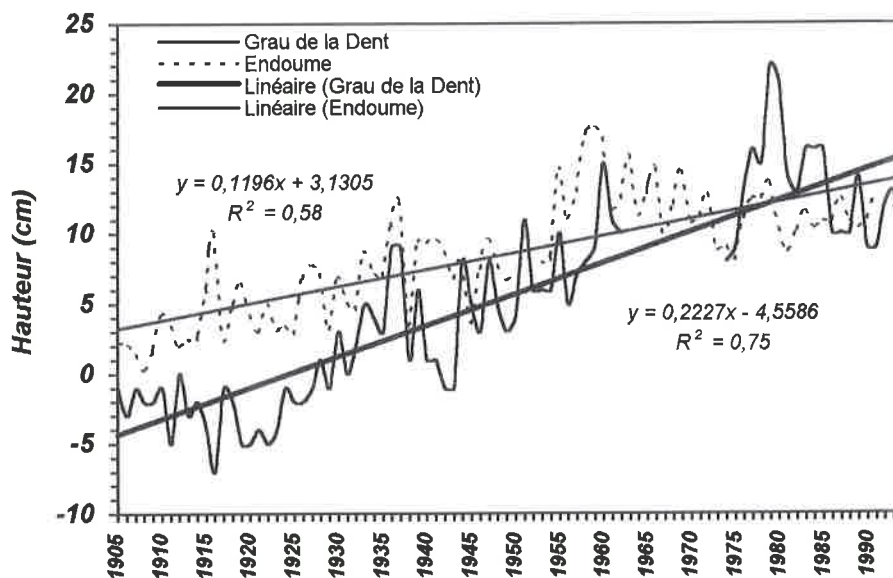


Figure 39. Comparaison entre les courbes de la montée relative du niveau marin de Marseille et du delta du Rhône

En conclusion, la tendance séculaire enregistrée au marégraphe du Grau de la Dent, dans le delta du Rhône, montre l'intervention de mouvements négatifs du sol dans la continuité de l'histoire géologique de ce secteur. La valeur mesurée (1mm/an) est un peu supérieure aux données pluri-millénaires (0,7mm/an dans la partie centrale aval de la plaine (figure 40). Elle pourrait témoigner d'une modeste accélération liée à la surcharge sédimentaire sur la marge littorale, due à l'élimination des inondations de la plaine deltaïque avec l'endiguement du Rhône. Cette valeur reste toutefois inférieure à celles des autres grands deltas méditerranéens, affectés par une gestion imprudente des sols ou du bassin versant : 7,3mm/an dans le delta du Pô (BONDESAN *et al.*, 1995), 4,8mm/an dans celui du Nil (STANLEY, 1990). Une telle différence souligne la relative stabilité structurale et la faible pression anthropique dans le delta du Rhône.

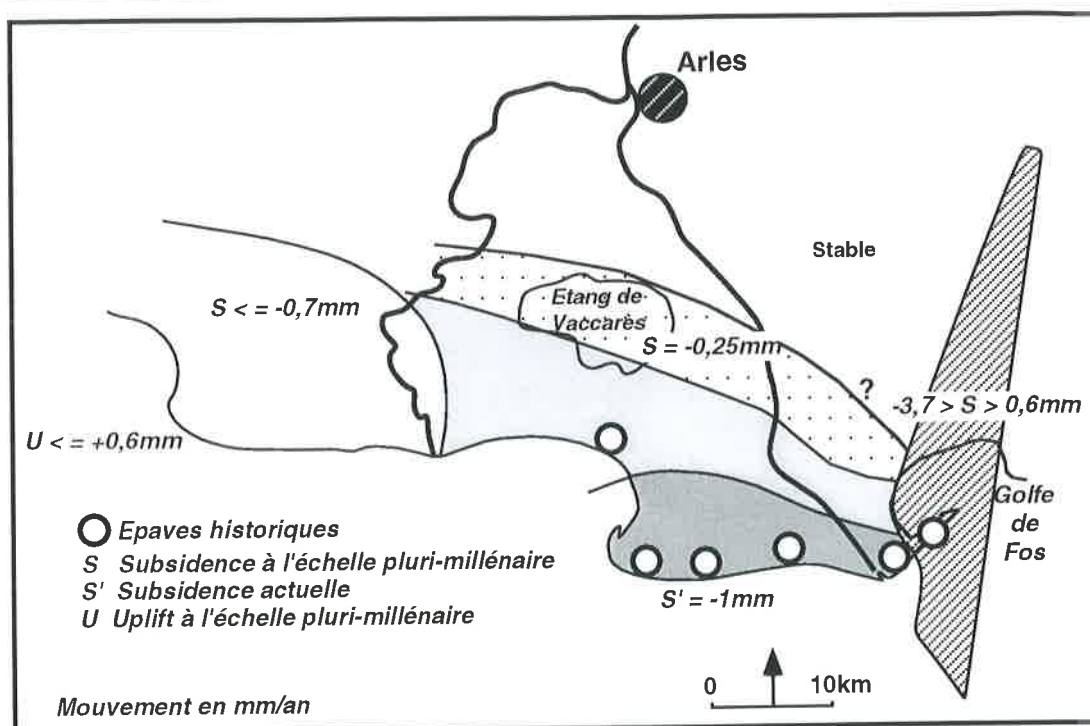


Figure 40. Synthèse des données sur les mouvements du sol dans le delta du Rhône (d'après PROVANSAL et al., 1996)

Conclusion

Le delta du Rhône enregistre un ensemble de mouvements complexes d'ampleur et de direction variables suivant les secteurs. Une flexuration située au niveau de la frange littorale actuelle est responsable du basculement vers le Sud des séries pléistocènes. Ce mouvement subsident de faible amplitude est encore actif durant l'Holocène ; il conditionne le maintien du trait de côte sur une position presque fixe depuis 5.000 ans. Des déformations transversales différenciées sont également mises en évidence à partir des données géologiques et archéologiques. Des mouvements subsidents affectant la zone orientale du delta expliquent le glissement progressif du bras du Rhône vers l'Est, alors qu'une composante inverse est mise en évidence à l'Ouest (région des Saintes-Maries-de-la-Mer). La montée relative séculaire du niveau marin montre l'intervention de mouvements négatifs du sol (1mm/an) qui confirment la tendance à long terme et l'existence d'une flexuration localisée au niveau de la frange deltaïque actuelle.

Depuis plusieurs années, l'ensemble des études prospectives réalisées sur la remontée du niveau marin prévoient une accélération du phénomène dans les prochaines décennies. Dans ce contexte, les différents scénarios proposés par le groupe de travail IPCC (*Intergovernmental Panel of Climate Change*) montrent un réajustement constant des résultats obtenus. Les prédictions émises au début des années 80 prévoyaient une remontée du niveau marin comprise entre 56cm et 345cm pour l'an 2100 (HOFFMAN et al., 1983). Les données obtenues en 1990 montraient une révision à la baisse comprise entre 31cm et 110cm pour la même période (IPCC, 1990). Elles sont révisées en 1992. Les auteurs donnent des chiffres compris entre 15cm et 90cm avec une valeur moyenne de 48cm (WIGLEY et RAPER, 1992). Les

données les plus récentes proposent pour le prochain siècle une élévation du niveau de la mer de 15cm à 66cm, avec une valeur moyenne de 48cm (GORNITZ, 1995). En tenant compte de la mobilité récente du sol mesurée dans le delta du Rhône (1mm/an), la montée relative du niveau marin dans ce secteur pourrait atteindre d'ici l'an 2100 une valeur moyenne de 58cm. Les risques encourus par le littoral seraient dramatiques, principalement pour la zone de la CSMSE où les points les plus hauts se situent entre +10 et +30cm NGF.

4 - CONCLUSION

L'hétérogénéité morphologique soulignée dans le premier chapitre est confirmée par le contexte sédimentaire et géodynamique. Elle souligne la nécessité d'un bilan distinct par zones.

Les stocks sédimentaires disponibles sur le littoral sont constitués :

- des *apports fluviaux hérités*, eux-mêmes hétérogènes. On distinguera (i) *les corps sableux* formés des dépôts de levées de berges recoupées ponctuellement par l'actuel littoral et les cônes prodeltaïques immergés. Ces sables constituent un volume sédimentaire non négligeable susceptible d'alimenter le littoral. Les cônes prodeltaïques conditionnent la réfraction de la houle et, par là même, la répartition longitudinale de l'énergie des vagues. Ils sont, en outre, particulièrement propices à la convergence des orthogonales de houle. Mais ces corps sédimentaires d'âge et de granulométrie différents sont généralement caractérisés par une épaisseur faible et variable. Se pose alors la question de leur épuisement. L'étude granulométrique du matériel qui les constitue doit permettre d'identifier leur participation respective à l'alimentation actuelle du littoral. (ii) *les corps vaseux*, dans l'axe des chenaux (dépôts de colmatage) et, au droit des champs d'inondation, correspondent aujourd'hui aux zones des marais et des étangs. Ce matériel, non mobilisable, intéresse très peu la sédimentation littorale. A l'inverse, ces secteurs constituent des zones potentielles de fragilité : dans l'axe des paléo-chenaux, le cordon dunaire tend à disparaître.

- des *anciens cordons littoraux remaniés*. Localisés de part et d'autre de l'embouchure, ces anciens cordons organisés en systèmes de barres d'embouchure témoignent des différentes phases de progradation deltaïque (GUY, 1973). Ils se trouvent derrière le cordon dunaire actuel et portent une couverture végétale dont la nature et le taux de couverture varient suivant les secteurs. Ces stocks sédimentaires potentiellement mobilisables par le vent sont susceptibles d'alimenter le littoral ; il nous faudra faire le bilan de leur rôle dans la morphogenèse éolienne actuelle.

Le contexte géodynamique présente de grandes disparités géographiques. Le littoral situé à l'Est du delta, en opposition à celui des Saintes-Maries-de-la-Mer situé à l'Ouest, enregistre des mouvements subsidents qui s'inscrivent dans une tendance à long terme. Cette mobilité transversale se combine avec une flexure localisée sur la frange littorale. Dans notre secteur d'étude, l'amplitude de ces mouvements est mal connue mais reste très certainement faible, de l'ordre de 1mm/an. Les données acquises à l'échelle séculaire s'inscrivent dans cette tendance mais ne concernent qu'un seul point du delta. Elles restent cependant déterminantes dans l'appréciation des risques.

CONCLUSIONS

Le secteur étudié présente une morphologie originale : elle repose d'une part sur l'orientation de la côte, différente de part et d'autre de l'embouchure du Rhône. En rive droite du fleuve, le linéaire côtier de Faraman et de la plage de Piémanson s'orientent suivant une direction Est-Ouest ; à l'Est de l'embouchure, la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse sont alignées suivant un axe SW-NE. Cet élément joue un rôle essentiel sur l'impact des agents morphodynamiques (houles, courants, vents). Elle conditionne une répartition inégale de l'agressivité dont il nous faudra discuter.

Le deuxième élément concerne la grande disparité des unités morphologiques se traduisant par une répartition géographique complexe, organisée en sous-systèmes transversaux et longitudinaux. On retiendra :

- l'existence de plages larges et étroites, ces dernières étant localisées principalement sur la flèche de la Gracieuse et la partie orientale de la plage de Piémanson.
- le caractère dissipatif du secteur de l'embouchure et des golfes de Beauduc et de Fos entraînant l'amortissement important de la houle.
- des secteurs sensibles à l'érosion, ils se situent d'une part, au droit des prodeltas fossiles de Pégoulier et du Bras de Fer marqués par des phénomènes de convergence de houles, d'autre part, dans les endroits à caractère réfléchissant où la pente du profil sous-marin devient plus forte (plage Napoléon, pointes de la Gracieuse et de Beauduc).
- un cordon dunaire dont "la bonne santé" dépend de l'état de la couverture végétale elle-même conditionnée par l'importance de la fréquentation touristique ; les dunes de la plage de Piémanson, sont, à cet égard, bien dégradées.

Les choix d'aménagement du littoral diffèrent également d'un secteur à un autre. A l'Est de l'embouchure du Rhône (flèche de la Gracieuse) et sur la plage de Piémanson, on a opté pour des méthodes "douces" (ganivelles). En rive droite du Rhône, on a eu recours aux méthodes "lourdes" (enrochements) afin de défendre le littoral de Faraman. Ces politiques ont été motivées par l'importance du phénomène érosif face aux enjeux économiques ; elles s'inscrivent également dans des périodes différentes marquées par une évolution des mentalités et des techniques. L'efficacité de ces aménagements diffère d'un secteur à un autre : si l'érosion a été, en majeure partie stoppée sur le littoral de Faraman, la situation n'en reste pas moins préoccupante. En revanche, la réhabilitation de la flèche de la Gracieuse montre des résultats plus satisfaisants.

Le contexte morphosédimentaire du secteur étudié est marqué par deux étapes :

- il correspond dans un premier temps à la construction d'un delta digité vers le Sud lié au fonctionnement du Bras de Fer (Vieux Rhône) entre le XVIème et XVIIIème siècle. Cette construction lobée s'explique par la progradation rapide et importante de l'appareil qui s'inscrit dans le contexte particulier du Petit Age Glaciaire ; ce dernier est caractérisé par une augmentation des crues du Rhône et une anthropisation généralisée du bassin versant. Des écoulements à forte compétence génèrent alors un détritisme important en volume et caractérisé par une grossièreté sédimentaire qui différencie les dépôts de cette époque de ceux de la période actuelle.

- en 1711, la défluviation du fleuve déplace le cours du Rhône plus à l'Est qui prend son tracé définitif. Le lobe deltaïque du Rhône du Bras de Fer, alors abandonné, est érodé par la dynamique marine ; le matériel déplacé par les courants de dérive littorale orientés Est-Ouest, contribue à la construction de la flèche de Beauduc. A partir du XVIIIème et surtout de la fin du XIXème siècle, l'aménagement du nouvel exutoire conditionne l'évolution morphosédimentaire et structure le paysage côtier du secteur situé à l'Est de l'embouchure actuelle (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse) : l'exutoire est artificiellement déplacé d'une position initiale (Grau de Pégoulie) à sa position actuelle (Grau de Roustan).

Cette histoire a laissé des héritages qui se traduisent par la présence de stocks sédimentaires constitués par les prodeltas fossiles du Bras de Fer (ou du Vieux Rhône) à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (littoral de Faraman), et celui de Pégoulie à l'Est, sur le littoral de la flèche de la Gracieuse. Ces corps sédimentaires d'âges et de granulométries différents conditionnent la bathymétrie générale du secteur étudié, caractérisée par une déformation localisée des isobathes vers le Sud nettement visible jusqu'à des fonds de -20m. Cette dernière joue un rôle important dans la dynamique marine.

Par ailleurs, la construction deltaïque s'inscrit dans un contexte géodynamique marqué par des déformations latérales et transversales du prisme sédimentaire :

- des mouvements subsidents de faible importance orientés Nord-Sud affectent l'ensemble du secteur au Sud du Vaccarès ; ils sont liés à une flexure localisée sur la frange littorale. Aujourd'hui encore actifs, ils représentent environ 1mm/an.
- d'autre part, un basculement Est-Ouest vraisemblablement d'origine tectonique, entraîne l'affaissement du secteur oriental du delta (golfe de Fos).

Le contexte géodynamique est un facteur déterminant dans l'appréciation des risques ; ces mouvements négatifs du sol amplifient le phénomène de montée eustatique. Suivant les projections émises sur la remontée du niveau de la mer pour le prochain siècle, la majeure partie du littoral étudié se trouverait sous le niveau des eaux. Les apports sédimentaires constituent un excellent moyen naturel de défense contre les risques de submersion ; il s'agira donc d'évaluer leur importance en fonction des différents paramètres :

- la réduction des apports fluviaux depuis les aménagements du fleuve,
- la redistribution inégale du matériel à la côte en fonction de la dynamique littorale,
- l'importance des stocks sédimentaires fossiles suivant les secteurs.

Les travaux antérieurs insistent sur la fragilité du littoral situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône. A l'inverse, le secteur situé à l'Est semble moins menacé. Ce travail devra confirmer ou infirmer l'ensemble de ces observations tout en proposant un bilan sédimentaire global à l'échelle pluri-décennale, pluri-annuelle (saisonnière), et épisodique (événements exceptionnels), lui même largement dépendant de la variation des agents morphodynamiques (houles, courants, vents, apports fluviaux).

PARTIE 2

LES ACTEURS DE LA MORPHOGENESE

INTRODUCTION

La morphogénèse littorale du delta du Rhône s'articule autour de deux "acteurs" dont la quantification et les relations réciproques, décalées entre elles dans le temps et l'espace, étaient encore mal connues ou comportaient d'importantes lacunes d'information.

Le premier élément concerne les *apports solides* rhodaniens. Ils sont formés d'une charge en suspension (MES) et d'une charge de fond sableuse dont il nous faudra estimer l'importance ; cette dernière constitue une source essentielle dans l'alimentation des plages. La quantification de ces apports soulève le problème de l'impact des aménagements fluviaux ; il sera donc nécessaire de réfléchir en terme de bilan tendanciel à long terme.

Nous analyserons l'importance de cette alimentation dans l'évolution du littoral à long terme, mais également les temps de réponse de la côte aux impulsions rapides et brutales des crues. Il faudra donc intégrer dans notre étude le rôle des apports épisodiques brutaux.

Enfin, l'analyse portera aussi sur la granulométrie du matériel apporté au littoral.

Les apports fluviaux sont déposés sur la barre d'embouchure et le prodelta. Une partie du matériel est définitivement perdue à l'aval au-delà de l'action des houles ; l'autre partie est redistribuée à la côte par la *dynamique marine*. Les modalités de ces transferts dépendent de la nature et de l'action des *courants*, eux-mêmes directement liés aux *houles* et aux *vents* dont il nous faudra analyser le fonctionnement tendanciel et la variabilité pluri-décennale à pluri-annuelle, ainsi que la récurrence et la vigueur des événements exceptionnels.

Les impacts de ces agents morphodynamiques dépendent des caractères morphologiques du littoral tels que l'orientation de la côte, la présence d'une topographie sous-marine, etc., et l'existence d'aménagements côtiers. Ces paramètres influent sur l'orientation et l'importance du flux d'énergie libéré par les agents : phénomènes de réfraction et de diffraction de la houle, sens de la dérive littorale (uni- ou bidirectionnel), directions des vents par rapport à la côte, etc. L'ensemble de ces paramètres conditionnent le modelé et l'évolution géomorphologique de la frange littorale.

Les acteurs de la morphogénèse seront étudiés à différentes échelles de temps afin d'estimer leur évolution à long terme (séculaire) ainsi que leur variation pluri-décennale à pluri-annuelle. Enfin, à l'échelle saisonnière, nous évaluerons l'importance des événements exceptionnels.

L'analyse portera, dans l'ordre logique, de l'amont vers l'aval, sur :

- les apports solides rhodaniens,
- les dynamiques météo-marines, parmi lesquelles seront particulièrement étudiés la dynamique éolienne, les houles, les courants et la marégraphie.

CHAPITRE 1

LES APPORTS FLUVIATILES ET LEUR REPARTITION A LA COTE

Les apports du Rhône jouent un rôle essentiel dans l'alimentation du littoral. Il importe d'en dresser un bilan avant toute décision d'aménagement. Leur estimation a fait, et continue de faire l'objet de nombreuses controverses. L'idée d'une réduction drastique de la charge solide transportée par le fleuve depuis les aménagements hydroélectriques des années 60, a souvent été avancée. Cet argument est aujourd'hui quelque peu remis en question : les travaux récents ont montré en particulier que l'on avait, au cours des dernières décennies, sous-estimé le volume de la charge en suspension (PONT, 1992, 1996 ; RODITIS et PONT, 1993 ; RODITIS, 1993 ; PONT et BOMBLED, 1995).

Les trois crues cinquantenales du Rhône de l'automne 1993, de l'hiver et de l'automne 1994 ont, en outre, mis l'accent sur la variabilité du régime du fleuve et montré la nécessité de prendre en compte "un fonctionnement par crises" au sein de tendances longues.

La quantification de la charge solide de fond reste encore un problème difficile auquel nous essaierons d'apporter une réponse. Enfin, l'expulsion du matériel hors de l'embouchure, et le tri sélectif qui précède sa distribution le long de la côte seront abordés par le biais d'analyses granulométriques. Elles permettront de différencier les apports rhodaniens de ceux des stocks fossiles des prodeltas historiques.

1 - ELEMENTS D'HYDROLOGIE DU RHONE DANS SON DELTA

Avec un cours de 1.090 km pour un bassin versant de 95.000 km², le Rhône est considéré comme le premier fleuve français et un des principaux organismes méditerranéens. A quelques kilomètres en amont d'Arles, à la hauteur de Fourques, il se divise en deux bras, le Grand Rhône et le Petit Rhône (figure 41). Le Grand Rhône coule sur une longueur de 50km pour une pente moyenne de 0,02m/km d'Arles à la mer, où il se jette par le Grau de Roustan ; le Petit Rhône coule quand à lui, sur 70km pour une pente similaire, et se jette à la mer au niveau des Saintes-Maries-de-la-Mer (Grau d'Orgon). L'hydrologie rhodanienne a fait l'objet de nombreux travaux, parmi lesquels on citera les thèses de PARDE (1925) et BETHEMONT (1971). De plus, nous avons utilisé les données enregistrées par la C.N.R. depuis 1920 pour calculer quelques paramètres descriptifs de la variabilité hydrologique .

1-1 Débits et régime du Rhône

Le débit du Rhône est abondant malgré un caractère assez irrégulier. Le débit moyen mesuré à Beaucaire est de 1.703m³/s. En Arles, il ne représente plus, pour le

Grand Rhône, que $1.500\text{m}^3/\text{s}$, soit 9/10ème du débit total. Les crues fréquentes atteignent 3.500 à $6.000\text{m}^3/\text{s}$ (annuelles à quinquennales). Les crues de 1840 et 1856 où le débit a été supérieur à $11.640\text{m}^3/\text{s}$, et aurait peut-être dépassé $14.000\text{m}^3/\text{s}$ constituent le record connu à ce jour (PARDE, 1925). Le débit à l'étiage varie entre 600 et $1.000\text{m}^3/\text{s}$.

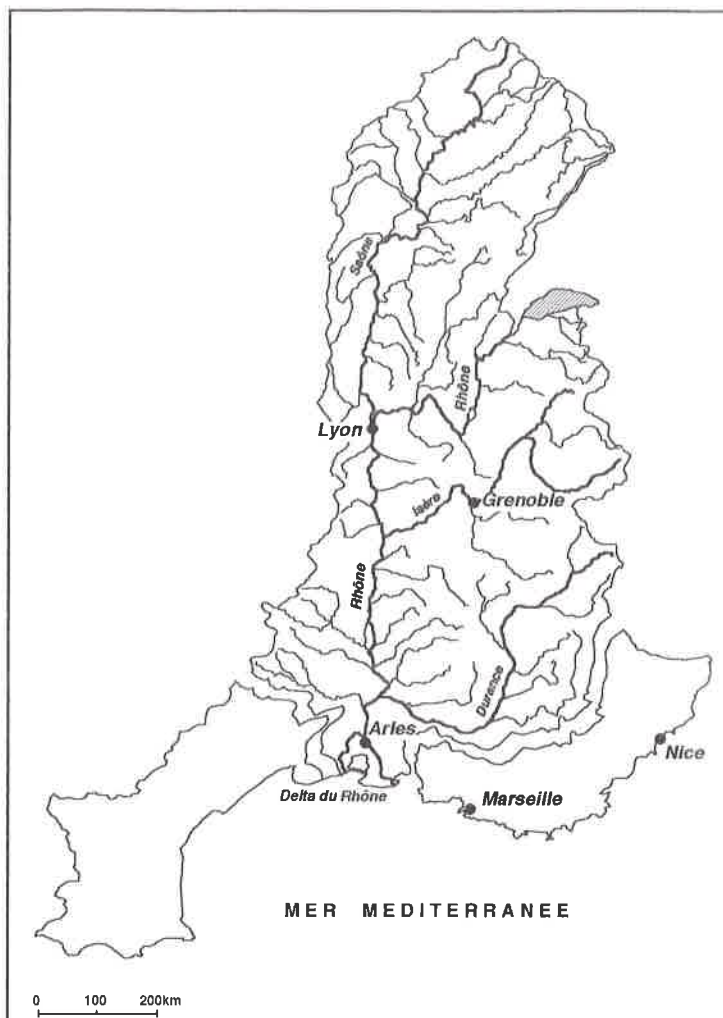


Figure 41. Le cours du Rhône de sa source à la mer

La distribution saisonnière des débits permet de caractériser le régime hydrologique rhodanien. Cette analyse s'appuie sur les enregistrements de la C.N.R. à Beaucaire. Elle prend en compte la moyenne et le maximum mensuels sur l'ensemble de la période 1920-1994 (figure 42).

Le régime rhodanien est caractérisé par une période de débits moyens importants ($>1.800\text{m}^3/\text{s}$), qui s'étend du mois de Novembre au mois de Juin. Une légère inflexion des courbes est observée durant la période hivernale, jusqu'au mois de Mai, date à laquelle le débit moyen est de nouveau en augmentation. L'été (de Juillet à Octobre), est marqué par une nette décroissance des débits (entre 1.000 et $1.500\text{m}^3/\text{s}$).

On insistera sur le comportement similaire des deux courbes montrant que la moyenne des maximums calculée pour chaque mois est très proche de la moyenne mensuelle. Cette observation confirme la grande variabilité interannuelle du fonctionnement saisonnier du Rhône.

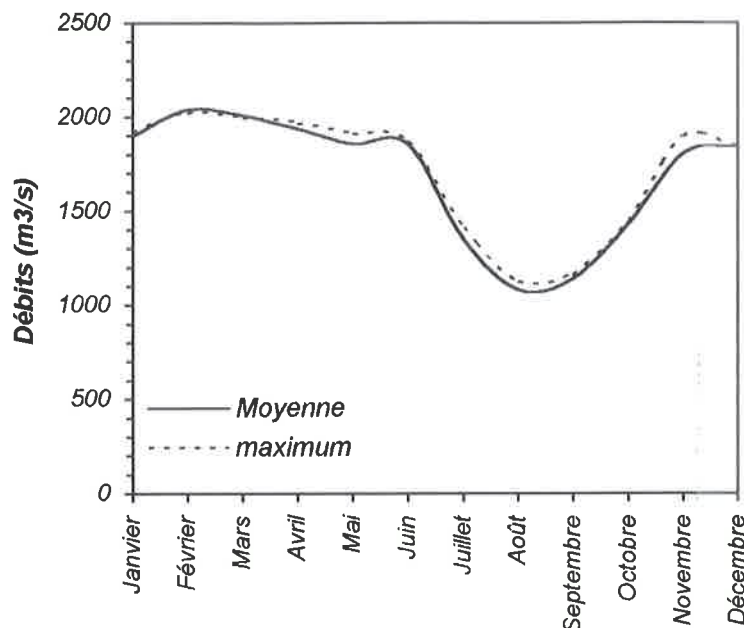


Figure 42. Variations saisonnières des débits du Rhône

Le régime hydrologique du Rhône est lié à celui de ses principaux affluents : la superposition des influences alpestres, océaniques et méditerranéennes lui confère un caractère irrégulier et complexe. Les pluies méditerranéennes d'automne se conjuguent aux précipitations cévenoles qui peuvent s'étendre jusqu'au mois de Mars. Ces conditions hydrologiques expliquent l'importance des débits hivernaux. L'alimentation nivale de printemps du Haut Rhône se combine avec la montée des eaux de l'Isère et de la Durance influencée elle aussi par la fonte des neiges. Elles sont responsables du maximum observé entre le mois d'Avril et Mai. Le creusement des étiages estivaux s'explique par la sécheresse et les températures élevées du climat méditerranéen entre Juillet et Septembre.

1-2 Les crues

Le Rhône est affecté par quatre types de crue (PARDE, 1925 ; BETHMONT, 1971) :

(i) *Les crues océaniques* provoquées par la concomitance d'une dépression passant sur la Mer du Nord et d'un anticyclone basé sur l'Espagne ou le golfe de Gascogne. Ces conditions sont caractéristiques de la période hivernale ; les précipitations résultantes affectent la partie septentrionale du bassin rhodanien : Saône, Rhône supérieur, Rhône moyen ou basse Isère.

(ii) *Les crues cévenoles* liées aux pluies d'origine méditerranéenne affectant les Cévennes et le Vivarais. Leur origine découle de la conjonction entre facteurs météorologiques (fixation d'un anticyclone sur le golfe de Gênes avec la formation d'une dépression sur l'Ouest et le Sud de la France) et orographiques (écrasement des masses nuageuses sur le rebord oriental du Massif Central).

(iii) *Les crues méditerranéennes extensives* nées des grandes perturbations d'Ouest fréquentes durant la période automnale et quelquefois en début de printemps. Les pluies qui en résultent affectent les deux rives du Rhône, mais, plus particulièrement, la rive gauche. La Durance et la Drôme en sont les deux principaux vecteurs.

(iv) *les crues générales* sont la combinaison des crues océaniques, méditerranéennes extensives et cévenoles. Elles surviennent généralement au cours des mois d'Octobre et de Novembre ou durant le mois de Mai. Elles correspondent aux crues de 1840 et 1856 décrites par PARDE (1925), et aux épisodes de l'automne 1993 (9.450m³/s), de l'hiver et de l'automne 1994 (10.572m³/s et 8.865m³/s).

1-3 Variabilité hydrologique du Rhône

Nous avons utilisé les données de la C.N.R. pour calculer quelques paramètres descriptifs de la variabilité hydrologique du Rhône depuis le début du siècle ; les enregistrements des débits du Rhône à Beaucaire depuis 1920 permettent de calculer la fréquence d'occurrence des crues par utilisation de loi statistique de *Gumbel* (figure 43).

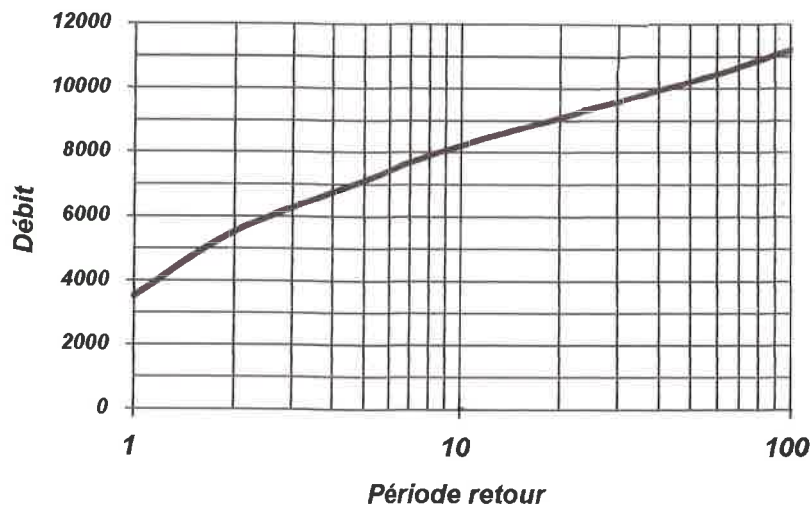


Figure 43. Périodes retour des débits maxima du Rhône

Les débits atteignant 3.500m³/s correspondent aux débits maxima dont la période retour est d'un an, ils ne sont cependant pas considérés comme des crues importantes. L'inventaire des débits supérieurs à 5.000m³/s met en évidence sept épisodes caractérisés par des crues de retour décennale à cinquantennale : 14/11/1935 : 9.240m³/s ; 2/11/1951 : 9.180m³/s ; 22/12/1958 : 7.910m³/s ; 11/11/1976 : 8.080m³/s ; 10/10/1993 : 9.450m³/s ; 8/1/1994 : 10.572m³/s ; 6/11/1994 : 8.865m³/s ; en Janvier

1994, la crue centennale a pratiquement été atteinte (figure 44). La période comprise entre 1964 et 1975 s'individualise par l'absence de débits supérieurs à 5.000m³/s.

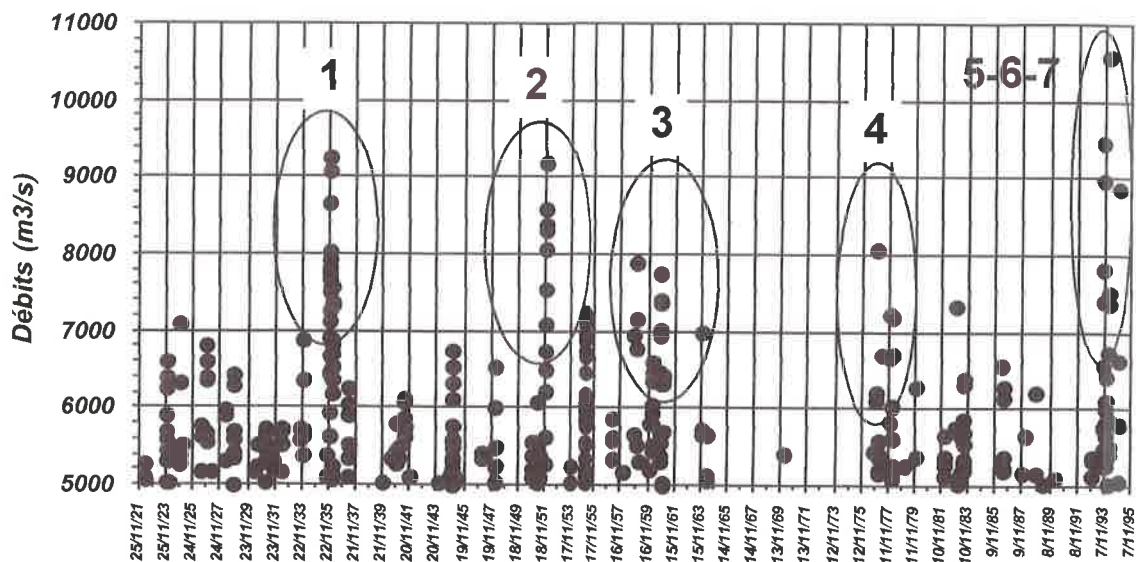


Figure 44. Périodes caractérisées par des crues décennales à quinquennales

L'analyse fréquentielle des débits supérieurs à 5.000m³/s sur l'ensemble de la période met en évidence trois années caractérisées par des fréquences supérieures à 20 jours/an : 1935 : 21 ; 1955 : 26 ; 1960 : 29 ; l'année 1951 atteint 19 jours/an. Les années 1993 et 1994 marquées par la présence de fortes crues montrent des fréquences beaucoup plus faibles, respectivement 16 et 13 jours/an (figure 45).

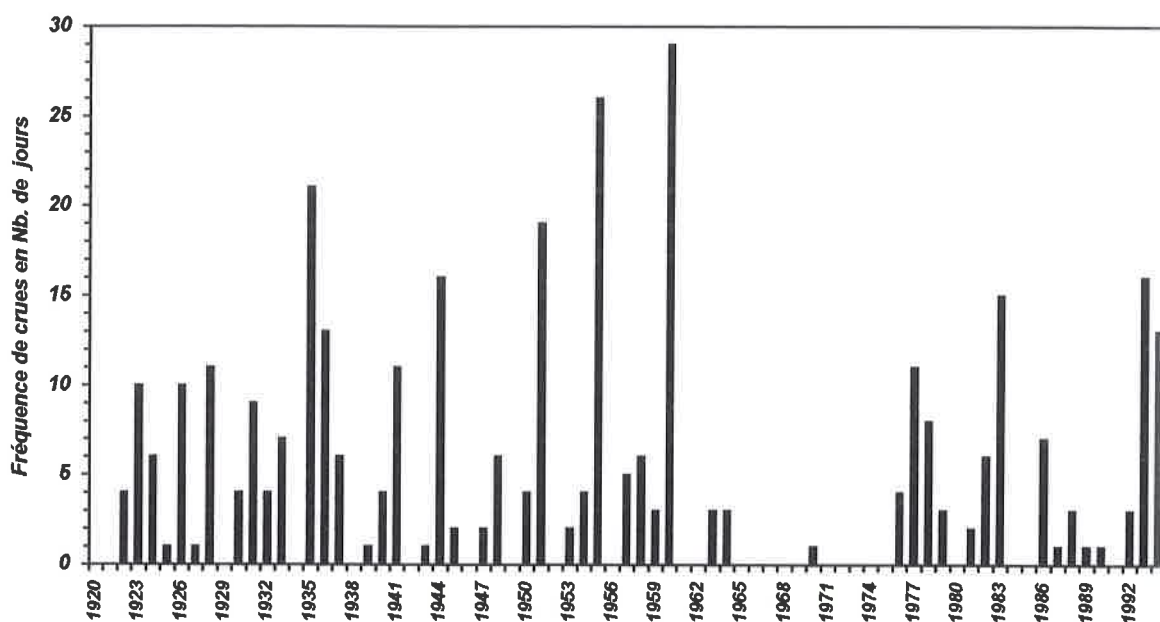


Figure 45. Fréquence de crues $\geq 5.000m^3/s$

Aucune corrélation évidente n'est donc observée entre les deux paramètres : fréquence et hauteur des maxima (figure 46). La faible significativité du coefficient de détermination confirme cette observation ($r^2 < 58\%$).

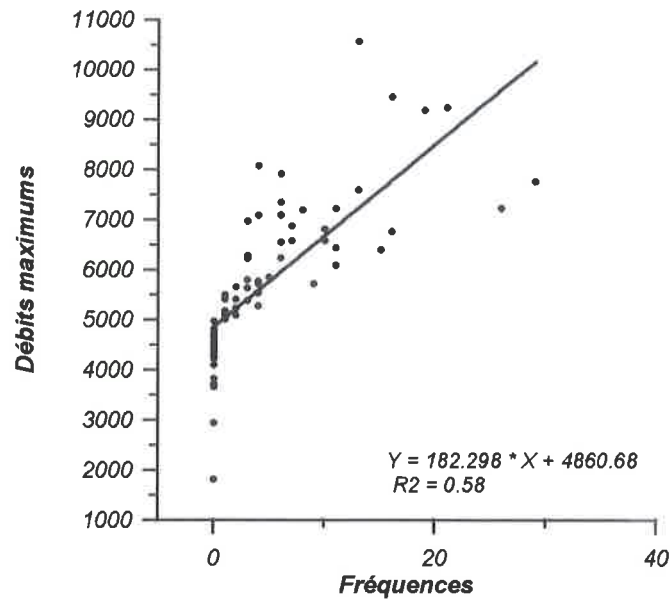


Figure 46. Corrélation entre fréquences ($\geq 5.000m^3/s$) et débits maxima

Ces deux paramètres interviennent pourtant dans la morphogénèse littorale : l'étude des crues de l'automne 1991 et 1992 a montré que l'augmentation du débit liquide s'accompagnait également d'une augmentation du débit solide, mais nous verrons que cette relation n'est pas aussi simple (PONT, 1992 ; RODITIS, 1993). Cette observation est confirmée par les travaux effectués sur d'autres cours d'eau (NAKATO, 1990). La durée de l'épisode joue donc un rôle important, elle conditionne l'importance des apports sédimentaires du fleuve à la mer.

Conclusion

En conclusion, on retiendra la grande variabilité du régime rhodanien caractérisée par un fonctionnement saccadé ; ce dernier reflète la diversité des influences hydrologiques et climatiques du bassin versant et le rôle essentiel joué par les affluents dans le gonflement des eaux.

Les crues de la Durance ou de type cévenole entraînent généralement une montée et une descente rapide et importante du débit ; le comportement brutal de ce fonctionnement est lié à l'originarité du climat méditerranéen. En revanche, les crues enregistrées sur le haut Rhône (Saône) se marquent par une montée et une descente lente des eaux. Le comportement hétérogène des organismes secondaires influence en grande partie le régime rhodanien et lui confère un débit important tout au long de l'année (tableau 2).

	RHONE	LOIRE	GIRONDE	SEINE	EBRE
Bassin (km ²)	98.000	115.112	82.000	78.650	86.000
Débit moy. annuel (m ³ /s)	1.600	895	766	400	<500

Tableau 2. Comparaison du débit moyen du Rhône avec ceux d'autres fleuves français et méditerranéen.

2 - QUANTIFICATION DES APPORTS SOLIDES RHODANIENS

Les apports fluviaux sont un élément essentiel dans l'alimentation du littoral. Il est toutefois impératif de séparer deux types d'apports sédimentaires : d'une part, la *charge en suspension* constituée essentiellement de la fraction silto-argileuse (<63µm) qui intéresse peu la sédimentation des plages : elle est expulsée par le panache rhodanien sur la partie externe du prodelta dans l'étage circalittoral (-50m à -70m), favorisant la sédimentation sur le plateau continental (ALOISI, 1973 ; ALOISI *et al.*, 1976) ; d'autre part, la *charge de fond* constituée d'un matériel plus grossier dont la granulométrie s'étend du ballast (galets et graviers) jusqu'aux sables ; certains auteurs mentionnent cependant la présence de matériel fin (limons-argiles) piégé au fond du lit du Rhône aval, dans des seuils naturels : mouilles et accidents topographiques du fond du lit (DUGAS, 1989).

En ce qui nous concerne, il est important de rappeler que la granulométrie des plages est constituée uniquement de sables, dont la médiane se situe entre 180µm et 260µm suivant les secteurs. C'est donc la fraction sableuse qui nous intéresse au premier chef dans l'estimation des apports solides rhodaniens.

De nombreux travaux (VAN STRAATEN, 1957 ; BETHEMONT, 1971, ALOISI *et al.*, 1977) auxquels s'ajoutent les données de la C.N.R., ont tenté d'évaluer la charge solide transportée par le Rhône. Plus récemment, des mesures effectuées sur la *charge en suspension* transitant au niveau d'Arles ont apporté des données nouvelles (PONT, 1992, 1993, 1996 ; RODITIS et PONT, 1993 ; RODITIS, 1993 ; P.N.O.C., 1994 ; PONT et BOMBLED, 1995). Peu d'études à ce jour permettent cependant d'éclairer la participation exacte des affluents dans la charge solide lors des crues. Les barrages construits depuis les années 50 auraient, en particulier, considérablement réduit les apports de la Durance et de l'Isère.

Les informations sur la *charge de fond* restent très qualitatives, aucune mesure n'a, jusqu'à ce jour, été réalisée dans ce domaine. Son évaluation est proposée ici à partir de méthodes indirectes.

Au XIX^{ème} siècle, l'ingénieur SURELL (1847, *in* CARRIO, 1988) estime le volume de la charge solide transportée par le Rhône à 17 Mm³/an d'alluvions, soit 22 Mt/an de sédiments déposés dans le golfe du Lion (*in* BETHEMONT, 1971). Les estimations faites par PARDE en 1935 (*in* BETHEMONT, 1971) vont dans ce sens. L'auteur estime à 30Mt/an la charge solide transitant au niveau d'Arles.

Avec la construction des barrages hydro-électriques à partir des années 50, on évalue à 90% la réduction de la charge solide transportée par le Rhône. Toutefois, les chiffres varient suivant les auteurs (tableau 3).

TONNAGE	AUTEURS
5,5 Mt/an	VAN STRAATEN (1959)
5,1 Mt/an	SAVEY et DELEGLISE (1967)
2,2 Mt/an	ALOISI <i>et al.</i> , (1977)
2 Mt/an	BLANC (1977)
6 Mt/an	C.N.R. (in DUGAS 1989)
8 Mt/an	RODITIS et PONT (1993)

Tableau 3. Estimations de la charge solide en suspension (MES) transportée par le Rhône postérieurement aux aménagements hydro-électriques du fleuve (1950-60).

2-1 Quantification de la charge solide en suspension (MES)

Les données les plus récentes sont issues des mesures journalières effectuées sur la charge en MES transitant au palier d'Arles (pK 283,5) pour les années 1992, 1993 et 1994 (PONT, 1992 ; RODITIS et PONT, 1993 ; RODITIS, 1993 ; PONT, 1996). Elles permettent de calculer, pour les 20 dernières années (1975-1992), une valeur moyenne de 6 Mt/an au sein d'une fourchette comprise entre 2 et 15 Mt/an (PONT, 1996). L'auteur montre, en outre, que plus de 70% des apports en suspension transitent lors des crues supérieures à 3.000m³/s (tableau 4).

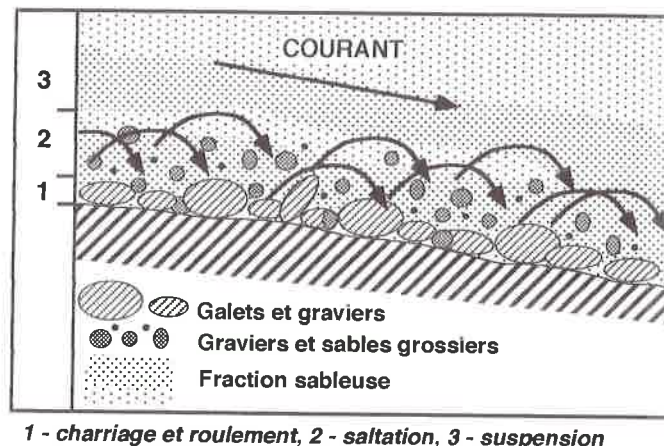
DEBITS	% des MES
< 3.000m ³ /s	19
3.000 à 5.000m ³ /s	55
> 5.000m ³ /s	26

Tableau 4. Pourcentages des MES transportées par le Rhône en fonction des différents débits (d'après PONT, 1996).

Les auteurs soulignent l'importance du rôle joué par les différents sous-bassins versants lors des crues : PONT (1992) a montré lors de la crue de Mars 1991 la participation successive des affluents cévenols et sud-alpins à la formation du débit solide. Les crues méridionales apportent l'essentiel de la charge solide en MES, soulignant le rôle déterminant de la Drôme, de l'Ardèche, du Gardon et surtout de la Durance : PONT et BOMBLED (1995) montre qu'au sein des crues supérieures à 3.000m³/s, entre Juin 1994 et Mai 1995, les crues océaniques ont amené 50.000t/jour contre 391.000t/jour pour les crues méditerranéennes. Le paramètre géographique semble donc déterminant pour le volume du matériel transporté par le fleuve, impliquant qu'il n'existe pas de rapport direct entre débit liquide et débit solide.

2-2 Quantification de la charge de fond

La charge de fond est transportée par charriage ou roulement, par saltation et en suspension (figure 47). A chaque mode de transport correspond une granulométrie du matériel déplacé en fonction de l'importance des courants tractifs (HJULSTRÖM, 1939 ; CAMPY et MACAIRE, 1989) :



1 - charriage et roulement, 2 - saltation, 3 - suspension

Figure 47. Modes de transport de la charge de fond

- le transport par charriage ou roulement intéresse essentiellement les éléments très grossiers, centimétriques à décimétriques (galets et graviers).
- la saltation conditionne le transport des sédiments grossiers, millimétriques à centimétriques (gravier et sables grossiers).
- le transport en suspension concerne plus particulièrement la fraction sableuse (2mm-63µm).

Nous verrons que, suivant les auteurs, la texture des sédiments constituant la charge de fond n'est pas la même. Certains privilégient la fraction sableuse (ARNAUD-FASSETTA, *sous presse a*) ou le ballast (RAMETTE et HEUZEL, 1962 in DUGAS, 1989 ; DUGAS, 1989), d'autres considèrent la totalité des fractions, incluant même une quantité non négligeable de dépôts fins (limons et argiles) présents au fond du lit (GEMAEHLING *et al.*, 1957 in DUGAS, 1989 ; HENRY et GEMAEHLING, 1958 in DUGAS, 1989).

En outre, la topographie irrégulière du fond du lit induit des piègeages localisés, déstockés aléatoirement lors des crues ou dragués pour l'entretien du chenal de navigation. CARRIO (1988) et PONT (1996) montrent, sur la section aval du Rhône, l'existence d'accidents topographiques ou seuils, caractérisés par des "anomalies granulométriques" (figure 48). Du travail de CARRIO, centré sur la partie aval du fleuve, on retiendra en particulier, les "anomalies" suivantes :

- la première (*seuil de Pégoulier*) correspondant à un haut-fond culminant à -2m, est due à l'ancienne digue insubmersible construite en 1856 afin de canaliser les eaux du Grand Rhône dans le Grau de Pégoulier jusqu'à la mer.
- les deux structures rencontrées ensuite vers l'aval sont de petite taille et témoignent également de l'action anthropique ; il s'agit de lobes sédimentaires sableux érigés au

débouché des canaux des étangs de la *Grande Palun* et du *Trou des Gabians*. Ces chenaux artificiels de faible section suffisent à provoquer des modifications topographiques.

- le dernier accident topographique majeur correspond à la *barre d'embouchure* actuelle du Rhône remontant à -2m de profondeur.

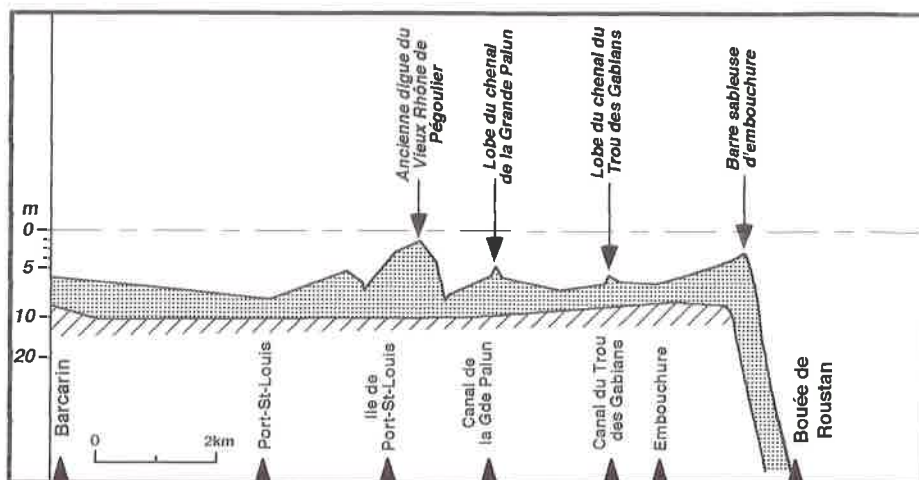


Figure 48. Profil longitudinal du lit du Rhône de Barcarin à la barre d'embouchure (d'après CARRIO, 1988)

Sur le Petit Rhône, ARNAUD-FASSETTA (*sous presse b*) a analysé des discontinuités du transfert de la charge de fond et ses décalages chronologiques par rapport aux épisodes de crues, en mettant en évidence le rôle des seuils et des mouilles.

La topographie du lit accroît donc la difficulté d'établir une corrélation entre les débits liquides et la charge de fond.

L'évaluation du transport par charriage, saltation et suspension à proximité du fond n'a jamais pu faire l'objet de mesures par manque d'instrumentation appropriée. En effet, ce matériel transite essentiellement lors des crues, pendant lesquelles les nasses, paniers et autres pièges à sédiments cessent d'être efficaces : les débits importants entraînent des phénomènes d'enfouissement faussant la mesure quand ce n'est pas la perte du matériel. Son étude a donc été effectuée à partir d'approches mathématiques, dont nous rendrons compte brièvement, et de l'analyse des dépôts découverts à l'étiage ou dragués. En amont d'Arles, nous nous appuyerons sur les travaux de l'ORSTOM et les données de la C.N.R. (DUGAS, 1989) ; en aval, nous ne disposons, outre nos propres prélèvements à proximité de l'embouchure, que d'informations ponctuelles et discontinues. On s'appuiera sur les données, mieux connues, du Petit Rhône pour compléter cette approche.

2-2-1 Les données en amont d'Arles

Le transport de la charge de fond dans le lit du Rhône à l'aval de Lyon a été évalué théoriquement et expérimentalement à partir de formules mathématiques, en fonction des forces de traction sur les particules, de la turbulence du fluide, de la

variation des vitesses de mise en mouvement des particules sur le fond (tableau 5) ; on constate des valeurs très différentes suivant les auteurs (*in* DUGAS, 1989).

AUTEURS	LOCALITES	VOLUMES (m ³ /an)
GEMAEHLING <i>et al.</i> , 1957	Lyon-Valence	730.000
HENRY et GEMAEHLING, 1958	Lyon-Valence	1.200.000
GEMAEHLING (<i>in</i> RAMETTE et HEUZEL, 1962)	Lyon-Valence	350.000
RAMETTE et HEUZEL, 1962	Sud de Lyon	21.800
SAVEY et DELEGLISE, 1967	Lyon-Valence	50.000 à 100.000
COTTEREAU, 1988	Lyon-Valence	350.000

Tableau 5. Estimations théoriques de la charge de fond transportée par le Rhône entre Lyon et Valence (*in* DUGAS, 1989).

La majeure partie du transit sédimentaire de fond arrivant à la plaine deltaïque se dépose à l'amont de la diffluence entre le Grand Rhône et le Petit Rhône ; deux méthodes de quantification ont été utilisées (DUGAS, 1989) :

- d'une part, à partir des formules de MEYER-PETER et MULLER (1948 *in* DUGAS, 1989) et de STELCZER (1981 *in* DUGAS, 1989), DUGAS propose deux estimations du transport de la charge de fond dans le secteur de Beaucaire à Arles : 416.195m³/an et 1.385.000m³/an. La première valeur est obtenue en faisant abstraction des transports en suspension, elle ne concerne que la part réelle charriée sur le fond (>1,5mm) ; cette formule repose sur l'utilisation d'un grain moyen que l'auteur définit à 30mm. La deuxième estimation, basée sur la vitesse critique minimale d'un diamètre de grain moyen et sur la vitesse du fluide mesurée au fond, inclut nécessairement une partie des suspensions. Elle explique la forte valeur obtenue par l'utilisation de cette équation au même titre que celles citées antérieurement (tableau 5).

- d'autre part, à partir des dragages dans ce secteur, postérieurement à la chenalisation du fleuve en 1975, la C.N.R. montre une accumulation moyenne égale à 19.634m³/an pour la période 1975-1988. Cette valeur est comparable à l'estimation faite au Sud de Lyon par RAMETTE et HEUZEL (1962 *in* DUGAS, 1989) (tableau 5) ; mais cette dernière ne concernait que la fraction supérieure à 1,5mm, sous-estimant par conséquent le transit global sur le fond et ignorant la fraction sableuse 1,5mm-63µm, essentielle dans l'alimentation des plages. L'estimation initiale de la C.N.R. a d'ailleurs été ensuite affinée en tenant compte des dépôts sableux accumulés sur les bancs médians et les berges qui représentent environ 2/5ème du volume accumulé dans le chenal principal : elle aboutit à un débit global de 50.000m³/an de charge de fond dans le secteur compris entre Beaucaire et Arles.

2-2-2 Les données en aval d'Arles

Elles sont disparates et discontinues. Sur le Grand Rhône, nous disposons de données directes à partir des rejets de dragages effectués au niveau des Salins de Giraud. Dans ce secteur, la sédimentation s'opère lorsque le courant s'annule et même s'inverse par suite de la remontée du coin salé en basses eaux (SAVEY *et al.*, 1972). Ces dépôts, essentiellement sableux, ont représenté pour l'année 1988 un volume de 53.575m³ (*in* DUGAS, 1989). L'auteur précise que ces dépôts ne participent pas à la charge de fond proprement dite mais proviennent du dépôt des matières en suspension

qui n'ont pu être transportées à la mer en période de basses eaux. Cette valeur sous-estime donc, très largement, la part réelle de la charge de fond lorsque l'on sait que 80% du matériel transite lors des crues (PONT, 1996).

Une approche complémentaire indirecte est proposée ici à partir des mesures effectuées par ARNAUD-FASSETTA (*sous presse a et b*), sur le Petit Rhône. L'auteur propose d'une part une évaluation des volumes sédimentaires accumulés par les crues exceptionnelles d'Octobre 1993 (9.450m³/s) et Janvier 1994 (10.572m³/s), d'autre part une analyse diachronique des profils du fleuve pour la période 1989-1995. Rappelons que ce bras du Rhône, caractérisé par de nombreux méandres, a piégé lors des crues de 1993-94 la majeure partie de sa charge solide grossière en transit, alors que le Grand Rhône, au tracé plus rectiligne, l'a évacuée jusqu'à la mer, à l'exception d'accumulations ponctuelles sur les berges en aval d'Arles.

Le volume global et la granulométrie des sédiments piégés sur le Petit Rhône ont été analysés à partir de quarante carottes sur six transects répartis sur l'ensemble du cours, de la difffluence à la mer, soit environ 70km. Le volume et la grossièreté des dépôts sont plus importants en 1994, en relation avec un débit liquide plus important et/ou le remaniement partiel des sédiments d'Octobre 1993 : en 1993, 712.000m³ (dont 337.500m³ de sables) ont été déposés ; en 1994 : 1.512.500m³ (dont 737.500m³ de sables). Les berges et le chenal ont piégé 60% à 70% du matériel. La proportion des sables et leur granulométrie décroissent du chenal (90% de sables avec un mode compris entre 250 et 200µm) vers les berges (70% de sables avec un mode à 100µm), puis la plaine d'inondation (35% à 9% avec un mode à 50µm). Seuls les dépôts proches du chenal, à l'intérieur des levées de berge, constituent un stock sédimentaire potentiel, remobilisable par les crues ultérieures.

Le calcul approximatif de la charge de fond du Grand Rhône repose sur deux préalables : d'une part, le Petit Rhône a piégé la quasi-totalité de sa charge solide (son apport à la mer est négligeable) alors que le Grand Rhône ne présente pas de dépôts de berge importants et semble avoir piégé dans son lit ou exporté jusqu'à la mer la quasi-totalité de sa charge de fond ; d'autre part, le Grand Rhône évacue environ 85% du débit liquide en crue, le Petit Rhône n'en évacuant que 15%. Sur la base de ce rapport (85% / 15%) et en estimant que la quantité de la charge solide se répartit dans le même rapport entre les deux bras du fleuve, on évaluerait donc à 1.912.500m³ en 1993 et 4.125.000m³ en 1994 la charge sableuse véhiculée par le Grand Rhône.

On constate que ces chiffres, qui correspondent à des crues exceptionnelles, sont proches, surtout pour celui de 1993, des estimations réalisées en amont d'Arles par DUGAS (1989), à partir de formules mathématiques dont on rappellera qu'elles ne prennent en considération que la fraction supérieure à 30mm. Mais, ils sont 2 à 4 fois supérieurs aux évaluations de la C.N.R., et il faut sans doute revoir à la baisse ce premier calcul approximatif.

L'analyse diachronique des profils entre la difffluence et St. Gilles (soit sur 20km de distance) montre que le fond du lit subit, entre 1989 et 1994, une incision équivalente à 118.750m³ soit 20.800m³/an. Mais, entre 1993 et 1994, cette section enregistre un gain sédimentaire momentané d'environ 687.500m³ attribuable aux apports des crues d'Octobre 1993 et Janvier 1994. En considérant, après échantillonnage, que 85% de ce matériel est représenté par des sables, l'auteur estime,

pour les deux crues exceptionnelles, à 584.375m^3 l'apport sableux stocké dans ce tronçon du fleuve d'environ 20km. Si l'on considère la totalité du cours, soit 70km, ce chiffre est encore sous-évalué. L'extrapolation de ces données sur le Grand Rhône se fait en conservant le rapport de 15 à 85%, on estime alors, à plus de $3.310.000\text{m}^3$, le volume de matériel sableux ayant transité par le Grand Rhône.

2-2-3 Le rôle des aménagements du bassin versant au cours du XXème siècle

Il est important de rappeler d'abord que la diminution des apports solides sur les affluents alpins et méridionaux est antérieure aux grands aménagements hydrauliques du XXème siècle : la transformation des lits mineurs (réduction de la bande active et du tressage, reprise de l'incision verticale) est observée dès le début de notre siècle et est attribuée aux changements climatiques de la fin du Petit Age Glaciaire et à la déprise agro-pastorale des bassins montagnards (LANDON et PIEGAY, 1994 ; KLINGEMAN *et al.*, 1994 ; BRAVARD, 1994 ; GAUTIER, 1994 ; MIRAMONT, 1994). PICHARD (1995) a clairement montré la réduction considérable des crues rhodaniennes depuis les années 1920 (figure 49).

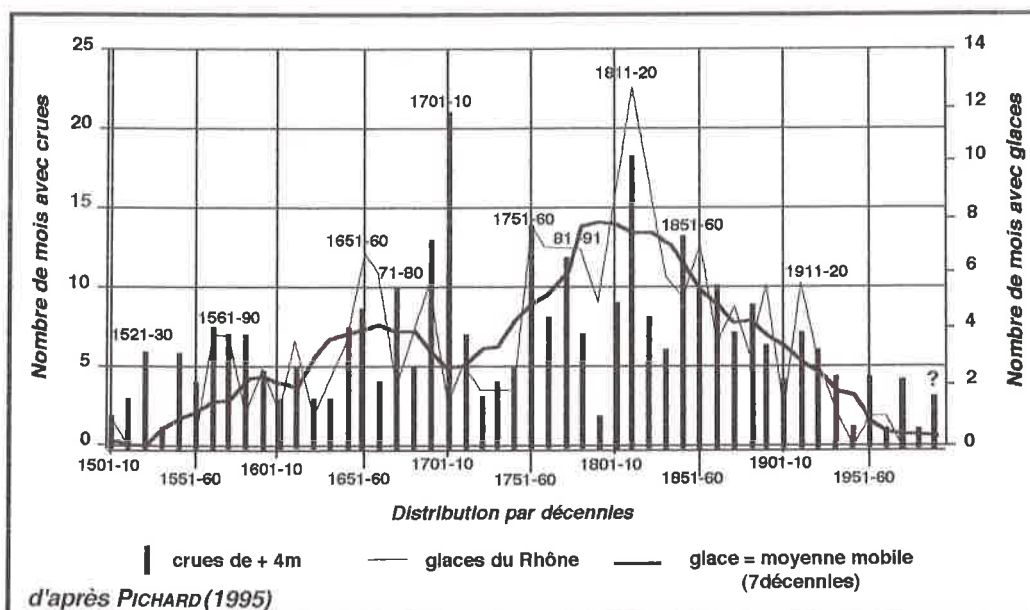


Figure 49 . Distribution décennale des crues et glaces du Bas Rhône au PAG

On dispose sur la Durance d'une série de mesures qui illustrent bien cette idée essentielle : les Ponts et Chaussées estiment, entre 1868 et 1889, à $6,7\text{Mt}/\text{an}$ le transit en MES sur le tronçon aval de cette rivière ; entre 1951 et 1960, soit avant la création du barrage de Serre-Ponçon, l'EDF ne mesure plus qu'une charge de $1,7\text{Mt}/\text{an}$ (en faisant abstraction de l'année "terrible" de 1951 qui voit transiter $3,4\text{Mt}$). La diminution "naturelle" des apports solides est donc estimée de 40 à 60%.

L'impact des aménagements sur le transit des MES est cependant évident. Sur le Rhône, on a vu plus haut que SAVEY et DELEGLISE (1967) estiment à $5.106\text{t}/\text{an}$ le

volume des MES, soit une diminution de 1 à 6 par rapport aux estimations de PARDE. Sur la Durance, les mesures effectuées à la centrale de Saint-Chamas, où transite actuellement l'essentiel des eaux de cette rivière, montrent un tonnage de 690.000 t/an entre 1966 et 1980 (ROUX, 1983), soit 60% de diminution par rapport aux valeurs antérieures aux aménagements hydro-électriques. Mais ce chiffre moyen masque de fortes disparités entre les années hydrologiques "calmes" (440.000t en 1979) et "actives" (1,6Mt en 1977). On notera que ce dernier chiffre est équivalent aux valeurs antérieures aux aménagements. On retrouve ici une idée défendue par PONT (1996) qui tend à minimiser l'impact des ouvrages de retenue lors des événements hydrologiques exceptionnels.

L'impact des aménagements sur la charge de fond est certainement différent et on peut supposer un piégeage plus important des éléments les plus grossiers dans les barrages hydro-électriques. Il faut cependant rappeler tout d'abord que ces ouvrages ne sont pas seuls en cause dans la modification de la charge de fond : l'exploitation des granulats joue un rôle considérable et précoce en privant les rivières de leur charge ; ce point est mis en évidence dès 1920 sur la Drôme (BRAVARD, 1994) et l'Ardèche et le Gardon (LANDON et PIEGAY, 1994). Il en est de même sur la Durance.

Le rôle, ensuite, des aménagements hydro-électriques est certain, mais plus complexe qu'il n'y paraît, bien qu'on ne dispose pas encore d'étude exhaustive à ce sujet. KLINGEMAN *et al.*, (1994) montrent, sur le Rhône moyen, que les barrages stoppent le transit de la charge de fond, induisant un basculement du profil en long du fleuve. Mais ils indiquent aussi que les crues supérieures à 1.500m³/s et de longue durée peuvent encore mobiliser la charge de fond du lit en aval des barrages.

Sur la Durance, ROUX (1983), JURAMY et MONFORT (1986) estiment à 350.000t/an les matériaux grossiers bloqués en tête de la retenue de Serre-Ponçon. Mais MIRAMONT (1994) a montré que, lors des crues importantes, la rivière est réalimentée à l'aval par ses affluents non-aménagés. Les données d' EDF au Pont de Mirabeau, en aval des derniers aménagements, sont significatives à cet égard : avant les aménagements (1951-1960), la charge de fond est évaluée à 140.000m³/an en moyenne, mais la crue exceptionnelle de 1951 charrie 660.000m³. De 1960 à 1973, la charge de fond moyenne est de 140.000m³/an, la crue de Novembre 1985 (1.200 m³/s pendant 4 jours) amène 400.000m³.

Conclusion

On rappellera que la charge sableuse n'entretient pas de rapports quantitatifs simples avec les MES. Les crues et la topographie du fond du lit créent des disparités chronologiques et spatiales encore mal maîtrisées entre ces deux types de débits solides.

La disparité des méthodes et des résultats aboutit à une estimation de la charge de fond, sur le bras qui nous intéresse, variant de 1 à 80 (50.000m³/an et à 4.125.000m³ pour un épisode). Cette disparité reflète l'hétérogénéité des approches et, en particulier, le fait que certaines ne prennent pas en compte toutes les fractions

granulométriques. Mais elle est due également à la variabilité de la capacité de transport du fleuve selon que les mesures sont effectuées immédiatement après les fortes crues de 1993-94, ou, au sein d'une période plus calme (fin des années 1980).

On peut toutefois émettre quelques réserves sur les chiffres trop excessifs obtenus à partir d'extrapolations sur les données du Petit Rhône : il se glisse un biais que nous ne maîtrisons pas dans ce raisonnement. Par ailleurs, le chiffre de 50.000m³/an est cependant très sous-estimé et ne reflète pas les à-coups considérables des apports de crue. Il est donc difficile de proposer, à cette étape, une fourchette acceptable concernant les apports sableux rhodaniens à la côte. Cette question sera reprise dans la troisième partie de ce travail à partir de l'analyse du budget sédimentaire littoral et une estimation plus précise sera proposée.

Les aménagements hydrauliques ne semblent pas ou peu intervenir sur les apports en MES et la charge de fond lors des événements hydrologiques exceptionnels. Mais il faut sans doute retenir que, si les très fortes crues sont capables de ré-injecter dans le lit des apports sédimentaires importants, elles n'interviennent plus que de façon très sporadique par rapport au siècle précédent : le XXème siècle est, avant tout, un siècle de réduction des écarts hydrologiques du Rhône, caractérisé par la prédominance de crues moyennes à faibles qui sont très sensibles aux rétentions qu'exercent alors les aménagements installés le long du fleuve. Ce qui prédomine dans la période que nous étudions, c'est un fonctionnement très épisodique et saccadé de l'alimentation sédimentaire du littoral. L'étude de l'évolution de ce dernier confirmera pleinement ce point de vue.

3 - LA GRANULOMETRIE DU MATERIEL TRANSPORTE

A quelques kilomètres, à l'amont d'Arles, le Rhône cesse de déplacer des galets, qui correspondent sans doute à des stocks hérités. Seule la fraction sablo-limono-argileuse est transportée en aval d'Arles. On distinguera, (i) la charge en *suspension* constituée de limons et sables fins, (ii) le matériel soumis au *charriage*, plus grossier.

3-1 La matériel en suspension (MES)

Le Rhône déverse essentiellement des sédiments sablo-péltiques en Méditerranée. Au niveau d'Arles, les MES prélevées en continu par le DESMID (Arles) à -1,5m de la surface des eaux correspondent à la fraction argilo-limoneuse : leur médiane varie entre 2µm et 10µm. (RODITIS, 1993). Les études réalisées sur la crue de Février-Mars 1991 montrent une augmentation de la fraction argileuse (< à 2µm) alors que la fraction silteuse (10-63µm) tend à diminuer avant même les débits maxima (PONT, 1992). Les auteurs mentionnent la faible représentation de la fraction sableuse (< 5% avec une médiane inférieure à 100-80µm). On peut toutefois émettre quelques réserves au regard de la méthode d'échantillonnage ; le prélèvement ayant été fait à -1,5m de la surface, on peut admettre qu'une grande partie des sables en suspension, proches du fond du lit et des berges, a échappé à la mesure. Cette question sera reprise dans le paragraphe suivant.

Les études réalisées par ALOISI *et al.*, (1979, 1982) sur la distribution et la nature de la matière en suspension dans les eaux marines, distinguent deux classes granulométriques se répartissant en fonction de la profondeur. La couche superficielle pelliculaire d'origine rhodanienne montre un taux de concentration variant de 1 à 10mg/l. Elle est caractérisée par une phase organique importante due aux phénomènes de floculation (formation d'agrégats organo-minéraux). La taille moyenne des grains se situe autour de 5 μ m, celle des agrégats 75 μ m, le diamètre maximal diminuant de la côte (50 μ m à 250 μ m) vers le large (15 μ m à 30 μ m). A 2 ou 3 milles de l'embouchure, cette couche superficielle aurait déjà perdu 75% de sa charge. Une couche néphéloïde de fond passant sous la thermocline se forme dès l'embouchure. Par ailleurs, la taille moyenne des grains ne dépasse pas 5 μ m, celle des agrégats 70 μ m. La granulométrie tend à diminuer avec la profondeur.

Les mesures effectuées par CARRIO (1988) confirment ces observations. Elles montrent l'existence d'un panache superficiel dont la médiane évolue entre 4,2 μ m et 10 μ m (moyenne 6 μ m), tandis que le corps néphéloïde profond est caractérisé par des tailles inférieures aux particules de surface.

En conclusion, on notera la très faible proportion du matériel sableux transporté en suspension proche de la surface, ce qui tendrait à montrer que le transit des sables s'effectue à la base du flux liquide par suspension basse ou saltation sur le fond du lit.

3-2 La charge de fond

L'étude granulométrique de la charge de fond repose sur des prélèvements effectués :

- en amont d'Arles dans le chenal principal (DUGAS, 1989) et sur les berges (RODITIS, 1993),
- entre Arles et l'embouchure dans le chenal principal (JUNIET, 1962 ; CARRIO, 1988 ; DUGAS, 1989) et sur les berges (ARNAUD-FASSETTA, *sous presse a*),
- les prélèvements dans l'embouchure et sur le prodelta ont été effectués dans le cadre de cette recherche entre 1993 et 1996.

3-2-1 En amont d'Arles

Les prélèvements effectués par la C.N.R. et l'ORSTOM entre Beaucaire et Arles montrent une granulométrie très variée en fonction des secteurs (DUGAS, 1989). Cependant, le ballast (galets et graviers) est nettement plus représenté que les sables :

- dans le chenal principal du Rhône le sédiment est constitué de graviers et de galets, formant un pavage sur le fond dont la médiane est comprise entre 16 et 64mm. A 20cm sous ce pavage on trouve un mélange de sables grossiers très peu abondants (médiane : 250 μ m), de graviers et galets (médiane comprise entre 20 à 40mm).
- sur les rives on trouve (i) des plages faiblement immergées entre 0,5 à 0,25cm de profondeur, constituées de sables limoneux dont la médiane varie entre 121 μ m-192 μ m et 17 μ m-70 μ m, (ii) des remblais dont la médiane se situe autour de 25mm, constitués de rejets de dragage du lit (graviers, galets et, en faible proportion, sables grossiers).

- à l'entrée du petit Rhône le ballast disparaît pour laisser place à un sédiment essentiellement sableux : on passe de sables moyens dans le chenal (médiane 188 μ m) à des sables fins sur les berges (médiane 52 μ m).

Les prélèvements effectués sur le même secteur par RODITIS (1993), mais sur les milieux émergés correspondant aux bancs médians, latéraux et aux berges, montrent des résultats différents. L'auteur insiste sur la représentation importante du matériel sableux entre :

- les bancs médians et latéraux constitués de sables moyens dont la médiane oscille entre 150 μ m et 300 μ m. Des galets (1 à 15cm) y sont localement présents, mais leur nombre est négligeable.

- les levées de berges caractérisées par un matériel plus fin (limons et sables fins) dont la médiane se situe entre 40 μ m et 100 μ m.

- le haut de berge et le champ d'inondation, correspondant aux dépôts de décantation de fin de crue, sont constitués de limons et argiles dont la médiane varie de 4 μ m à 30 μ m.

En conclusion, on peut noter la décroissance du matériel sédimentaire de l'axe du chenal vers les rives : du fond du lit au sommet des berges, on passe de graviers et galets à des sables et limons. Dans ce secteur, le transport par charriage sur le fond ne concerne donc qu'une très faible quantité de sables très grossiers, des graviers et des galets. Les sables, dont la granulométrie correspond à celle des plages en aval, transitent en suspension et sont piégés sur les berges et en bordure du lit.

3-2-2 Entre Arles et l'embouchure

A l'entrée du Petit Rhône, les prélèvements effectués du fond du chenal aux berges montrent la disparition des galets et des graviers (DUGAS, 1989). On observe des sables (médiane 188 μ m) au fond du lit, qui deviennent plus fins sur les berges et les bancs médians (médiane 52 μ m).

Sur les berges du Grand et du Petit Rhône, les prélèvements effectués à la suite des crues d'Octobre 1993 et Janvier 1994 ont montré l'existence d'un matériel sableux dont la médiane passe de 100 μ m-300 μ m à 40 μ m-180 μ m de la partie basale à la partie sommitale des levées de berge (ARNAUD-FASSETTA, *sous presse a*).

Dans le fond du chenal du Grand Rhône, la campagne d'échantillonnage effectuée entre Arles et la mer par les services maritimes des Ponts et Chaussées montre l'existence de sables grossiers dont la médiane varie entre 300 μ m et 400 μ m (JUNIET, 1962). Ces observations sont confirmées par CARRIO (1988) ; l'auteur indique la présence de sables dont la médiane se situe aux alentours de 280 μ m ; dans les zones d'amortissement au niveau des méandres ou des accidents topographiques du fond du lit (seuils), elle peut atteindre 500 μ m. L'analyse des dépôts de dragage de fond de lit au niveau du port des Salins de Giraud montre également un matériel sableux important (médiane 166 μ m) dont les grains les plus grossiers peuvent atteindre 600 μ m (DUGAS, 1989).

3-2-3 De l'embouchure au talus prodeltaïque

Plusieurs campagnes de prélèvements ont été réalisées entre 1994 et 1996 dans l'axe terminal du chenal au niveau de l'embouchure (figure 50) :

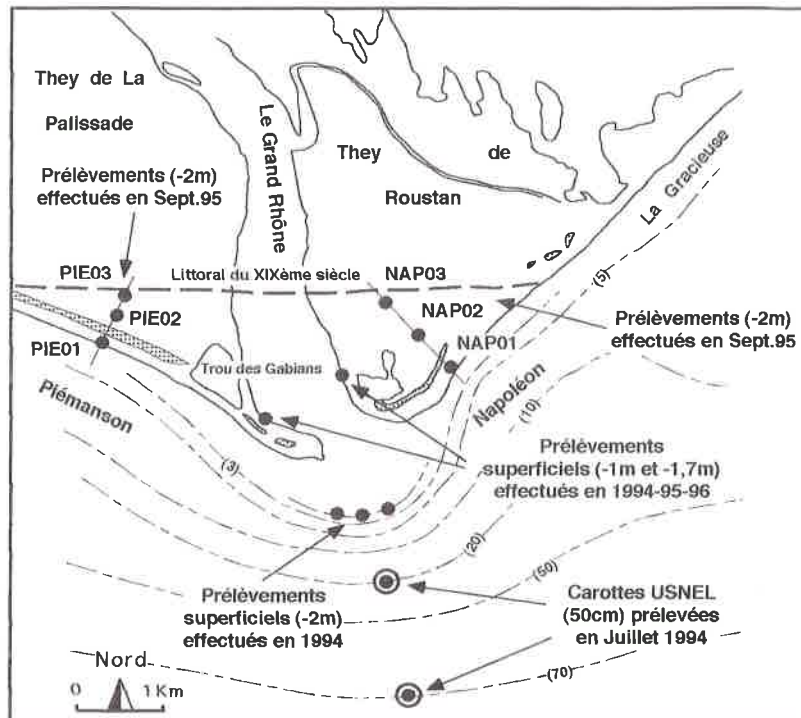


Figure 50. Localisation des prélèvements effectués de l'embouchure au prodelta

- dans le cadre de ce travail, des prélèvements superficiels ont été effectués dans les atterrissements des rives droite et gauche du fleuve jusqu'à -1,7m de profondeur et sur la barre d'embouchure.

- des échantillons de la barre d'embouchure et du talus du prodelta de Roustan ont été prélevés par le *Laboratoire de Sédimentologie et Géologie Marine de Perpignan* dans le cadre du programme P.N.O.C. En outre, des carottages ont été réalisés en Juillet 1994 (soit quelques mois après les crues de l'automne 1993) sur le talus du prodelta de Roustan à -30 et -70m de profondeur. Ces données ont été partiellement analysées dans le cadre de cette recherche.

- enfin, des carottages de -2m de profondeur ont été réalisés de part et d'autre de l'embouchure, dans les theys de Roustan et de la Palissade, sur le trait de côte actuel et entre les cordons fossiles qui ont accompagné la progradation de l'embouchure depuis 1890. Cette opération a bénéficié du carottier à piston hydraulique, mis à disposition par le CETE-Méditerranée. Le but était d'évaluer les modifications granulométriques des apports à l'échelle séculaire.

Les résultats mettent en évidence trois points essentiels :

- la distribution granulométrique dans l'embouchure et sur le prodelta obéit à une logique dynamique : on observe en effet une décroissance, logique, de la taille des sédiments vers le large. Sur les rives du chenal, le matériel est formé de 100% de

sables dont la médiane varie entre 238 μ m et 317 μ m, conformément aux travaux de CARRIO (1988) et JUNIET (1962) immédiatement en amont. Ils sont un peu plus fins que ceux que l'on trouve sur la barre d'embouchure (100% de sables avec une médiane proche de 315 à 400 μ m). En revanche, le matériel tend à s'affiner au-delà de la barre. La carotte prélevée à -30m de profondeur montre une proportion importante de limons et d'argiles variant entre 37% et 90% suivant les niveaux (figure 51). Le matériel sableux est très fin, la médiane se situant à la limite des limons grossiers (63 μ m). Dans la carotte prélevée à -70m de profondeur, le pourcentage de sables diminue considérablement (< à 5% sur l'ensemble de la séquence, à l'exception des trois niveaux supérieurs : entre 8% et 20%) (figure 51). A cette profondeur, les apports sédimentaires sont constitués de limons dont la médiane se situe entre 6 μ m et 20 μ m.

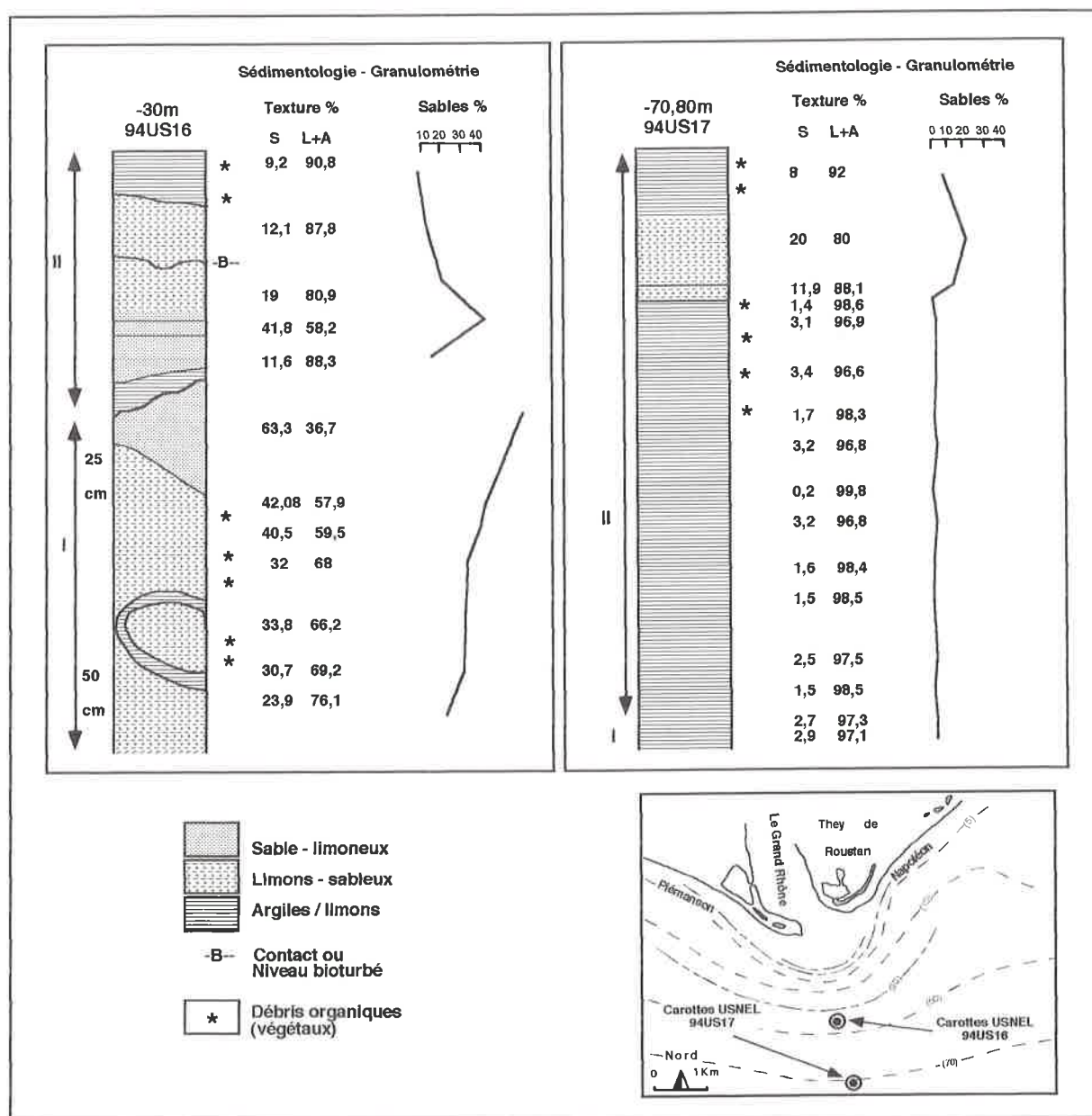


Figure 51. Résultats sédimentologiques des prélèvements effectués sur le prodelta de Roustan

Mais, il faut souligner, d'autre part, une différence de granulométrie entre les sables prélevés sur les deux rives du chenal du fleuve : en rive droite (they de la Palissade) les sables sont plus grossiers, leurs médianes évoluent entre $302\mu\text{m}$ et $317\mu\text{m}$; en rive gauche (they de Roustan) elles se situent entre $238\mu\text{m}$ et $243\mu\text{m}$. Nous expliquons cette différence par le fait que le secteur de la Palissade correspond à une zone préférentielle de piégeage sédimentaire, intéressant également les sables grossiers ; de plus, ce secteur est marqué par la construction, d'une flèche d'embouchure, dont nous verrons que l'alimentation se fait à partir d'un stock grossier. En revanche, la partie Est de l'embouchure correspond plutôt à une zone de transit sédimentaire exportant vers le large l'ensemble du matériel, dont les sables grossiers (figure 52).

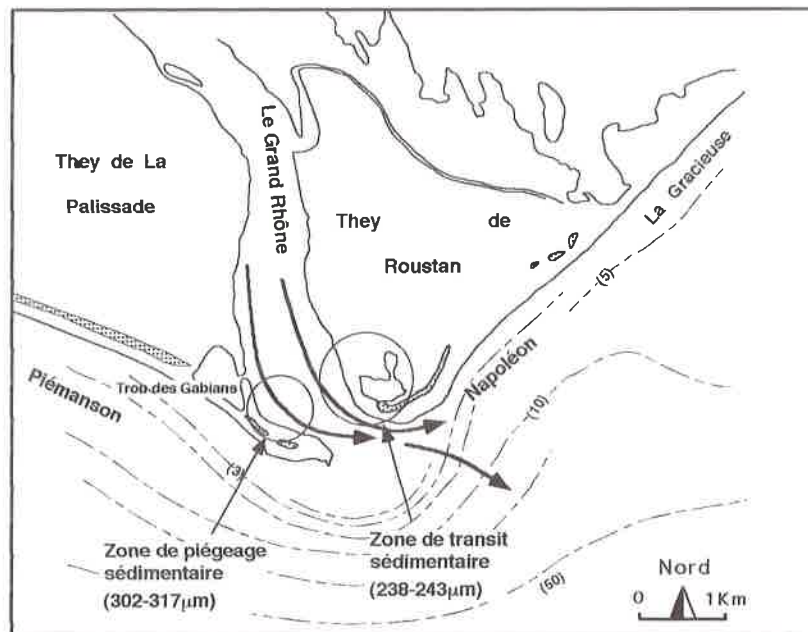


Figure 52. Résultats sédimentologiques des prélèvements effectués sur les atterrissements de part et d'autre de l'embouchure

- le relais des dynamiques fluviales par la dérive littorale est analysé par la comparaison systématique des sables entre la rive droite de l'embouchure et le début de la plage Napoléon. Elle met en évidence, en moyenne, un affinement granulométrique qui traduit un premier tri des apports fluviaux par les dynamiques marines : le grain moyen des sables sur la plage est de $215\mu\text{m}$ à l'automne 1994 et de $240\mu\text{m}$ pour les prélèvements effectués en 1995-96, alors qu'il atteint $259\mu\text{m}$ à l'embouchure à la même période. Cet effet de tri avait déjà été démontré par DUBOUL-RAZAVET (1956).

On peut logiquement penser que la granulométrie, croissante entre 1994 et 1995 sur la plage Napoléon, reflète, avec un décalage chronologique, les variations de compétence du fleuve et, en particulier ici, l'intervention des fortes crues de 1993-94. Plus précisément, on peut suivre, au cours du semestre hivernal 1995-96, le déplacement vers l'Est des sables les plus grossiers déposés à l'embouchure (Figure 53) : en Novembre 1995, le grain moyen est de $328\mu\text{m}$ à l'embouchure, $230\mu\text{m}$ au début de la

plage Napoléon ; en Avril 1996, il est respectivement de $233\mu\text{m}$ et $250\mu\text{m}$ sur ces deux sites.

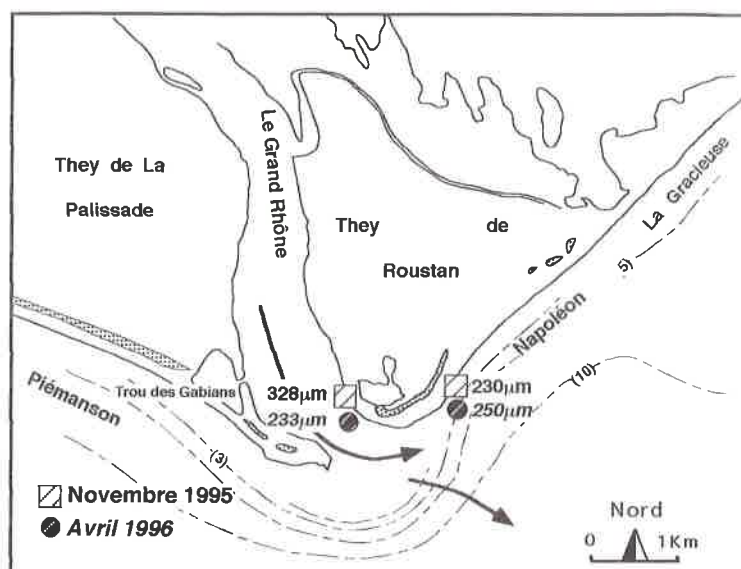


Figure 53. Décalage chronologique des transferts sédimentaires à l'Est de l'embouchure

- des carottages de -2m de profondeur ont été effectués de part et d'autre de l'embouchure suivant trois secteurs : sur la plage actuelle, dans la dépression vaseuse d'arrière dune correspondant à la progradation de la côte depuis le début du XXème siècle, et au niveau du trait de côte du XIXème (figure 54).

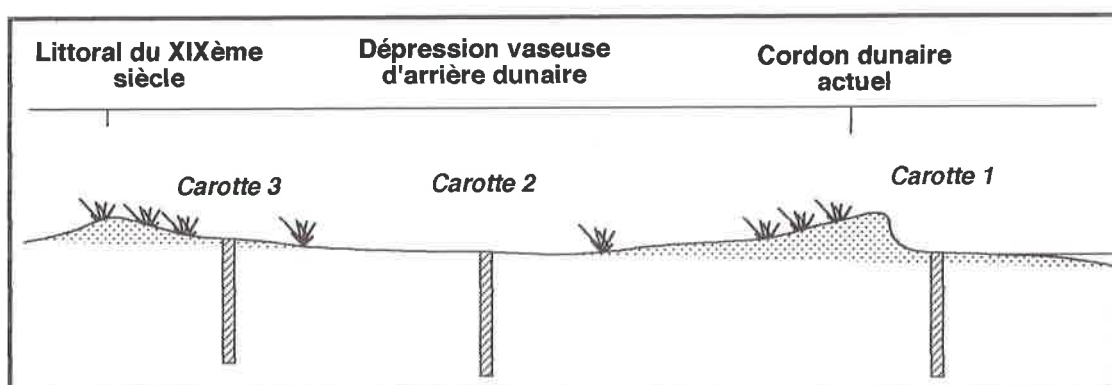


Figure 54. Localisation des carottages effectués dans le prisme sédimentaire post XIXème

Ils éclairent les variations granulométriques des apports du fleuve depuis plusieurs décennies et constituent par là-même une approche indirecte des impacts des aménagements hydrauliques sur la charge solide. Ces carottages ont été réalisés avec un carottier à piston hydraulique avec la collaboration du CETE-Méditerranée.

Les stratigraphies sont difficiles à corréliser entre les différentes carottes d'autant que les tentatives de datations par le Cs137 et Pb210 n'ont abouti à aucun résultat satisfaisant : la quantité du matériel argilo-limoneux utile à la mesure des isotopes n'étant pas assez importante.

La monotonie des faciès et la difficulté des interprétations paléogéographiques en termes de barre d'embouchure ou de berge fluviale, nous a contraint à ne retenir, pour l'instant, que le critère de grossièreté granulométrique, considéré comme un indicateur de la compétence des apports fluviaux. Les résultats obtenus sont cependant significatifs :

- en rive gauche, la valeur moyenne calculée à partir des grains moyens obtenus sur tous les niveaux, pour chaque carotte, se situe entre 218 μ m (rivage actuel), 204 μ m (rivage intermédiaire, années 1910-20) et 221 μ m (rivage de la fin du XIX^{ème} siècle) (figure 55). Autrement dit, on n'observe aucune réduction de la granulométrie des apports sableux et la compétence moyenne du fleuve semble inchangée depuis un siècle. Ces observations semblent contradictoires avec les quelques travaux existants sur ce thème dans le bassin rhodanien : BRAVARD (1983) montre, en particulier, en Chautagne, que les variables C (percentile le plus grossier) et M (médiane) sont passées en un siècle respectivement de 850 μ m à 450 μ m et de 350 μ m à 180 μ m. Nous n'avons pas de réponse à cette apparente contradiction ; mais nos propres données apparaissent cohérentes avec l'étude présentée ci-dessus du faible impact des aménagements sur la charge de fond véhiculée lors des crues majeures.

On constatera par ailleurs que les sables prélevés en 1995-96 sont les plus grossiers et traduisent le caractère très exceptionnel des crues de 1993-94. Cette "anomalie" est, peut-être, une raison supplémentaire pour admettre les chiffres très élevés définis plus haut au sujet de la charge de fond véhiculée par le fleuve lors de ces deux épisodes.

- en rive droite, le grain moyen des 60 niveaux échantillonnés se situe entre 268 μ m (rivage actuel), 245 μ m (rivage 1910-20) et 227 μ m (rivage de la fin du XIX^{ème} siècle). Ces valeurs sont supérieures à celles des sables prélevés à l'Est de l'embouchure (figure 56). Nous émettons l'hypothèse que la progradation post XIX^{ème} siècle du littoral situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône est alimentée partiellement à partir des sables plus grossiers issus de l'érosion du prodelta fossile du Bras de Fer. Cette question sera reprise dans la troisième partie de ce travail.

3-2-4 Les stocks sédimentaires hérités du Rhône du XVII^{ème} au XX^{ème}

Il nous a paru intéressant de comparer la granulométrie des apports sableux actuels du Rhône à celle du Bras de Fer, dont le stock intervient encore, nous le verrons, dans les dynamiques littorales actuelles à l'Ouest de l'embouchure. L'analyse porte sur la comparaison de dépôts prélevés dans des milieux fluviaux équivalents, bancs médians et latéraux émergés à l'étiage :

- sur le Rhône à l'amont immédiat de son delta, entre Beaucaire et Arles (RODITIS, 1993),
- sur le Petit Rhône et le Grand Rhône à l'aval d'Arles (ARNAUD-FASSETTA, *sous presse a*),
- et sur le Rhône du Bras de Fer (DAVID, 1996).

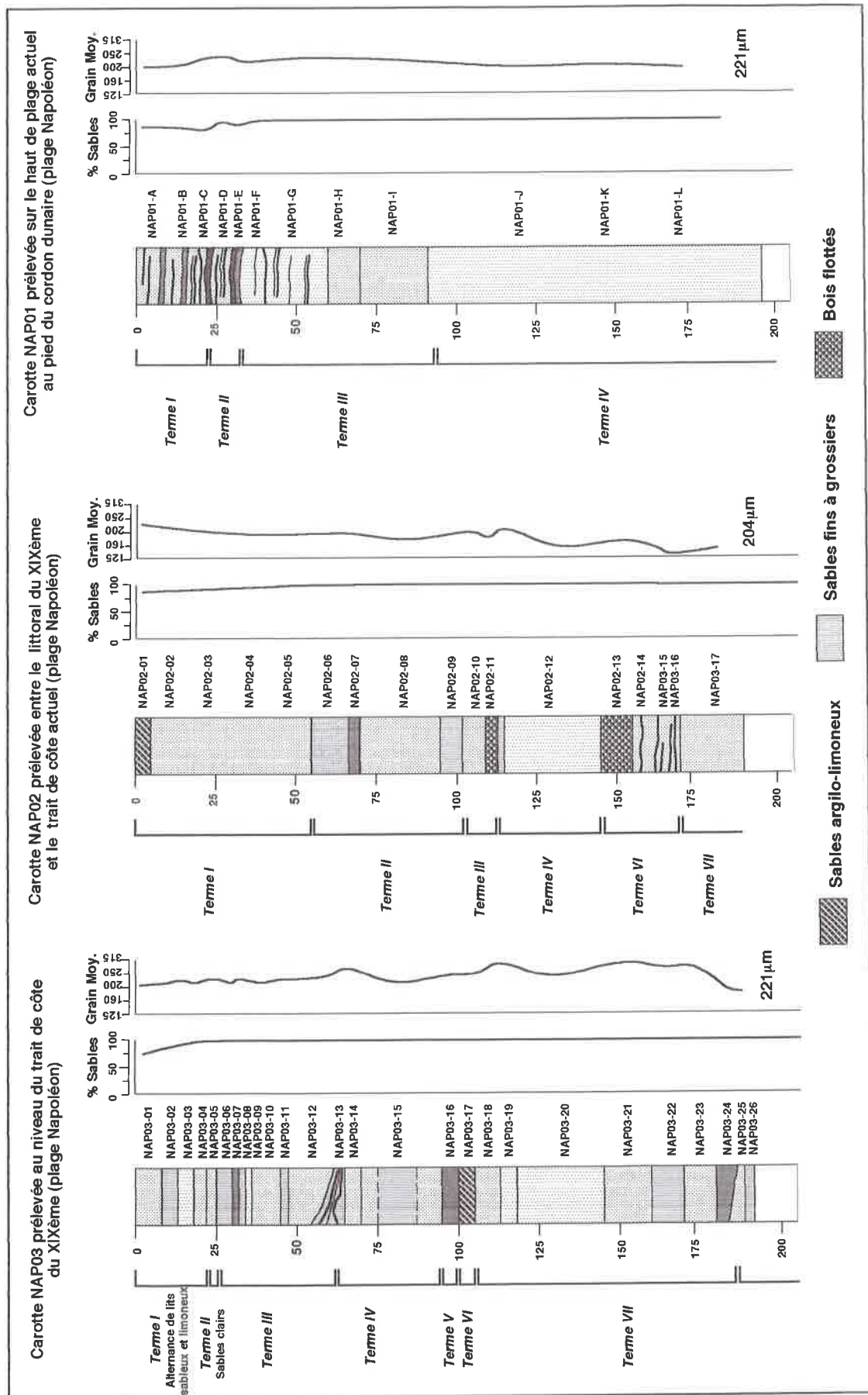


Figure 55. Résultats sédimentologiques des carottages effectués dans le prisme sédimentaire post XIXème (plage Napoléon)

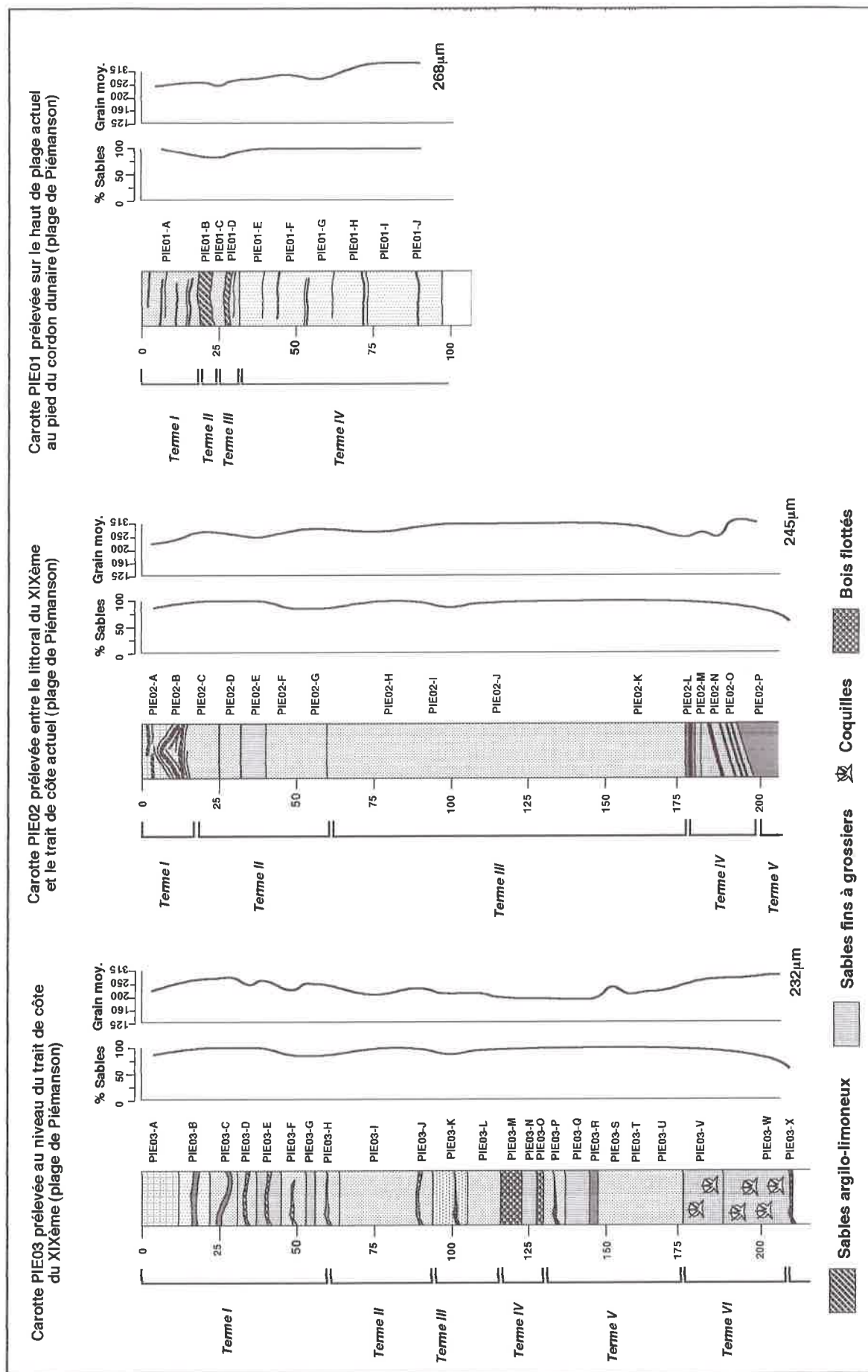


Figure 56. Résultats sédimentologiques des carottages effectués dans le prisme sédimentaire post XIXème (plage de Piémanson)

Les indicateurs granulométriques retenus pour la comparaison sont la médiane et le unpercentile (percentile le plus grossier). PASSEGA (1963 ; 1964) montre que ces paramètres déterminent, au mieux, les milieux de sédimentation et la dynamique de mise en place des dépôts, puisque, selon lui, la médiane décrit l'ensemble du matériel et le unpercentile mesure la compétence maximale du courant.

Les résultats montrent que les dépôts du Rhône actuel sont plus fins que ceux du Rhône du Bras de Fer (tableau 6). Les valeurs de la médiane et du unpercentile de ce dernier indiquent une présence importante des sables moyens, alors que sur le Rhône actuel la granulométrie est décalée vers les sables fins et les limons grossiers. Les fortes valeurs du unpercentile sur le Rhône du Bras de Fer indiquent une compétence élevée du fleuve durant cette période de fonctionnement de ce bras.

BRAS DU RHONE	MEDIANE	UNPERCENTILE
<i>Rhône du Bras de Fer</i>	400µm à 110µm	800µm à 340µm
<i>Grand Rhône (à l'amont d'Arles)</i>	310µm à 50µm	600µm à 280µm
<i>Grand Rhône (à l'aval d'Arles) et Petit Rhône</i>	310µm à 40µm	650µm à 210µm

Tableau 6. Indicateurs granulométriques du matériel transporté par le Rhône actuel et le Rhône du Bras de Fer (d'après DAVID, 1996).

La particularité granulométrique du Rhône du Bras de Fer est liée vraisemblablement à son fonctionnement durant le Petit Age Glaciaire ; il s'inscrit dans un contexte climatique et érosif particulier, marqué par une reprise de l'activité hydrologique et détritique qui affecte l'ensemble du bassin rhodanien et dont les effets sont certainement aggravés par une anthropisation croissante. Ce changement hydrosédimentaire s'accorde avec l'importance de l'activité torrentielle dans les Alpes du Sud (JORDA, 1980) et en Provence (PROVANSAL, 1993 ; 1995) au début des Temps Modernes. Sur le Rhône moyen et ses affluents alpins, la détérioration climatique du Petit Age Glaciaire à la fin du XIV^{ème} siècle est marquée par la recrudescence des apports solides grossiers (BRAVARD, 1989). La plaine de niveau de base enregistrerait avec un décalage chronologique de deux siècles l'arrivée de ce matériel grossier déplacé dans les bassins-versants alpins dès le début du Petit Age Glaciaire. Au XVII^{ème} siècle le delta connaît en effet une progradation très rapide (CARITEY, 1995) (figure 57).

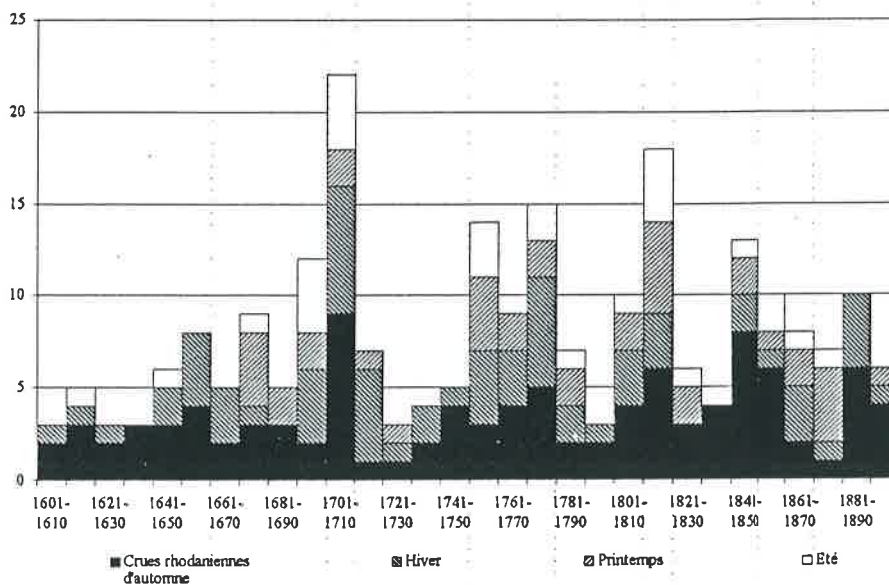
On retiendra donc que le Rhône du Bras de Fer a constitué un stock sédimentaire plus grossier, "identifiable" aux apports du Rhône actuel.

Conclusion

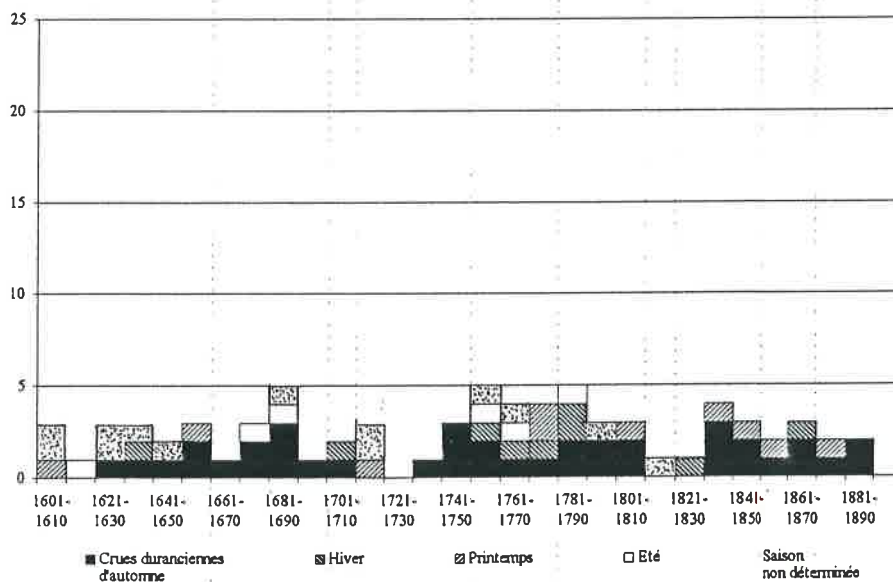
L'analyse des apports solides rhodaniens permet de conclure sur quatre points majeurs (figure 58) :

Le premier concerne la décroissance de la taille du matériel du fond du lit du Rhône vers les berges. En amont d'Arles, ce phénomène se traduit par le passage d'une charge de fond très grossière, constituée de galets et graviers (d_{50} 16 à 64mm), au matériel sableux des berges et des bancs médians, transporté en suspension (d_{50} 150 à

300µm). En aval d'Arles, le ballast disparaît au fond du chenal, la décroissance du matériel du fond du lit aux berges se fait des sables grossiers et moyens (d_{50} 100 à 300 µm) vers les sables fins et les limons (d_{50} 40 à 180µm).



Fréquence saisonnière décennale des crues du Rhône (PICHARD s.p.)



Fréquence saisonnière décennale des crues de la Durance (GUILBERT 1994)

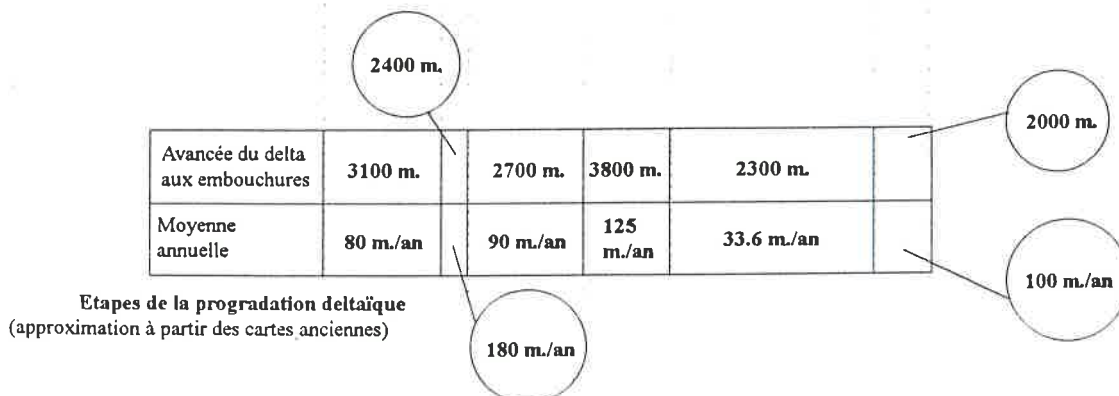


Figure 57. Etapes de la progradation du delta du Rhône au PAG (d'après CARITEY, 1995)

Le deuxième point concerne la décroissance du matériel de la charge de fond de l'amont vers l'aval de la plaine deltaïque. Trois secteurs se différencient :

- à l'amont de la diffluence (entre Beaucaire et Arles), on trouve une forte proportion de galets et graviers (d_{50} 16 à 64mm), les sables sont négligeables,
- ces derniers deviennent prépondérants à l'aval d'Arles (d_{50} 100 à 300 μ m) jusqu'à la barre d'embouchure où leur taille tend à augmenter (d_{50} 315 à 400 μ m),
- au niveau du talus du prodelta de Roustan jusqu'à -70m de profondeur, les limons prennent le relais (d_{50} 63 μ m) ; leur proportion s'accroît du sommet vers la base.

Ces changements granulométriques s'expliquent par la diminution de la compétence des courants après la diffluence entre le Grand Rhône et le Petit Rhône. On notera en outre que :

- suivant les secteurs et les dates de prélèvements, la nature de la charge de fond est très différente, ce qui explique peut-être les résultats divergents obtenus selon les auteurs dans l'estimation de la charge de fond (cf. § 2-2),
- une grande partie du matériel sableux est transportée en suspension à proximité du fond du lit et des berges, jusqu'à la barre d'embouchure, et échappe donc à la mesure du transport de fond par charriage.

Nous insisterons également sur les relations complexes de "rupture de charge" entre les dynamiques fluviales et littorales, caractérisées à la fois par un affinement moyen de la taille des sables, et, par un décalage chronologique des apports de crue, dont le matériel n'apparaît sur la plage Napoléon qu'avec plusieurs mois de retard.

Enfin, nous mettons en évidence une différence granulométrique entre les apports du Rhône du Bras de Fer, plus grossiers que ceux du Rhône actuel. Elle pourrait expliquer la dissymétrie granulométrique des sables prélevés dans les prismes sédimentaires récents de part et d'autre de l'embouchure : la rive gauche (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse) enregistrerait les apports du Rhône actuel, alors que la rive droite (plage de Piémanson et littoral de Faraman) serait principalement alimentée à partir du stock fossile constitué par le prodelta du Bras de Fer. Cette question sera reprise dans l'étude de la répartition longitudinale du matériel à la côte.

4 - REPARTITION DU MATERIEL SEDIMENTAIRE A LA COTE

La distribution du matériel sédimentaire du Rhône aux plages est caractérisée par une répartition longitudinale et transversale des sédiments par rapport au linéaire côtier ; cette distribution obéit aux lois de la dynamique sédimentaire littorale dont il faudra rappeler les éléments. Elle est, en outre, sensible aux variations saisonnières des apports fluviaux et des agents morphodynamiques.

L'analyse repose sur les études sédimentologiques réalisées sur l'ensemble du littoral depuis plusieurs décennies ; elle s'enrichit également des travaux effectués dans le cadre de cette recherche.

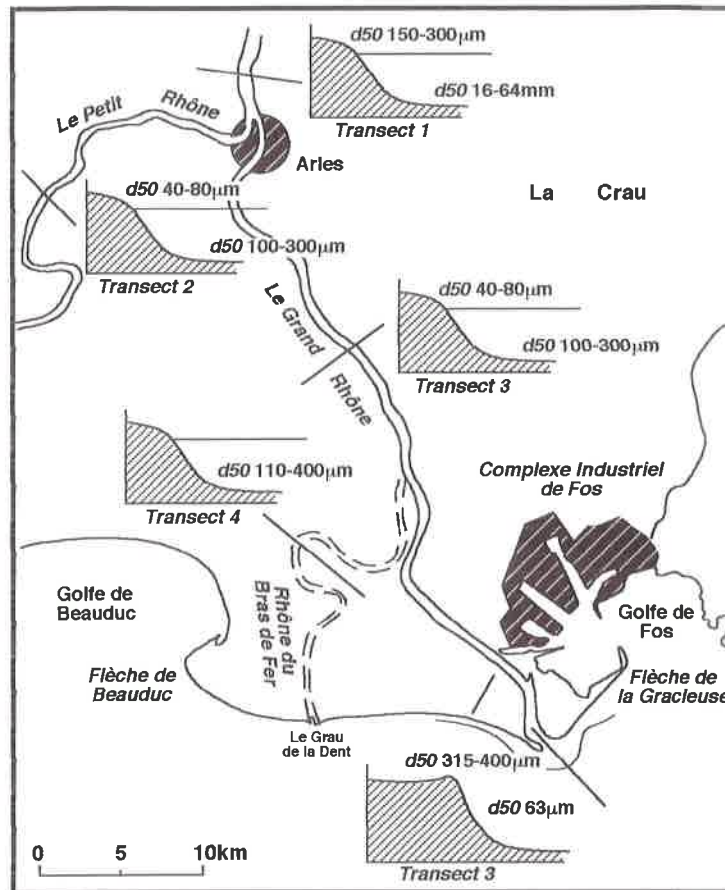


Figure 58. Répartition granulométrique de l'amont d'Arles à l'embouchure

4-1 Les sources d'informations

Dans un premier temps, on rappellera brièvement l'ensemble des données sédimentologiques que nous avons pu collecter sur ce secteur ; elles correspondent aux travaux de recherche et aux études d'impact réalisés depuis plusieurs décennies par les chercheurs et les aménageurs dans le delta du Rhône. Ces données ont été enrichies par des campagnes de prélèvements effectuées dans le cadre de ce travail.

4-1-1 Les études sédimentologiques antérieures

Les recherches bibliographiques ont permis de collecter huit campagnes de prélèvements :

- en 1955, sur l'ensemble du littoral situé de part et d'autre de l'embouchure du Rhône (KRUIT, 1955).
- en 1956, les recherches effectuées par DUBOUL-RAZAVET de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.
- en 1958, sur l'ensemble du littoral, du golfe de Fos à la flèche de Beauduc, par le service Maritime de Ponts et Chaussées des Bouches du Rhône (JUNIET, 1962).
- en 1969, une campagne effectuée par le LCHF sur le littoral situé à l'Est de l'embouchure (SOGREAH, 1988b).

- en 1971, sur le littoral situé à l'Est de l'embouchure. Les prélèvements ont été effectués par le Laboratoire de Géologie Marine et Sédimentologie Appliquée (C.A.M.) et traitées dans la thèse de VERNIER (1972); ces données ont été reprises et actualisées par ROUX (1983) dans son rapport pour la CNEOX.

- en 1988, sur la partie Est du littoral (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse) par la SOGREAH (1988b).

- en 1992, sur le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône entre la plage de Piémanson et la flèche de Beauduc (MASSELINK, 1992).

- en 1993, également à l'Ouest de l'embouchure du Rhône : de la plage de Piémanson aux Saintes.-Maries de la Mer (SOGREAH, 1994).

Pour l'ensemble de ces campagnes, les prélèvements ont été effectués de la plage émergée (estran) à une profondeur de -5 à -15m suivant les cas.

4-1-2 Les données récentes

Dans le cadre de cette recherche, des prélèvements ont été effectués sur douze profils répartis de part et d'autre de l'embouchure du Rhône (figure 59).

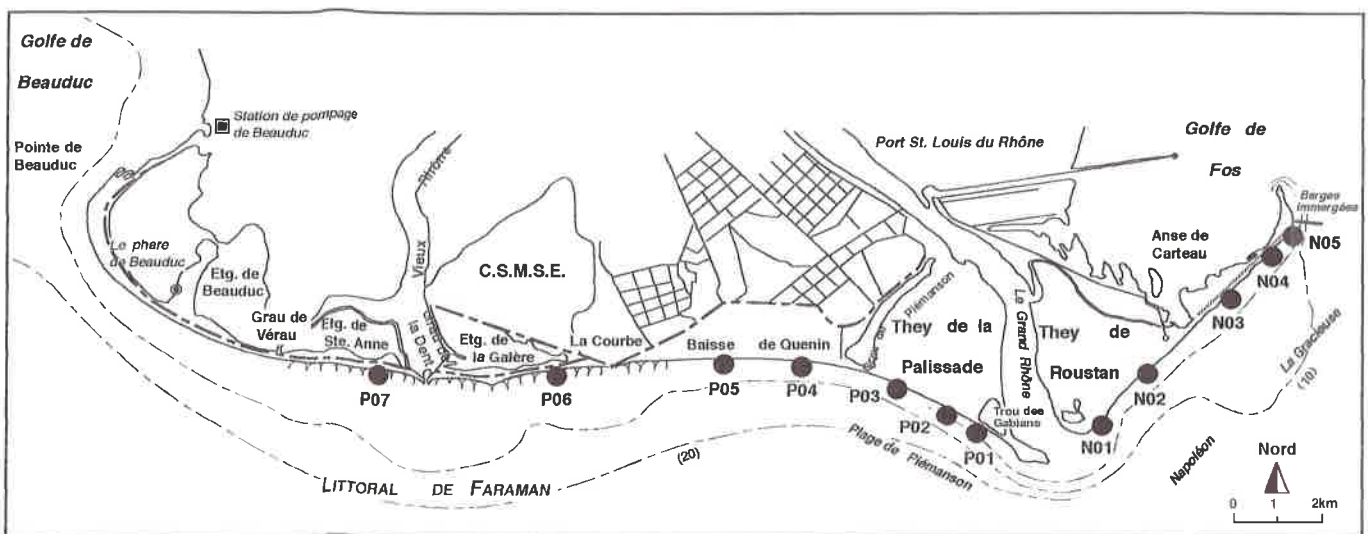


Figure 59. Localisation des prélèvements superficiels effectués en 1994-95-96

le choix des secteurs a été fait en fonction des critères morphosédimentaires et dynamiques qui ont été analysés dans la première partie de ce travail. Quatre campagnes d'échantillonnage ont eu lieu entre Février 1994 et Avril 1996 ; les trois dernières réalisées entre Novembre 1995 et Avril 1996 ont été effectuées pour cerner et lisser les dynamiques d'un semestre hivernal, en collaboration avec E. HENROT (HENROT, 1996) : si le Rhône n'a pas enregistré de crue importante durant cette dernière période, les mois de Janvier et de Février ont été caractérisés par des tempêtes importantes.

Cinq échantillons ont été prélevés sur chaque profil, entre le sommet du bourrelet de plage et le premier sillon pré-littoral, de façon à avoir une vue

représentative de l'ensemble du système (figure 60). Il arrive cependant, suivant les campagnes, que certaines unités morphologiques n'aient pas été échantillonnées, nous présentons un inventaire des prélèvements (tableau 7).

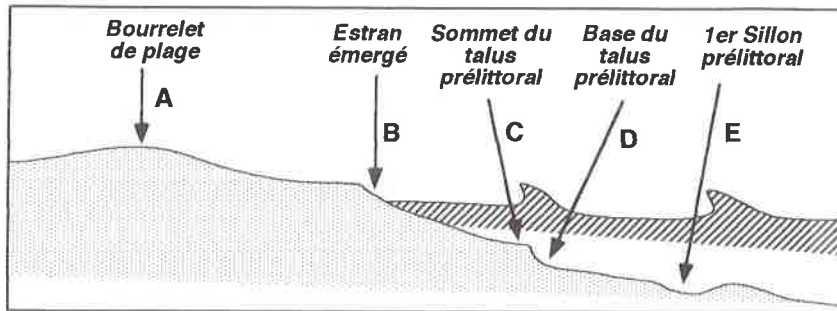


Figure 60. Localisation des prélèvements sur le profil transversal de la plage

	1994	1995	1996	
	1 campagne	1 campagne	2 campagnes	TOTAL
P07		A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	15
P06		A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	15
P05	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
P04	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
P03	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
P02	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
P01	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
N01	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
N02	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
N03	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
N04	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18
N05	B - D - E	A-B-C-D-E	A-B-C-D-E	18

Tableau 7. Inventaire des échantillons analysés en fonction des campagnes et unités morphologiques échantillonnées.

L'analyse granulométrique repose sur l'étude du *grain moyen*, du *Sorting index* et de l'*asymétrie* d'après FOLK et WARD (1957). Les valeurs obtenues par profil correspondent à la moyenne de chaque paramètre pour tous les échantillons à toutes les dates.

4-2 La distribution transversale

La distribution transversale du matériel sédimentaire concerne les changements de la granulométrie infralittorale ; elle est conditionnée par un ensemble de processus hydrosédimentaires suivant lequel un tri des sédiments s'effectue en fonction de la distance par rapport à la côte : d'un sable littoral, on passe graduellement en direction du large, à des sables fins limoneux, puis à des vases. Cette particularité s'exprime à partir de la cartographie synthétisée proposée par BERTRAND et L'HOMER (1975) (figure 61) mais elle s'observe également, de façon plus fine, par l'ensemble des études sédimentologiques citées précédemment (KRUIT, 1955 ; DUBOUL-RAZAVET,

1956 ; JUNIET, 1962 ; VERNIER, 1972 ; ROUX, 1983 ; SOGREAH, 1988b ; 1994). Ces données sont essentielles pour la définition de la profondeur limite du stock sableux susceptible d'être mobilisé par la houle.

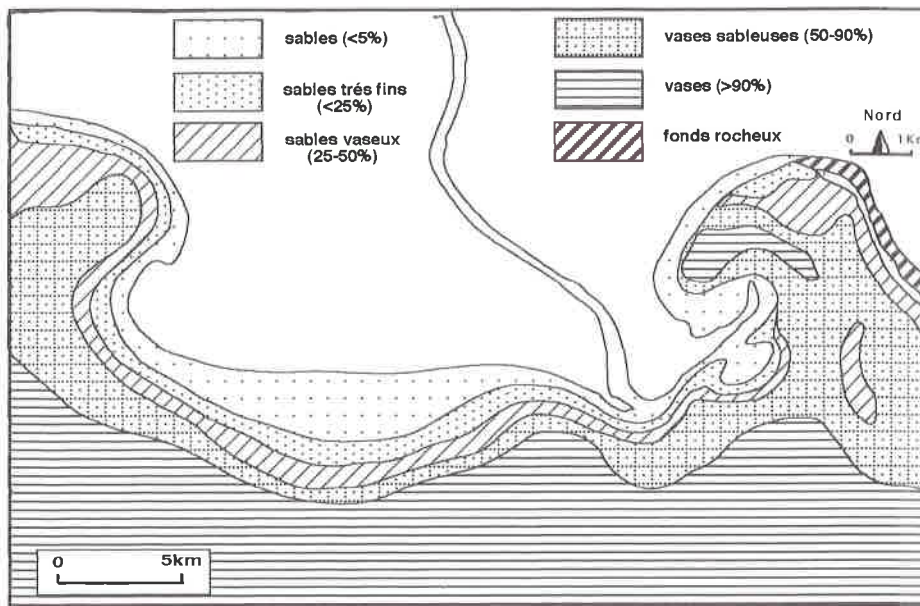


Figure 61. Répartition transversale des sédiments à la côte (d'après BERTRAND et L'HOMER, 1975)

4-2-1 A l'Est de l'embouchure

A l'Est de l'embouchure, on observe (figure 62) :

- des sables à la sortie du Rhône (dans l'axe du chenal) dont la médiane passe de $315\mu\text{m}$ à -2m à $184\mu\text{m}$ - $260\mu\text{m}$ à -5m . Nous avons vu qu'au-delà de cette profondeur les vases faisaient leur apparition (cf. § 3-2-3).
- au niveau du prodelta fossile de Pégoulie, les sables sont présents jusqu'à -10m de profondeur où leur taille tend à diminuer : $170\mu\text{m}$ à -2m , $120\mu\text{m}$ à -5m et $92\mu\text{m}$ à -10m . Au-delà de cette profondeur les vases apparaissent.
- au niveau du poulie de la flèche de la Gracieuse, les sables sont présents jusqu'à -10m de profondeur (médiane : $120\mu\text{m}$) ; à -15m , leur nombre diminue (57% du sédiment) en même temps que leur taille (médiane : $100\mu\text{m}$).
- dans le golfe de Fos, l'isobathe -5m marque l'apparition des vases ; le matériel sableux (médiane $120\mu\text{m}$ - $140\mu\text{m}$) est bien représenté jusqu'à -3m .

4-2-2 A l'Ouest de l'embouchure

En rive droite du Rhône, on observe (figure 63) :

- des sables dont la médiane est comprise entre $150\mu\text{m}$ et $180\mu\text{m}$ à 1m de profondeur, la taille du matériel diminue vers le large : $100\mu\text{m}$ à $120\mu\text{m}$ à -5m .
- au niveau de la plage de Piémanson, la taille des sables à -5m de profondeur est de $130\mu\text{m}$.

- au niveau du prodelta du Bras de Fer (secteur du Vieux Phare), la granulométrie des sables à -5m de profondeur est de 155 μ m, ils sont encore présents jusqu'à -15 à -20m bien que leur taille diminue (100 à 150 μ m).
- au droit de l'étang de Ste Anne, les sables prélevés à -5m de profondeur sont plus grossiers (185 μ m), leur taille diminue en direction de la flèche de Beauduc (155 μ m).
- dans le golfe de Beauduc, zone abritée, les vases font leur apparition à -10m de profondeur.

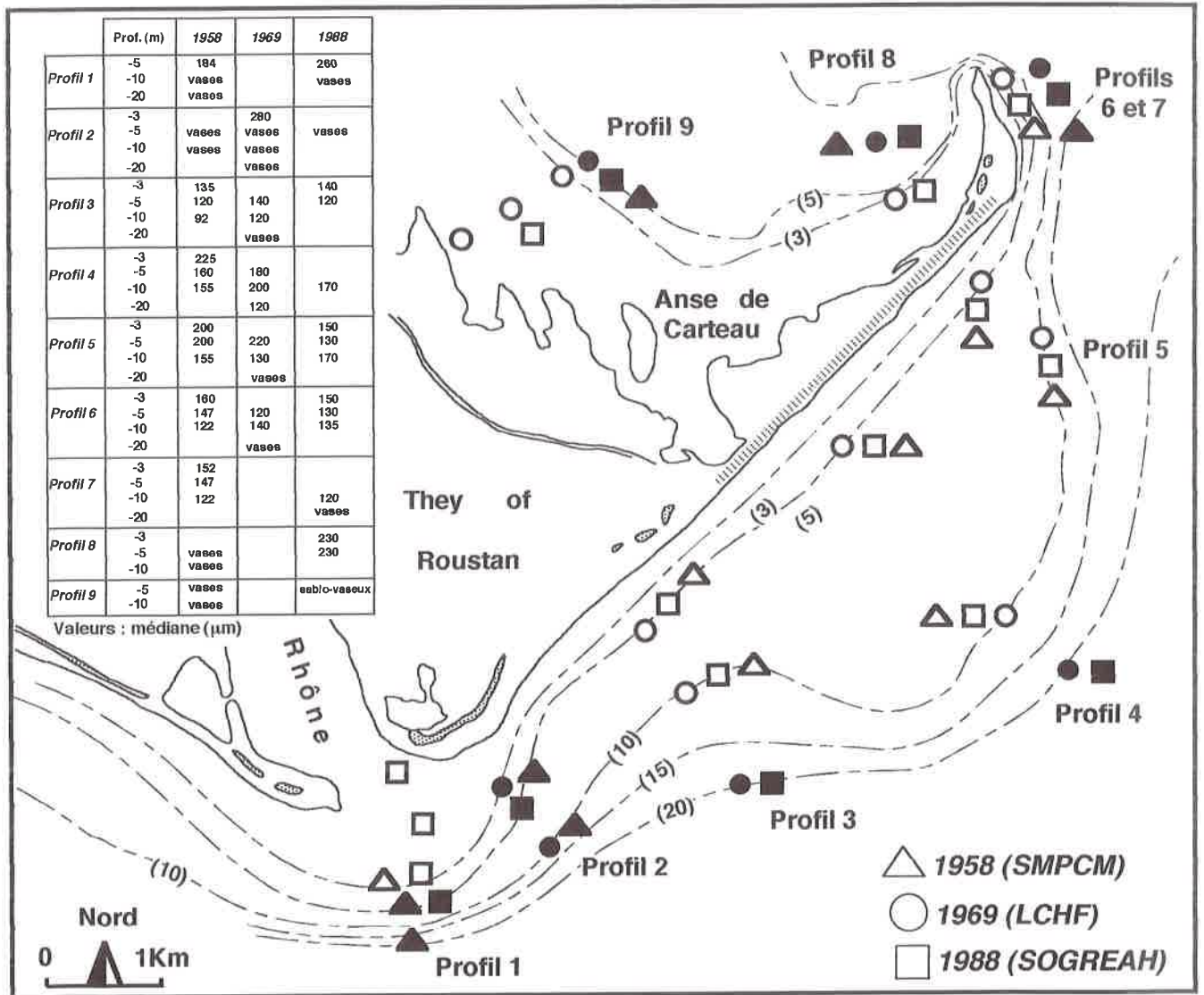


Figure 62. Répartition transversale des sédiments à l'Est de l'embouchure (figurés blancs : sables ; figurés noirs : vases)

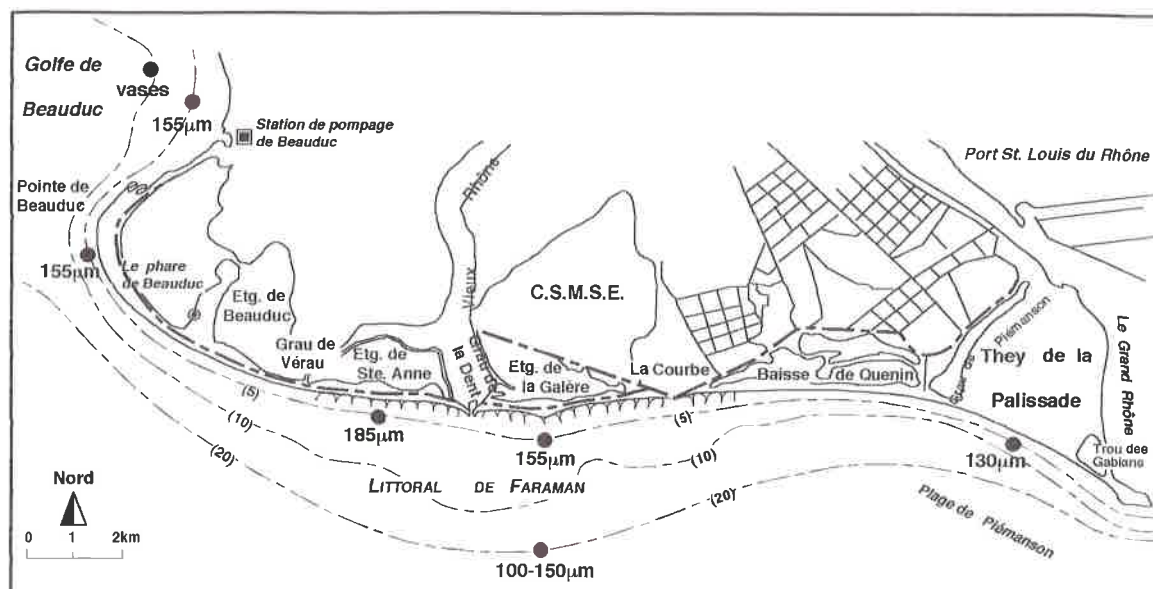


Figure 63. Répartition transversale des sédiments à l'Ouest de l'embouchure

En conclusion, on insistera sur la présence de sables encore "grossiers", sur le prodelta fossile du Bras de Fer, à des profondeurs importantes -15 à -20m ; ces résultats confirment le rôle essentiel de stock sableux qu'il joue sur cette partie du littoral. Sur le prodelta fossile de Pégoulie, en revanche, la taille du matériel tend à diminuer à partir de -10m de profondeur attestant d'un stock plus réduit qu'à l'Ouest du Rhône.

Le deuxième point concerne l'apparition "rapide" des vases au niveau du prodelta actuel de Roustan (-5m). L'ensemble de la charge sableuse se dépose donc entre l'exutoire et la barre d'embouchure au sommet du cône prodeltaïque. Nous avons vu que cet espace était marqué par une faible profondeur mais s'étendait sur plus de 3km par rapport à la côte (cf. *Partie 1, Chapitre 1, § 3-3*). Nous analyserons le rôle de la dynamique marine (houles et courants de dérive) dans la redistribution de ce matériel au rivage.

A profondeur égale (-5m), certains secteurs sont marqués par une granulométrie plus grossière, ils correspondent au prodelta fossile du Bras de Fer (secteur de Ste Anne et du Vieux Phare). A l'inverse, la plage de Piémanson, la flèche de Beauduc, et l'ensemble du littoral situé à l'Est de l'embouchure, sont caractérisés par un matériel plus fin. En accord avec les travaux effectués sur les deltas de l'Ebre (GUILLEN et JIMENEZ, 1995) et du Nil (FRIHY *et al.*, 1991), cette différence granulométrique pourrait traduire la présence de secteurs en érosion, caractérisés par un sable grossier, et en accrétion, marqués par un matériel plus fin. Cette question sera reprise ultérieurement.

Enfin, on indiquera que la limite des sables susceptibles d'alimenter le littoral est variable suivant les secteurs : sur la majeure partie du littoral elle se situe entre -5 et -10m ; elle augmente toutefois, sur le prodelta fossile du Bras de Fer et au niveau du poulie de la flèche de la Gracieuse (-15 à -20m) ; à l'inverse, elle est moins importante à l'embouchure et à l'arrière de la flèche de la Gracieuse dans l'anse de

Carteau (entre -3 et -5m). Cet élément joue un rôle essentiel dans la définition de la limite de mobilité du profil vertical que nous aborderons dans la troisième partie.

4-3 Distribution longitudinale du matériel à la côte

La distribution longitudinale du matériel sédimentaire à la côte est conditionnée par un ensemble de processus hydrosédimentaires correspondant à des "lois", dont nous rappellerons les principes ; dans un second temps, nous en testerons la validité sur l'ensemble du littoral.

4-3-1 La distribution granulométrique longitudinale des sables et sa signification

Plusieurs auteurs ont proposé des lois justifiant la distribution granulométrique en fonction du transit sédimentaire parallèle à la côte (longshore). Ainsi MCLAREN et BOWLES (1985) ont élaboré un modèle selon lequel les sables seraient de plus en plus grossiers, mieux triés et leur distribution aplatie négativement dans le sens du transport. L'application du modèle suppose trois règles essentielles :

- le transport longshore doit être unidirectionnel,
- le matériel sableux doit provenir d'une seule source sédimentaire,
- le transport sédimentaire doit être le facteur essentiel qui commande la texture des sédiments.

Dans le delta du Nil, FRIHY *et al.*, (1991) montrent que ce schéma peut être perturbé par la présence de cellules de fonctionnement locales. Ces dernières sont liées aux variations de l'énergie des agents marins, qui déterminent des secteurs d'avancée ou de recul du littoral et se superposent au gradient décroissant du transport sableux. Au sein de ces cellules, il y a une sélection des grains de sable depuis les zones en érosion jusqu'aux zones en accrétion. Les zones en érosion présentent alors un matériel plus grossier et moins bien trié que celui des zones en accrétion.

Cette dynamique morphosédimentaire est confirmée par les travaux réalisés dans le delta de l'Ebre (GUILLEN et JIMENEZ, 1995). Les auteurs montrent que les sables sont plus grossiers et mieux triés dans le sens du transport longshore ; mais les secteurs en érosion ou caractérisés par une dérive littorale plus rapide peuvent présenter les mêmes caractéristiques et perturber ainsi l'organisation tendancielle générale.

4-3-2 Les résultats obtenus à partir des prélèvements in situ

JUNIET (1962) montre une variation longitudinale du matériel sableux, du littoral de la flèche de la Gracieuse au golfe de Fos ; il compare ses résultats avec la granulométrie des sables du Rhône entre Arles et la mer (figure 64) et montre que les sédiments littoraux sont globalement plus fins que les apports fluviaux (la médiane est de 178 μ m à 255 μ m pour les premiers contre 300 μ m à 420 μ m pour les seconds). Par ailleurs, il met en évidence une grossièreté croissante du matériel sédimentaire de l'embouchure à l'extrémité de la flèche de la Gracieuse, alors qu'à l'Ouest, la granulométrie apparaît plus variable (figure 65) : de la plage de Piémanson au Grau de

la Dent, on ne distingue pas de tendance nette, en revanche, elle est beaucoup plus claire du Grau de la Dent à la flèche de Beauduc où les sables deviennent plus grossiers.

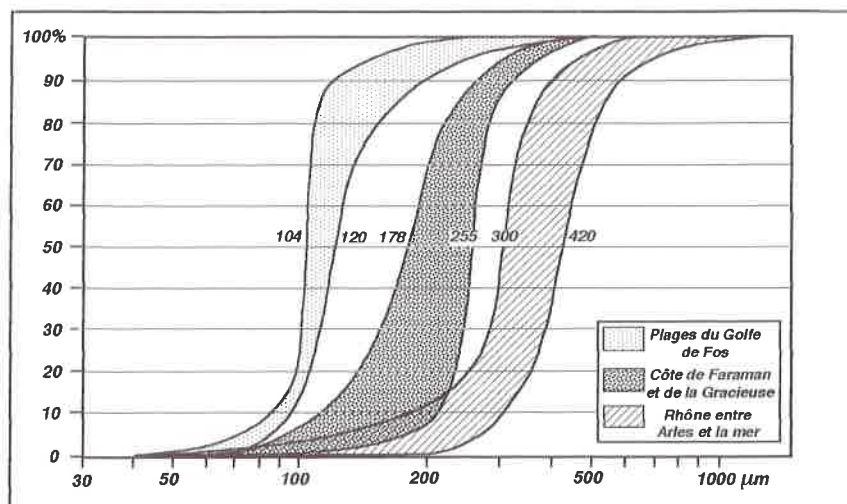


Figure 64. Comparaison des sables du Rhône et du littoral (d'après JUNIET, 1962)

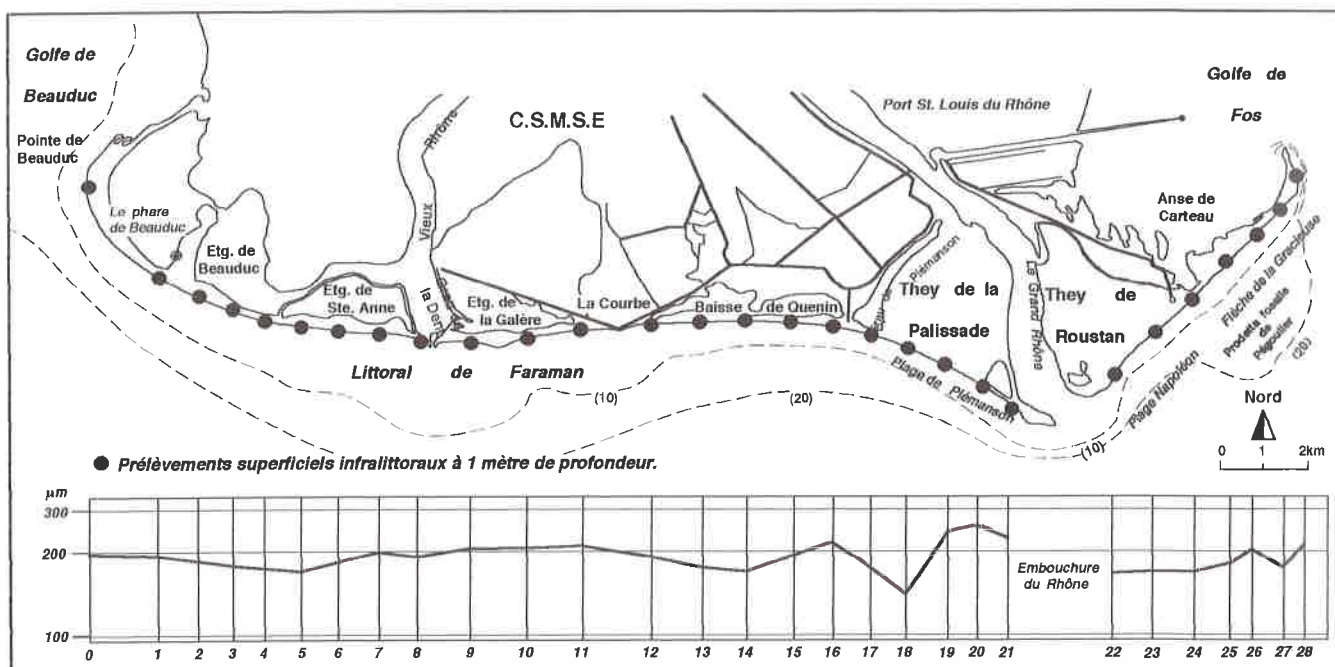


Figure 65. Distribution longitudinale des sédiments à la côte (d'après JUNIET, 1962)

MASSELINK (1992) étudie 29 échantillons prélevés entre le Grand Rhône et la flèche de Beauduc et montre que les sables sont globalement de plus en plus fins (330µm à 180µm) et moins bien triés (0,4 à 0,1 phi), du Grand Rhône vers la flèche de Beauduc.

Les prélèvements effectués dans le cadre de cette étude soulignent également la forte hétérogénéité sédimentaire entre les plages des deux rives du Rhône (figure 66) :

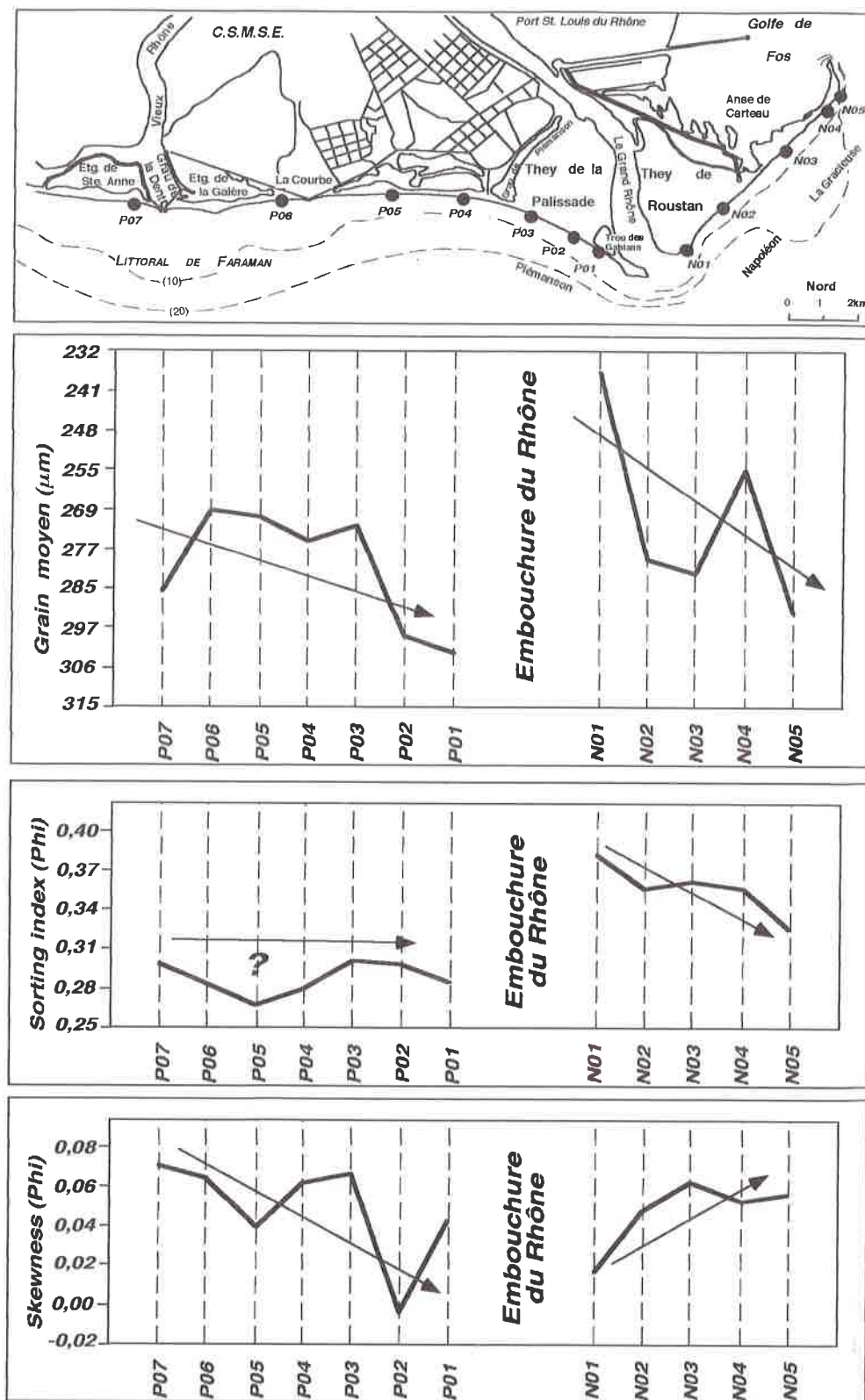


Figure 66. Distribution longitudinale des sédiments à la côte et application de la loi de MCLAREN et BOWLES (1985)

La rive droite est caractérisée par des sables plus grossiers (259 à 306 μ m), mieux triés (0,26 à 0,30phi) et plus homogènes que ceux de la rive gauche (232 à 285 μ m ; 0,34 à 0,37phi). Ces différences peuvent être liées à l'intervention de sources sédimentaires différentes ; mais on ne peut *a priori* écarter le rôle des phénomènes d'érosion ou d'accrétion variables suivant les secteurs :

- à l'Est de l'embouchure et jusqu'à l'extrémité de la flèche de la Gracieuse, on observe une tendance nette à l'accroissement de la granularité, à l'amélioration du tri d'Ouest en Est. Ces caractères confirment, en accord avec la loi de MCLAREN et BOWLES (1985), l'existence d'un transit dominant d'Ouest en Est ; en revanche, l'évolution du Skewness montre un enrichissement en particules fines contraire à ce modèle.

On soulignera cependant que l'évolution tendancielle des paramètres granulométriques n'est pas linéaire : les profils N02 et N03, situés au droit du cône fossile de Pégoulie, correspondent à l'intervention localisée d'un matériel plus grossier et moins bien trié ; ce dernier pourrait être lié au remaniement des sables du prodelta de Pégoulie ou à des phénomènes érosifs localisés sur la zone de réfraction et de convergence des houles associée à cette topographie sous-marine. Nous verrons plus loin que ces deux ordres de causalité ne s'excluent pas et permettent d'expliquer le fonctionnement de ce secteur.

- à l'Ouest de l'embouchure, la variation longitudinale des paramètres granulométriques est plus floue. Globalement, la granulométrie s'accroît d'Ouest en Est, mais la tendance est moins nette pour le tri et l'asymétrie des sables.

L'accroissement du grain moyen confirmerait la prédominance d'un transport d'Ouest à partir des sables plus grossiers du prodelta fossile du Bras de Fer ; ainsi s'explique la dissymétrie sédimentaire observée de part et d'autre de l'embouchure. Dans le détail, on soulignera cependant l'anomalie du profil P07, caractérisé par un matériel très grossier, qui correspondrait à un secteur en érosion rapide et confirmerait les données sédimentologiques infralittorales dans ce secteur (cf. § 4-2-2).

Le tri et l'asymétrie des sables sont moins explicites et soulignent l'existence d'un fonctionnement en cellules à l'inverse d'une tendance mono-directionnelle. On peut donc émettre l'hypothèse que cette dernière joue un rôle moins notable dans ce secteur : la faiblesse du transport longitudinal confère alors une plus grande importance aux facteurs locaux (plages dissipatives ou réfléchives, phénomènes de convergence ou de divergence de la houle, etc.).

En conclusion, l'analyse de la répartition longitudinale du matériel sédimentaire montre une distribution complexe, on observe :

- en rive gauche du Rhône, des sédiments globalement plus grossiers et mieux triés de l'embouchure vers la flèche de la Gracieuse. En accord avec la loi de MCLAREN et BOWLES (1985), cette distribution traduit l'existence d'un transit sédimentaire longshore orienté d'Ouest en Est. Toutefois, l'intervention locale des paramètres bathymétriques ou de l'action différentielle de l'énergie des houles à la côte, perturbent le modèle.

- à l'Ouest de l'embouchure, la taille des sédiments augmente clairement de l'étang de Ste Anne vers la pointe de Beauduc, confirmant le sens du transit sédimentaire dans ce secteur. Du Grau de la Dent à la plage de Piémanson, l'image apparaît beaucoup plus complexe traduisant vraisemblablement l'importance des phénomènes locaux

d'érosion ou d'accrétion. Ces processus seront décrits et analysés dans la troisième partie de ce travail.

Conclusion

L'étude de la répartition transversale et longitudinale du matériel sédimentaire à la côte insiste sur trois points :

- elle permet de définir la profondeur limite du matériel sableux susceptible d'être mobilisé par les houles et d'alimenter le littoral. Ces données serviront d'élément d'interprétation pour le calcul de la profondeur limite de mobilité du profil vertical (cf. Partie 3).

- elle donne les premiers éléments d'analyse de la dérive littorale. Cette dernière apparaît clairement définie à l'Est de l'embouchure, à l'Ouest du Rhône la circulation est beaucoup plus complexe. Cette question sera reprise dans l'étude des courants.

- enfin, l'utilisation de l'image C/M (figure 67) conforte l'idée d'un matériel globalement plus grossier en rive droite du Rhône (cf. § 3-2-4), renforçant l'hypothèse de deux sources sédimentaires : le prodelta fossile du Bras de Fer à l'Ouest de l'embouchure, et les apports du Rhône actuel, plus fins, à l'Est.

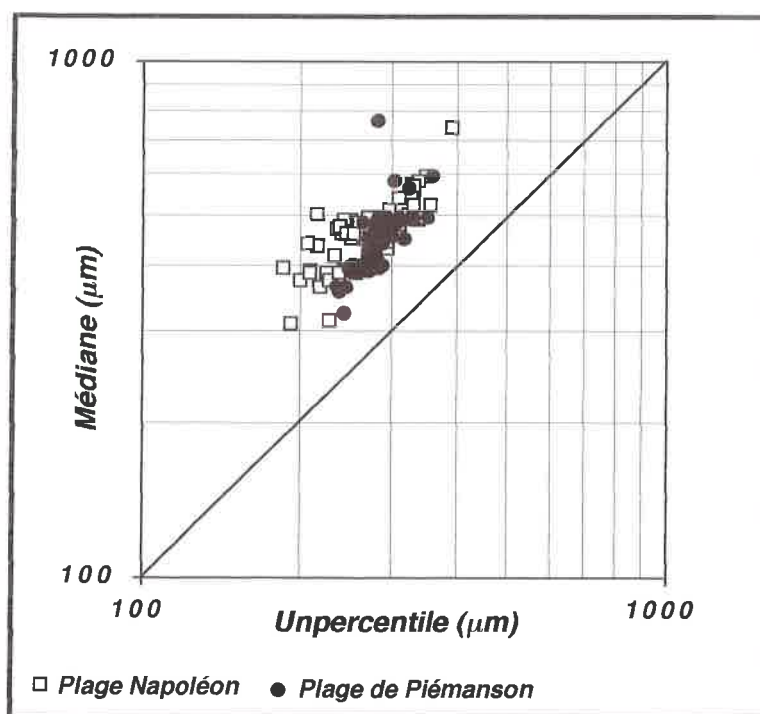


Figure 67. Image CM des sables de part et d'autre de l'embouchure

5 - CONCLUSION

Le régime rhodanien est caractérisé par un fonctionnement saccadé traduisant l'importance des organismes secondaires dans la variation du débit liquide. Les

affluents méditerranéens, jouent à ce titre, un rôle essentiel dans le gonflement brutal et important des eaux.

Il n'existe pas de relation évidente entre les débits liquide et solide (MES) ; l'importance du matériel transporté par le Rhône dépend du type de crue et de la période à laquelle elle intervient. Qui plus est, la charge de fond n'entretient pas des rapports quantitatifs simples avec les MES ; son estimation montre des valeurs extrêmement disparates (50.000m³/an à 4.125.000m³ pour un épisode), reflétant l'hétérogénéité des approches quantitatives utilisées mais également, l'importante variabilité de la capacité de transport du fleuve.

Les barrages ne semblent pas intervenir de façon aussi importante dans le piégeage des apports de MES et de la charge de fond lors des crues exceptionnelles ; la réduction de la charge solide transportée par le Rhône serait donc antérieure aux aménagements hydrauliques et s'expliqueraient avant tout par un changement climatique depuis la fin du Petit Age Glaciaire : le XXème siècle est en effet marqué par la réduction des écarts hydrologiques du Rhône se traduisant par la prédominance des crues moyennes à faibles beaucoup plus sensibles aux rétentions qu'exercent alors les aménagements le long du fleuve. On mentionnera toutefois le rôle des gravières dans la réduction de la charge de fond ; cet élément intervient également, de façon variable suivant les secteurs, dans la diminution de ces apports.

L'analyse du matériel sédimentaire transporté par le Rhône montre une décroissance granulométrique de la charge de fond de l'amont vers l'aval de la plaine deltaïque. D'un matériel grossier constitué de galets et graviers (d_{50} 16 à 64mm) entre Arles et Beaucaire, on passe graduellement à des sables (d_{50} 150 à 300 μ m) à l'aval d'Arles. De l'embouchure à la barre d'embouchure, ces sables tendent à augmenter (d_{50} 315 à 400 μ m), en revanche ils disparaissent à l'aval du talus prodeltaïque. Enfin, l'analyse montre une différence granulométrique entre les apports du Rhône du Bras de Fer, plus grossiers que les apports du Rhône actuel.

La répartition du matériel sédimentaire à la côte est marquée par une distribution longitudinale et transversale des sédiments :

- la limite des sables utiles à l'alimentation du littoral varie suivant les secteurs : elle se situe, sur la majeure partie du littoral, entre -5 et -10m de profondeur ; au niveau du prodelta fossile de Pégoulie et du poulier de la flèche de la Gracieuse elle augmente (-15 à -20m), dans l'anse de Carteau et à l'embouchure actuelle elle varie entre -3 et -5m.

- la distribution longitudinale, quand à elle, montre (i) une hétérogénéité du matériel sédimentaire de part et d'autre de l'embouchure du Rhône : à l'Ouest, l'alimentation se fait à partir de sables grossiers issus de l'érosion du prodelta fossile du Bras de Fer, à l'Est du Rhône, les apports actuels plus fins jouent un rôle essentiel dans l'alimentation du littoral ; (ii) les premiers éléments d'analyse de la dérive littorale sont mis en évidence : une circulation d'Ouest se dessine à l'Est de l'embouchure, à l'Ouest du Rhône la situation apparaît beaucoup plus complexe.

CHAPITRE 2

LES DYNAMIQUES MÉTÉO-MARINES

La compréhension et la quantification des transferts sédimentaires sur le littoral oriental du delta du Rhône, repose préalablement, sur l'analyse des agents morphodynamiques responsables de la mobilité des sédiments et des modifications qu'ils entraînent. L'étude des dynamiques météo-marines constitue à ce titre, une part importante de ce travail.

Nous séparons les processus éoliens de la dynamique marine caractérisée par l'action des houles, des courants et des variations du niveau de la mer. L'ensemble de ces agents interviennent à des échelles de temps et d'espace différentes : l'analyse portera donc sur l'étude des variations "épisodiques", saisonnières et pluri-décennales de chacun d'eux.

Cette étude repose sur l'ensemble des données météo-marines enregistrées sur le delta du Rhône depuis plusieurs décennies ; nous analyserons successivement la dynamique éolienne, les caractéristiques de la houle et des courants, et les variations du niveau de la mer à partir des données marégraphiques.

1 - LA DYNAMIQUE EOLIENNE

Le vent est un agent essentiel dans la morphogénèse de la frange littorale du delta du Rhône. Il intervient en effet à la fois sur les dynamiques marines (houles, surcotes) et sur la mobilisation des sables secs. Les caractères climatiques des vents en Basse-Provence ont fait l'objet de quelques études sur lesquelles nous nous appuyerons. Mais il a fallu acquérir et traiter une partie des données anémométriques dans le cadre de cette recherche. Comme pour les apports fluviaux, on tentera une approche de leur variabilité à long terme et à l'échelle saisonnière et épisodique.

1-1 Acquisition des données

Le vent sur le delta du Rhône est enregistré quotidiennement par la station météorologique de la Tour du Valat depuis les années 60. Cependant, les données ne sont disponibles qu'à partir de 1987, date à laquelle cette station a rejoint le réseau national de Météo France. L'analyse des tendances sur une durée d'enregistrement aussi courte ne permet aucune étude significative. Situé à 20km du rivage, ce poste donne en outre, une image déformée des vents à la côte ; enfin, la position de la girouette au milieu d'une végétation dense et haute sous-estime la vitesse des vents de terre (Mistral). Pour ces multiples raisons, ces données n'ont pas été utilisées.

L'étude du régime et de la distribution saisonnière des vents a donc été réalisée à partir des mesures effectuées entre 1962 et 1994 par la station météorologique du Cap Couronne (figure 68). Par rapport au secteur étudié, elle se trouve légèrement excentrée vers l'Est ; cependant, elle est particulièrement bien exposée aux vents dominants de mer et de terre.

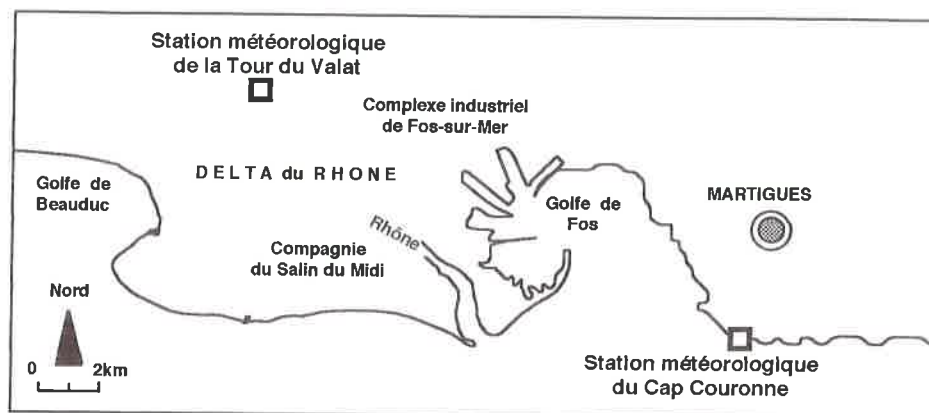


Figure 68. Localisation des stations météorologiques Météo France

1-2 Un régime des vents contrasté

Dans le delta du Rhône, le régime des vents dominants est caractérisé par deux directions opposées : les vents de *terre*, de secteur NW et N-NW correspondant en partie au Mistral et à la Tramontane, les vents de *mer* de secteur Est et E-SE et, en proportion moins importante, les vents de secteur Ouest.

Les vents de *terre* représentent 34% à 37% du régime total ; le plus fréquent (*Mistral*), de secteur NW, souffle tout au long de l'année. Ce vent particulièrement violent est caractérisé par une vitesse moyenne de 8m/s à 11m/s ; il dépasse fréquemment 25m/s. La Tramontane, vent de secteur N-NW, moins fréquente, est caractérisée par des vitesses plus importantes (vitesse moyenne de 11m/s à 14m/s et maxima supérieurs à 28m/s). Le vent d'W-WNW souffle sur de courtes durées mais il est particulièrement violent (10m/s à 14m/s). Les vents de secteur Nord restent faibles, tant en puissance qu'en fréquence.

Les vents de *mer* soufflent en moyenne entre 20% et 30% de l'année. Les vents de secteur E à SE (Levant, Eissero) sont les plus fréquents ; leur vitesse peut atteindre plus de 22m/s. Moins importants sont les vents de secteur W à SW. Les enregistrements effectués entre 1962 et 1995 par la station météorologique du Cap Couronne permettent de donner une répartition moyenne des vents de mer sur l'année (tableau 8).

VITESSES (m/s)	DIRECTIONS DOMINANTES DES VENTS DE MER					VENTS DE TERRE
	Est	SE	Sud	SW	Ouest	/
< 10	6,9	9,9	2,3	3,7	7,9	/
de 10 à 17	2,4	5,9	0,4	0,7	4,1	/
> 17	0,8	1,6	0	0,2	0,9	/
Total	10,1	17,4	2,7	4,6	12,4	52,8

Tableau 8. Répartition des vents de mer dominants en fonction de la vitesse (source : Météo France)

L'étude des vents tri-horaires met en évidence une variation saisonnière caractérisée par le renforcement des vents d'Ouest au printemps et en été (figure 69) :

- les vents de terre ne présentent aucune distribution saisonnière marquée. Ils soufflent tout au long de l'année. Cependant, leur fréquence augmente durant la période hivernale (mois de Février et Mars).

- les vents de mer sont généralement liés aux tempêtes d'équinoxe (automne et printemps). Les vents d'Est à E-SE sont dominants durant l'automne et l'hiver où ils atteignent les vitesses les plus importantes (10m/s). Ils décroissent dès le printemps, relayés par des vents de secteur SE à SSE. D'une extrême violence (vent > 22m/s), les vent de secteur Ouest à SW soufflent surtout durant la période estivale, du mois de Juin à fin du mois d'Août.

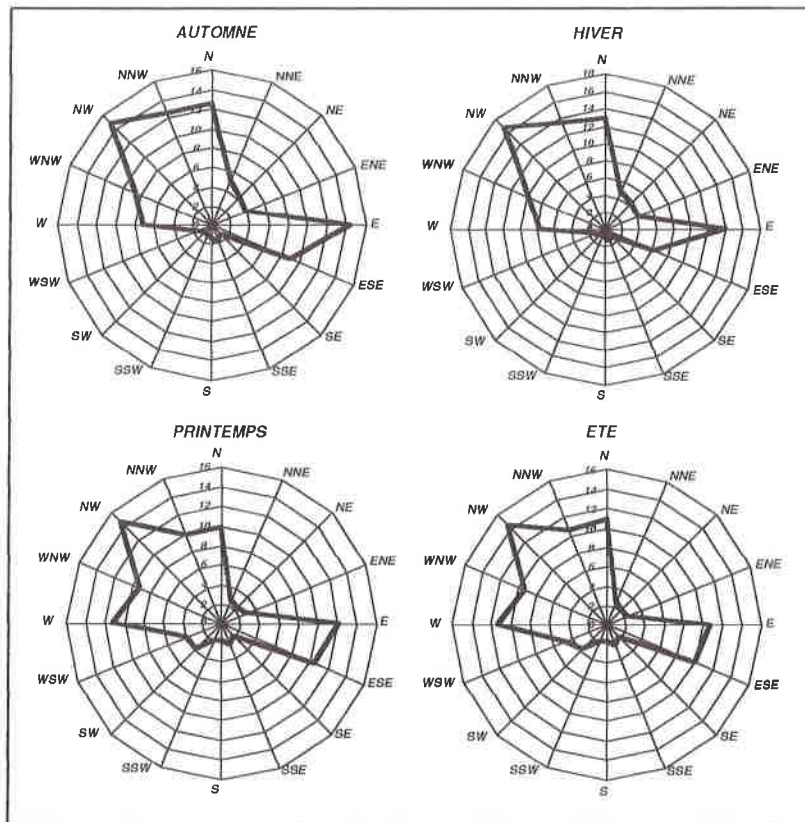


Figure 69. Distribution saisonnière des directions de vent

La répartition saisonnière des vitesses, toutes directions de vents confondues, montre qu'à l'exception de l'été les périodes automnale, hivernale et printanière comprennent 70% de vents inférieurs à 10m/s. Pour la période estivale ils forment

80% du total. Inversement, la proportion de vents supérieurs à 11m/s diminue en été, alors qu'elle est beaucoup plus importante durant le reste de l'année, en particulier en automne et en hiver (tableau 9).

VITESSES	AUTOMNE	HIVER	PRINTEMPS	ETE
< 10m/s	69,5%	68%	70%	79%
11m/s à 19m/s	26%	27%	26,5%	19%
> 20m/s	4,5%	5%	3,5%	2%

Tableau 9. Répartition saisonnière des vitesses de vents, toutes directions confondues, entre 1962 et 1994.

En conclusion, le régime des vents sur le littoral du delta du Rhône est caractérisé par deux directions principales : les vents de NW et NNW (Mistral, Tramontane) et les vents d'E-SE. Les vents de terre soufflent toute l'année, ils sont toutefois particulièrement violents durant la période hivernale (Février). Les vents de mer, liés aux tempêtes d'E-SE, sont actifs durant les périodes d'équinoxe. On notera également l'apparition de vents violents de secteur W-SW présents à la fin du printemps et de l'été. L'ensemble de ces observations montre que la période la plus efficace pour les dynamiques éoliennes s'étend de Septembre à Février.

Seuls les vents les plus rapides sont cependant susceptibles d'avoir une action d'entraînement sur la surface de la mer et sur les particules sableuses. Les mesures de terrain effectuées sur les transports éoliens (SUANEZ, 1993), et sur l'impact morphosédimentaire des tempêtes (BRUZZI, 1995) dans le delta du Rhône, permettent de définir un seuil de vent morphogène $\geq 11\text{m/s}$.

1-3 Tendances évolutives des vents de 1962 à 1994

Les traitements statistiques reposent sur les enregistrements tri-horaires seuillés ($\geq 11\text{m/s}$). Ces derniers ont été d'abord séparés en fonction des deux principales directions mises en évidence plus haut : les vents de mer correspondant aux secteurs $\geq 80^\circ$ (Est) et $< 280^\circ$ (WSW) ; les vents de terre correspondant aux secteurs $\geq 280^\circ$ et $< 80^\circ$. Dans un deuxième temps, il a fallu éliminer les données non significatives ou redondantes aux deux directions : pour chacune d'entre elles, n'ont été retenus que les épisodes d'au moins 9h d'enregistrement consécutif $\geq 11\text{m/s}$.

1-3-1 Les vents de mer

Les vents de mer ont été subdivisés en trois directions principales : les vents de S-SE ($\geq 80, < 110$) ; E-SE ($\geq 110, < 200$) ; W-SW ($\geq 200, < 280$). On note la très faible représentation des épisodes d' W-SW (1% du total) ; les vents de secteur E-SE et S-SE sont les plus fréquents : 40% et 59% (figure 70).

L'évolution sur l'ensemble de la période montre une augmentation de la fréquence des épisodes de vents forts. Cette tendance est toutefois peu significative ($r^2 : 0,4$) et elle est marquée par une grande variabilité inter-annuelle (figure 71). La courbe enregistre en effet deux accidents majeurs :

- à partir de 1974, on observe une augmentation brutale des événements correspondant à une recrudescence des tempêtes.

- entre 1986 et 1990, le nombre d'épisodes diminue de 70% avant d'augmenter de nouveau jusqu'en 1994. Cette diminution pourrait s'expliquer par une activité prépondérante des vents de terre (Mistral) durant cette période.

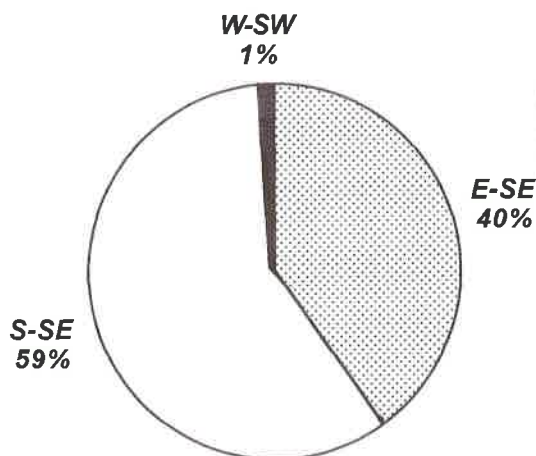


Figure 70. Distribution des différentes directions de vents de mer

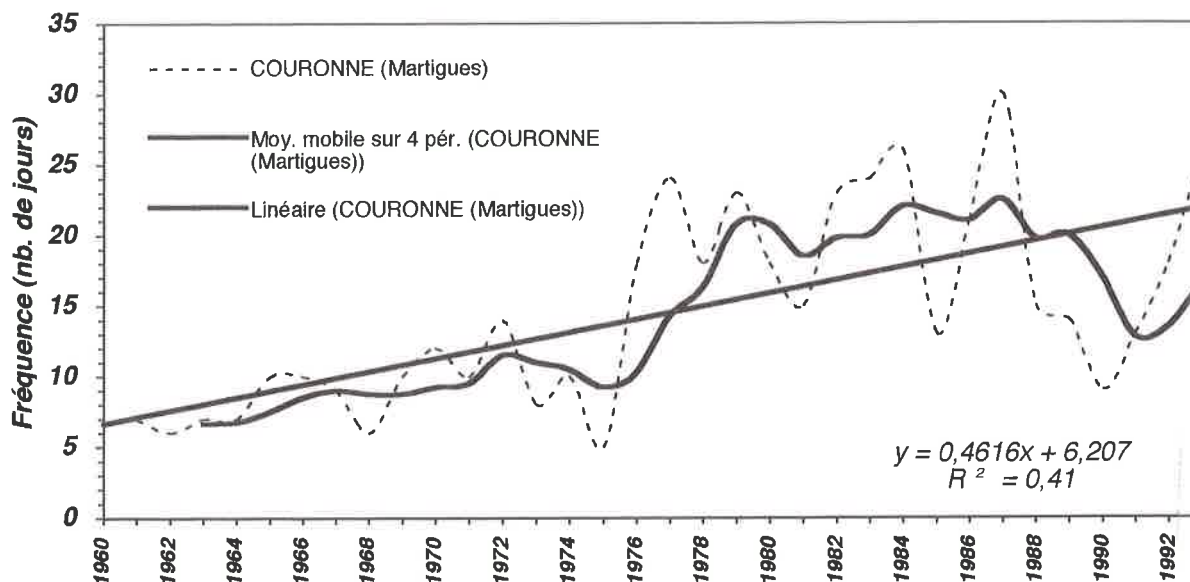


Figure 71. Fréquence des vents de mer $\geq 11m/s$ entre 1962 et 1994

1-3-2 Les vents de terre

L'analyse des vents de terre montre également une tendance à l'augmentation du nombre d'épisodes ; la tendance est un peu plus significative que pour les vents de mer (r^2 : 55%) mais elle reste toutefois marquée par une importante variabilité inter-annuelle (figure 72). Trois périodes se dégagent :

- la période comprise entre 1962 et 1977 observe une légère augmentation du nombre d'épisodes, ce dernier passe de 12 à 30 jours/an.

- un accident brutal intervient à partir de 1977 et jusqu'en 1981, il se traduit par une hausse importante de la fréquence.
- à partir du début des années 80, malgré une forte variabilité inter-annuelle, l'évolution reste stable.

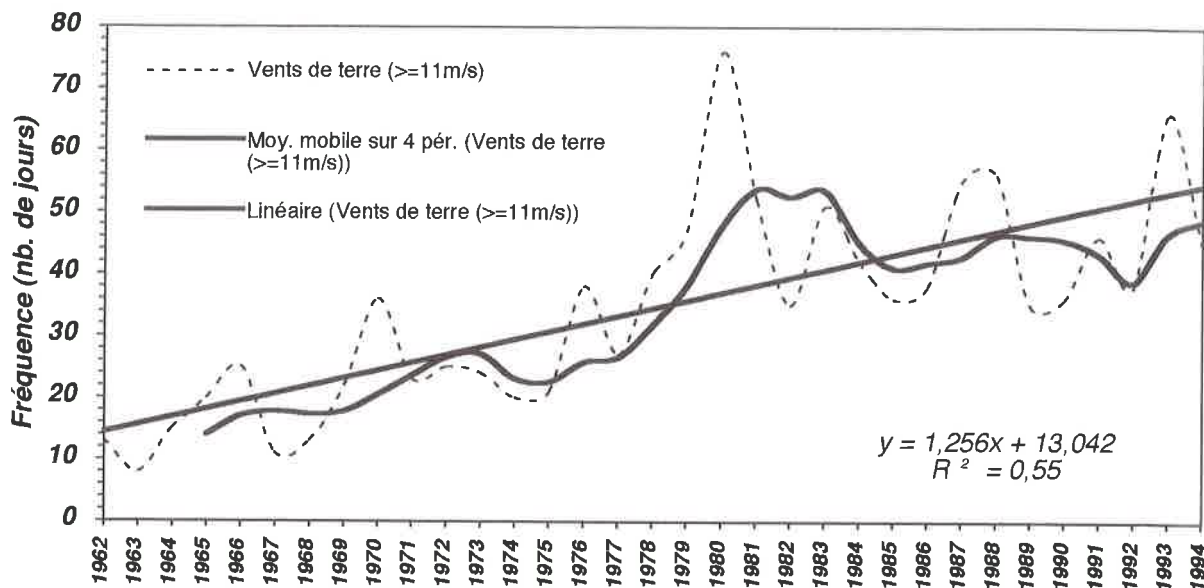


Figure 72. Fréquence des vents de terre $\geq 11\text{m/s}$ entre 1962 et 1994

En conclusion, on observe un décalage chronologique dans l'augmentation des vents de mer et de terre morphogènes : les premiers enregistrent une hausse brutale entre 1973 et 1977 ; à partir de cette période, les vents de terre suivent le même comportement jusqu'en 1981. Depuis le début des années 80, la fréquence des vents violents reste élevée quelle que soit la direction, à l'exception de la "chute" importante enregistrée par les vents de mer au début des années 90.

Ces éléments seront repris ultérieurement dans l'analyse globale de la variation des agents météo-marins.

Conclusion

Le littoral rhodanien apparaît soumis à des dynamiques éoliennes particulièrement actives à l'automne et en hiver. Deux directions dominent : les vents de NW et NNW (Mistral, Tramontane), présents tout au long de l'année, et les vents de secteur E-SE principalement liés aux tempêtes ; on ne négligera cependant pas les vents de secteur W-SW actifs à la fin du printemps et de l'été.

Le vent joue un rôle morphogénique, soit indirectement par son effet sur la mer, soit directement en remaniant le sable des plages et des dunes :

- en milieu marin, son action est considérable sur les fluctuations locales du niveau de la mer. Cette action est d'autant plus importante qu'elle s'accompagne le plus

souvent, de situations barométriques favorables aux variations du plan d'eau. L'influence du vent sur le niveau de la mer dans le delta du Rhône est décrite par ROUX *et al.*, (1985). Les vents de mer induisent une forte houle et provoquent un afflux des masses d'eaux superficielles vers le littoral, responsables d'une élévation du plan d'eau à la côte pouvant atteindre 0,8m. L'équilibre isostatique des eaux est maintenu par des courants de compensation qui longent le fond. A l'inverse, les vents de terre induisent des vagues courtes. Ils provoquent un déplacement vers le large des masses d'eau superficielles. Par la pression qu'ils exercent, ils sont responsables d'un abaissement généralisé du plan d'eau à la côte pouvant atteindre 0,5m. L'équilibre isostatique des eaux est maintenu par des remontées d'eaux profondes et froides en direction de la côte.

Le vent intervient également sur le courant fluvial de sortie à la mer : il influence les déformations du panache rhodanien, donc indirectement, la distribution des apports sédimentaires en suspension. Ces processus seront abordés ultérieurement dans l'étude des courants

- en milieu émergé, la fréquence et la violence des vents de terre accroissent la xéricité du milieu. Les sables sont vite secs et disponibles pour la déflation. Ces vents prélèvent les sables sur la dune et la haute plage et les déplacent vers la mer. Une partie d'entre eux alimente la dérive littorale. Les vents de mer prélèvent en sens inverse, les sables du bourrelet de plage et alimentent les dunes. La morphogénèse éolienne et sa place dans le bilan sédimentaire de la frange littorale seront abordées dans la troisième partie de ce travail.

L'évolution des vents morphogènes ≥ 11 m/s, depuis les années 60, montre :

- une augmentation des vents de mer particulièrement brutale à partir du début des années 70, très certainement liée à une recrudescence des tempêtes. Cette évolution est toutefois caractérisée par une chute importante en 1987 et 1991.

- une hausse de la fréquence des vents de terre entre 1977 et 1981, à partir de cette période le nombre d'épisodes reste élevé mais stable. Ces résultats confirment les travaux de TABEAUD et MENEZES (*sous presse a et b*) ; les auteurs observent, pour la Méditerranée occidentale, une recrudescence des vents de terre liée à l'augmentation des champs de hautes pressions au début des années 80.

Les caractères des dynamiques éoliennes sont importantes pour l'analyse des houles et de la marégraphie. Elles seront également utilisées dans l'étude des relations entre la plage et la dune dans la troisième partie.

2 - LES CARACTERISTIQUES DE LA HOULE

La faiblesse de la marée confère à la houle un rôle prédominant dans le façonnement du littoral. Les houles sont générées au large par les vents dominants ; à la côte, elles subissent des déformations liées à la topographie sous-marine. Leur propagation engendre des courants littoraux essentiels aux déplacements parallèles (*longshore*) et perpendiculaires (*cross-shore*) des sédiments à la côte.

2-1 La collecte des données

L'analyse de la houle est obtenue par l'utilisation de différentes sources de données enregistrées sur plusieurs sites (figure 73).

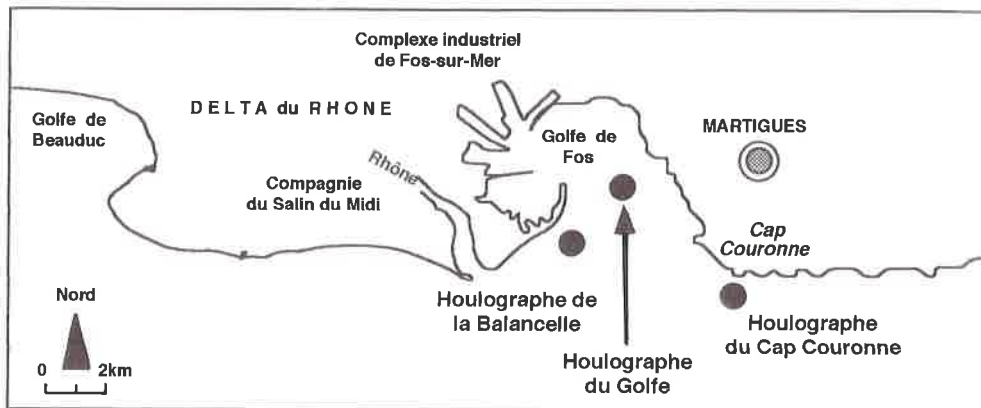


Figure 73. Localisation des différents houlographes

L'analyse à long terme est basée sur les données enregistrées au Cap Couronne sur une période de 14 ans (1964-1978) à partir d'un houlographe à pression géré par la SOGREA et les Ponts et Chaussées Maritimes de Marseille ; ces données ont par ailleurs fait l'objet d'études antérieures (VERNIER, 1972 ; P.A.M., 1993 ; SOGREA, 1994). Malgré l'éloignement de cette station par rapport au secteur d'étude (20km), sa situation géographique présente des caractéristiques proches de celles du delta du Rhône, elle reste essentiellement influencée par les houles de SW et S-SE.

L'analyse de la variabilité inter-annuelle et saisonnière et celle des événements exceptionnels repose sur des données beaucoup plus récentes enregistrées par le P.A.M. depuis 1987 dans l'aire même du delta du Rhône (bouées de la Balancelle et du Golfe). Ces mesures sont obtenues à partir de bouées de type *Datawell* positionnées pour les deux sites sur des fonds de -20m. Les informations sont enregistrées avec un intervalle de 15 à 30 minutes et sur une période de 3 à 10 minutes. Elles concernent la hauteur (H_{max} et H_{sig}) et la période (T_{max} et T_{sig}). Malheureusement, la direction n'est pas enregistrée. Pour chacune des deux bouées l'ensemble de la série est caractérisée par de nombreux hiatus pouvant aller de quelques jours à quelques mois. Sur une période de huit années d'enregistrement, 26% de l'information est disponible pour la bouée de la Balancelle, 45% pour celle du Golfe. Les séries les plus complètes pour les trois dernières années (1993-94-95) correspondent à la bouée du Golfe (plus de 90% d'information disponible). Compte tenu de ces carences, il est donc important de rester prudent quant à l'interprétation des résultats.

2-2 Les caractères de la houle au large

L'analyse des caractères de la houle au large repose sur les enregistrements effectués au Cap Couronne entre le 24/09/1964 et le 24/09/1978. Nous ne disposons pas des données brutes, mais elles ont fait l'objet de travaux antérieurs sur lesquels

nous nous appuyerons : deux études exhaustives analysant l'ensemble de la série (PAM, 1993 ; SOGREAH, 1994), mais ne présentant toutefois, que des conclusions très générales ; en revanche VERNIER (1972) propose une analyse beaucoup plus complète sur une période plus courte (1964-1969). L'analyse des caractères de la houle au large s'appuiera sur l'ensemble de ces données.

2-2-1 Le régime des houles

Le régime des houles est illustré par la distribution fréquentielle des houles par directions (figure 74). On observe trois directions principales : les houles de SW (30% du régime total) dues aux vents de terre (NW-NNW) ; de SSE (16,1%) et de SE (10,5%) engendrées par les vents marins d'ESE à E. Les temps calmes, sans houle apparente, sont peu fréquents, environ 10% des cas.

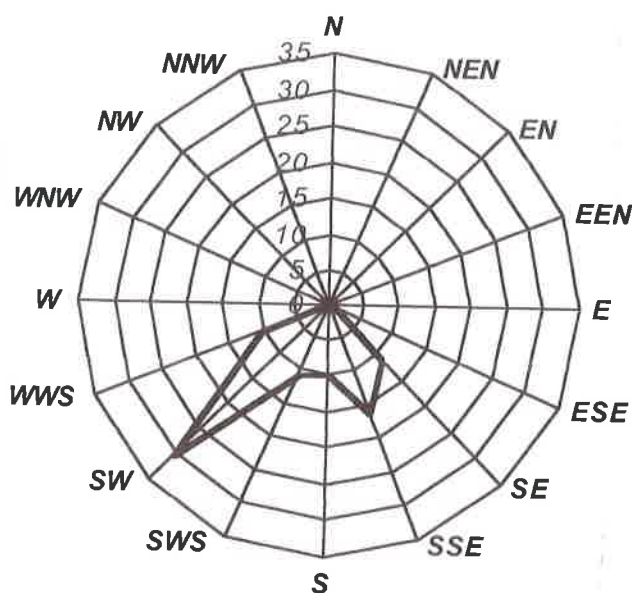


Figure 74. Régime des houles enregistré au Cap Couronne entre 1964-69

VERNIER (1972) montre une bonne corrélation entre l'orientation des houles et le régime des vents (tableau 10). Les vents de NNW à WSW engendrent des houles de secteur WSW à SSW, alors que les vents d'Est à SE génèrent les houles de SE à SSE.

VENTS de NNW à WSW	HOULES d'WSW à SSW	VENTS d'EST à SE	HOULES de SE à SSE
54,1%	50,5%	26,8%	26,6%

Tableau 10. Régimes des houles en fonction du vent (VERNIER, 1972)

L'étude des hauteurs significatives (figure 75) et des périodes significatives (figure 76) a été réalisée pour ces trois directions, on observe :

- pour les houles de SW, les Hsig comprises entre 0,5 et 1,5m sont les plus fréquentes (66% du total). Les hauteurs supérieures à 2m représentent moins de 9%.

Les Tsig les plus fréquentes se situent entre 4 et 6 secondes (>80% du total), les Tsig supérieures à 7 secondes sont relativement rares (2%).

- les houles de SSE montrent une distribution dont les Hsig comprises entre 0,5 et 1,5m représentent 56% du total. On note toutefois une augmentation de la fréquence des Hsig supérieures à 2m (16%). Les Tsig comprises entre 4 et 6 secondes sont les plus fréquentes (75%), les Tsig supérieures à 7 secondes sont faibles (4%).

- les houles de SE présentent des Hsig plus importantes ; 50% des enregistrements sont compris entre 1m et 2m alors que 35% sont supérieurs à 2m. Comme pour les houles de SSE, les Tsig comprises entre 4 et 6 secondes représentent 75% du total ; en revanche, les Tsig atteignant 8 secondes sont plus fréquentes (6%).

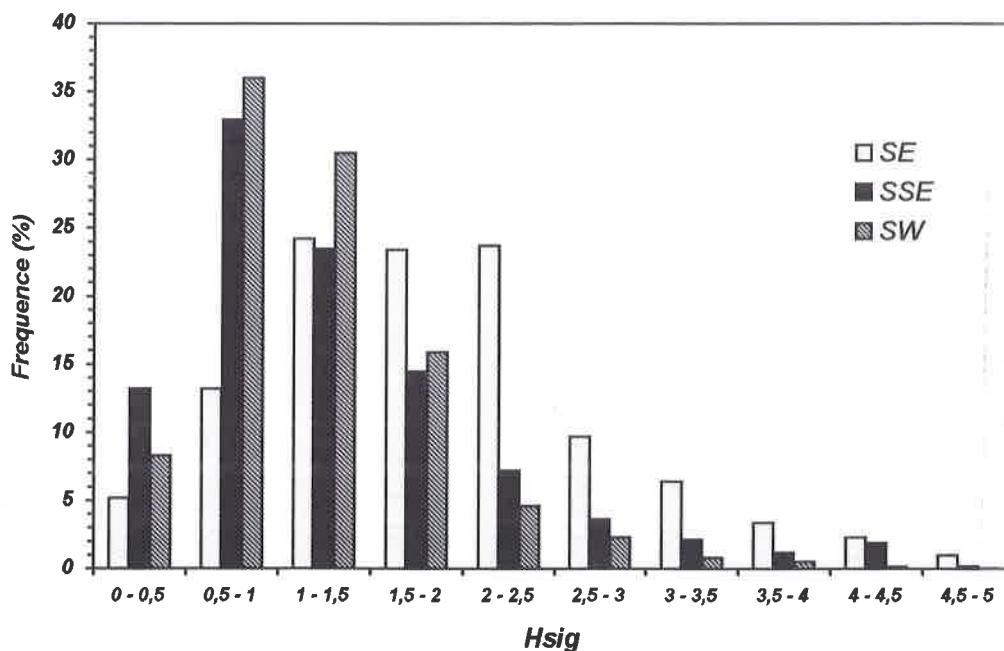


Figure 76. Distribution des hauteurs significatives (Hsig) par directions dominantes

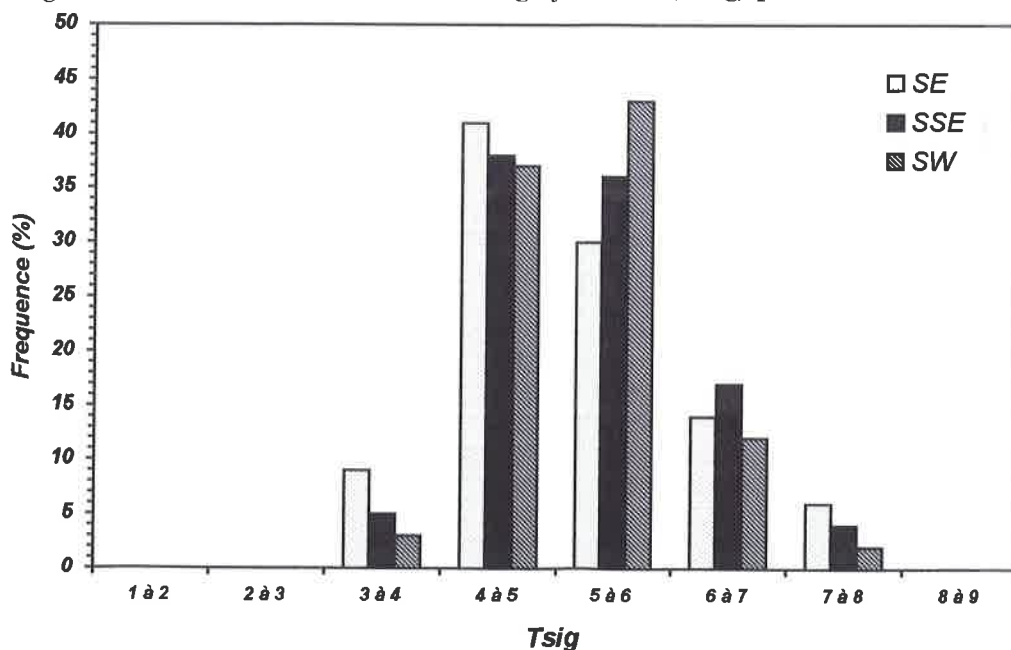


Figure 77. Distribution des périodes significatives (Tsig) par directions dominantes

En conclusion, le régime des houles est marqué par trois directions, dont on peut regrouper les deux dernières, assez proches par leurs caractéristiques : les houles les plus fréquentes sont de secteur SW-WSW mais leur agressivité est réduite par les faibles Hsig et Tsig qui les caractérisent ; les houles de SE et de SSE sont moins fréquentes mais caractérisées, surtout pour les premières, par une Hsig et une Tsig plus importantes ; elles sont donc plus agressives.

Si l'on tient compte des orientations variables de la côte sur le secteur étudié (Est-Ouest de Beauduc à l'embouchure, SW-NE sur la flèche de la Gracieuse), on voit que selon leur direction les houles n'ont pas le même angle d'incidence avec ces grandes unités littorales. Les houles de SW-WSW sont globalement favorables au transport sédimentaire longshore, surtout à l'Est du Rhône. A l'inverse, les houles de secteurs SE-SSE abordent obliquement la côte à l'Ouest du Rhône, où elles sont susceptibles d'engendrer une dérive littorale ; mais elles se dirigent de façon frontale vers la flèche de la Gracieuse où elles favorisent les transferts cross-shore.

2-2-2 La variabilité saisonnière

La variabilité saisonnière est analysée à partir de la distribution mensuelle du régime de houle enregistré par les bouées du Golfe et de la Balancelle. Elle repose sur l'ensemble des paramètres enregistrés (Hsig, Hmax, Tsig, Tmax) et sur le calcul de l'énergie exprimé en W/m : $E = Hsig^2 * Tsig$ (JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA, 1994). Pour chaque année, la moyenne des mesures journalières est utilisée pour calculer la valeur mensuelle qui elle-même est moyennée sur l'ensemble de la série (1987-1995) afin d'obtenir la distribution saisonnière par mois de chacun des paramètres.

Un schéma général de fonctionnement est mis en évidence (figure 77 et 78) :

- les périodes automnale et hivernale (de Septembre à Février) sont caractérisées par une augmentation de la hauteur et de la période des vagues (Hsig 0,60m avec Hmax 0,90m ; Tsig 4 secondes avec Tmax 4,5 secondes). Ces périodes correspondent à une forte fréquence des tempêtes.
- à partir de Février et jusqu'à Mars, une décroissance de ces paramètres est observée due essentiellement à la recrudescence des vents de terre (Mistral et Tramontane).
- les mois de Mai et Avril sont de nouveau caractérisés par une augmentation de la hauteur et de la période correspondant aux tempêtes d'équinoxe de printemps. Néanmoins les valeurs observées sont beaucoup moins importantes que durant la période hivernale (Hsig 0,50m avec Hmax 0,75m ; Tsig 3,6 secondes avec Tmax 3,7 secondes).
- l'été apparaît comme une période d'accalmie, les hauteurs n'excèdent pas 0,3m pour la Hsig et 0,5m pour la Hmax ; la même tendance est observée pour la période (Tsig 3,3 secondes avec Tmax 3,4 secondes).

Un comportement similaire est observé pour la distribution saisonnière de l'énergie (figure 79). Les valeurs les plus importantes sont obtenues à partir du mois d'Octobre et ce jusqu'au mois de Février (1,5 à 2W/m) ainsi que durant la période de printemps (Avril 1W/m). La période estivale est caractérisée par une décroissance de l'énergie (< à 0,5W/m).

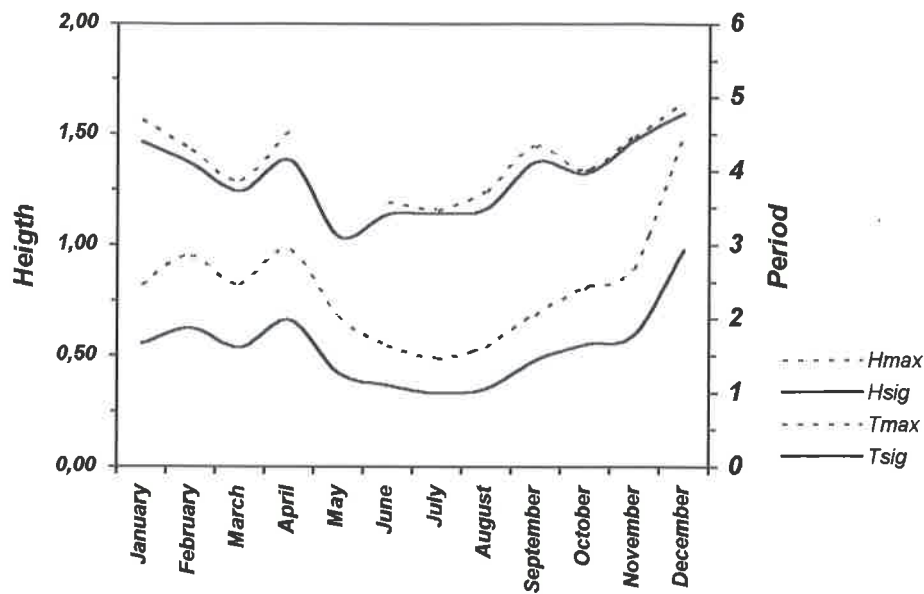


Figure 77. Variations saisonnières de la houle enregistrée par la bouée de la Balancelle

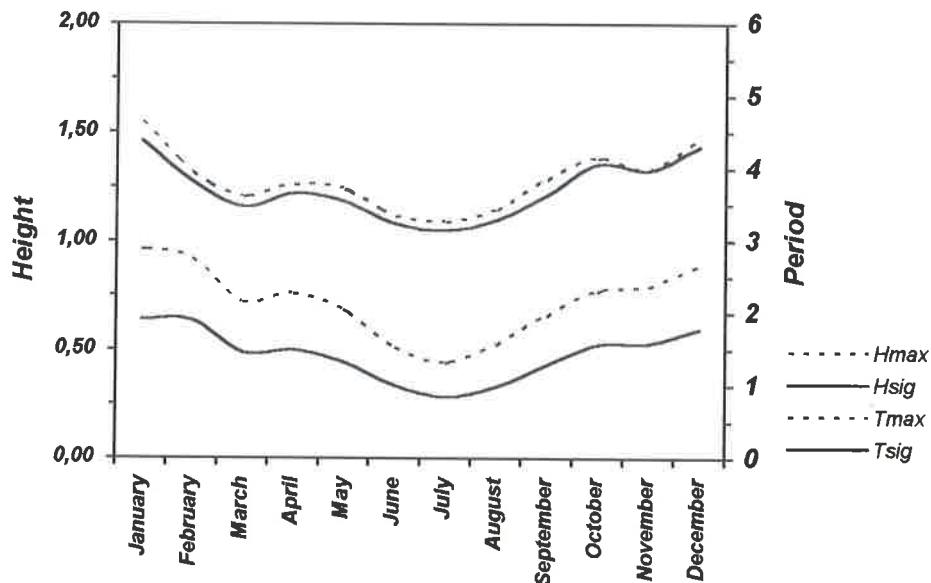


Figure 78. Variations saisonnières de la houle enregistrée par la bouée du Golfe

Ce schéma est valable pour les deux sites (la Balancelle et le Golfe) ; néanmoins des valeurs plus importantes sont observées pour la bouée de la Balancelle surtout pendant les périodes de tempêtes d'équinoxe. Ceci peut être du (i) à un artéfact lié aux hiatus d'enregistrement qui caractérisent les deux sites ; (ii) aux phénomènes de convergence des trains de houle liés à la topographie sous-marine du prodelta fossile de Pégoulie situé à proximité de la bouée de la Balancelle. Il semble cependant que la situation géographique de cette dernière lui permette d'enregistrer les dynamiques les plus proches de celles qui influencent le littoral du delta.

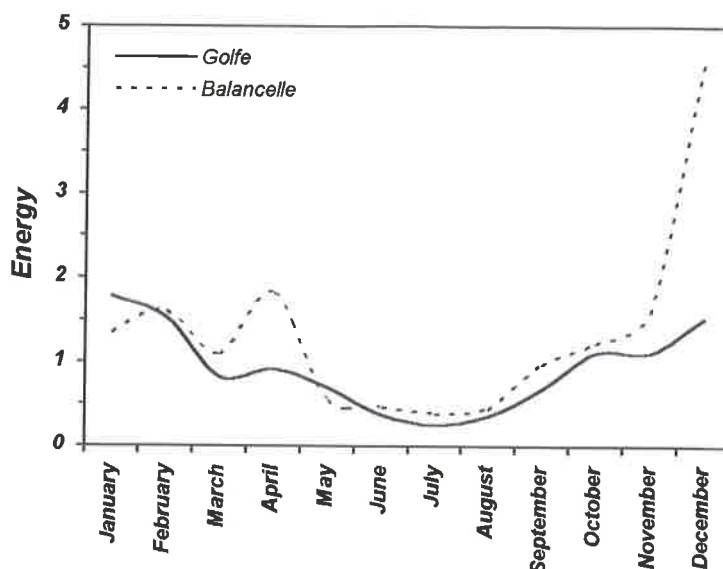


Figure 79. Variations saisonnières de l'énergie de la houle (bouées Golfe et Balancelle)

En conclusion, deux saisons enregistrent une augmentation des paramètres (H_{sig} , T_{sig}) et de l'énergie de la houle : elles correspondent aux périodes de tempêtes d'équinoxe d'automne et de printemps, dont les impacts sont particulièrement importants sur le littoral. En effet, ces événements favorisent d'une part l'érosion de la côte par les fortes houles, d'autre part, les phénomènes de submersion qui entraînent une redistribution du matériel sableux sur la plage ; le transport sédimentaire côtier *cross-shore* prédomine. A l'inverse, les périodes d'accalmie marquées par des houles plus faibles (fin de l'hiver et l'été), sont plutôt favorables au transport sédimentaire *longshore*.

2-2-3 Etude des houles de tempête

L'analyse des houles de tempête repose sur la compilation des enregistrements des bouées de la Balancelle et du Golfe durant les années 1993, 1994 et 1995. La mesure des impacts des tempêtes sur les plages du delta du Rhône depuis Octobre 1994 a fourni des valeurs qui ont permis de seuiliser ces données (BRUZZI et PROVANSAL, *sous presse a et b*). On qualifiera de "tempétueux" un événement à caractère morphogène important (érosif ou constructif). Il correspond toujours à l'association d'une houle $H_{sig} \geq 1m$ associée à un *niveau moyen de la mer* $\geq 0,40m$ NGF et à une vitesse de vent $\geq 11m/s$.

L'analyse est basée :

- sur la distribution saisonnière des événements épisodiques,
- sur une classification des épisodes tempétueux en fonction de l'énergie (BRUZZI, *sous presse*).

La distribution saisonnière des houles de tempête est exprimée en nombre d'épisodes par mois pour les années 1993, 1994 et 1995 (figure 80). Les périodes

caractérisées par une augmentation de la fréquence des événements tempétueux ($H_{sig} \geq 1m$) correspondent à l'automne, à une partie de l'hiver (de Septembre à Janvier) et au printemps (essentiellement Avril et Mai). L'été correspond à une période de calme (< 4 épisodes/mois). Des variations inter-annuelles s'observent, elles sont marquées :

- par un nombre plus ou moins important des épisodes suivant les périodes : l'automne 1994 enregistre une diminution des événements tempétueux par rapport aux autres années,
- par un décalage diachronique des épisodes : les tempêtes hivernales sont actives jusqu'au mois de Mars pour l'année 1995. La brièveté de la période analysée ne permet pas cependant d'extraire une tendance.

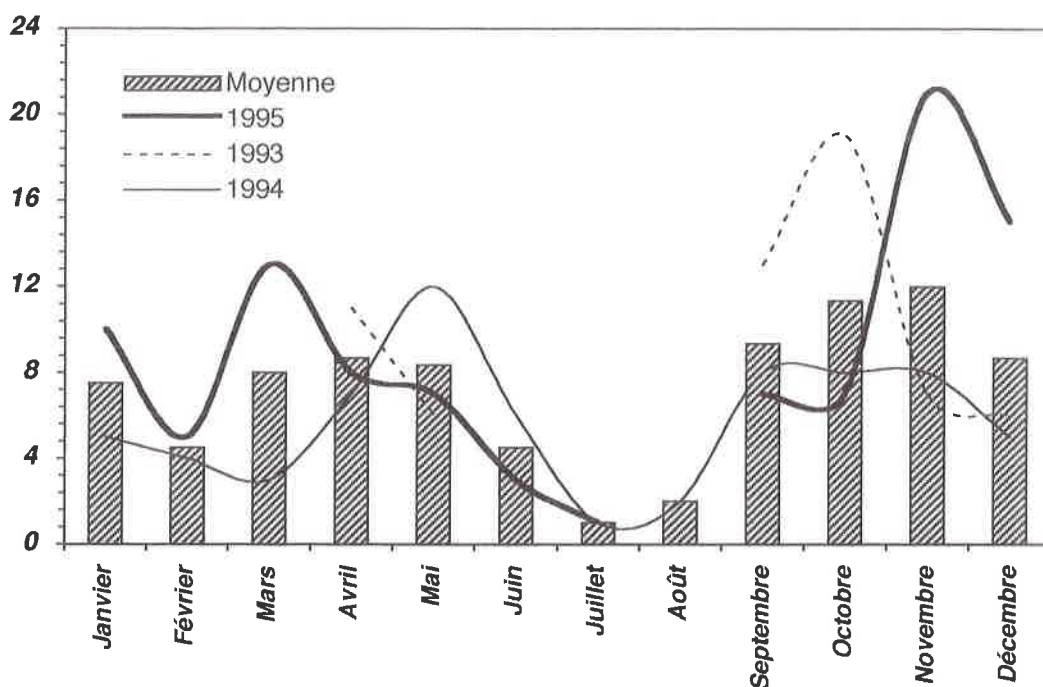


Figure 80. Distribution saisonnière des houles de tempête

Le suivi des tempêtes et de leurs impacts sur la côte orientale des Etats-Unis ont donné lieu à une méthode de classification des événements tempétueux (DOLAN et DAVIS, 1992, 1994 ; FUCELLA et DOLAN, 1996). Les auteurs proposent une formule intégrant deux variables : la H_{sig} et la durée de l'épisode :

$$\text{Puissance de la houle} = \Sigma(H_{sig}^2 * D)$$

où $H_{sig} > 1,50m$ et D durée de l'épisode en mn.

En Méditerranée, JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA (1994) proposent une classification basée sur l'utilisation de la formule ($H_{sig}^2 * T_{sig}$) permettant de calculer le flux d'énergie libéré par "la vague" en W/m (GERARD, 1982 ; PASKOFF, 1994 ; LEE *et al.*, 1995). Nous reprenons cette méthode dans le cadre de ce travail :

$$F = CgE$$

où Cg est la vitesse de groupe et E l'énergie mécanique (ANTHONY, 1990)

où

$$E = 1/8 \rho g H^2 \quad (\text{GERARD, 1982 ; PASKOFF, 1994})$$

donc

$$F = 1/8 (\rho g H^2) Cg$$

$$F = 1/8 (\rho g H^2) 1/2C$$

$$F = 1/8 (\rho g H^2) 1/2L_0/T \quad \text{où} \quad L_0 = 9,81T^2/2\pi$$

$$F = 1/8 (\rho g 9/4\pi) H^2 T$$

$$F = kH^2T$$

où ρ est la densité de l'eau de mer, g la gravité ($9,81\text{m.s}^{-2}$), H la hauteur significative seuillée à 1m, T la période significative correspondante, L_0 la longueur d'onde, C la célérité. k étant une constante, la formule utilisée pour le calcul du flux de l'énergie F peut se résumer à celle-ci :

$$F = H^2T$$

Cette formule permet de définir à l'instant t le pouvoir énergétique de la houle, c'est-à-dire les houles les plus efficaces. Cependant, en terme d'impacts morphosédimentaires, l'intérêt est d'évaluer l'énergie que va libérer une tempête dans son ensemble ; il convient donc de faire intervenir la durée de l'épisode d en mn ; elle s'exprime alors en W/m/mn :

$$F = H^2T d$$

Les résultats montrent une très grande hétérogénéité des valeurs : l'ensemble de la série s'étend de 10 à 777.000 W/m/mn (figure 81). Elle est marquée par une importante variabilité inter-annuelle qui confirme les observations faites ci-dessus. On notera tout de même l'absence d'épisodes violents entre Février et Octobre 1995.

L'analyse de la répartition saisonnière sur l'ensemble des trois années montre que les épisodes les plus violents correspondent aux tempêtes d'automne et d'hiver : 70% des valeurs situées au-dessus de la médiane sont représentées par la période qui s'étend de Septembre à Janvier, inversement 70% des valeurs situées en-dessous de la médiane correspondent aux mois d'Avril, Mai et Juin.

En conclusion, l'analyse des houles de tempête confirme la grande sensibilité à l'érosion marine durant les périodes automnale et printanière ; néanmoins, les épisodes les plus violents se situent de préférence entre les mois de Septembre et de Janvier. Une variabilité inter-annuelle est observée mais la courte durée d'observation (3 ans) ne permet pas d'exprimer une tendance.

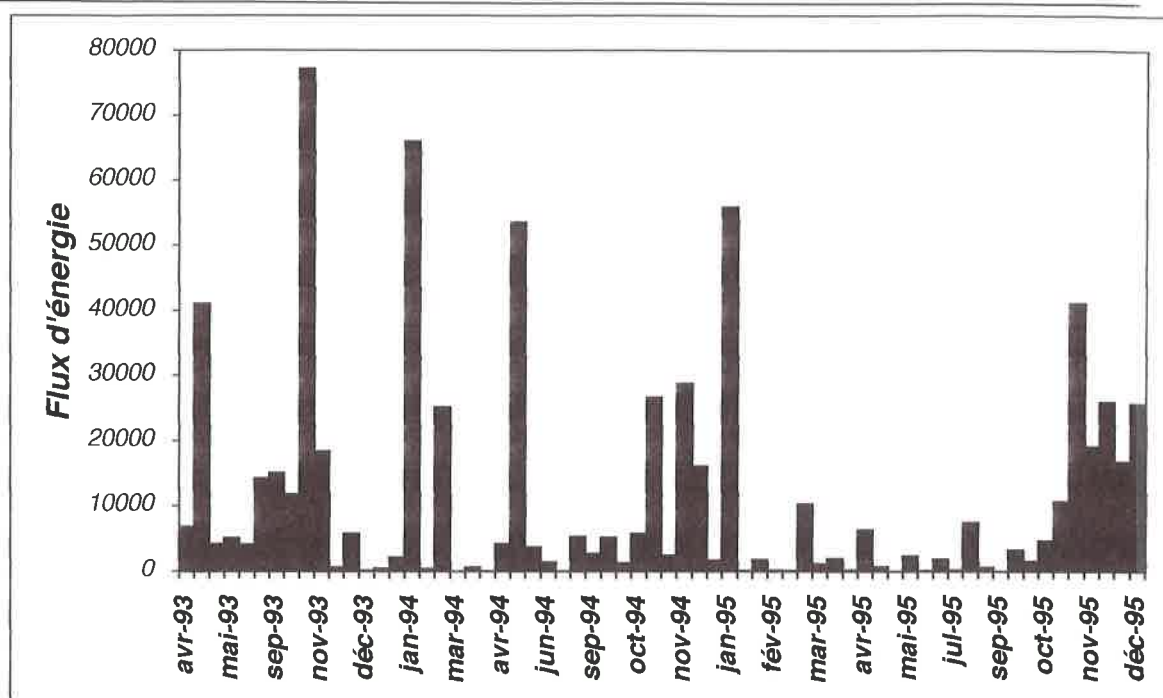


Figure 81. Classification des houles de tempête

2-2-4 Conclusion

L'analyse des houles au large montre un fonctionnement saisonnier de la dynamique marine marquée par deux directions principales qui déterminent, selon l'orientation de la côte, un mode prédominant de transport sédimentaire :

- les houles de SW-WSW sont les plus fréquentes durant l'année mais elles sont toutefois de faible énergie donc peu érosives ; la distribution saisonnière des paramètres (Hsig et Tsig) montre qu'elles sont particulièrement actives à la fin de l'hiver et durant l'été. Globalement elles sont très favorables au transport sédimentaire longshore, avec plus de netteté cependant à l'Est qu'à l'Ouest de l'embouchure.

- les houles de SE et de SSE, moins fréquentes mais plus agressives sont particulièrement actives durant les périodes automnale et printanière. La forte énergie qui les caractérise est liée aux événements de tempête d'équinoxe ; leur classification en fonction du flux d'énergie montre une très grande hétérogénéité, les événements les plus violents intervenant toutefois durant l'automne et l'hiver. L'orientation de ces houles par rapport à la côte favorise plutôt les transports sédimentaires cross-shore. C'est nettement le cas à l'Est de l'embouchure, alors qu'à l'Ouest ces houles peuvent engendrer des transferts longshore momentanés.

2-3 Les déformations de la houle à la côte

L'orientation différente du rivage de part et d'autre de l'embouchure du Rhône joue un rôle prépondérant ; une même houle au large le recoupe avec un angle d'incidence très différent suivant les secteurs : perpendiculaire d'un côté, elle devient parallèle de l'autre.

La présence d'une topographie sous-marine variée et peu profonde associée aux prodeltas fossiles favorise les phénomènes de réfraction de la houle à la côte, lesquels déterminent des secteurs de convergence ou de divergence, donc abrités ou exposés à l'érosion marine.

Près du rivage, ponctuellement, les ouvrages de protection induisent des phénomènes de diffraction, voire de réflexion.

2-3-1 Généralités

L'océan libre est défini comme un milieu *dispersif* dans lequel le fond n'a aucune influence sur la progradation des ondes de houle dont la célérité est proportionnelle à la période. Lorsque la demi longueur d'onde est supérieure à la profondeur, la houle subit des phénomènes de *réfraction* en ce sens qu'une vague à crête initialement rectiligne, en abordant un fond topographique variable, va voir sa célérité varier d'un point à l'autre de cette crête qui va donc se déformer parallèlement à la bathymétrie (GERARD, 1982). Cette constatation est la base de l'établissement des plans de vagues.

Les phénomènes de *diffraction* peuvent également affecter la houle. Ils se produisent lorsque la propagation de la houle heurte l'extrémité d'un obstacle d'origine naturelle (pointe d'une flèche littorale) ou anthropique (jetée, épis, digue), qu'elle contourne en se déformant. La *diffraction* se traduit le plus souvent par un changement de direction des vagues qui finissent leur course dans une zone d'amortissement, généralement abritée. Ce processus explique la forme recourbée que présente l'extrémité des flèches littorales.

La *réflexion* modifie également la direction de la houle. Elle se produit lorsque les vagues rencontrent un obstacle vertical d'origine naturelle (falaise) ou anthropique (jetée, épi, digue, brise-lames). Elles peuvent être partiellement ou entièrement réfléchies. Les phénomènes de *réflexion* entraînés par l'utilisation de brise-lames réduisent considérablement le déferlement des vagues sur la côte. Ce procédé est particulièrement efficace pour prévenir l'érosion.

Nous analysons séparément les directions de houles principales : SW-WSW et SE-SSE. Pour les premières, la lecture des photographies aériennes permet de d'estimer avec précision l'angle d'incidence des crêtes des vagues à la côte. Plusieurs clichés, provenant de l' I.G.N. et de la société privée de prises de vues aériennes *Aérial*, ont été retenus en fonction de la qualité de restitution de l'information (1953, 1989, 1990, 1992, 1995) ; l'ensemble de ces missions a été réalisé par situation anticyclonique caractérisée par un vent de NW faible à très faible (< 8m/s) et par une mer calme à agitée. L'analyse des houles de SE-SSE repose sur les travaux de DUBOUL-RAZAVET (1956) et de VERNIER (1972).

2-3-2 Les déformations à l'Ouest du Rhône

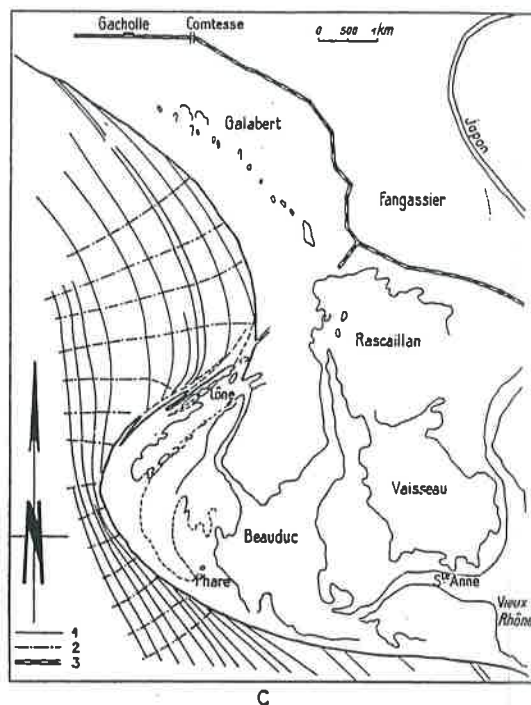
Les houles de SW-WSW recoupent le Sud de la flèche de Beauduc avec un angle de 20° (photo 22) ; dans sa partie Nord, elles pénètrent dans le golfe de Beauduc suivant un angle d'incidence de 125°. Au contact de la première barre pré littorale

située à 275m du rivage, le plan de houle se déforme, l'incidence des vagues à la côte est alors de 140° (photo 23).

Sur le littoral de Faraman Ouest-Est, l'angle d'incidence des houles de SW-WSW varie entre 25° et 45° . Elles subissent une importante réfraction liée à la présence du prodelta fossile du Rhône du Bras de Fer : sur le flanc Ouest du prodelta, elles prennent une orientation NW, sur son flanc Est, elles s'orientent NE. On aboutit ainsi à deux types de situations : à l'Ouest du Grau de la Dent (étang de Ste Anne), prédominant des houles croisées suivant un angle de 25° (photo 24) alors que le secteur situé entre le Grau de la Dent et la Courbe correspond à une zone de convergence des orthogonales dont l'incidence au littoral passe de 40° - 45° à 30° - 35° (photos 25 et 26).

Entre la Courbe et la Baisse de Quenin l'incidence de ces dernières passe de 65° à 30° (photo 27) ; la forte pente de la plage immergée dans le secteur de la Courbe minimise les phénomènes de réfraction. Sur la plage de Piémanson elle varie entre 20° et 15° vers l'embouchure (photo 28) où la houle de SW rencontre le flux rhodanien et perd de ce fait, une partie de son énergie. Elle est par ailleurs réfractée sur le prodelta de Roustan : son angle d'incidence à l'Ouest de l'embouchure est de 35° (photo 29).

Les houles de SE-SSE liées aux vents de mer, prennent une incidence d'environ 50° sur l'ensemble du littoral, de l'embouchure à la pointe de Beauduc ; à ce niveau elles subissent une importante diffraction et pénètrent dans le golfe de Beauduc suivant un angle de 140° (figure 82).



C : plan de vagues aux abords de la pointe de Beauduc (houle d'W au large). 1 : lignes de crêtes; 2 : lignes orthogonales; 3 : Digue à la mer.

Figure 82. Houle de SE à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (d'après DUBOUL-RAZAVET, 1956)

Cliché I.G.N. du 26/05/1953 - Vent indéterminé (2m/s), mer agitée.

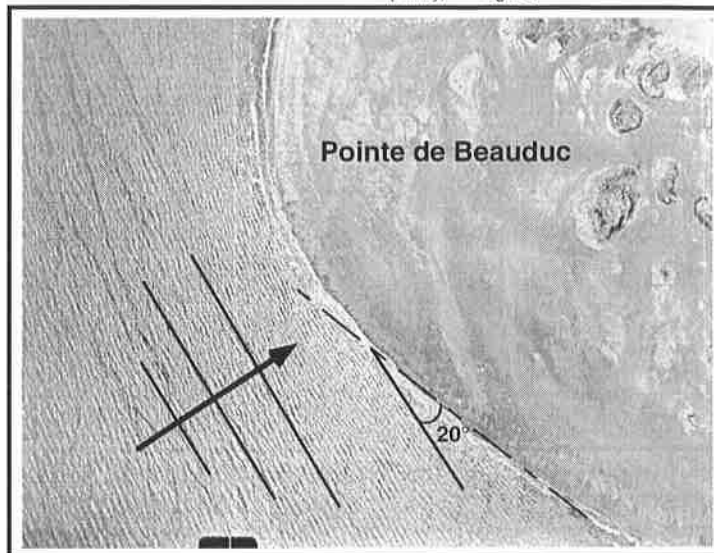


Photo 22. Incidence de la houle dans le secteur de la pointe de Beauduc

Cliché Aériel du 07/07/1990 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer calme.

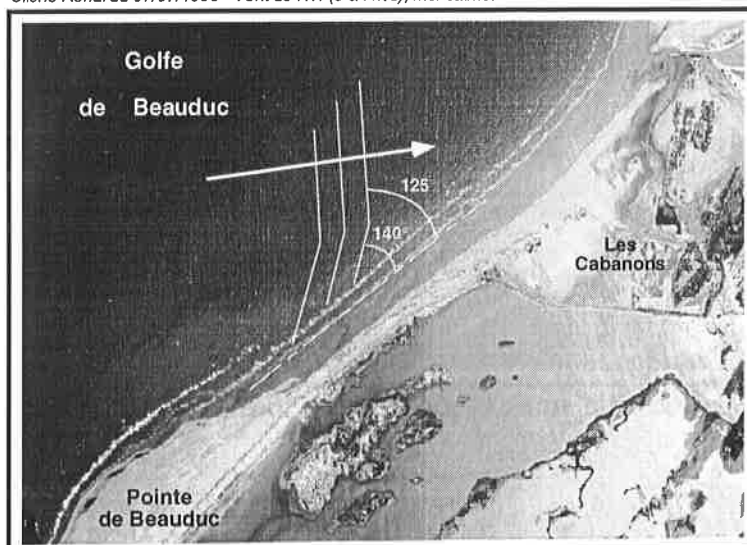


Photo 23. Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur du golfe de Beauduc

Cliché Aériel du 07/07/1990 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer calme.

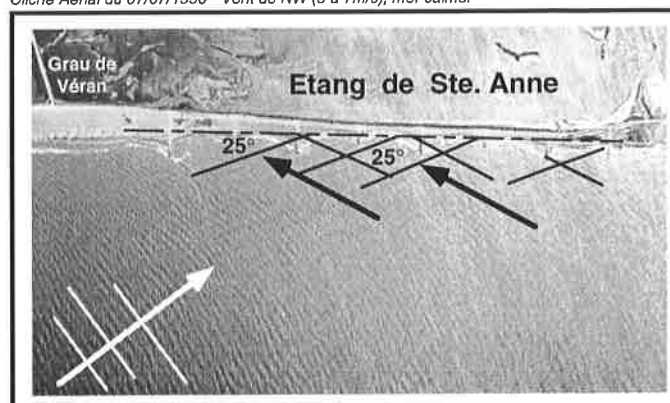


Photo 24. Houles croisées dans le secteur de l'étang de Ste. Anne.

Cliché Aériel du 26/05/1953 - Vent indéterminé (2m/s), mer agitée.

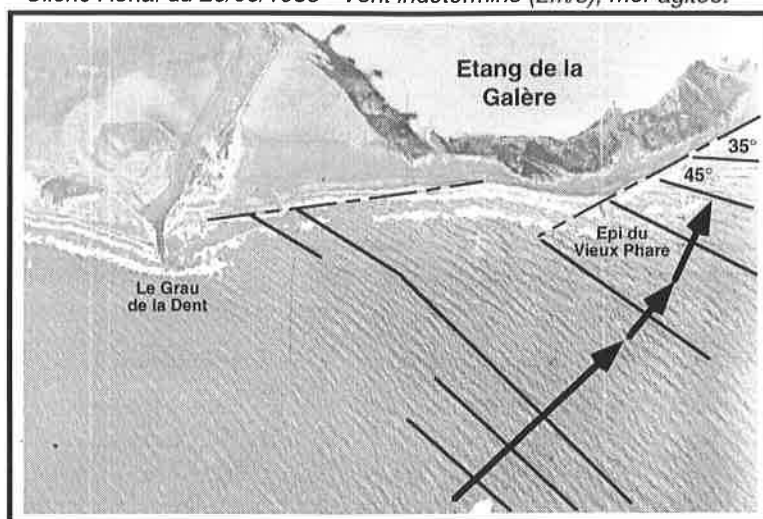


Photo 25. Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur de l'étang de la Galère

Cliché Aériel du 07/07/1990 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer calme.

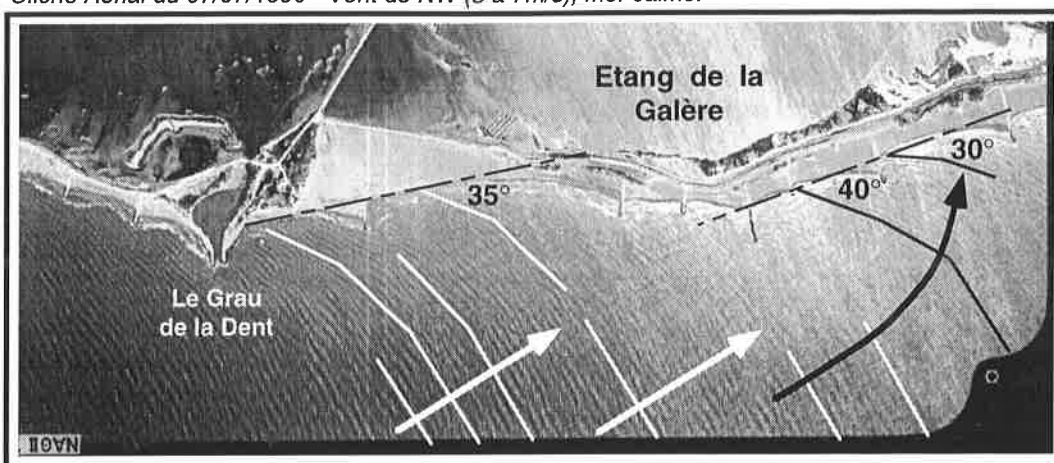


Photo 26. Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur de l'étang de la Galère

Cliché Aériel du 07/07/1990 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer calme.

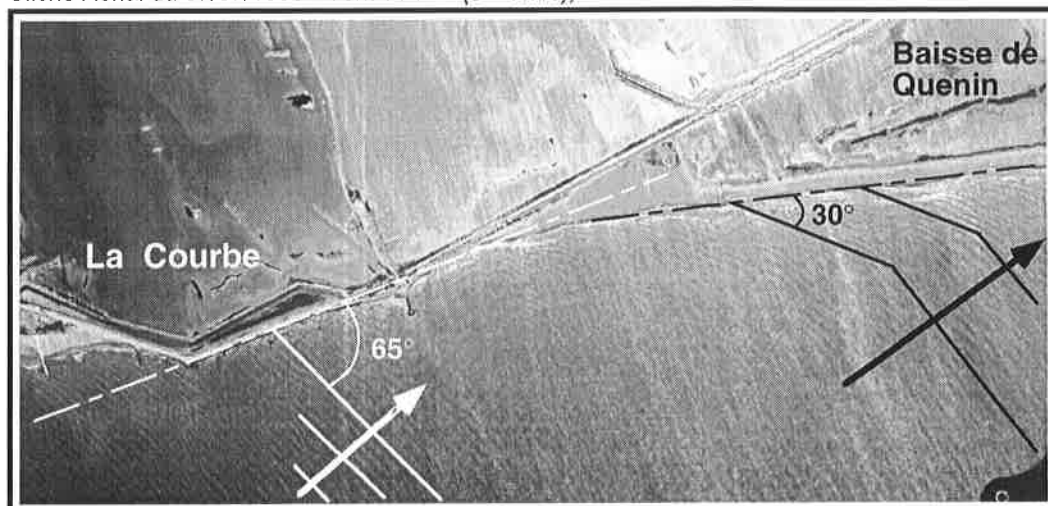


Photo 27. Phénomènes de réfraction de la houle dans les secteurs de la Courbe et de la Baisse de Quenin

Cliché Aériel du 14/03/1989 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer agitée

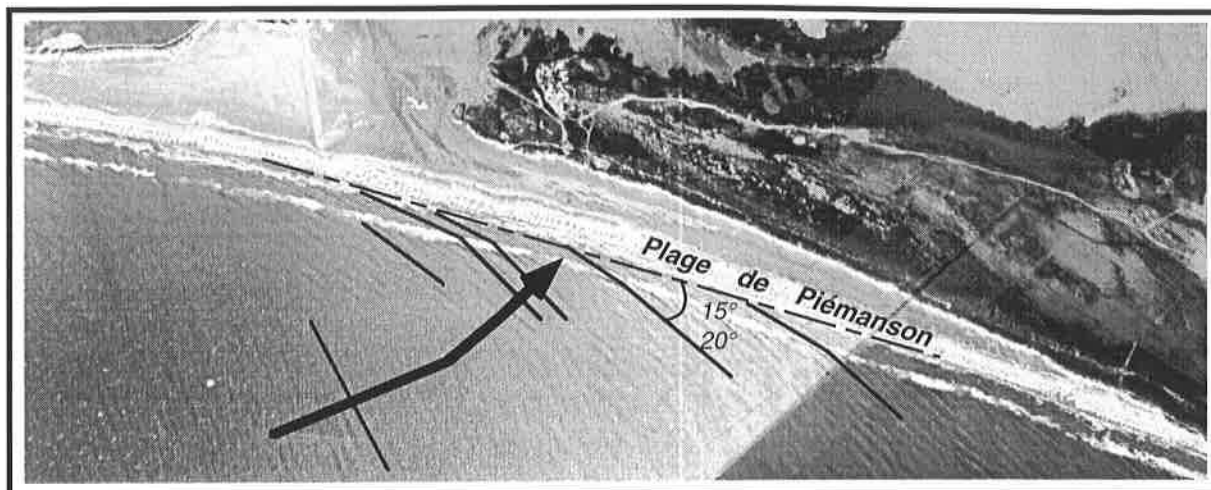


Photo 28. Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur de la plage de Piémanson

Cliché Aériel du 14/03/1989 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer agitée

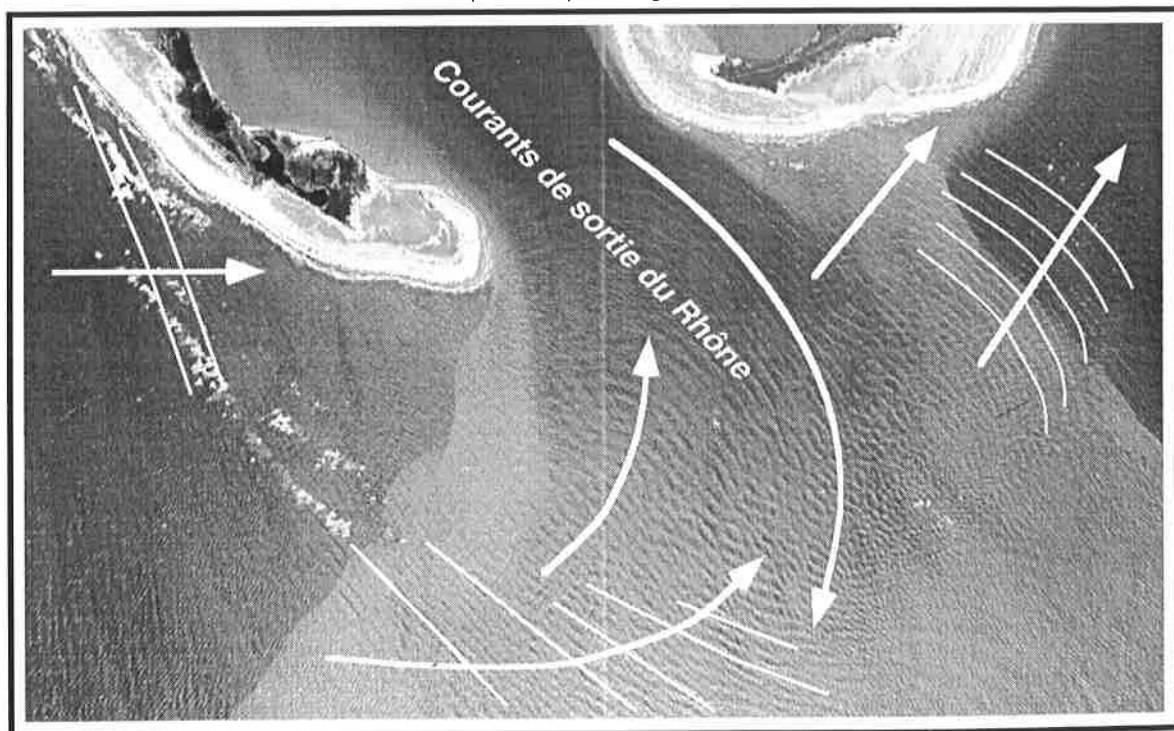


Photo 29. Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur de l'embouchure (prodelta de Roustan)

En conclusion, l'incidence des houles de SW-WSW, les plus fréquemment représentées, joue un rôle essentiel sur le sens de la dérive littorale, qui s'oriente globalement d'Ouest en Est. Cependant, les phénomènes de réfraction sur le prodelta fossile du Bras de Fer entraînent, sur son flanc occidental et jusqu'à la Pointe de Beauduc, une circulation inverse vers l'Ouest. Le prodelta fossile et, plus précisément le secteur de l'étang de Ste Anne, correspond donc à une zone de divergence des houles.

Les houles de SE-ESE, quant à elles, peuvent générer temporairement une inversion de la dérive littorale à l'Est du prodelta fossile de Pégoulie. Elles entraînent alors un transfert sédimentaire d'Est en Ouest de la plage de Piémanson au Grau de la Dent.

2-3-3 Les déformations à l'Est du Rhône

Les houles de SW-WSW arrivent sur la plage Napoléon avec une incidence de 30° (photo 29), elles sont réfractées sur le promontoire de Pégoulie et abordent la flèche de la Gracieuse avec un angle de 15° (photo 30). Elles induisent une dérive littorale générale d'Ouest en Est. Au niveau du poulie, des phénomènes de diffraction sont dus à la présence des aménagements (barges immergées) : l'incidence des vagues à la côte décrit une rotation de 15° à 290° (photo 31).

Les houles de SE-SSE arrivent perpendiculairement à la côte sur cette portion du littoral. Leur réfraction sur le promontoire de Pégoulie induit des phénomènes de convergence dans la partie centrale de la flèche de la Gracieuse, puis une divergence des courants côtiers, d'une part vers l'extrémité de la flèche, d'autre part vers l'embouchure (figure 83).

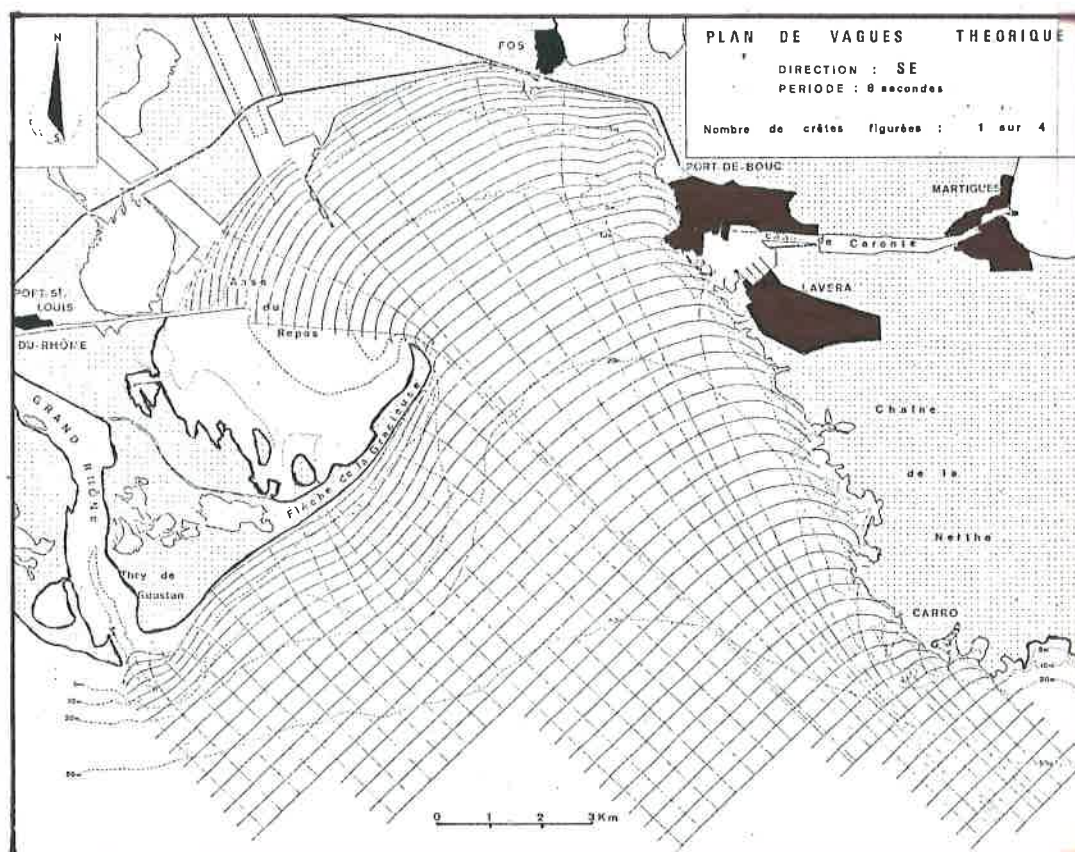


Figure 83. Houle de SE à l'Est de l'embouchure du Rhône (d'après VERNIER, 1972)

Cliché Aériel du 14/03/1989 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer agitée



Photo 30. Phénomènes de réfraction de la houle sur la flèche de la Gracieuse

Cliché Aériel du 04/10/1995 - Vent de NW (4 à 6m/s), mer peu agitée

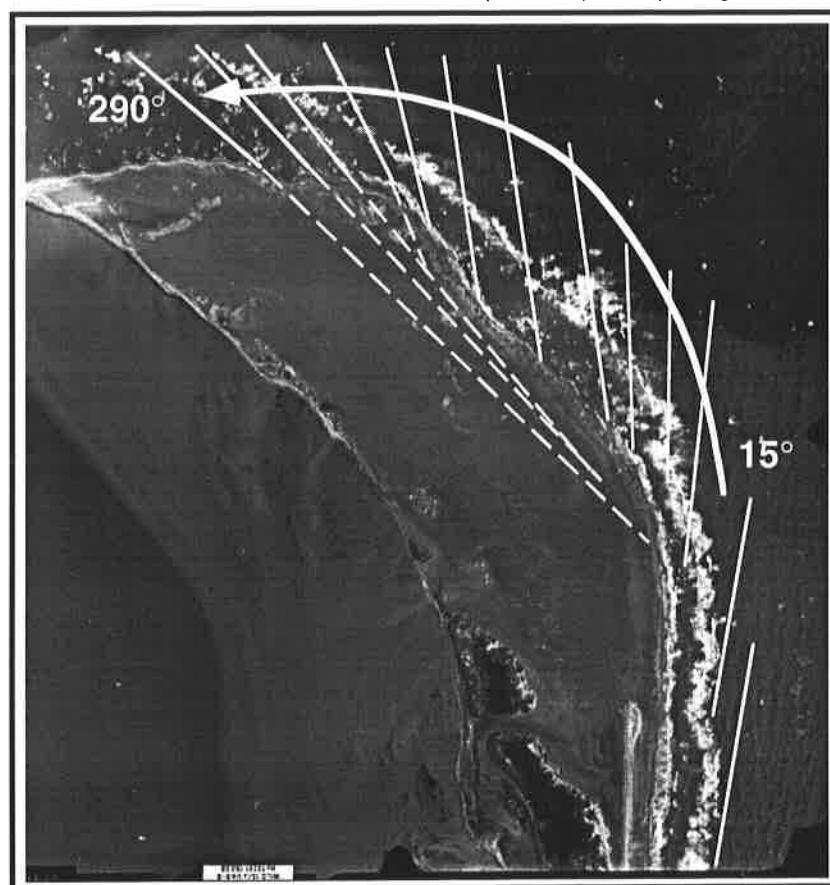


Photo 31. Phénomènes de réfraction et de diffraction de la houle au niveau du poulier de la flèche de la Gracieuse

En conclusion, il est clairement établi que les houles de SW-WSW conditionnent, sur cette partie du littoral, une dérive littorale orientée SW-NE. Cependant, cette circulation peut localement et temporairement s'inverser par houle de SE-ESE.

2-3-4 Conclusion

L'étude de la déformation des houles conforte l'analyse de la dérive littorale, précédemment abordée par l'étude de la répartition longitudinale des sédiments à la côte (cf. Chapitre 1, § 4-3).

La circulation générale est orientée d'Ouest en Est, en relation avec les houles de SW-WSW les plus fréquentes. Sur le littoral situé à l'Est de l'embouchure du Rhône (plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse), cette circulation ne fait aucun doute ; en revanche, la situation est plus complexe en rive droite du fleuve : la réfraction sur le promontoire fossile du Bras de Fer induit une divergence entre un flux Est-Ouest, en direction de la pointe de Beauduc et un flux Ouest-Est, en direction de l'embouchure.

Les houles de SE-ESE liées aux vents de mer jouent également un rôle important. Elles entraînent une inversion temporaire du sens de la dérive littorale dominante entre le Rhône et l'étang de Ste Anne mais également à l'Est du Rhône, sur la plage Napoléon. Cette circulation temporaire se produit essentiellement durant les événements tempétueux.

Conclusion

L'étude des houles montre qu'elles sont caractérisées par deux directions principales : les houles de SW-WSW liées aux vents de terre et les houles de SE-ESE liées aux vents de mer. Ces deux directions jouent un rôle différencié selon l'orientation de la côte qu'elles recoupent, selon les cas, suivant un angle sub-parallèle ou perpendiculaire. Ce phénomène joue un rôle essentiel sur la prédominance de dynamiques transversales ou longitudinales et sur l'orientation du transport sédimentaire longshore et cross-shore (CORBAU *et al.*, 1994).

Le régime des houles est marqué par une variation saisonnière caractérisée par le rôle important des tempêtes d'équinoxe. Durant ces périodes, les fortes houles de SE-ESE sont particulièrement dommageables pour le littoral, les flux s'orientent alors suivant une direction cross-shore. Les événements les plus violents sont concentrés entre Septembre et Janvier. En été et en hiver, les houles de SW-WSW prédominent ; leur faible pouvoir érosif et leur orientation quasi-parallèle à la côte favorisent le transport sédimentaire longshore.

Cette étude apporte de nouveaux éléments d'analyse de la dérive littorale ; ils permettent d'esquisser un schéma global de circulation qu'il nous faudra affiner : une circulation générale orientée d'Ouest en Est est clairement définie à l'Est de l'embouchure ; elle reste toutefois beaucoup plus complexe sur le littoral de Piémanson à Beauduc. Ce secteur est, en effet, caractérisé par un courant bi-directionnel de part et d'autre d'un point de divergence situé dans le secteur de l'étang de Ste Anne.

3 - LES COURANTS

Les courants jouent un rôle essentiel dans la mobilisation des sédiments ; on insistera sur les courants de dérive littorale et les courants de retour (sagittaux). Les données courantologiques disponibles pour le littoral du delta du Rhône sont peu abondantes. Les informations recueillies concernent quelques mesures effectuées sur des périodes très courtes (DUBOUL-RAZAVET, 1956 ; PAUC, 1971 ; VERNIER, 1972 ; ORTOLAN, 1977) ou des observations de terrain qualitatives (BLANC, 1977). Ces données sont utilisées ici pour caractériser les différents types de circulation.

3-1 Généralités

Les courants liés à la circulation générale dans le golfe du Lion ont très peu d'influence sur les dynamiques côtières. On mentionnera pour mémoire le courant géostrophique Liguro-Provençal, orienté d'Est en Ouest, lié à la circulation générale dans le bassin méditerranéen occidental (figure 84).

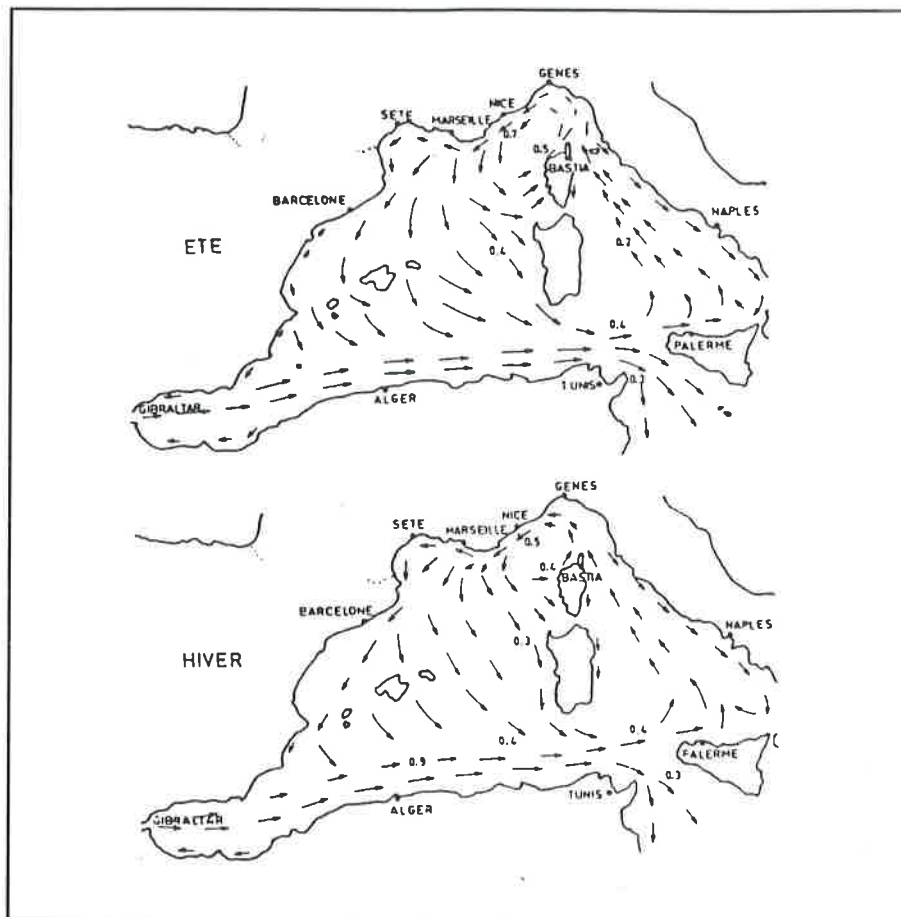


Figure 84. Circulation générale à l'échelle du bassin méditerranéen occidental

Localisé trop au large (2 à 3 miles), ce grand courant permanent joue un rôle secondaire dans l'évolution sédimentaire du littoral (DUBOUL-RAZAVET, 1956). Il contribue essentiellement à la sédimentation actuelle sur le plateau continental

languedocien, par la dispersion du matériel fin rhodanien (MES à faciès pélitiques < 40 μ m) (ALOISI, 1973 ; ALOISI et DUBOUL-RAZAVET, 1974 ; ALOISI *et al.*, 1976 ; 1977). Par ailleurs, les courants de marées sont peu importants sur le littoral méditerranéen (30cm de marnage) et leurs vitesses trop faibles pour intéresser la sédimentation côtière.

La dynamique sédimentaire littorale est donc essentiellement affectée par les courants locaux, induits par les vents, les houles et la décharge fluviale. Ils seront brièvement analysés ici.

3-2 Les courants liés aux vents

Le vent entraîne la partie superficielle des eaux marines. Les vents de terre orientés N-NW (Mistral et Tramontane) sont les plus fréquents, ils représentent 34% à 37% du régime annuel. Les vents de mer de direction E à SE sont le plus souvent liés aux événements tempétueux et ne représentent que 20% à 30% du total annuel.

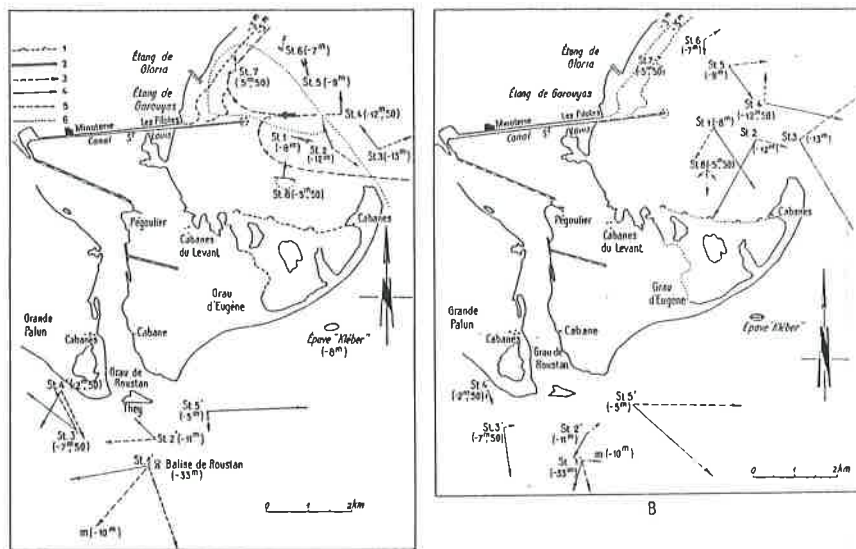
Le rôle du vent sur la courantologie au large du delta du Rhône a fait l'objet de quelques mesures (DUBOUL-RAZAVET, 1956) : les vents de mer induisent une circulation hydrologique orientée SSE-NNW à ESE-WNW ; à l'inverse, les vents de terre génèrent des courants de direction WSW-ENE à NNW-SSE (figures 85).

Le vent joue également un rôle important sur la courantologie dans le golfe de Fos (figure 86). Cette circulation intéresse les processus sédimentaires à l'arrière de la flèche de la Gracieuse. On observe deux situations (VERNIER, 1972 ; PAM, 1993) :

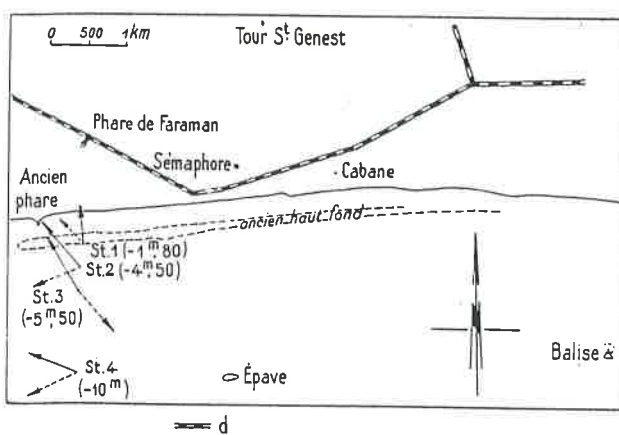
- avant l'installation du complexe industriel de Fos, la courantologie générale quelque soit le type de vent, montre une circulation cyclonique induisant un transport sédimentaire du fond du golfe vers le bout de la flèche.

- après la construction de la darse Sud, dans les années 60, le type de courant précédemment décrit persiste par vent de terre. A l'inverse, les vents de mer entraînent une circulation anticyclonique dans l'anse de Carteau induisant un transport sédimentaire en direction du NW.

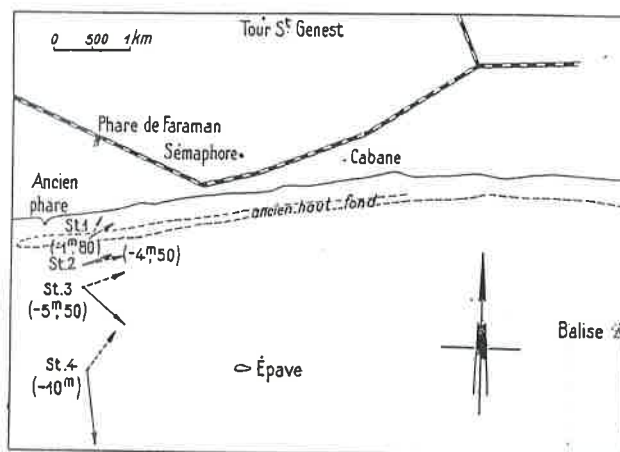
En conclusion, les courants liés aux vents, proches de la côte, sont généralement masqués par la dérive littorale avec laquelle ils se confondent ; leur impact spécifique est difficilement appréciable. En revanche, ils jouent un rôle plus important dans les zones abritées comme l'anse de Carteau (golfe de Fos). L'analyse de la circulation dans ce secteur est un élément essentiel pour la compréhension du transit sédimentaire à l'arrière de la flèche de la Gracieuse. On retiendra l'influence majeure des aménagements à partir des années 60 ; ces éléments nous ont servi pour le calcul des bilans sédimentaires.



A et B : régime des courants par vent de SE (A) et par mistral (B). 1 : hauts-fonds; 2 : digue; 3 : direction et vitesse des courants de fond; 4 : direction et vitesse des courants de surface (long. des flèches = 0,2 mm pour 1 cm/sec.); 5 : cheminements profonds; 6 : cheminements des eaux de surface.

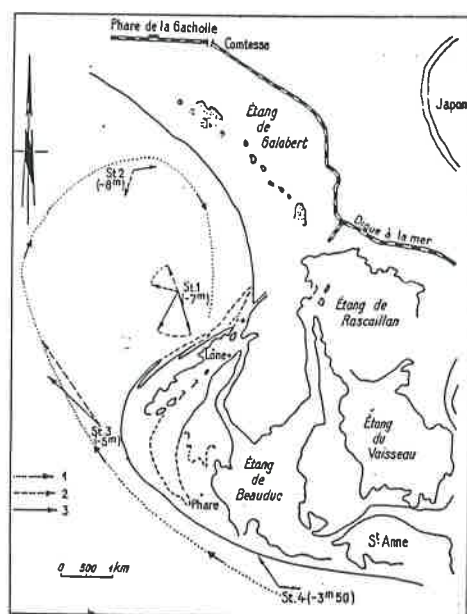


A

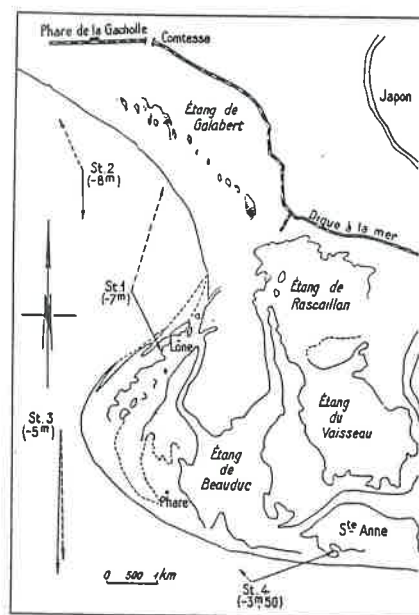


B

A et B : régime des courants par houle de SE (A) et par houle de mistral (B). -> : direction et vitesse des courants de surface; - - -> : direction et vitesse des courants de fond (long. des flèches = 0,3 mm pour 1 cm/sec.); d : digue.



A



B

A et B : régime des courants par houle de SE (A) et par houle de mistral (B); 1 : cheminements de surface; 2 : courants de fond; 3 : courants de surface (long. des flèches = 0,2 mm pour 1 cm/sec.).

Figure 85. Courants liés aux vents dominants (d'après DUBOUL-RAZAVET, 1956)

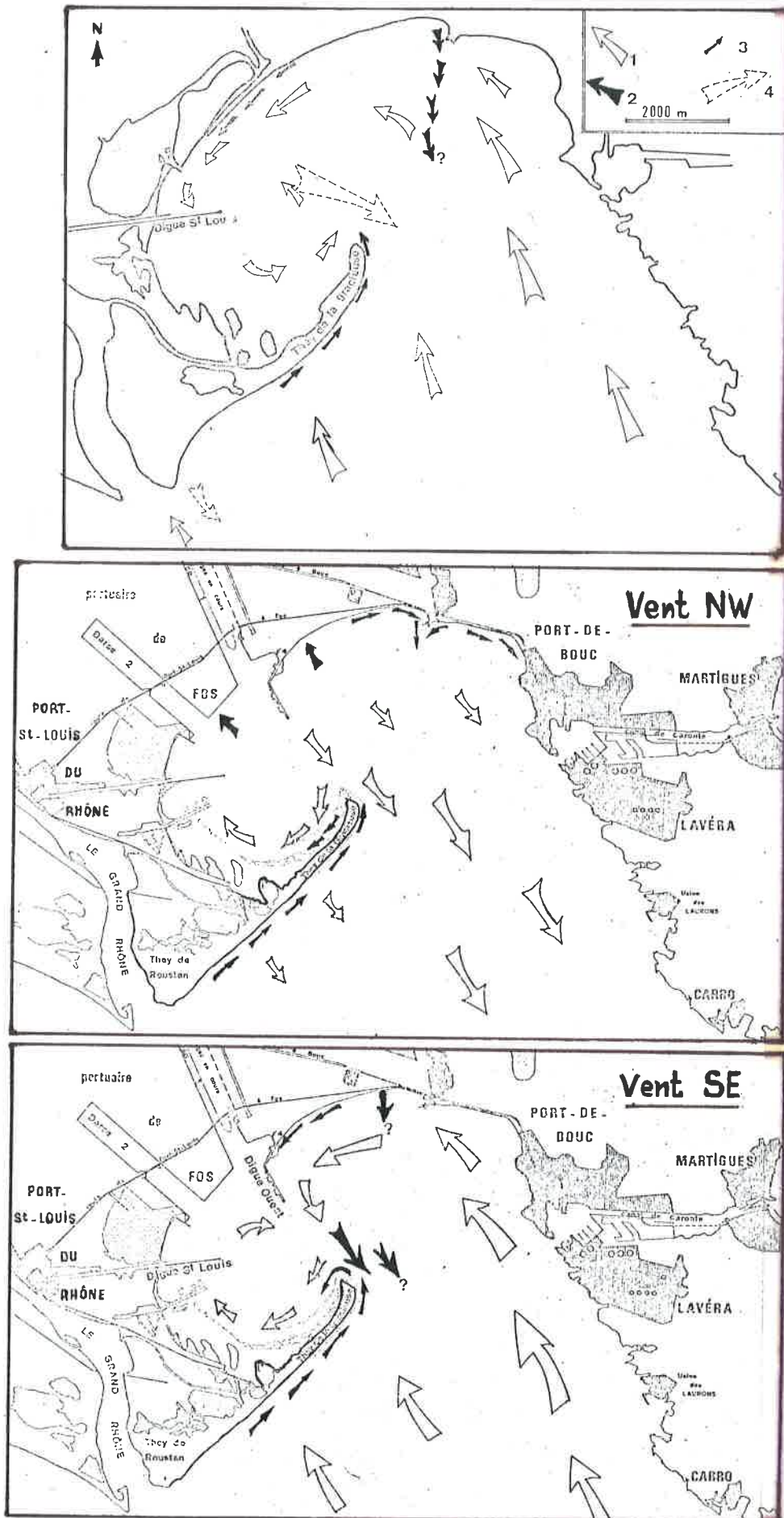


Figure 86. Courants liés aux vents dominants (d'après VERNIER, 1972)
 1- Dérive superficielle des eaux, 2 - Courants de décharge, 3 - Dérive littorale,
 4 - Courant de fond compensateur.

3-3 Les courants de dérive littorale

Les courants de dérive littorale sont générés par la houle arrivant obliquement sur le littoral ; ces courants sont essentiels dans le transport sédimentaire côtier longshore (WEBER, 1989). Leur analyse est donc un préliminaire indispensable à l'étude de la morphogenèse littorale et, au-delà, à tout choix d'aménagement.

3-3-1 Etat bibliographique de la question

Les auteurs sont divisés sur la question du courant dominant de dérive. Quelques uns (MASSELINK, 1992 ; L'HOMER, 1992 ; SOGREAH, 1994) partent du pré-supposé d'un courant général vers l'Ouest ; ils s'appuient sur l'allongement et la déformation de la flèche de Beauduc.

Cette affirmation est nuancée par d'autres auteurs (DUBOUL-RAZAVET, 1956 ; JUNIET, 1962 ; BLANC, 1977), qui s'appuient sur l'évolution de la flèche de la Gracieuse et concluent à une dérive littorale d'Ouest sur la Gracieuse et bi-directionnelle entre le Rhône et la flèche de Beauduc.

A partir de ces informations, nous avons repris la question en faisant appel à plusieurs indicateurs :

- la *géométrie des corps sableux* nous renseigne sur l'orientation du transit sédimentaire qui règle le sens de progradation des flèches sableuses, la sédimentation de part et d'autre des ouvrages de défense littorale (épis, digues, etc.) et le déplacement des corps sédimentaires des zones érodées vers les zones en accrétion (JACOBSEN *et al.*, 1981 ; TAGGART et SCHWARTZ, 1988 ; FRIHY *et al.*, 1991 ; STONE *et al.*, 1992 ; SCHWARTZ *et al.*, inconnu). Nous avons eu recours à la lecture diachrone des photographies aériennes afin de caractériser les zones d'accumulation de part et d'autre des épis et autres infrastructures littorales.

- la *sédimentologie* ; nous avons vu que les variations granulométriques des sédiments le long de la côte répondaient à un modèle de fonctionnement lié au transit sédimentaire dominant (MCLAREN et BOWLES, 1985). Ces premiers éléments d'analyse de la dérive littorale (*cf. Chapitre 1, § 4-3*) devront être confortés dans cette partie.

- la *minéralogie*, par l'étude des minéraux lourds, nous renseigne également sur le sens du transit sédimentaire lié aux courants de dérive littorale.

3-3-2 Les courants de dérive littorale dans le delta du Rhône d'après la géométrie des corps sableux

Les résultats obtenus montrent un fonctionnement très différencié sur les deux rives du Rhône :

- à l'Est de l'embouchure du Rhône, l'allongement de la flèche de la Gracieuse en direction du NW et les phénomènes de blocage sédimentaire à l'Ouest des épis (barges immergées), montre clairement l'existence d'un courant de dérive littorale orientée d'Ouest en Est (figure 87),

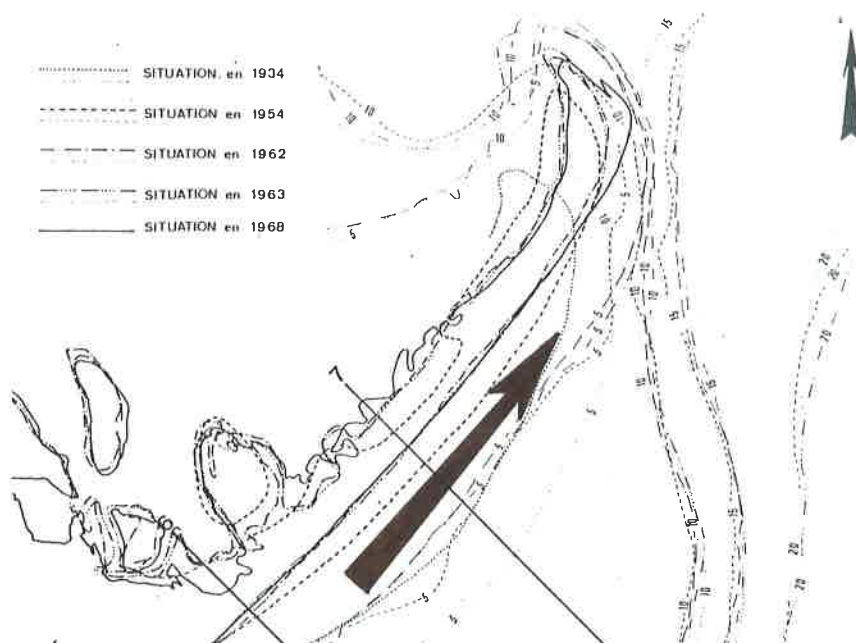


Figure 87. Sens de la progradation de la flèche de la Gracieuse

- le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure se divise en deux secteurs séparés par une zone de divergence que l'on situe au niveau du Grau de Véran (étang de Ste Anne) :

(i) à l'Est du Grau de Véran, l'étude de la sédimentation le long des épis installés sur le littoral de l'étang de Ste Anne (photos 32 et 33) et de Faraman (photos 34, 35 et 36), montre que le transit sédimentaire engraisse la face Ouest de ces derniers alors que la face Est est affouillée ; cette dynamique sédimentaire atteste d'une circulation orientée d'Ouest en Est qui influence également la plage de Piémanson. Le développement d'une flèche d'embouchure à l'Ouest de l'exutoire confirme le sens de la dérive d'Ouest dans ce secteur (figure 88).

(ii) à l'Ouest du Grau de Véran, le courant de dérive littorale s'oriente d'Est en Ouest en direction du Golfe de Beauduc entraînant la progradation de la flèche de Beauduc (figure 89).

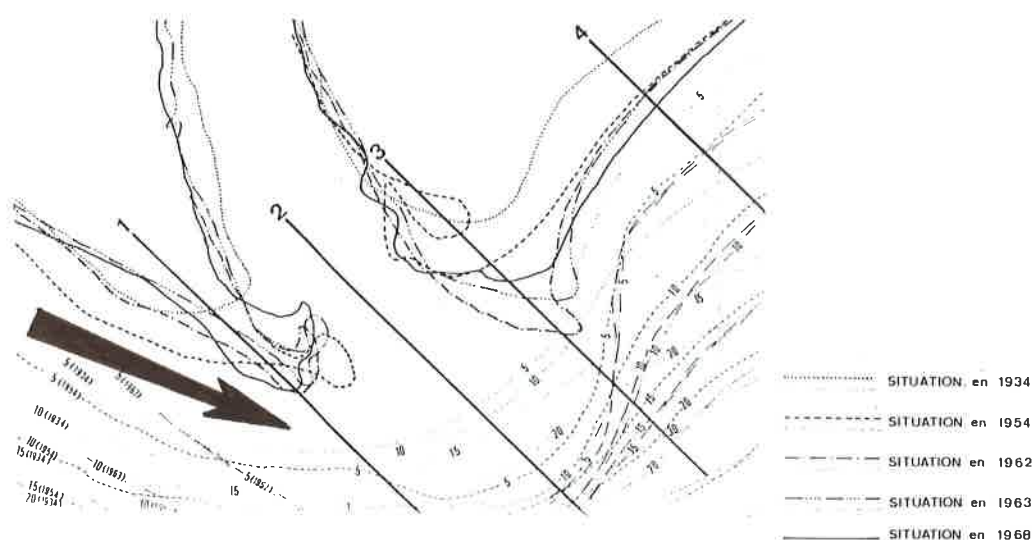


Figure 88. Sens de progradation de la flèche d'embouchure (Est de la plage de Piémanson)

Cette divergence s'explique par la réfraction de la houle sur le prodelta fossile du Bras de Fer ; BLANC (1977) la situe plus à l'Est, dans le secteur de la Courbe : son glissement vers l'Ouest (étang de Ste Anne) pourrait être le résultat des modifications du linéaire côtier depuis 20 ans.

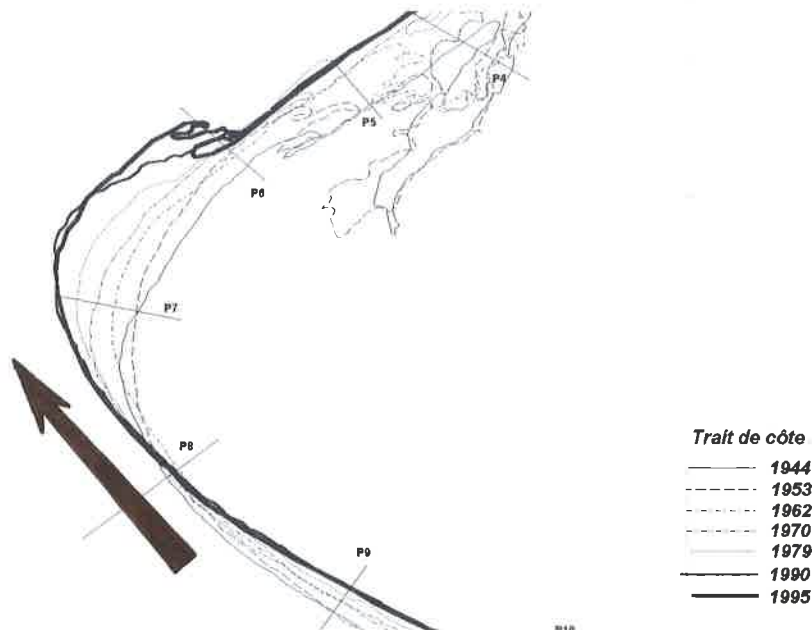


Figure 89. Sens de progradation de la flèche de Beauduc

3-3-3 L'apport de la minéralogie (minéraux lourds)

L'étude des minéraux lourds (VATAN, 1949 in DUBOUL-RAZAVET, 1956) met en évidence, dans le golfe du Lion, un mélange de matériaux d'origine pyrénéenne (andalousite) et rhodanienne (grenat, pyroxène et épidote).

La distribution spatiale de ces minéraux insiste sur la présence du cortège pyrénéen, en faible proportion, jusqu'à l'embouchure actuelle du Rhône ; les auteurs l'expliquent par l'existence d'une circulation, au niveau des plages, nettement dirigée d'Ouest en Est.

3-3-4 Conclusion

La vision classique d'un courant de dérive littorale unidirectionnel d'Est en Ouest est à écarter. La circulation littorale est beaucoup plus complexe et comprend en fait trois cellules morphodynamiques principales (figure 90).

Ce schéma pose le problème de l'alimentation du littoral situé à l'Ouest du Rhône à partir des apports rhodaniens actuels. Ceux-ci interviennent temporairement lors des houles de SE-ESE, néanmoins, cette alimentation, liée à des événements exceptionnels, se fait sur de courtes durées et reste difficilement quantifiable sur le long terme. L'alimentation des plages à l'Ouest se ferait donc essentiellement à partir du prodelta fossile du Bras de Fer.

Cliché Aériel du 12/05/1992 - Vent de Nord (< 5m/s), mer calme.

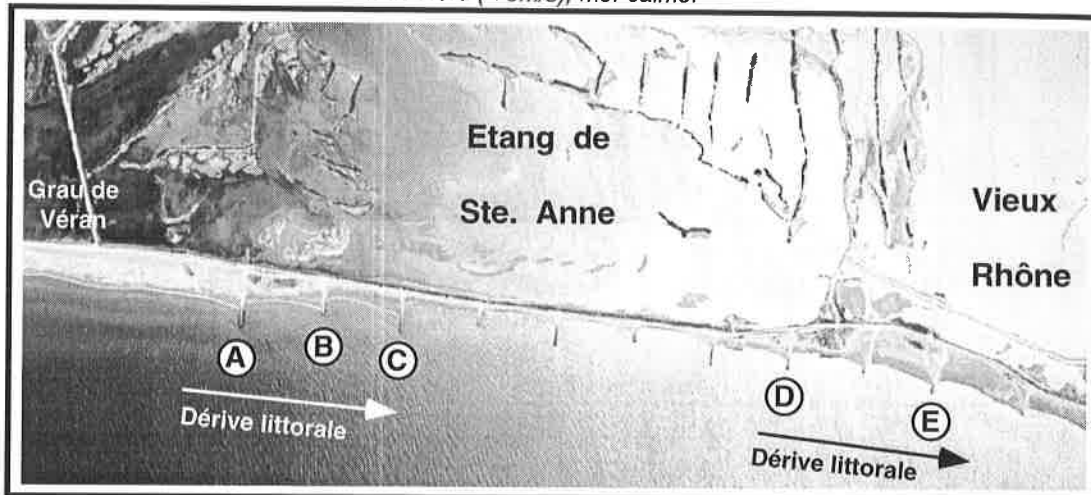


Photo 32. Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest de épis dans le secteur de l'étang de Ste. Anne (points A à E), indiquant le sens du transit sédimentaire longshore

Cliché I.G.N. du 09/09/1995 - Vent de NW (5 à 8m/s), mer agitée.



Photo 33. Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest de épis dans le secteur de l'étang de Ste. Anne (points A à C), indiquant le sens du transit sédimentaire longshore

Cliché I.G.N. du 15/09/1979 - Vent de NW (< 5m/s), mer calme.

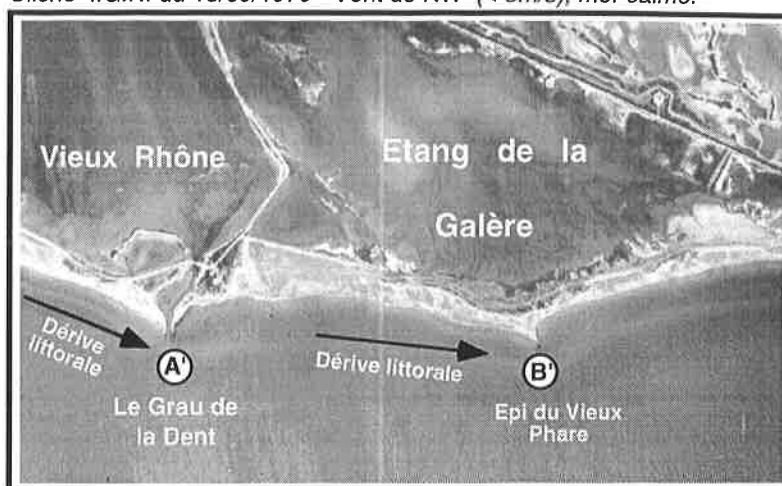


Photo 34 . Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest des épis sur le littoral de FARAMAN (points A' et B'), indiquant le sens du transit sédimentaire longshore

Cliché Aériel du 12/05/1992 - Vent de Nord (< 5m/s), mer calme.

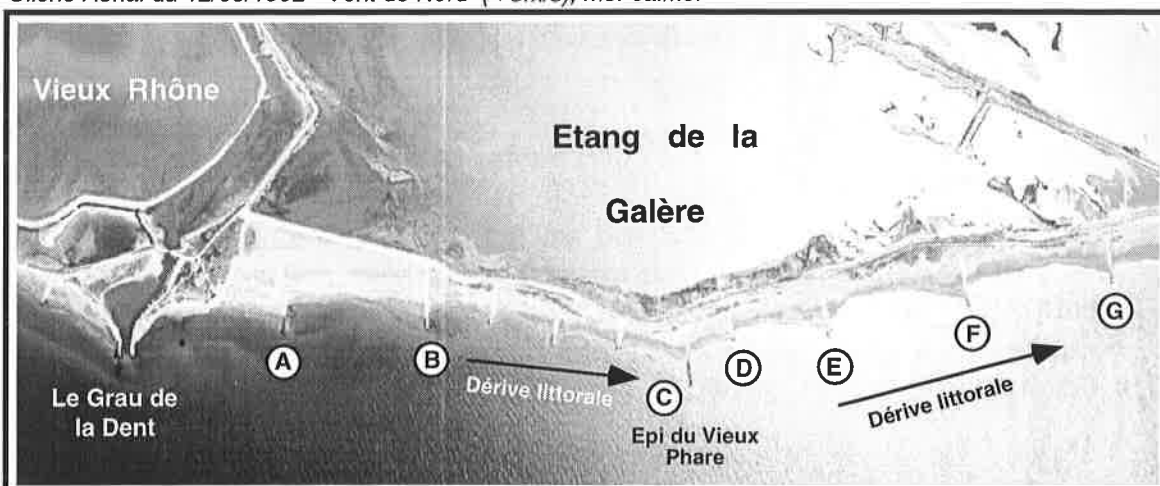


Photo 35 . Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest des épis sur le littoral de FARAMAN (points A à G), indiquant le sens du transit sédimentaire longshore

Cliché I.G.N. du 09/09/1995 - Vent de NW (5 à 8m/s), mer agitée.

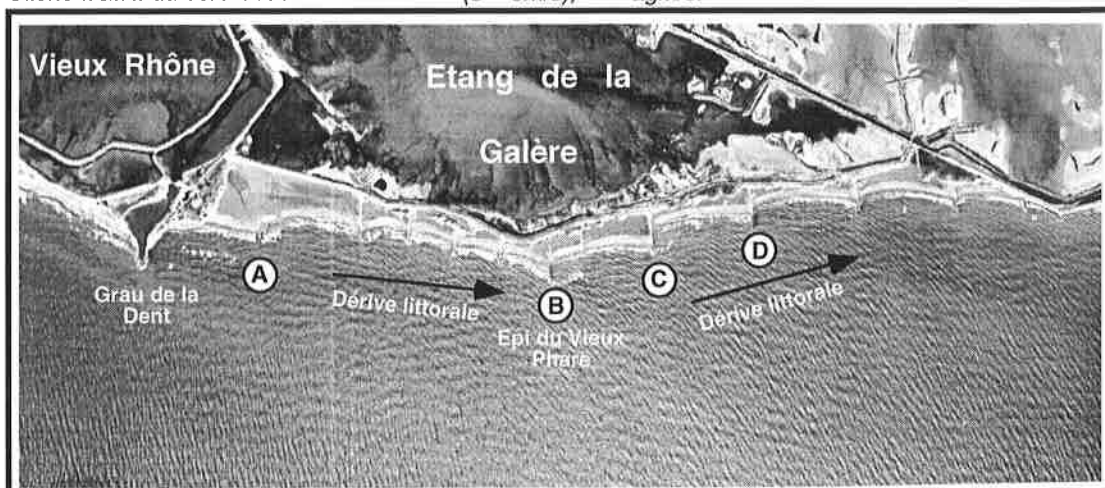


Photo 36 . Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest des épis sur le littoral de FARAMAN (points A à G), indiquant le sens du transit sédimentaire longshore

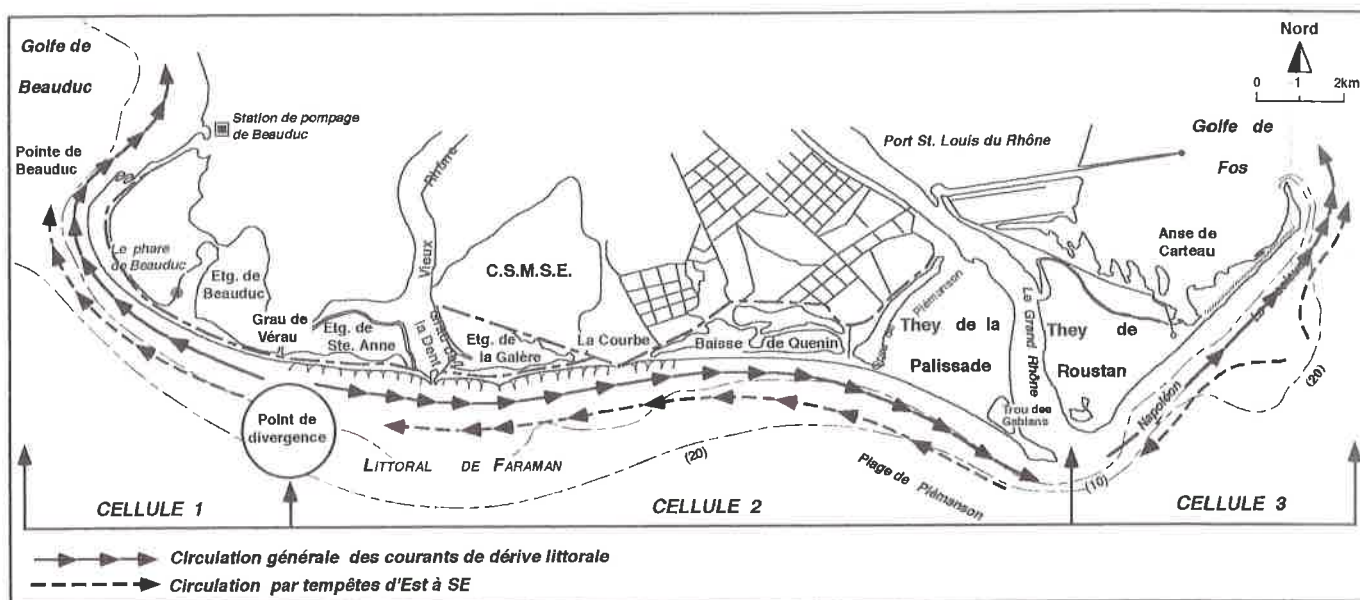


Figure 90. Cartographie des courants de dérive littorale

3-4 Les courants sagittaux ou de refend (rip currents)

Les courants sagittaux sont décrits comme des courants de retour qui, à l'inverse des courants de compensation agissant uniquement sur le fond (*undertow*), intéressent l'ensemble de la colonne d'eau (BOWEN, 1969 ; BOWEN et INMAN, 1969). Ils forment des couloirs de circulation très bien marqués dont l'espacement est lié à des ondes de fréquence infragravitaire générées par les vagues (BOWEN, 1969 ; SHORT, 1985 ; HUNTLEY et SHORT, 1992).

3-4-1 Généralités

Les courants sagittaux sont perpendiculaires à la côte lorsqu'ils naissent de la rencontre de deux dérives littorales opposées, mais le plus souvent, leur sens de propagation est oblique, ils sont alors générés par la houle. Ils se décomposent en trois parties (figure 91) :

- la base du courant sagittal appelé *rip feeder* lorsqu'il s'agit de la rencontre de deux circulations opposées,
- le chenal de vidange appelé *rip neck* où le courant unidirectionnel est le plus intense,
- le panache frontale appelé *rip head* correspondant à la zone où le courant se dissipe latéralement.

Quand la houle est forte, ils sont moins nombreux mais beaucoup plus puissants. Particulièrement dangereux pour les baigneurs, leur impact morphosédimentaire est très préjudiciable en matière d'aménagement (SHORT et HOGAN, 1992). Capables de

creuser des sillons de plusieurs mètres de profondeur, ils transportent des sédiments bien au-delà de la zone de déferlement, là où les houles ne peuvent plus les ramener vers la côte.

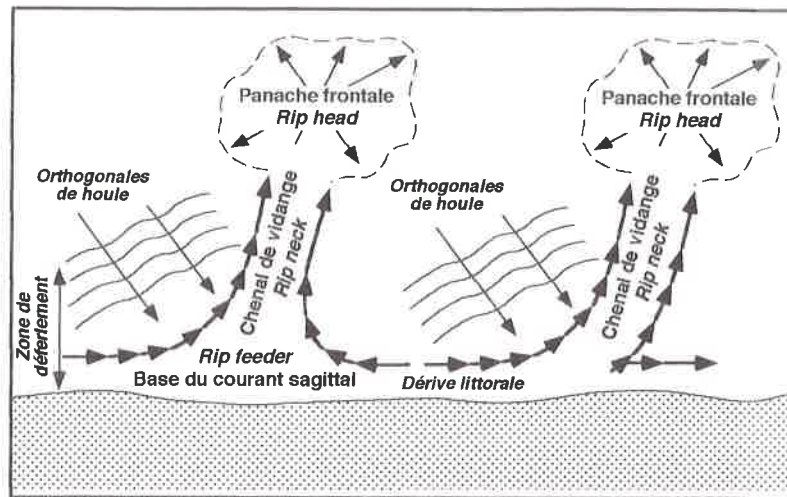


Figure 91. Genèse des courants sagittaux (d'après BOWEN, 1969)

3-4-2 Cartographie des courants sagittaux

Dans le delta du Rhône, BLANC (1996) propose une classification des secteurs littoraux de Faraman menacés par l'érosion marine ; l'auteur montre une forte corrélation entre le recul des plages (3,5m à 5m/an) et la prédominance des courants sagittaux liés à des ondes incidentes à basse fréquence dont les périodes sont proches de 40 secondes. La synthèse de ces données permet de dresser une cartographie (figure 92).

A l'Est de l'étang de Beauduc, le littoral compris entre l'étang de Ste Anne et le secteur de la Courbe, est soumis à des courants sagittaux importants. Ils sont particulièrement efficaces lors des tempêtes. Ce linéaire côtier, généralement pourvu d'une seule barre pré-littorale se trouve fragilisé (photo 37). L'amortissement réduit de la houle se traduit par le déferlement de fortes vagues sur le rivage entraînant une dispersion des sédiments dont le panache turbide est visible jusqu'à des profondeurs de -9m à -12m.

A l'Est de la Courbe (Baisse de Quenin), un à deux axes de courants sagittaux sont également mis en évidence. Cependant, la présence dans ce secteur de deux barres pré-littorales bien marquées atténue les effets de l'érosion marine (photo 38).

Le secteur de la plage de Piémanson est plus abrité. Il est marqué en effet par l'absence de courants sagittaux importants. La forte houle d'Est est atténuée par la flèche occidentale d'embouchure. Les phénomènes de "réfraction" qu'elle induit minimisent l'importance des courants sagittaux protégeant cette partie du littoral. Cette protection est accrue par l'existence bien marquée de deux barres pré-littorales (photo 39).

Cliché I.G.N. du 24/08/1970 - Vent de NW (< 5m/s), mer calme

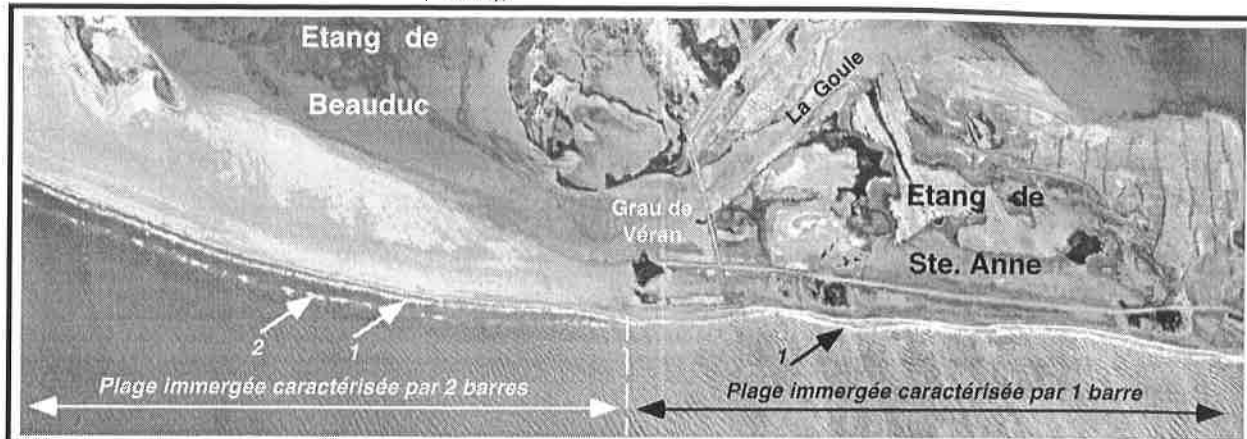


Photo 37. Plage immergée marquée par le passage d'une à deux barres littorales entre le secteur de l'étang de Ste Anne à l'Est et l'étang de Beauduc à l'Ouest

Cliché Aériel du 14/03/1989 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer agitée

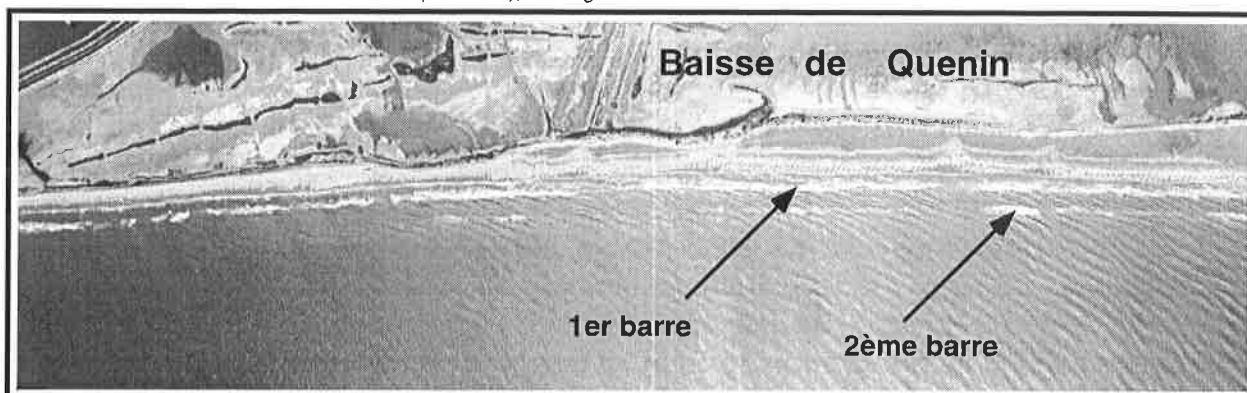


Photo 38. Mise en évidence des barres littorales dans le secteur de la Baisse de Quenin

Cliché Aériel du 14/03/1989 - Vent de NW (5 à 7m/s), mer agitée

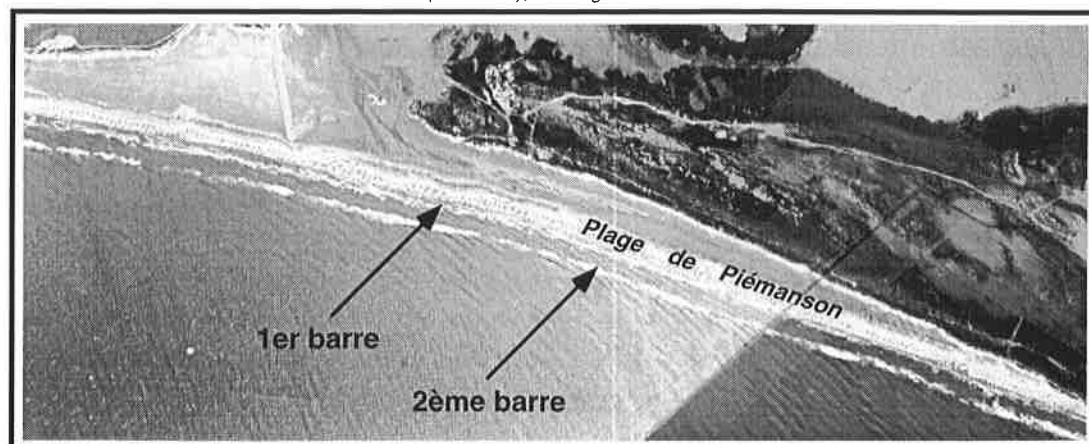


Photo 39. Mise en évidence des barres littorales dans le secteur de la plage de Piémanson

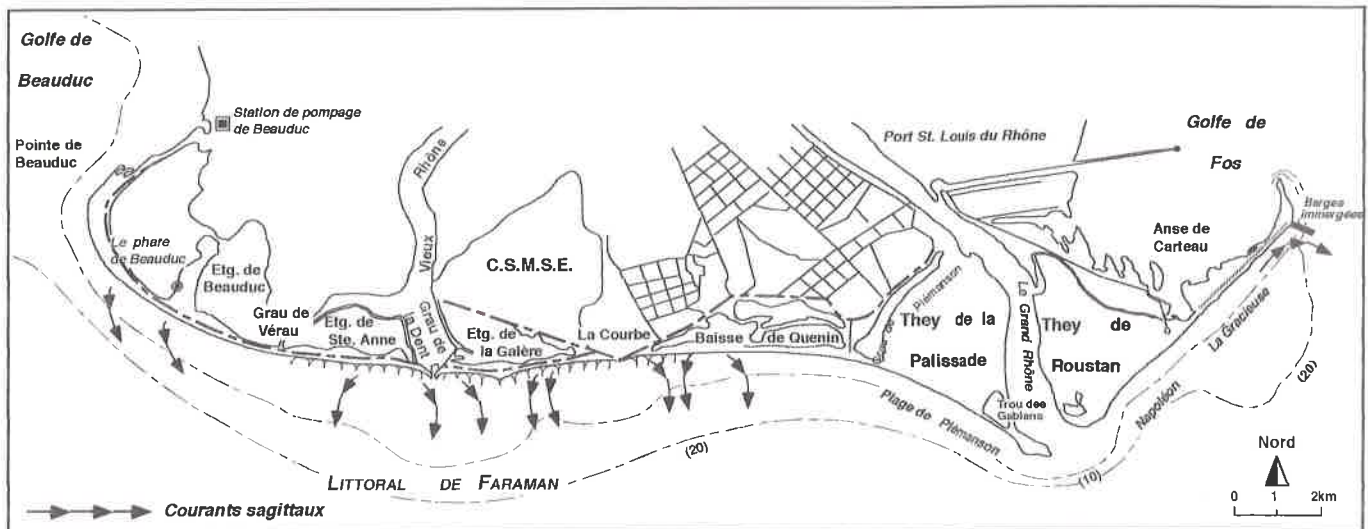


Figure 92. Cartographie des courants sagittaux

A l'Est de l'embouchure du Rhône, les courants sagittaux sont peu présents. L'existence de barres pré-littorales bien développées dans ce secteur joue un rôle protecteur important : l'impact des houles de SE, pourtant perpendiculaire à la côte, est atténué. Le prodelta fossile de Pégoulie sur la flèche de la Gracieuse agit également comme une protection. Les phénomènes de réfraction qu'il suppose atténuent les effets de la houle minimisant la formation de courants sagittaux.

Les mesures topographiques effectuées depuis 1993 montrent cependant la présence d'un sillon persistant, situé à l'extrémité Est du cordon artificiel de la Gracieuse. Il marque l'existence de courants sagittaux dont la genèse est certainement liée à l'implantation des épis dans ce secteur (barges immergées). Ces derniers engendrent des phénomènes de réflexion de la houle et induisent un courant contraire à la dérive littorale. La rencontre de ces deux flux suffit à créer des courants de retour.

En conclusion, on soulignera qu'aucune étude générale sur l'existence et l'impact des courants sagittaux dans l'évolution morphosédimentaire du delta du Rhône n'a jusqu'à ce jour été réalisée. Leur analyse repose sur une approche d'ordre qualitative, le plus souvent basée sur l'étude des photographies aériennes. Leur localisation coïncide cependant avec les secteurs fortement érodés. Ils intéressent essentiellement le littoral de Faraman où les aménagements sont particulièrement nombreux. La construction d'ouvrages frontaux de type brise-lames, entraînant le déferlement des vagues avant qu'elles n'atteignent le rivage, permet de minimiser l'action des courants sagittaux ; ces infrastructures sont de toute évidence les mieux appropriées face à la dynamique érosive.

3-5 Les courants fluviaux du Rhône à la mer

L'arrivée du Rhône en Méditerranée s'accompagne de la formation d'un panache sédimentaire plus ou moins visible suivant sa concentration en MES. Cette décharge fluviale engendre un courant de surface dont les caractéristiques restent très sensibles aux conditions météorologiques.

Ces phénomènes ont été décrits par PAUC (1971) : en arrivant à la mer, les eaux du Rhône se divisent en deux branches (Figure 93). Plus légères, elles donnent naissance à deux courants de surface :

- un courant oriental repris par la dérive littorale, longeant la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse avant de pénétrer dans le fond du golfe de Fos,
- un courant occidental majeur, orienté dans un premier temps vers le Sud puis qui s'infléchit vers le SW à 3 ou 4 miles de la côte, se mêlant au courant général Liguro-Provençal.

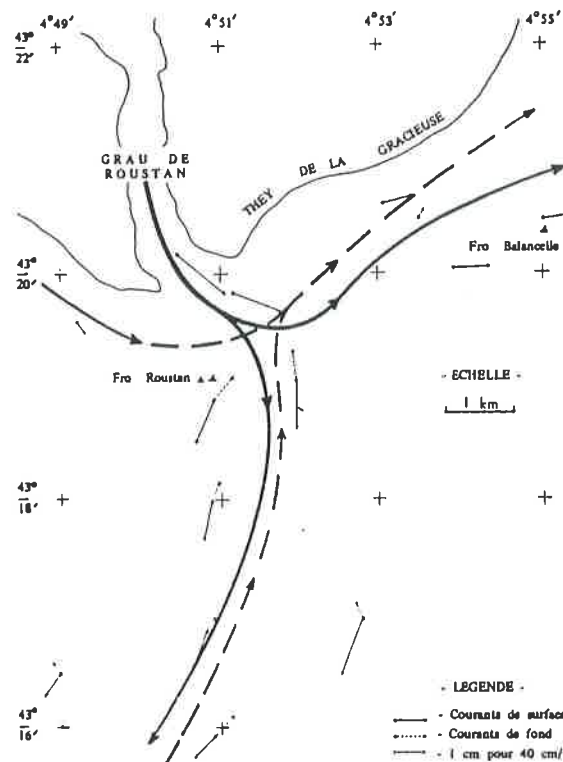


Figure 93. Courants fluviatiles à la sortie du Rhône (d'après PAUC, 1971)

Plus récemment, des mesures radars effectuées à l'automne 1994 par le LSEET (Université de TOULON et du VAR) dans le cadre du programme MEDDELT, ont permis de reprendre la question (ARNOUX-CHIAVASSA *et al.*, 1995a) ; elles ont donné lieu à une modélisation de la déformation du panache rhodanien, pour un débit liquide d'environ $2.000\text{m}^3/\text{s}$, en fonction de trois situations météorologiques : en absence de vent, par vent de NW (Mistral), et par vent de ESE. Les résultats obtenus sont comparés à la réalité de terrain obtenue par les données SPOT enregistrées pour les mêmes jours (ARNOUX-CHIAVASSA *et al.*, 1995b). On observe :

- en absence de vent, le panache rhodanien est déjeté en direction du SE, puis à quelques miles de côte, il s'incurve vers l'Ouest sous l'effet de la force de Coriolis. Le flux rhodanien est alors repris par le grand courant Liguro-Provençal conformément à la situation décrite par PAUC (figure 94). Au niveau du Grau de la Dent, une divergence est mise en évidence conformément aux observations déjà faites à propos de la dérive littorale dans ce secteur : une grande partie du flux se déplace en direction

du golfe de Beauduc tandis que, du Grau de la Dent vers la plage de Piémanson, une circulation de faible importance s'observe.

- par vent de NW (Mistral), le panache sédimentaire du Rhône, se trouve élargi vers le S-SE, favorisant l'extension de la sédimentation sur le plateau continental (figure 95) ; sur l'ensemble du littoral, le sens des flèches montre que les courants de surface se déplacent de la côte vers le large.

- par vent d'Est à SE, le panache rhodanien est repoussé vers le rivage (figure 96) et vient se plaquer contre le talus externe de la flèche de Beauduc. Au large de la côte, une circulation Est-Ouest entre Piémanson et Beauduc est clairement définie mais il subsiste près du rivage un faible courant orienté d'Ouest en Est conformément à la dérive littorale générale dans ce secteur.

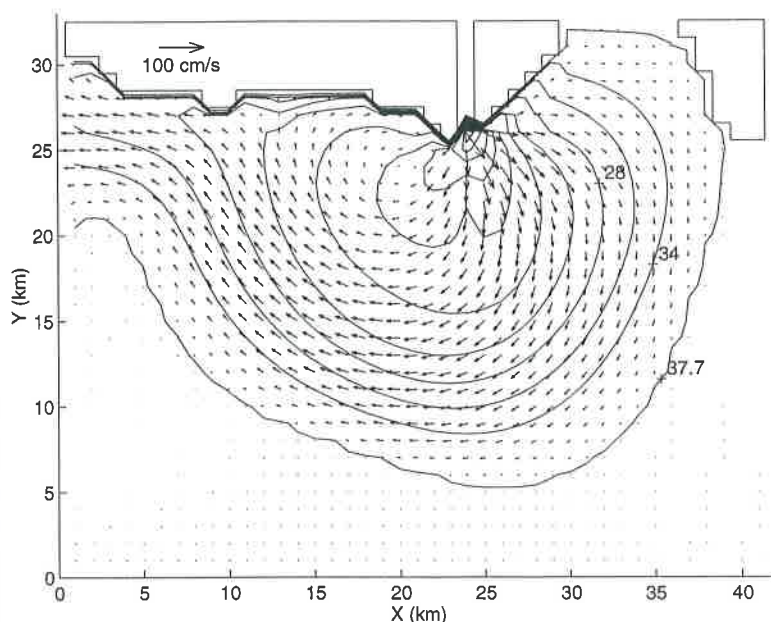


Figure 94. Déformation du panache rhodanien en l'absence de vent

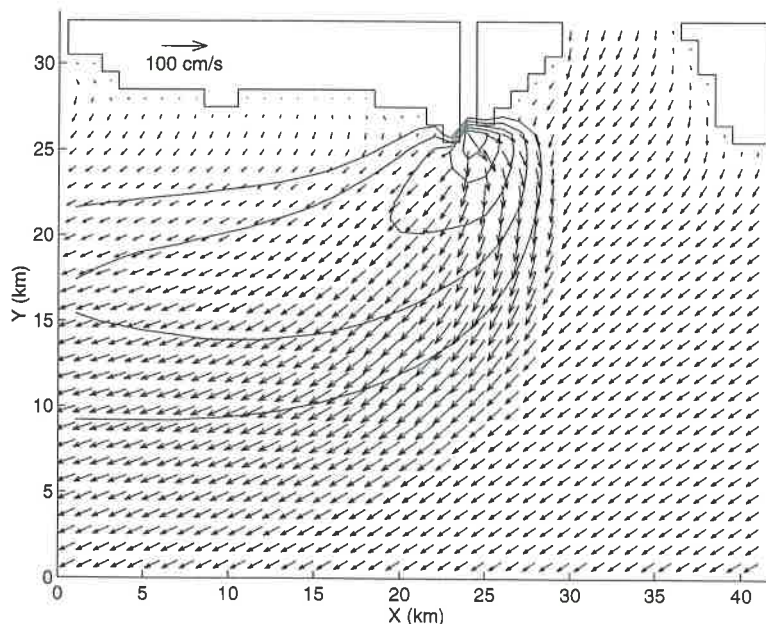


Figure 95. Déformation du panache rhodanien par vent de NW (Mistral)

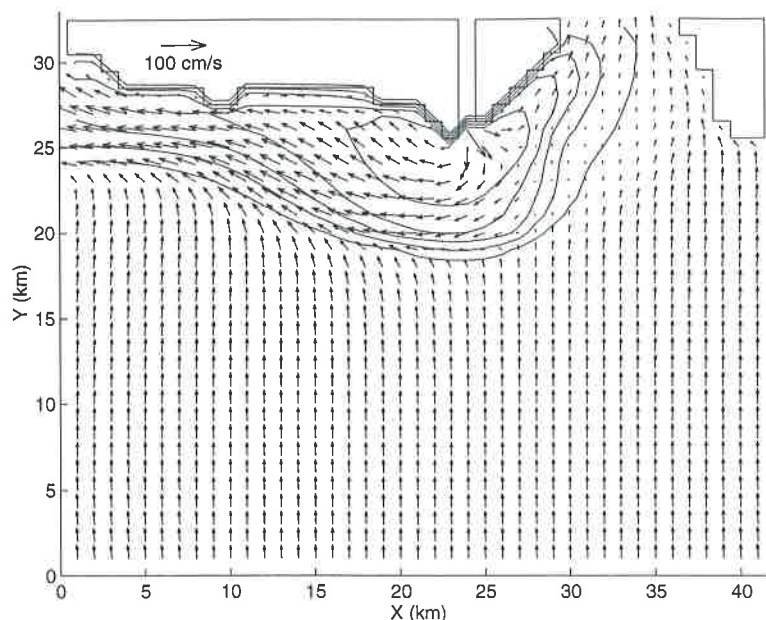


Figure 96. Déformation du panache rhodanien par vent de SE

En conclusion, les courants liés au panache rhodanien jouent un rôle mineur dans la morphogénèse du littoral ; ils conditionnent essentiellement le transport des MES en suspension, donc, la sédimentation sur le plateau continental vers le large. Cependant, on notera d'une part, l'importance des vents sur les courants de surface, qui confirme le rôle important de la dynamique éolienne sur le déplacement des masses d'eaux dans ce secteur ; d'autre part, l'existence de deux circulations : la première, située à l'Est de l'embouchure, est orientée dans le sens de la dérive littorale dominante d'Ouest en Est : elle conditionne la sédimentation du golfe de Fos caractérisée essentiellement par un matériel sablo-limoneux très fin ; la seconde, de sens contraire, obéit au grand courant général Liguro-Provansal : elle génère également un transfert sédimentaire composé essentiellement de particules fines dans le golfe de Beauduc ; enfin, l'existence d'un courant de dérive littorale bi-directionnel le long de la côte à l'Ouest de l'embouchure du Rhône est confirmée.

Conclusion

L'étude des courants à l'échelle de la zone étudiée reste très qualitative ; elle repose essentiellement sur la compilation de données anciennes. Depuis ces dernières années pourtant, l'utilisation de modèles de circulation générale hydrologique a permis d'apporter quelques données nouvelles.

Pour les courants près du rivage, l'information est plus réduite : les données de BLANC (1977) restent les plus fiables concernant les courants sagittaux. Ces derniers sont bien corrélés à l'érosion du littoral principalement localisée dans le secteur de Faraman.

Des éléments novateurs sur la dérive littorale ont été mis en évidence par l'analyse de la déformation des corps sédimentaires et la distribution granulométrique des plages. Ils ont permis de définir une circulation générale d'Ouest en Est, conforme à l'orientation des vents et des houles les plus fréquents. Elle est clairement définie à l'Est de l'embouchure alors qu'à l'Ouest, elle se divise en deux directions de part et d'autre d'une zone de divergence : de l'étang de Ste Anne à la plage de Piémanson elle garde une orientation Ouest-Est, en revanche, elle prend une direction contraire en direction du golfe de Beauduc.

L'analyse des courants d'origine fluviatile montre le rôle important du vent dans la déformation du panache rhodanien. Dans la zone la plus proche de la côte, ces courants de surface confirment les circulations de la dérive littorale.

4 - ANALYSE DE LA MAREGRAPHIE

L'analyse de la marégraphie repose sur les enregistrements effectués par la CSMSE depuis le début du siècle. Ces données ont été utilisées :

- d'une part, afin d'estimer l'importance des mouvements eustatiques à l'échelle du dernier siècle (*cf. Partie 1, § 3-2*). Cette étude a montré, en outre, l'existence de cycles pluri-décennaux dont il faudra expliquer l'origine.

- d'autre part, pour étudier la distribution saisonnière du niveau moyen de la mer et des surélévations du plan d'eau associées aux tempêtes. Pour cette analyse, la faible amplitude de la marée prédite n'a pas été soustraite aux données brutes ; nous analysons donc les variations du niveau marin en relation avec les conditions météo-marines (effets météorologiques). Cependant, pour plus de facilité, nous désignerons sous le terme de "surcote", les niveaux de la mer $\geq 40\text{cm NGF}$; cette hauteur correspond au seuil de submersion de la plage aérienne lors des événements tempétueux (BRUZZI et PROVANSAL, *sous presse a et b*). Ces derniers sont le plus souvent liés à des conditions dépressionnaires, lesquelles entraînent des vents de mer suffisamment importants pour générer une élévation du plan d'eau à la côte (ROUX *et al.*, 1985).

- enfin, pour l'étude des périodes de retour des niveaux maxima. L'analyse tient compte des prévisions émises sur la montée eustatique global pour l'horizon 2100 ; elle permet de définir des secteurs particulièrement sensibles à la montée relative du niveau marin.

4-1 La collecte des données

On ne reviendra pas ici sur les caractères du marégraphe décrits plus haut (*cf. Partie 1, Chapitre 2, § 3-2*). La hauteur du niveau de la mer est relevée quotidiennement à 7h du matin par les services techniques de la CSMSE. Ces données ont été utilisées pour l'analyse de la tendance et des cycles. Depuis 1974, les hauteurs maxima et minima journalières sont également relevées. C'est à partir de ces données que le calcul des périodes de retour des surcotes a été effectué. Par perte d'un document d'archive, la série souffre d'un hiatus de 11 années (de 1963 à 1973).

4-2 Les variations pluri-annuelles à pluri-décennales

Le traitement des données marégraphiques enregistrées entre 1905 et 1995 a montré une tendance séculaire marquée par une montée relative du niveau de la mer (cf. *Partie 1, Chapitre 2, § 3-2-2*) ; cette hausse est toutefois caractérisée par des variations pluri-annuelles à pluri-décennales (entre 15 et 20 ans) que nous interprétons comme une succession de cycles de hauts et bas niveaux marins.

4-2-1 Méthode de traitement

La mise en évidence des cycles marégraphiques est effectuée sur les résidus de la régression, c'est-à-dire, après que la tendance ait été retirée aux données brutes de telle sorte que la nouvelle série : $Y_T - Y'_T = E$ ne contienne plus que la composante cyclique (GROUPE CHADULE, 1994). Afin d'éliminer les effets liés au bruit important, un lissage par moyennes mobiles d'ordre 5 a été réalisé sur la nouvelle série E ; il met en évidence des oscillations cycliques d'amplitudes et de périodes différentes (figure 97).

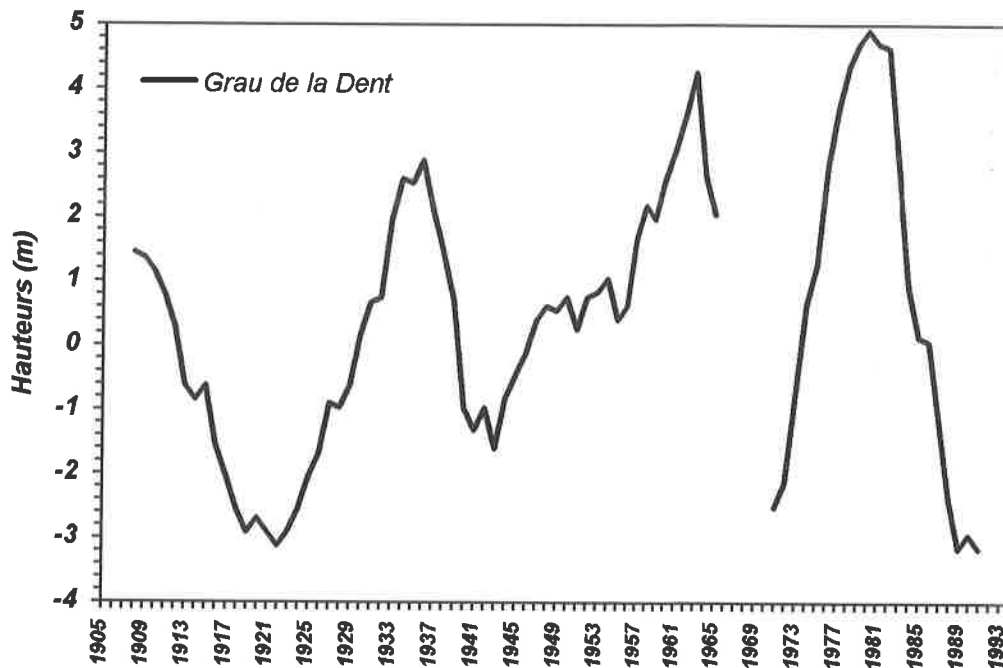


Figure 97. Mise en évidence de cycles ou oscillations marégraphiques entre 1905 et 1994

4-2-2 Discussion

Des cycles d'une période d'environ 20 ans sont observés ; ils oscillent entre +5cm et -3cm, soit 8cm d'amplitude maximale. Les hauts niveaux, au nombre de quatre, se situent aux début des années 1910, 1930, 1960 et 1980 ; les bas niveaux correspondent aux années 1920, 1940, 1970 et 1990.

Les phénomènes cycliques pourraient relever d'une variabilité d'origine climatique. Nous avons vu que les vents morphogènes $\geq 11\text{m/s}$ étaient susceptibles de générer une variation du plan d'eau ; les changements barométriques, qui s'accompagnent de changements anémométriques, influencent donc les cycles hauts et bas du niveau marin. Les périodes de 20 ans caractéristiques de l'évolution cyclique des stations du Grau de la Dent paraissent coïncider avec les alternances d'avancées et de retraits des hautes pressions atlantiques en Méditerranée occidentale qualifiées "d'oscillations méditerranéennes" par CONTE *et al.*, (1991, *in* TABEAUD et MENEZES, *sous presse a*).

Ces auteurs ont observé en effet en Méditerranée occidentale, de 1961 à 1992, une hausse de la pression et une augmentation générale de la vitesse du vent selon une direction préférentielle N-NW, également confirmées par nos travaux sur l'évolution tendancielle des vents de terre morphogènes (*cf.* § 1-3-1) Ces augmentations sont particulièrement sensibles depuis le début des années 90 (TABEAUD et MENEZES, *sous presse a et b*) : les hivers 1989-90 et 1990-91 ont été caractérisés par des pressions atmosphériques élevées sur la Méditerranée et en Europe liées à des conditions anticycloniques remontées très haut en latitude (60° - 70° N), elles-mêmes associées à un jet polaire très au nord du bassin méditerranéen.

Ces travaux confirmeraient la relation de causalité entre les oscillations marégraphiques et les évolutions barométriques et anémométriques : à la fin des années 80, l'abaissement du niveau marin peut s'expliquer par le renforcement des vents de terre et l'installation de hautes pressions relatives en Méditerranée, associées à une moindre fréquence des tempêtes durant cette période (*cf.* 1-3-1). En effet, l'analyse des vents de mer $\geq 11\text{m/s}$ a montré une diminution de la fréquence des épisodes tempétueux entre 1986 et 1990 ; en revanche, ils augmentent brutalement au début des années 70 jusqu'en 1977 ; cette évolution coïnciderait avec les hauts niveaux marégraphiques observés au début des années 80.

En conclusion, les observations océano-atmosphériques récentes en Méditerranée occidentale confirmeraient la relation entre les cycles marégraphiques pluri-annuels à pluri-décennaux et les conditions météorologiques : fréquence plus ou moins importante des vents de mer correspondant à une élévation du niveau marin, situations de Mistral et abaissement du niveau marin. Ces phénomènes obéiraient à une variation générale des champs de pression appelée "oscillations méditerranéennes".

4-3 Les variations saisonnières

L'étude des variations saisonnières de la marégraphie est réalisée :

- d'une part, à partir des mesures effectués à 7h AM. Cette série présente en effet un caractère intéressant puisque les enregistrements à heure fixe depuis le début du siècle permettent une comparaison mensuelle homogène,
- d'autre part, à partir des maxima journaliers. Ces données permettent de décrire les variations saisonnières des événements exceptionnels.

4-3-1 Méthode de traitement

La méthode de traitement est similaire pour les deux séries : une valeur mensuelle est obtenue pour chaque année en moyennant les données journalières, on obtient donc 89 valeurs pour les mois de Janvier, Février, etc. Pour chaque mois, ces 89 valeurs sont de nouveau moyennées, on obtient alors une valeur mensuelle sur l'ensemble de la période d'observation de 89 ans (figure 98).

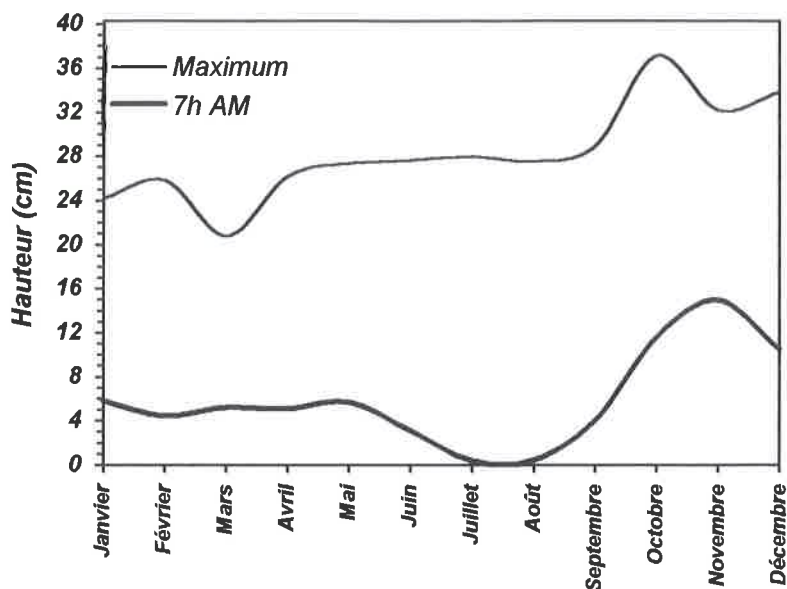


Figure 98. Variations saisonnières du niveau de la mer (données : 7h AM, maximum journalier)

La distribution des données enregistrées à 7h du matin montre que les niveaux les plus importants sont atteints durant la période automnale (d'Octobre à Décembre). A partir du mois de Janvier jusqu'au printemps les variations du plan d'eau sont très faibles ; la courbe reste stable. Les niveaux les plus bas sont enregistrés durant la période estivale (de Juillet à Août).

La distribution saisonnière des maxima montre que les niveaux les plus hauts sont atteints durant la période automnale (Octobre) ; les valeurs les plus faibles concernent la fin de la période hivernale (Mars). On notera cependant, que durant l'été les niveaux maxima sont aussi élevés que durant la période printanière.

4-3-2 Discussion

L'étude des variations saisonnières de la marégraphie insiste sur deux points :
 - d'une part, les résultats obtenus sur les enregistrements à 7h AM illustrent les conditions barométriques et anémométriques durant l'année : la période automnale (Septembre à Décembre) est marquée par les basses pressions associées aux vents de mer (tempêtes). Cette situation météorologique conditionne l'élévation du plan d'eau.

Durant l'été, la mise en place de conditions anticycloniques (hautes pressions) et la recrudescence des vents de terre (Mistral) entraînent l'abaissement du niveau marin. Du mois de Janvier au mois de Mai, l'alternance sur des périodes très courtes de situations anticycloniques et dépressionnaires se traduit par des variations rapides de hauts et bas niveaux marins. Les moyennes mensuelles lissent ces phénomènes indiquant artificiellement un niveau marin stable.

- d'autre part, la variation saisonnière des maxima montre le rôle important des vents de terre (Mistral) dans l'abaissement du niveau marin à la fin de la période hivernale (Mars). Contrairement aux bas niveaux obtenus à partir des mesures à 7 AM, les maxima enregistrent des fortes valeurs durant l'été ; cette situation est à mettre en relation avec les phénomènes épisodiques de seiches. Ces dernières se traduisent généralement par une submersion brusque de la plage, particulièrement redoutée des campeurs.

4-4 Les événements exceptionnels

L'analyse des niveaux marégraphiques exceptionnels concerne les événements "tempétueux" susceptibles d'entraîner la submersion de la plage émergée ; les travaux et mesures effectués depuis 1994 sur le littoral du delta du Rhône ont montré qu'au-delà d'un seuil de +40cm NGF, cette submersion est réalisée (BRUZZI et PROVANSAL, *sous presse a et b*). Suivant l'intensité du phénomène, elle joue un rôle plus ou moins important dans le déplacement des stocks sédimentaires et les modifications du linéaire côtier.

Cette étude repose sur la distribution saisonnière des niveaux marins $\geq +40$ cm NGF. L'analyse des périodes de retour de ces événements est effectuée en tenant compte des prévisions sur la remontée globale eustatique d'ici l'an 2100 (GORNITZ, 1995) ; elle permet l'estimation du risque.

4-4-1 Variations saisonnières des événements exceptionnels

L'analyse repose sur l'enregistrement des maxima depuis 1974. Un seuillage a été effectué sur l'ensemble des valeurs ; nous ne retenons que les niveaux $\geq +40$ cm NGF. La distribution saisonnière de ces épisodes est exprimée en nombre de jours par mois pour l'ensemble de la période considérée, soit 20 données pour les mois de Janvier, Février, etc. qui ont été elles-mêmes moyennées afin d'obtenir une valeur mensuelle. A titre de comparaison, la valeur maximum obtenue pour chaque mois a été portée sur le graphique (figure 99).

Les résultats montrent que les mois caractérisés par les fréquences les plus importantes correspondent à la période automnale (Octobre à Janvier) et à la période printanière (Mai). Les plus faibles valeurs sont obtenues durant l'été et à la fin de l'hiver. La variation de la valeur maximale obtenue pour chaque mois montre un schéma similaire : les plus fortes valeurs sont obtenues entre Octobre et Janvier et durant le mois de Mai ; les plus faibles concernent également l'été et la fin de l'hiver.

En conclusion, l'étude des variations saisonnières des niveaux marégraphiques exceptionnels est fortement conditionnée par les tempêtes d'équinoxe d'automne et de printemps : elles traduisent une augmentation des jours marqués par un haut niveau marin $\geq +40\text{cm NGF}$. A l'inverse, les périodes estivales et de fin d'hiver sont caractérisées par la présence de situations anticycloniques entraînant une recrudescence des vents de terre (Mistral et Tramontane) : ils conditionnent l'abaissement du niveau marin.

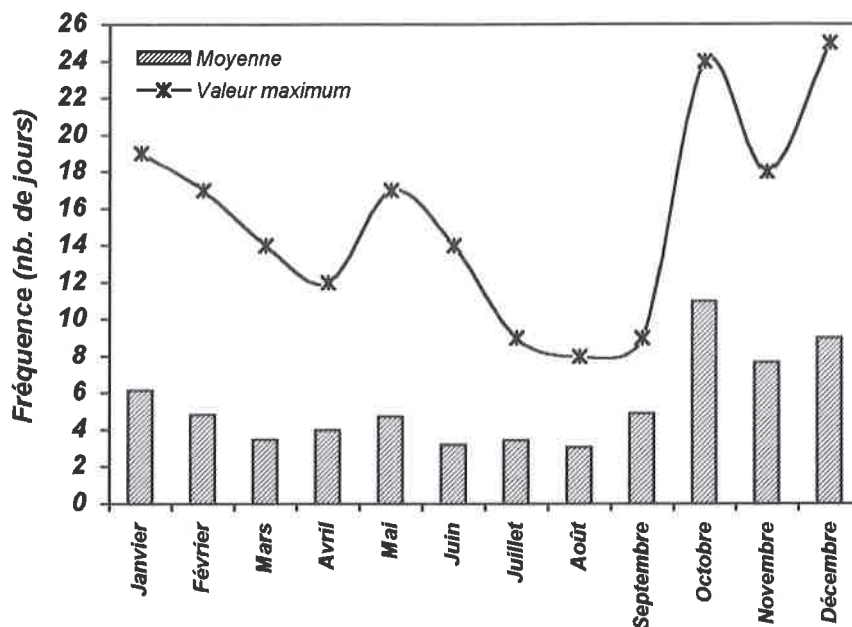


Figure 99. Variations saisonnières des événements exceptionnels (NMM $\geq 40\text{cm}$)

4-4-2 Analyse des périodes de retour

L'analyse des périodes de retour des événements exceptionnels repose également sur les enregistrements des maxima journaliers, disponibles sur 20 ans entre 1974 et 1995. Les probabilités d'occurrence des niveaux marégraphiques exceptionnels sont calculés à partir de la loi statistique de *Gumbel* (GROUPE CHADULE, 1994). Les niveaux associés à des périodes supérieures à 60 ans sont à considérer avec prudence car il est admis qu'au-delà de trois fois la longueur de la série, les résultats sont peu significatifs.

Les résultats obtenus montrent une courbe caractérisée par une faible pente (figure 100) ; cette situation indique qu'une élévation du plan d'eau même minime induirait une réduction importante de la période de retour des hauts niveaux exceptionnels. On notera donc le risque important encouru par le littoral.

Une projection a donc été réalisée en tenant compte des estimations les plus récentes sur la montée du niveau marin pour le prochain siècle (GORNITZ, 1995) : la valeur moyenne de $+48\text{cm}$ pour l'an 2100 a été retenue (figure 100). Une simple élévation linéaire du plan d'eau aurait pour effet de produire une importante

diminution des périodes de retour. Les niveaux exceptionnels supérieurs à 1m seraient atteints avec une fréquence d'occurrence inférieure à 2 ans. Cette analyse quelque peu simpliste insiste sur les conséquences d'une remontée eustatique et la grande vulnérabilité du système côtier qu'elle implique.

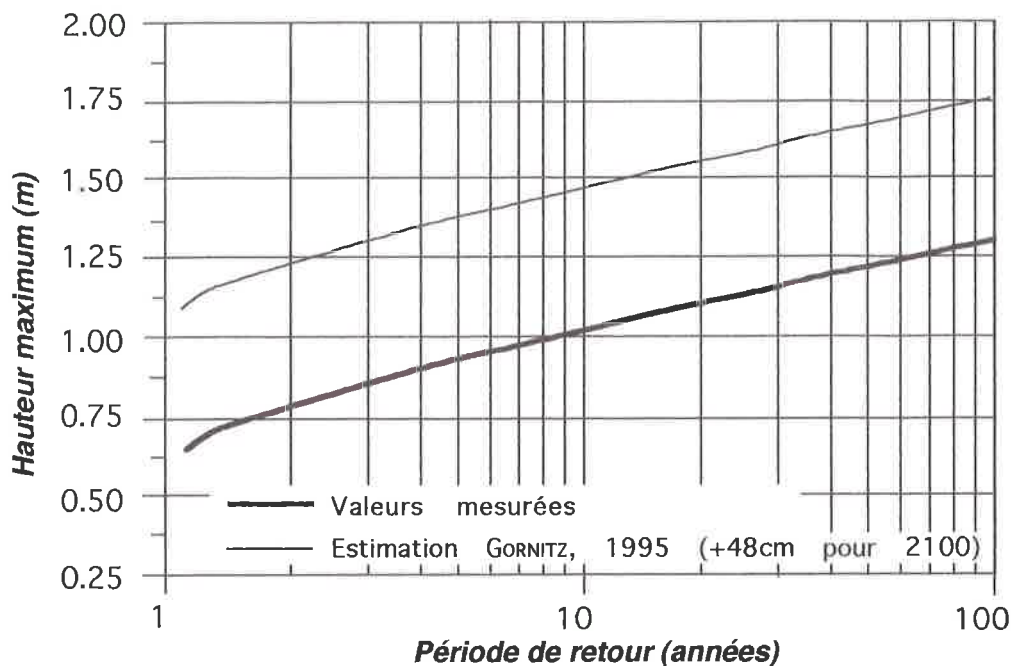


Figure 100. Périodes de retour des niveaux marins maxima en tenant compte des projections faites pour le prochain siècle

En conclusion l'étude des niveaux marégraphiques correspondant aux événements exceptionnels montre d'une part que leur répartition saisonnière est proche de celle observée pour la houle : les périodes automnales et printanières marquées par les tempêtes d'équinoxe correspondent à une élévation du plan d'eau ; les niveaux maxima sont atteints durant cette période. En revanche, l'été et la fin de l'hiver enregistrent les niveaux les plus bas ; on notera cependant l'intervention de phénomènes ponctuels (les seiches) traduisant l'apparition de niveaux exceptionnels durant l'été.

D'autre part, l'analyse des périodes de retour insiste sur la notion de risque ; le littoral du delta du Rhône apparaît particulièrement sensible à l'élévation du niveau de la mer ; cette situation est comparable à celle observée pour le delta de l'Ebre (JIMENEZ *et al.*, sous presse).

Conclusion

L'étude de la marégraphie montre que les variations du niveau marin interviennent à plusieurs échelles de temps : échelles séculaire, pluri-décennale à pluriannuelle et variations saisonnières dans lesquelles les événements exceptionnels jouent un rôle important.

La tendance séculaire a montré une élévation globale d'origine eustatique ; elle atteint 1mm/an depuis 1905. Cette évolution est marquée par la présence de cycles pluri-décennaux à pluri-annuels (< 20 ans) dont l'origine est liée à la circulation générale des pressions atmosphériques dans le bassin méditerranéen occidental appelées "oscillations méditerranéennes" ; elles se traduisent par l'alternance du renforcement des vents de terre ou de mer jouant un rôle important sur l'élévation ou l'abaissement du plan d'eau.

A l'échelle saisonnière, la variation des niveaux marégraphiques est marquée par une hausse à l'automne et au printemps, correspondant aux tempêtes d'équinoxe ; la donnée marégraphique évolue de la même façon que les houles durant ces périodes : la combinaison des basses pressions et du renforcement des vents de mer apparaît comme un facteur déterminant dans l'évolution de ces deux paramètres. En été et à la fin de l'hiver, on enregistre un abaissement du plan d'eau lié aux situations anticycloniques : durant cette période, la présence des hautes pressions et du renforcement des vents de terre joue un rôle important ; cette situation rappelle également celle observée pour l'analyse de la houle.

L'intervention des événements exceptionnels caractérise essentiellement les périodes automnales et printanières où les niveaux les plus hauts sont observés. On notera cependant la présence de phénomènes ponctuels (seiches) durant l'été ; ils se traduisent par une élévation du plan d'eau.

L'ensemble de ces données intervient dans l'évolution du bilan sédimentaire ; l'intervention des hauts niveaux marégraphiques liés aux événements tempétueux conditionne essentiellement le transfert cross-shore. Nous tenterons d'évaluer la part de ces processus dans la quantification du bilan sédimentaire.

5 - CONCLUSION

La dynamique éolienne est caractérisée par deux directions de vent principales : les vents de terre (NW et NNW) actifs tout au long de l'année, et les vents de mer (SE, E-SE) liés aux épisodes de tempête d'équinoxe. Les vents morphogènes ($\geq 11\text{m/s}$) jouent un rôle important dans la mobilisation du matériel sédimentaire sur la plage émergée et sur la variation du niveau marin. Ils interviennent également dans la déformation du panache rhodanien, influençant la distribution des apports sédimentaires. L'évolution des vents morphogènes de 1962 à 1994 montre une augmentation brutale de la fréquence des vents de mer à partir du début des années 70 ; cette dernière observe une chute importante entre 1987 et 1991. Les vents de terre enregistrent, quant à eux, une hausse entre 1977 et 1981 ; à partir de cette période leur fréquence reste élevée mais stable.

Le régime des houles est lié aux vents dominants : on retiendra les houles de SW-WSW liées aux vents de terre qui sont les plus fréquentes tout au long de l'année ; les houles de SE-ESE, liées aux vents de mer, intervenant de façon épisodique (lors

des tempêtes). Ces deux directions principales jouent un rôle différencié suivant l'orientation de la côte qu'elles recourent, déterminant ainsi le sens du transit sédimentaire.

L'étude des courants apporte de nouveaux éléments sur la dérive littorale. Un courant "général" d'Ouest en Est intéresse le littoral situé à l'Est de l'embouchure du Rhône (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse). A l'Ouest de l'exutoire, une circulation bidirectionnelle s'articule autour d'un point de divergence situé à l'Ouest de l'étang de Ste Anne (Grau de Véran) : un courant d'Ouest vers la plage de Piémanson, un courant d'Est vers la pointe de Beauduc.

Les variations du niveau de la mer montrent :

- une tendance séculaire à la hausse (2,1mm/an) marquée par la présence de cycles pluri-décennaux (< 20 ans). L'origine de ces derniers, appelés "oscillations méditerranéennes", serait liée à la circulation générale des pressions atmosphériques dans le bassin méditerranéen occidental.
- une augmentation du plan d'eau à l'automne et au printemps, correspondant aux tempêtes d'équinoxe. Les niveaux les plus bas sont observés à la fin de l'hiver et durant l'été, périodes durant lesquelles la fréquence des vents de terre est la plus importante

CONCLUSIONS

L'étude des acteurs de la morphogénèse a permis de faire un bilan sur l'importance des agents participant à la construction ou à la défense de la côte : il s'agit essentiellement des apports rhodaniens qui alimentent le littoral et des agents météorologiques, qui interviennent dans la redistribution de ce matériel déterminant des secteurs en érosion ou progradants.

L'estimation de la charge solide en suspension (MES) transportée par le Rhône (6Mt/an) apparaît plus importante que les chiffres proposés dans les années 60 et 70. En revanche, une plus grande imprécision concerne la quantification de la charge de fond, qui transite essentiellement durant les crues ; son estimation repose essentiellement :

- sur l'utilisation d'équations mathématiques donnant des résultats très différents suivant les auteurs ,
- sur "l'extrapolation" de mesures *in situ* réalisées sur le Petit Rhône après les grandes crues de 1993 et 1994,
- enfin, sur les rejets de dragage de fond de lit effectués au niveau du port des Salins de Giraud sur le Grand Rhône.

Une fourchette comprise entre 50.000m³/an et 4.125.000m³ pour un épisode est proposée. L'amplitude de ces données montre que l'estimation de la charge de fond reste encore très incertaine. Nous reprendrons cette question à partir de l'analyse des transferts sédimentaires côtiers.

Les aménagements hydro-électriques ne semblent pas intervenir de façon importante dans le piégeage des sédiments lors des crues exceptionnelles. La réduction de la charge solide transportée par le fleuve serait alors antérieure à la construction des barrages et s'expliquerait par un changement climatique depuis la fin du Petit Age Glaciaire. La tendance actuelle se traduirait par une augmentation des crues moyennes à faibles beaucoup plus sensibles aux rétentions qu'exercent les aménagements le long du fleuve.

On retiendra qu'arrivent à l'embouchure uniquement des sables fins et moyens, dont la fourchette se situe entre 100 et 300µm (entre 315 et 400µm pour les plus grossiers). Par ailleurs, l'alimentation du littoral se fait également à partir d'autres sources sédimentaires correspondant aux prodeltas fossiles. A l'Ouest de l'embouchure, le cône du Bras de Fer alimente en grande partie la côte ; ce dernier est caractérisé par un matériel plus grossier que les apports actuels, cependant, le caractère fini de ce stock sédimentaire pose la question d'une survie durable du littoral dans ce secteur.

L'analyse des dynamiques marines apporte des éléments nouveaux sur l'orientation de la dérive littorale, essentielle à la redistribution longshore du matériel sédimentaire. Une circulation générale d'Ouest en Est est mise en évidence ; elle est clairement définie à l'Est de l'embouchure du Rhône sur la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse ; à l'Ouest du fleuve, elle est plus complexe : à partir d'un point de

divergence situé au niveau de l'étang de Ste Anne, on observe une circulation d'Ouest vers la plage de Piémanson, à l'inverse, le courant de dérive littorale s'oriente d'Est en Ouest vers la flèche de Beauduc.

La variation saisonnière des agents météo-marins montre un fonctionnement caractéristique de la frange littorale :

- la période automnale est caractérisée par l'importance des dynamiques marines (élévation du niveau marin et forte houle) associées à une recrudescence des vents de mer. L'association de ces paramètres lors des événements tempétueux entraîne un flux orienté perpendiculairement au littoral (cross-shore) généralement favorable à l'érosion de la côte. Cependant, cette période correspond également aux plus fortes crues du Rhône qui réinjectent d'importants stocks sableux à l'embouchure, stocks disponibles pour l'alimentation des plages. La combinaison crue-tempête occasionne alors un bilan sédimentaire positif variable selon les secteurs. A l'inverse, aux années marquées par l'absence de crues correspondent des tempêtes non-constructives.

- la période hivernale caractérisée par l'alternance de situations dépressionnaires et anticycloniques est également marquée par des flux dominants orientés cross-shore. L'érosion de la côte par les tempêtes hivernales est compensée par les apports éoliens liés aux vents de terre. Cependant, durant cette période, les transports sédimentaires longshore liés à la dérive littorale induite par les houles de S-SW s'intensifient : la redistribution du matériel vers les plages s'effectue à partir de l'embouchure et des secteurs en érosion.

- au printemps, on enregistre de nouveau la présence des tempêtes d'équinoxe moins intenses que celles d'automne. La dynamique éolienne prend le relais sur la dynamique marine : les vents de terre jouent un rôle important dans le transfert sédimentaire cross-shore sur la plage émergée.

- durant l'été, la faible activité des agents dynamiques est mise en avant ; elle est liée aux situations anticycloniques. Le transport sédimentaire longshore prédomine.

Ce fonctionnement saisonnier général de la frange littorale traduit la complexité des transferts sédimentaires cross-shore et longshore en relais, décalés dans le temps et dans l'espace. Ces éléments d'analyse serviront d'interprétation dans la quantification du budget sédimentaire à l'échelle saisonnière.

L'évolution à long terme des agents morphodynamiques insiste sur deux points (figure 101) :

- la montée globale du niveau marin (1,1mm/an) ; nous avons vu que cette élévation est amplifiée par les mouvements négatifs du sol (également 1mm/an). La montée relative du niveau de la mer est un facteur déterminant : la prise en compte des estimations proposées pour l'an 2100 (+48cm, GORNITZ, 1995) insiste sur le risque important encouru par le littoral pour le siècle à venir. L'importance des apports sédimentaires apparaît donc comme un élément crucial de défense de la côte contre la montée relative du niveau marin.

- l'existence de variations pluri-décennales dont il faudra tenir compte. L'évolution des débits du Rhône ne montre aucune tendance significative ; quatre périodes sont toutefois marquées par une recrudescence des crues (le milieu des années 30, le début et la fin des années 50, la fin des années 70 et le début des années 90), alors que les

années 1960 et 1975 enregistrent une faible activité du Rhône. Ces fluctuations coïncident ou sont en antiphasse avec les cycles marégraphiques pluri-annuels à pluri-décennaux (< 20 ans) : les années 1910, 1930, 1960 et 1980 correspondent à des stades de hauts niveaux marins ; les années intermédiaires 1920, 1940, 1970 et 1990 correspondent à des bas niveaux. Ces oscillations marégraphiques sont à mettre en relation avec les données anémométriques : la fin des années 70 est marquée par une recrudescence des vents de mer qui explique les hauts niveaux marégraphiques enregistrés au début des années 80 ; la fin des années 80 est caractérisée par une augmentation des vents de terre coïncidant avec les stades de bas niveaux de la mer au début des années 90.

La combinaison des variations pluri-décennales à pluri-annuelles des agents morphodynamiques devra être prise en compte dans l'interprétation de l'évolution du budget sédimentaire à l'échelle mi-séculaire.

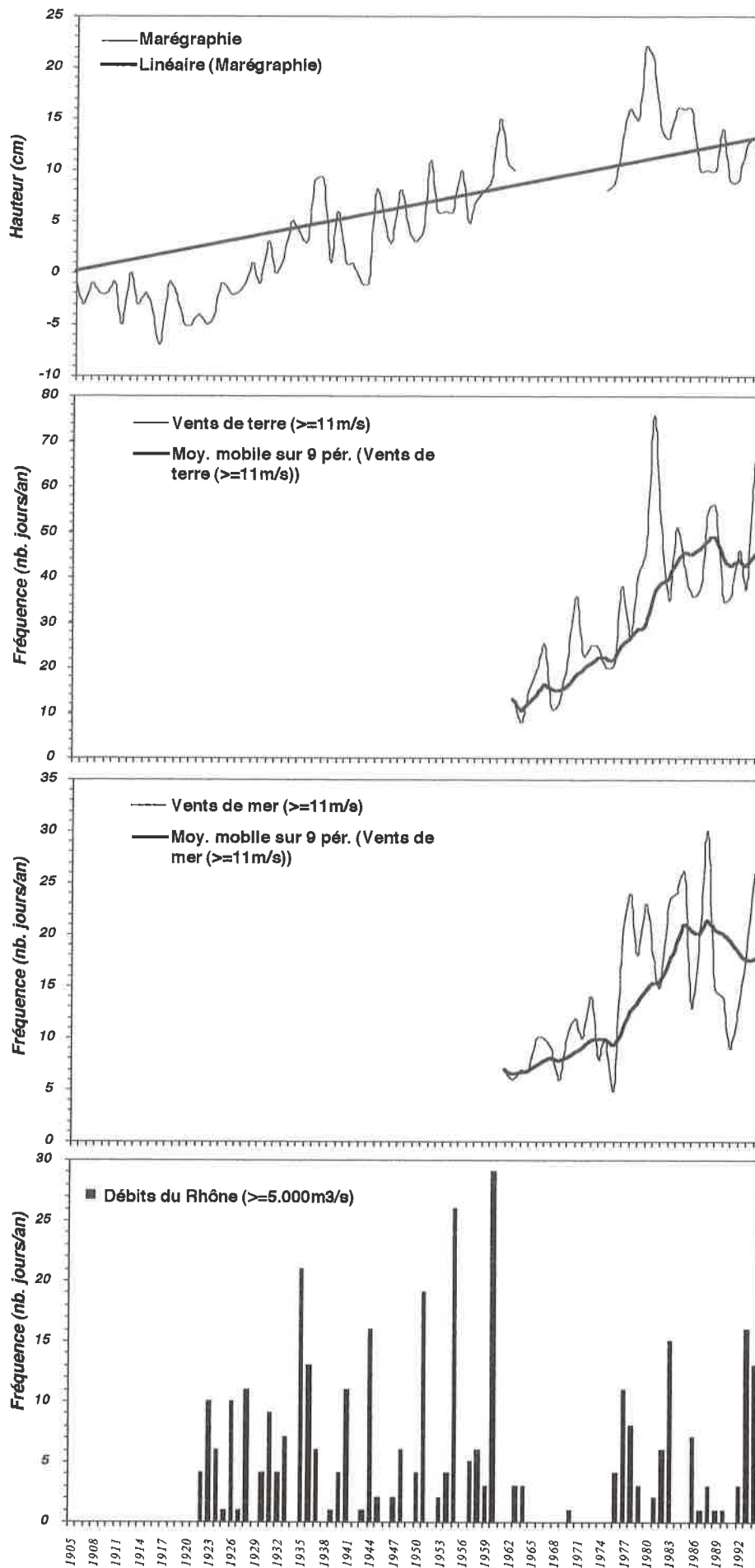


Figure 101. Evolution à long terme des différents agents de la morphogénèse littorale : synthèse

PARTIE 3

<p>EVALUATION DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES</p>

INTRODUCTION

L'évolution morphosédimentaire de la frange littorale est directement liée aux transferts sédimentaires côtiers ; ils conditionnent le sens des déplacements du matériel dont l'importance dépend du stock disponible. Leur connaissance est essentielle tant dans le diagnostic du fonctionnement du littoral que pour la construction d'aménagements susceptibles d'intervenir sur ces transferts (MIGNIOT et BOULOC, 1981 ; FRIHY *et al.*, 1991 ; PASKOFF, 1993). On distinguera deux types de transit : le déplacement des matériaux le long du rivage (longshore) et perpendiculairement à ce dernier (cross-shore).

Le transit sédimentaire longshore s'effectue, par définition, parallèlement à la côte. Il est lié à la dynamique marine dont les acteurs principaux sont la houle et les courants de dérive littorale. Néanmoins, la dynamique éolienne peut également entraîner un déplacement longshore du matériel lorsque l'orientation de la côte est parallèle au vent dominant.

Le transit sédimentaire cross-shore est également lié à la dynamique marine (action de la houle et des courants de compensation ou sagittaux). Toutefois, les processus éoliens jouent un rôle aussi important dans ces transferts lorsque l'orientation des vents dominants est perpendiculaire à la côte.

Les modalités de ces transferts et la quantité de sédiment déplacé dépendent de deux paramètres :

- l'importance des stocks sédimentaires susceptibles de fournir du matériel ; ils sont représentés par les apports rhodaniens actuels et les stocks hérités de la construction deltaïque (les prodeltas et dunes fossiles).
- la variation saisonnière et pluri-décennale des agents morphodynamiques (agents météo-marins et débits du Rhône).

Il existe peu d'études sur la quantification de ces transferts ; les seules données disponibles reposent sur des approches mathématiques utilisées par des bureaux d'ingénierie. La SOGREAH (1994) propose une évaluation du transit sédimentaire longshore calculée à partir des paramètres de houle pour le secteur situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (figure 102). L'existence d'un transit bidirectionnel, dont le point de divergence se situe à l'Ouest du Grau de la Dent, entraîne un déplacement majeur des sédiments vers l'Ouest (pointe de Beauduc) compris entre 20.000 et 70.000m³/an. En direction de l'Est (Grau de la dent et la Courbe), ces valeurs décroissent (20.000m³/an). Cependant, cette étude fait état d'un transport orienté d'Est en Ouest sur la plage de Piémanson ; cette circulation est contraire au sens de progradation de la flèche d'embouchure dans ce secteur.

A l'Est du Rhône (flèche de la Gracieuse), le P.A.M. (1995) indique la présence d'un transit sédimentaire longshore conforme au sens de la dérive littorale ; il est évalué à 150.000t/an soit 93.750m³/an.

Concernant les transferts sédimentaires cross-shore, l'ensemble des recherches repose essentiellement sur l'analyse descriptive des processus. On citera les travaux de BLANC (1985) sur l'étude des tempêtes et leurs impacts sur le littoral du delta du Rhône.

Dans le cadre de cette recherche, nous proposons de reprendre l'ensemble de la question ; la quantification des transferts sédimentaires longshore et cross-shore sera abordée à partir de mesures effectuées *in situ*. Ces travaux ont été menés en collaboration avec C. BRUZZI (1995) concernant l'étude des tempêtes, et R. BUFFET et P. BONY (1996) pour l'analyse et la quantification du transit éolien.

Nous étudierons dans un premier temps, les transferts sédimentaires longshore par le croisement des données obtenues à partir de l'analyse diachronique des photographies aériennes et de la bathymétrie.

Dans un second temps, nous aborderons les transferts cross-shore par l'étude des impacts morphosédimentaires liés aux tempêtes et l'utilisation de pièges à sédiments et mesures planimétriques pour le transit éolien.

Enfin, nous proposerons un modèle conceptuel quantifié du fonctionnement de la fringe littorale de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.

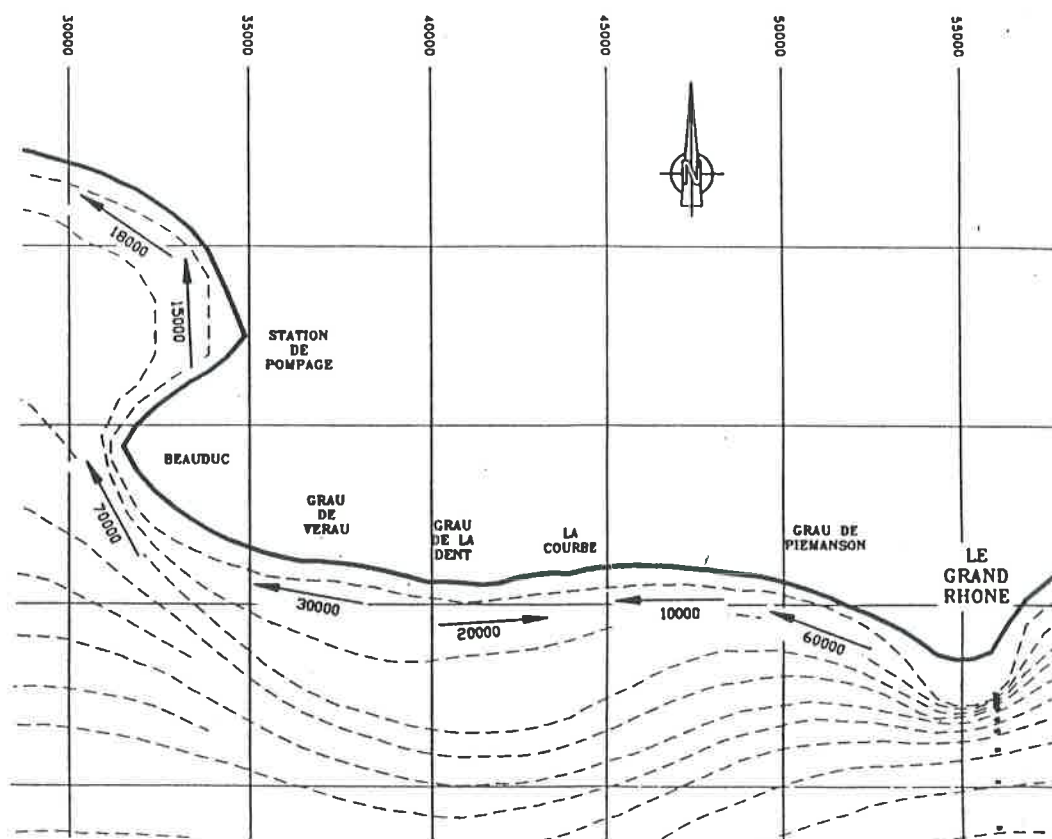


Figure 102. Evaluation du transit sédimentaire longshore (m³/an) à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (SOGREAH, 1994)

CHAPITRE 1

TRANSPORTS SEDIMENTAIRES LONGSHORE

La quantification des déplacements sédimentaires longshore s'inspire des travaux effectués sur le delta de l'Ebre (JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA, 1993). Elle suppose, d'une part, d'évaluer les variations horizontales du littoral (calcul des surfaces en érosion et en accrétion) ; d'autre part, de connaître la variation verticale Z afin de calculer le volume global de sédiment déplacé ; elle correspond à la profondeur limite de mobilité du profil vertical.

La méthode repose sur l'identification de cellules hydrosédimentaires caractérisées par un bilan négatif ou positif. Ces cellules s'organisent autour d'un modèle en boîte suivant lequel le transport s'effectue des secteurs en érosion vers les secteurs en accrétion (STAPOR, 1971 ; FRIHY *et al.*, 1991 ; STONE *et al.*, 1992 ; BRAY *et al.*, 1995).

Nous aborderons donc :

- dans un premier temps, l'analyse des variations horizontales du littoral à partir de l'étude des changements du trait de côte réalisée par traitement numérique des photographies aériennes.
- dans un second temps, nous définirons la limite de mobilité du profil vertical suivant deux méthodes : l'utilisation de la formule théorique d'HALLERMEIER reposant sur les paramètres de houle : hauteur significative (H_{sig}) et période significative (T_{sig}) (BIRKEMEIER, 1985) ; l'analyse diachronique des données bathymétriques suivant la méthode utilisée dans le delta de l'Ebre (GRACIA *et al.*, 1995).
- enfin, nous proposerons une estimation à long terme (mi-séculaire) des volumes sédimentaires déplacés le long de la côte. Les résultats obtenus sur les périodes plus courtes (<10 ans) permettront d'expliquer, en partie, le rôle joué par les agents morphodynamiques dans cette évolution.

1 - CHANGEMENT DU TRAIT DE COTE : VARIATION HORIZONTALE

Plusieurs études réalisées sur les processus et les dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du Rhône rendent compte de l'évolution du trait de côte (BLANC, 1976 ; 1977 ; 1979 ; 1996 ; BLANC et FROGET, 1981 ; BLANC et JEUDY DE GRISSAC, 1982). Ces travaux montrent que le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure actuelle du Rhône enregistre depuis plusieurs décennies un recul persistant ; pour la période 1960-1980, les taux d'érosion du littoral varient de -5 à -1,5m/an entre l'étang de Ste Anne, le Grau de la Dent et le secteur de l'étang de la Galère. Les auteurs montrent que depuis la fin des années 80 cette érosion est localement stoppée par les effets positifs des aménagements dans ce secteur. Cette question sera reprise de façon détaillée dans le cadre de cette partie.

L'HOMER (1992) propose une évaluation du comportement du littoral pour l'ensemble du delta. Son bilan établi pour la période 1975-1988 confirme les travaux de BLANC (1977) : le recul du trait de côte est général, il varie entre -10 et -3,5m/an suivant les endroits. Le secteur le plus menacé est celui du littoral de Faraman ; seules les flèches de l'Espiguette et de Beauduc progradent, alimentées respectivement par l'érosion des secteurs des Saintes-Maries-de-la-Mer et du Grau de la Dent. La situation est plus nuancée à proximité de l'embouchure et sur la flèche de la Gracieuse, caractérisées par la juxtaposition de zones en recul modeste ou progradantes. L'auteur propose en outre une projection à l'horizon 2025 qui montre un recul accéléré du littoral de Faraman (-40 à -200m) ; les zones en engraissement se réduiraient aux seuls secteurs proches de l'embouchure du Grand Rhône (plage Napoléon), la flèche de la Gracieuse subissant un recul de -400m.

Ces travaux soulignent l'hétérogénéité du comportement littoral. L'échelle à laquelle ils ont été réalisés ne peut évidemment prendre en compte les nuances locales auxquelles nous devons nous attaquer, mais ils fournissent un cadre d'ensemble vraisemblable. Le but de cette étude est d'apporter des éléments novateurs à partir de données et d'approches méthodologiques différentes.

1-1 Les données et la méthode de traitement

L'analyse diachronique repose sur l'utilisation de photographies aériennes disponibles depuis 50 ans (1944-1995). L'acquisition et le traitement des données images ont été réalisés en partie :

- au Service Télédétection et Science de l'Image (C.E.R.E.G.E., Université Aix-Marseille III), sous *stations PERICOLOR* et *UNIX*,
- au Centre de Traitement d'Information Géographique (Institut de Géographie, Université Aix-en-Provence I), sous *PC* utilisant le logiciel *WINIMAGE*.

La méthodologie s'inspire des travaux réalisés antérieurement sur littoraux meubles (GUILLEMOT et THOMAS, 1985 ; KUNTE, 1994 ; LEVOY, 1989 ; PRINGLE, 1984 ; WANG et VERGER, 1985) et les mises au point méthodologiques concernant les différentes approches de traitement (CROWELL *et al.*, 1991 ; CROWELL *et al.*, 1993 ; DOLAN *et al.*, 1991 ; GRENIER et DUBOIS, 1990 ; SHOSHANY et DEGANI, 1992).

1-1-1 Acquisition des données

La zone d'étude est couverte par des missions aériennes depuis 1944 avec une périodicité de 5 à 10 ans, plus réduite (2 à 3 ans) depuis 1989 (tableau 11). Les clichés de 1944 ont été pris durant la dernière guerre mondiale par les forces alliées ; ce fond photographique est géré par le Centre Camille Jullian (CNRS, Université de Provence). Les missions suivantes ont été réalisées par l'Institut Géographique National (1953-55-60-62-70-71-79-94-95) et par un bureau privé (Aérial, Les Milles) pour les années 1989-90-92.

L'ensemble de ces données est parfois légèrement diachrone entre l'Est et l'Ouest du secteur étudié, mais permet de couvrir les 50 dernières années de façon satisfaisante.

EST DU DELTA (PIEMANSON - GRACIEUSE)			OUEST DU DELTA (PIEMANSON - BEAUDUC)		
Date	Organisme	Echelle	Date	Organisme	Echelle
07/06/1944	CCJ	1/50.000	07/06/1944	CCJ	1/50.000
15-16/03/1955	IGN	1/30.000	26/05-12/06/1953	IGN	1/30.000
26-27/05/1960	IGN	1/30.000	23/06/1962	IGN	1/30.000
02/10/1971	IGN	1/30.000	04/08/1970	IGN	1/30.000
15/09/1979	IGN	1/30.000	15/09/1979	IGN	1/30.000
14/03/1989	Aérial	1/20.000	07/07/1990	Aérial	1/20.000
12/05/1992	Aérial	1/20.000	12/05/1992	Aérial	1/20.000
29/04/1994	IGN	1/30.000	09/09/1995	IGN	1/30.000

Tableau 11. Inventaire des données images utilisées pour l'analyse diachronique

1-1-2 Méthode de traitement

Le trait de côte est dessiné manuellement par photo-interprétation sur calque polyester. La saisie est réalisée à partir d'un stéréo-zoom-transfer-scope capable d'agrandir jusqu'à 20 fois permettant, ainsi, de s'affranchir du problème des échelles différentes entre les photographies. Cet appareil permet également de redresser l'ensemble des déformations et distorsions induites lors de la prise de vue ; la correction géométrique s'effectue à partir d'un document de référence constitué par la carte topographique au 1/25.000. L'information est ensuite numérisée sur tablette à digitaliser suivant une résolution au sol de 4m, soit 250 pixels par kilomètre linéaire. La saisie s'effectue par rapport à une grille géoréférencée en coordonnées Lambert III. L'analyse diachronique est obtenue après superposition des différentes couches d'information par combinaison logique.

L'implantation de points fixes (amers ou invariables) présents sur l'ensemble des photographies (bâtiments, ouvrages, croisement de route, etc.) permet de définir une marge d'erreur variant de 16m à 4m suivant les dates. Elle est essentiellement liée au calage plus ou moins précis des photographies aériennes par rapport au document de référence. Les paramètres qui commandent ce degré de précision sont la qualité et l'échelle des clichés. Les erreurs les plus importantes concernent les périodes les plus anciennes (1944 et 1953). Une valeur moyenne de plus ou moins 10m est admise. Elle s'accorde avec les seuils proposés par différents auteurs (CROWELL *et al.*, 1991 ; SHOSHANY et DEGANI, 1992 ; LEVOY, 1994).

1-2 Variations du trait de côte hétérogènes suivant les secteurs

L'évolution du trait de côte est appréhendée à partir de profils perpendiculaires au rivage : l'année 1944 correspond à l'instant (T) zéro, les variations diachroniques sont calculées à partir de cette référence. Les résultats montrent une évolution très différente de part et d'autre de l'embouchure du Rhône. Ces deux zones seront donc présentées séparément.

1-2-1 A l'Est de l'embouchure : une tendance à l'accrétion nuancée suivant les secteurs

Globalement, le linéaire étudié évolue d'un tracé en sinusoïde aplatie en 1944 à un tracé rectiligne en 1995. Cette régularisation évoque une évolution vers un profil d'équilibre induisant des modifications différentes d'un secteur à un autre. On distinguera, d'Est en Ouest, la flèche de la Gracieuse, la plage Napoléon et le secteur de l'embouchure (figure 103).

L'allongement de la flèche de la Gracieuse en direction du NE atteint 1200m avec une vitesse moyenne de +19,4m/an, cette avancée variant entre +3,6 et +41m/an suivant les périodes ; un recul (-28m/an) est tout de même observé entre 1989-92 (cf. tableau 12, profil 51). Cette évolution s'est faite en deux temps :

- jusqu'au milieu des années 60, l'allongement s'effectue en direction du NE,
- à partir des années 70, les aménagements du *Port Autonome de Marseille* modifient l'ensemble de ces variations. L'échouage répété de barges perpendiculairement au littoral entraîne un blocage des sédiments et une perturbation du train des houles de SW. Les phénomènes de réfraction et de diffraction qui s'en suivent modifient la sédimentation de ce secteur facilitant l'engraissement en direction du NNW.

La partie centrale de la flèche de la Gracieuse enregistre, par ailleurs, un recul important du trait de côte (-400m) jusqu'au milieu des années 80 malgré une période de stabilité durant la décennie 70. Ce recul s'effectue à la vitesse moyenne de -3,8 à -9,5m/an suivant les secteurs (cf. tableau 12, profils 44-45-46-47), mais il n'entraîne pas la rupture ou la disparition partielle de l'édifice. On assiste à un déplacement vers le NW de la partie centrale du corps sableux : la côte située à l'arrière de la flèche (anse de Carreau) s'engraisse jusqu'aux années 90 avec des taux de +7 à +17,8m/an (cf. tableau 12, profils 54-55). Ce secteur enregistre une avancée maximale de 800m. Depuis 1992, l'ensemble de l'édifice semble s'être stabilisé ; sa face externe connaît même un engraissement modeste dans sa partie centrale ; le secteur de Carreau, quant à lui, n'enregistre plus de modifications significatives.

La plage Napoléon enregistre une progradation d'environ 120m, soit +2,45m/an principalement localisée sur le profil 42 (tableau 12) ; mais les changements du trait de côte dans ce secteur sont très variables : les périodes de progradation coïncident avec celles où l'embouchure enregistre une perte en matériel. Ce processus est bien observé entre 1960 et 1971 et traduit le remaniement décalé dans le temps des apports rhodaniens. La plage Napoléon peut donc être considérée comme une zone de transit entre les apports de crues du Rhône et leur redistribution à l'Est de l'embouchure. Il sera nécessaire d'analyser le temps de réponse des plages.

L'évolution de l'embouchure reste complexe (cf. tableau 12, profils 39-40-41). Elle est marquée par des phases successives d'avancée et de recul très certainement liées aux épisodes de crues. Elle enregistre, cependant un recul global d'environ -2,8m/an.

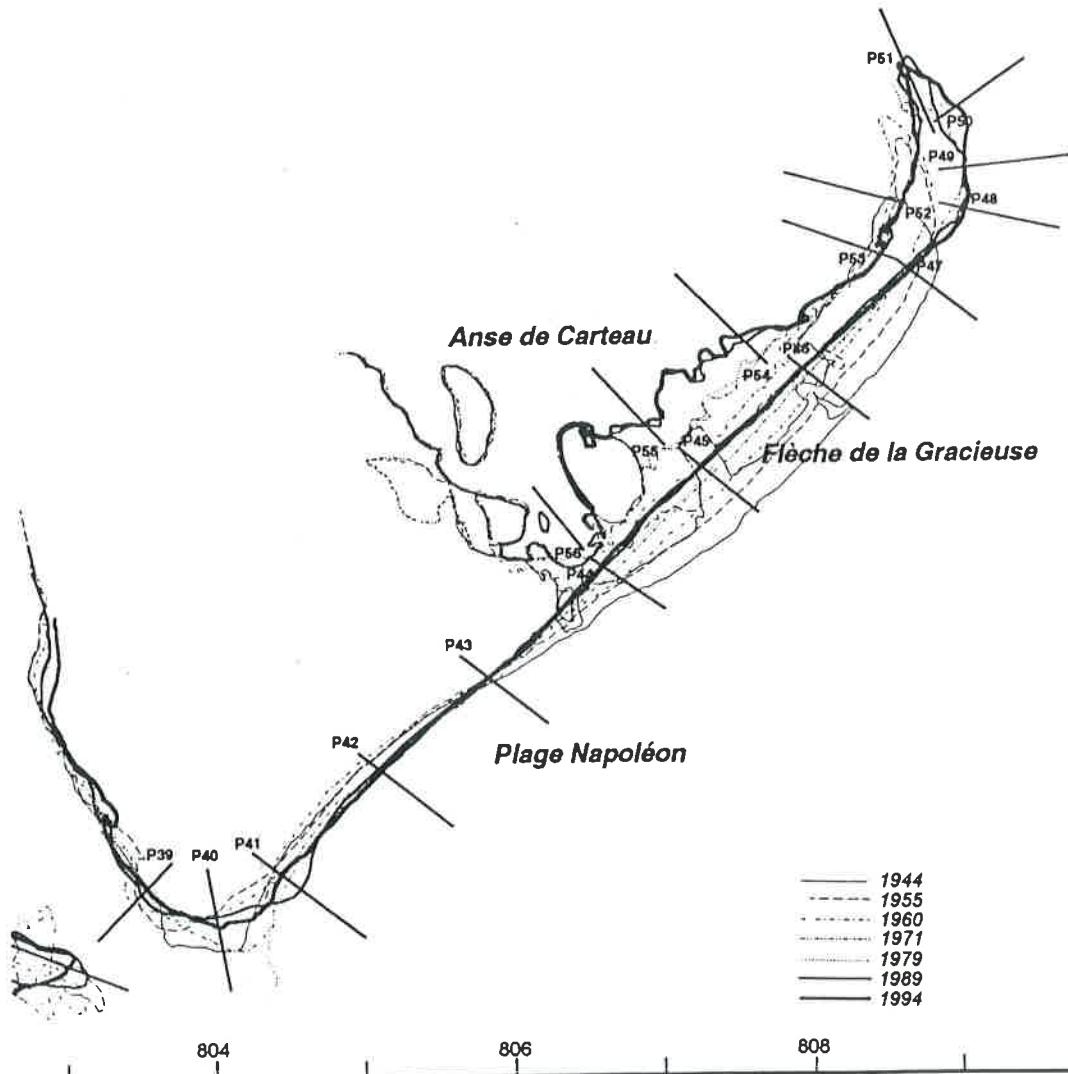
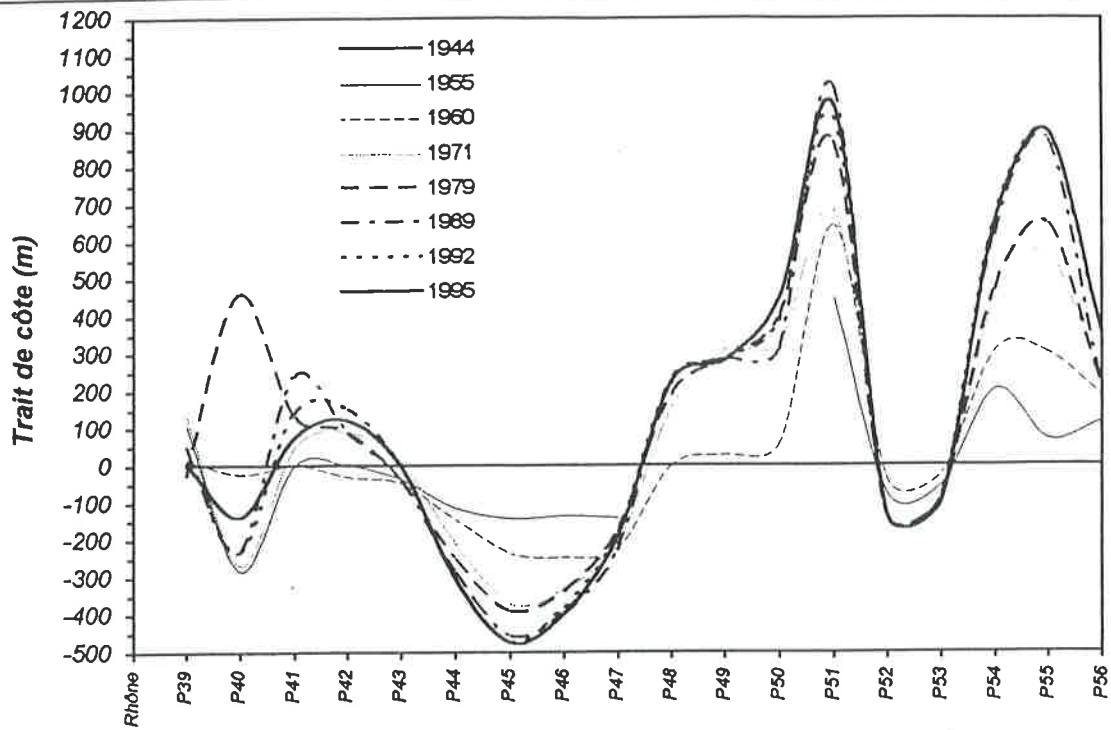


Figure 103. Evolution mi-séculaire du trait de côte à l'Est de l'embouchure

Les changements du trait de côte sur cette partie du littoral s'articulent autour de trois points charnières (figure 103) : le premier se situe sur la plage Napoléon au niveau du profil 43, le deuxième est localisé en bout de flèche de la Gracieuse (profil 48), et le dernier, à l'arrière du poulrier de la flèche de la Gracieuse, au niveau des profils 52 et 53.

	SECTEURS	1944-55	1955-60	1960-71	1971-79	1979-89	1989-92	1992-95	Moy.
P39		9,77	-18,8	10,55	-19,9	8,25	0	-16	0,1
P40	Embouchure	-25,77	51,8	-22,1	90,65	-69,3	0	32	-2,8
P41		0	0	4,35	10,65	10,5	-33	-20,65	1,54
P42	Plage	0	-6,2	11,1	0	0	20,8	-10,3	2,45
P43	Napoléon	-3,36	-2,2	5,2	-6	0	12	0	-0,05
P44		-10,41	-6,2	-5,9	-5	-3,4	-6,7	0	-6,1
P45	Flèche de	-12,86	-18,80	-12,35	-2,5	-6,5	-5,7	0	-9,5
P46	la Gracieuse	-12,36	-22,20	-7,50	-1,25	-5,9	5,7	-5	-7,9
P47		-12,73	-16,4	1,35	3,5	-5,1	14	0	-3,8
P48				14,3	3,65	2,9	4	0	4,5
P49	Poulrier Sud		5,6	25,65	-3,5	0	0	0	5,6
P50	Gracieuse		12	24,55	7,5	-8,5	25,65	23	9
P51		40,73	39	3,65	23,15	15	-28	11,3	19,4
P52	Poulrier Nord	-7,14	7,4	-8,65	0	0	0	0	-2,73
P53	Gracieuse	-4,95	6	-6,7	0	0	0	0	-1,96
P54	Anse	18,55	20,8	12,8	2,15	14,7	14	0	13,1
P55	de	6,27	46	24,1	10	22,7	7,65	0	17,9
P56	Carteau	116	68,5	28	0	0	137	0	7

Tableau 12. Taux de recul et d'avancée du trait de côte (en m/an) pour le littoral situé à l'Est de l'embouchure du Rhône

1-2-2 A l'Ouest de l'embouchure : un recul constant du trait de côte

Deux secteurs se distinguent de part et d'autre du Grau de la Dent (figure 104) :

- A l'Est, la plage de Piémanson tend vers un profil rectiligne, régularisé par accrétion dans sa partie centrale (environ +100m, au niveau des profils 32 et 33) et érosion de ces flancs.

Sur son flanc Est, au niveau du Trou des Gabians, le recul est important ; il représente au total environ -400m pour une vitesse moyenne de -7 à -3,3m/an (tableau 13, profils 35 et 36) ; ce matériel a contribué, en partie, à construire la flèche orientée WNW-ESE qui ferme partiellement l'embouchure du fleuve. L'allongement de cette dernière atteint 450m sur l'ensemble de la période, soit +8,5m/an (tableau 13, profil 37). Sa construction, liée aux courants de dérive littorale orientés d'Ouest en Est à cet endroit, dévie le flux rhodanien vers l'Est, entraînant une meilleure alimentation des plages dans ce secteur.

Sur son flanc Ouest, de la Baisse de Quenin au Grau de la Dent (profils 18 à 30), le littoral enregistre un recul global de 100m, mais ces mouvements se stabilisent à partir de 1990.

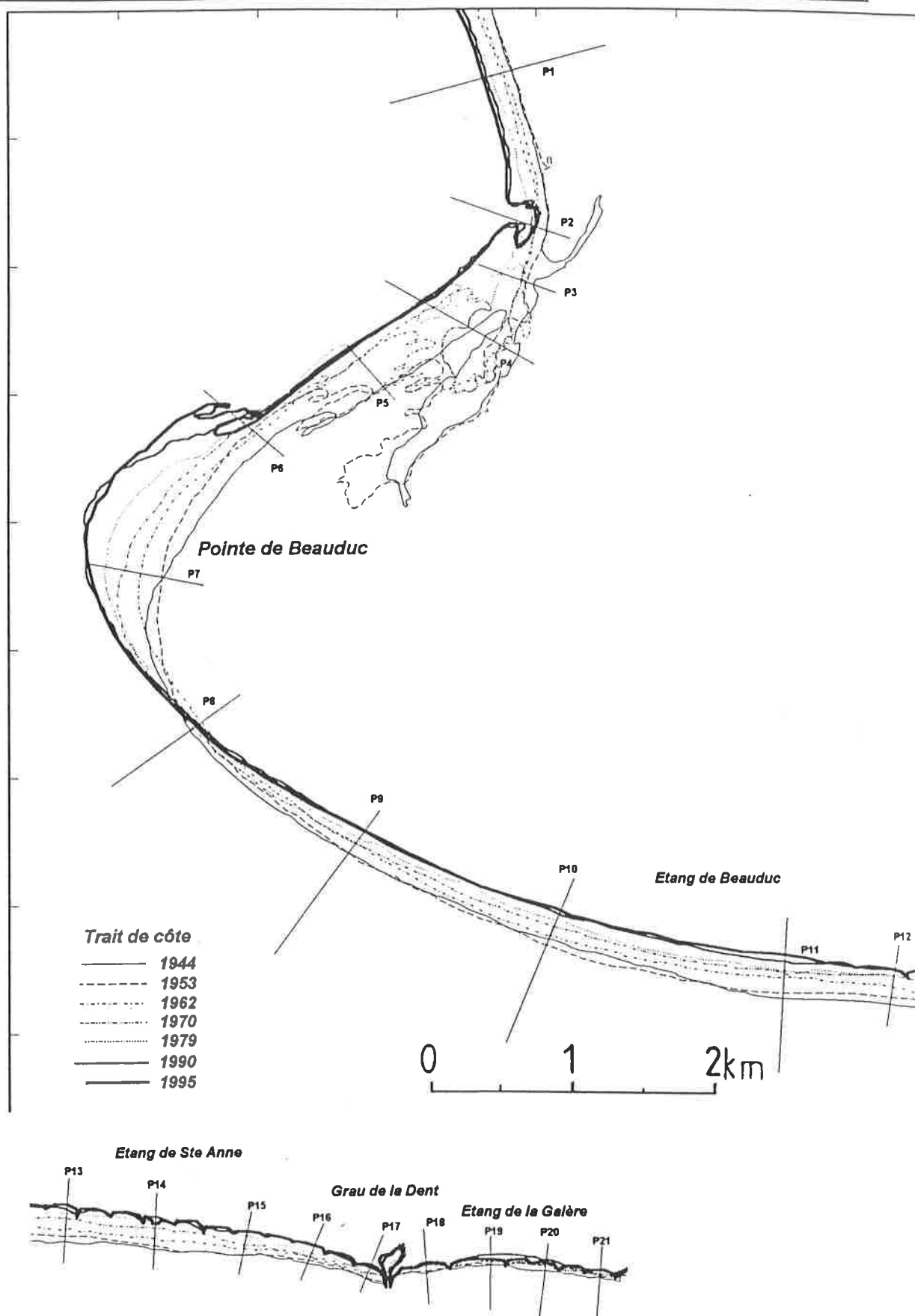


Figure 104. Evolution mi-séculaire du trait de côte à l'Ouest de l'embouchure

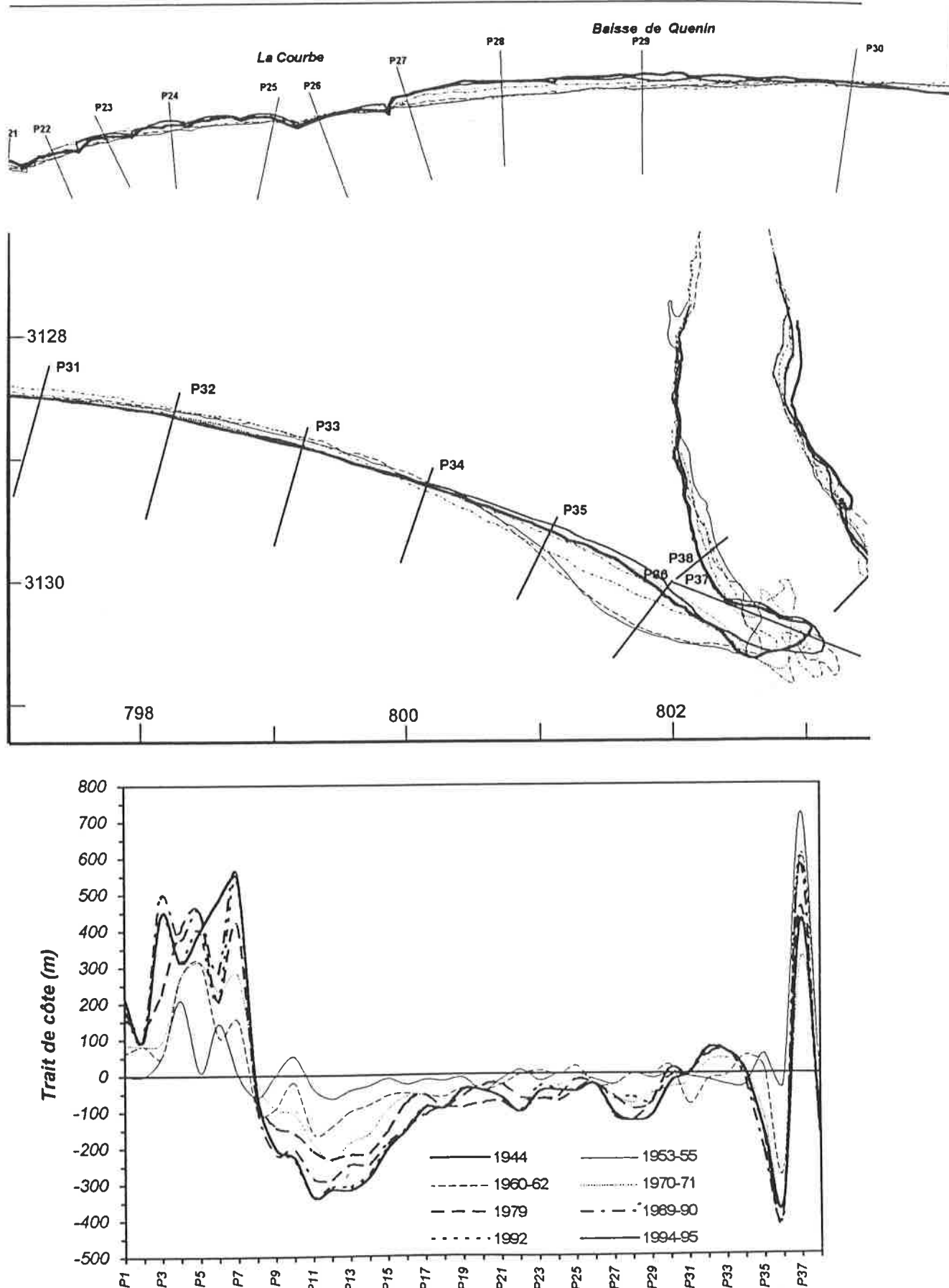


Figure 104. Evolution mi-séculaire du trait de côte à l'Ouest de l'embouchure

	SECTEURS	1944-53 1944-55	1953-62 1955-60	1962-70 1960-71	1970-79 1971-79	1979-90 1979-89	1990-92 1989-92	1992-95 1992-95	MOY.
P18	Grau de la Dent	-1,8	-4,9	-4	0	0	0	0	-1,8
P19		-0,9	-3,1	0	-2,7	-2,9	24	1,3	-0,8
P20	Etang	-4,9	0	1,5	0	-4,4	18,5	-0,3	-0,9
P21	de le	-1,3	-1,8	0	0	-4,4	6	0	-1,3
P22	Galère	-1,4	-1,4	-8	0	-3,55	0	0	-2
P23		-2	3	-9,9	0	0	17	-4,17	-1
P24		0	0	-4	-3,55	-1,1	16	0	-0,9
P25	La	0	2,2	-4,75	0	-2,65	0	0	-0,9
P26	Courbe	-1,8	-1,4	0	0	0	0	0	-0,6
P27		-3,2	0	-4,25	0	-4,8	23	-12,7	-2,2
P28		0	0	-10	-1,8	-2,9	32	-21,3	-2,6
P29	Baisse	-1,3	1,1	-6,50	-3,1	0	0	-10,7	-2,3
P30	de	0	2,45	-7,4	5,3	0	-10	-5	-0,5
P31	Quenin	-0,8	-14,8	5,3	3,1	0	0,5	0	0
P32		-1,5	0	4,55	2	0	6,67	0	1,4
P33	Plage	-2,7	5	4,20	2,5	0	0	0	1,2
P34	de	-2,7	16	-3,45	0	-2,5	0	7	0,2
P35	Piémanson	4,9	-7,9	-12,75	-4,9	-4,7	16	0	-3,3
P36		-2,65	-47	-8,8	-4,25	0	0	13,67	-7
P37	Flèche	65,55	-23,3	-25,8	16,9	11,7	7,17	-56,7	8,5
P38	d'embouchure	-5,68	3,4	-4,35	-9,5	0	0	0	-3,4

Tableau 13. Taux de recul et d'avancée du trait de côte (en m/an) pour le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (Grau de la Dent-Embouchure).

- A l'Ouest du Grau de la Dent, au niveau des étangs de Ste Anne et de Beauduc, on assiste à un recul accéléré de la côte tandis que la pointe de Beauduc prograde, le point d'inflexion se situant à proximité du profil 8. Entre les profils 9 et 17, l'érosion maximale atteint -250 à -350m avec des vitesses comprises entre -1,8 et -6,7m/an (tableau 14, profil 9 à 17). A partir des années 90, on note, dans quelques secteurs, une inversion de cette tendance, inversion sans doute induite par la mise en place des derniers aménagements. Du profil 8 au 1, la flèche de Beauduc enregistre une avancée atteignant +500 à +600m (vitesse de progradation comprise entre +6,25 et +10,9m/an), avant de se stabiliser à partir de 1990 - profil 7, cf. tableau 14 profils 7 à 3).

Trois points charnières s'observent également sur cette partie du littoral : depuis les années 70, deux points stables apparaissent sur la plage de Piémanson au niveau des profils 31 et 34 (figure 104) ; le troisième point, déjà mentionné, se situe à l'Ouest du phare de Beauduc (profil 8).

	SECTEURS	1944-53	1953-62	1962-70	1970-79	1979-90	1990-92	1992-95	MOY.
P1	Golfe de	0	7	2,9	7,9	2,65	6,5	4	4,2
P2	Beauduc	0	9,2	0	5,2	-2,75	0	0	2
P3	Les Cabanons	6,15	0	5	14,2	24,2	12	2,7	8,9
P4	de	23,3	7,2	0	13,55	-2,1	5	0	6,25
P5	Beauduc	1,1	33,8	0	15,55	0	0	0	8
P6	Pointe	16	-4,1	15,9	-3,4	7	25	94,3	9,7
P7	de	0	16,8	15,9	15,4	12,7	3	2	10,9
P8	Beauduc	-6,65	-4,45	10	-4,4	-1,8	12,75	1,3	-1
P9	Etang de	0	-10	0	-5,8	-7	9	0	-4
P10	Beauduc	5,8	-8	-10,75	-5,8	-4,3	-15	2,7	-4,5
P11		-4	-13,8	-3,5	-2,2	-6,9	-26	0	-6,7
P12	Etang	-7,1	-8,5	-11,6	0	-5,1	-10	-1,7	-6,3
P13	de	-4,45	-6,7	-10,5	-4	-2,55	-30	-2,7	-6,3
P14	Ste. Anne	-3,1	-5,8	-10	-6,2	-2,9	-14	-1,7	-5,6
P15		-0,9	-5,4	-4,6	-7,2	-2,9	-6	0	-4
P16		-2,8	-2,8	-1	-2,4	-6,55	0	0	-3
P17	Grau de	-1,4	-4,8	0	0	-5,1	11	0	-1,8
P18	la Dent	-1,8	-4,9	-4	0	0	0	0	-1,8

Tableau 14. Taux de recul et d'avancée du trait de côte (en m/an) pour le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (Grau de la Dent-Beauduc)

1-2-3 L'impact des aménagements sur les changements du linéaire côtier

Les changements du linéaire côtier ont montré que, pour les périodes les plus récentes, marquées par la construction des aménagements (épis, enrochements, ganivelles, etc.), le recul du littoral avait été plus ou moins maîtrisé. Nous proposons donc de faire le point sur cette question en analysant de façon plus détaillée l'évolution morphosédimentaire des zones aménagées ; deux secteurs ont été retenus : la flèche de la Gracieuse sur laquelle a été entrepris, de 1989 à 1993, un programme de réhabilitation du cordon dunaire en vue de fixer l'édifice et le littoral de Faraman caractérisé par la construction depuis 1988, d'une batterie d'épis en enrochement (*cf. Partie 1, Chapitre 1, § 4*) ; pour ce dernier nous analyserons en outre l'impact des aménagements sur les plages "périphériques" : plage de Piémanson à l'Est et flèche de Beauduc à l'Ouest.

La méthode d'analyse repose sur l'utilisation des données obtenues par le traitement d'image, auxquelles s'ajoutent pour le littoral de Faraman, des mesures de largeur de plage réalisées par la CSMSE depuis 1988, date à laquelle la construction intensive des épis a été entreprise sur cette partie du littoral. Ces mesures sont effectuées annuellement à partir de 113 profils répartis entre le Grau de Véran à l'Ouest et le sémaphore à l'Est. Elles ont déjà fait l'objet d'un commentaire exhaustif dans la première partie (*cf. Chapitre 1, § 4-4*), nous en proposons une étude plus complète jusqu'en 1996.

a - Le secteur de la flèche de la Gracieuse

L'étude des variations du trait de côte a montré un recul constant du littoral dans ce secteur entre 1944 et 1989 ; au début des années 1990, cette tendance semble s'être inversée. L'analyse des profils P44, P45 et P46 illustre clairement cette évolution : l'allure sigmoïdale des courbes du recul du trait de côte en fréquence cumulée indique une stabilité du linéaire côtier à partir de 1989 (figure 105). Ce changement semble être indépendant du paramètre temporel ; en effet, la corrélation entre le recul du littoral enregistré pour chaque période d'observation et le nombre d'années correspondant à ces périodes ne montre aucune relation significative, surtout pour les profils 45 et 46 (figure 106).

Cette évolution est en outre marquée par une forte variabilité interannuelle (figure 107). Si la tendance vers une stabilisation est bien exprimée, elle s'est faite par à-coups. Les reculs les plus importants sont enregistrés entre 1944-55, 1960-71 et 1979-89 (-140m à -55m), les périodes où le mouvement se ralentit, entre 1971-79 et postérieurement aux années 90. On fait l'hypothèse que cette évolution saccadée enregistre certainement les variations d'intensité des agents morphodynamiques (crues, tempêtes, etc.) dont nous essayerons d'analyser l'impact.

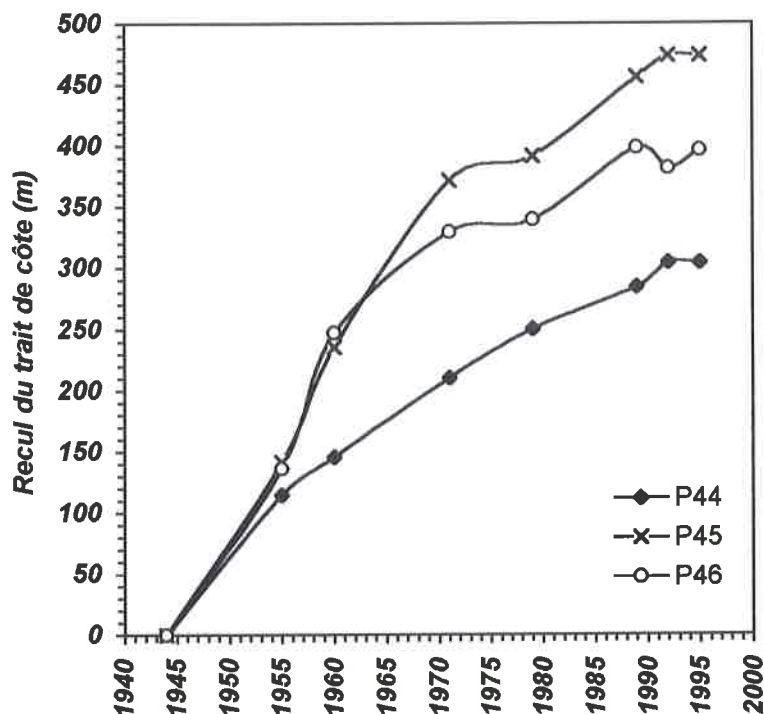


Figure 105. Evolution du trait de côte en fréquence cumulée pour les profils P44-P45-P46

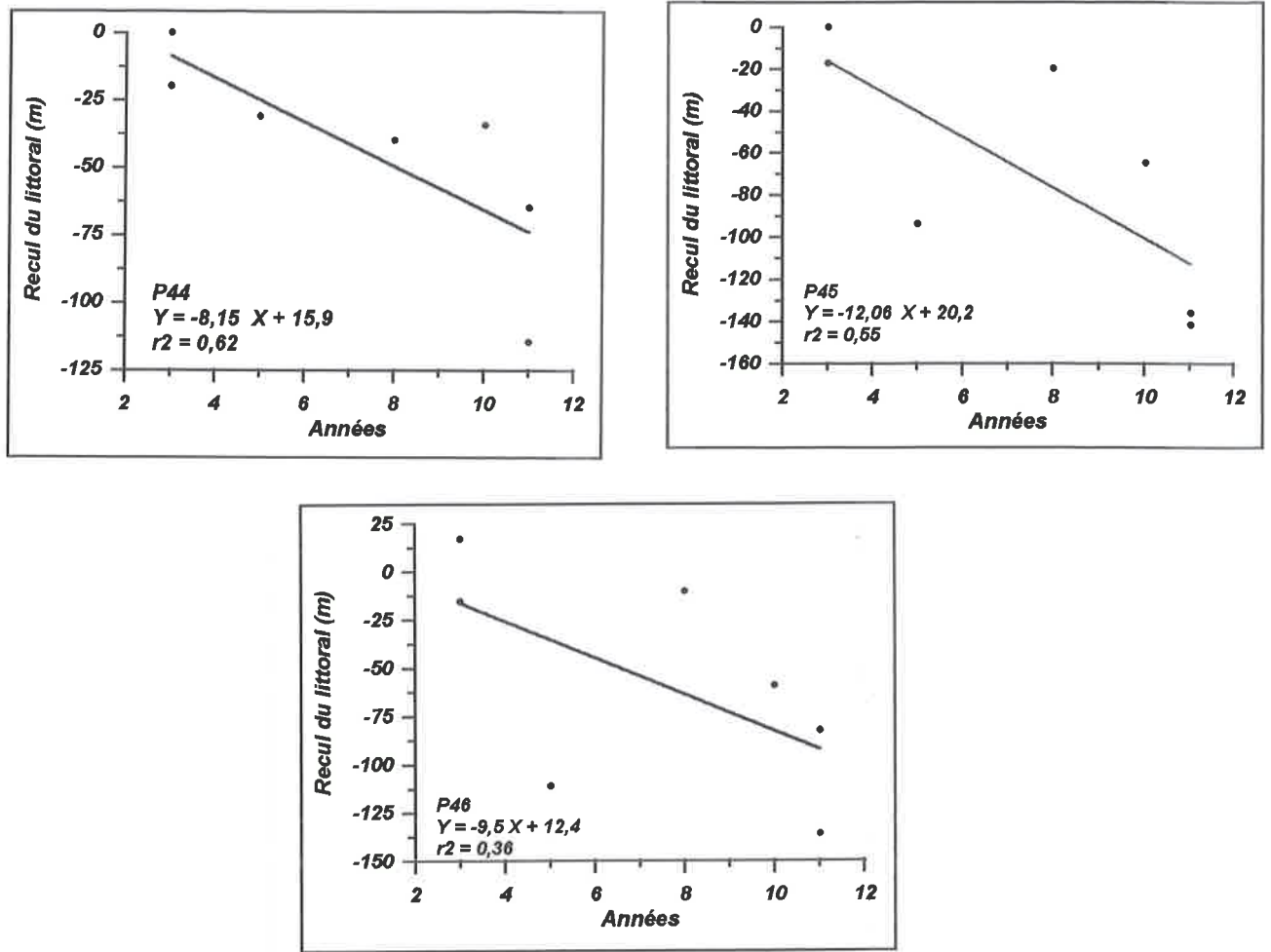


Figure 106. Corrélation entre recul du trait de côte et nombre d'année (P44-P45-P46)

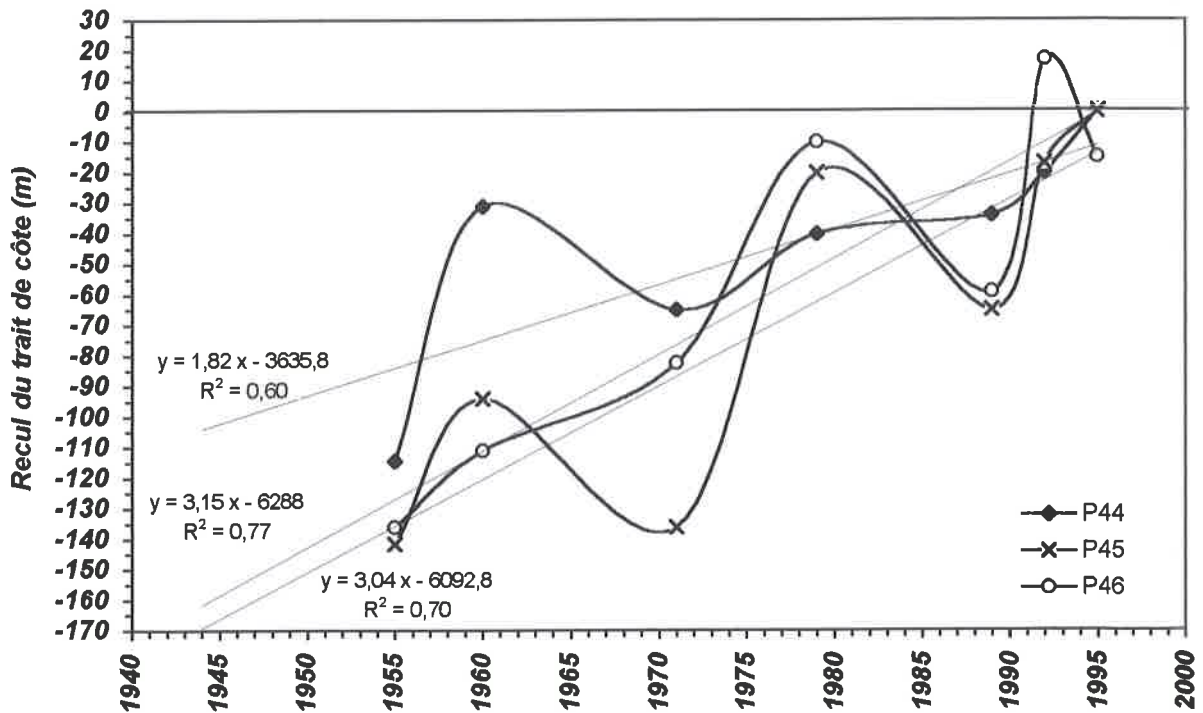


Figure 107. Evolution du trait de côte (P44-P45-P46)

Globalement, la réhabilitation de la flèche de la Gracieuse montre d'excellents résultats ; la reconstruction du cordon dunaire semble avoir éliminé les phénomènes de submersion et entraîné la fixation du linéaire côtier. L'analyse des variations du bilan sédimentaire en fonction de la variabilité des agents morphodynamiques devrait montrer si l'on assiste à un renversement momentané de la tendance ou si ce comportement s'inscrit dans un mouvement durable.

b - Le littoral de Faraman

Les données obtenues par l'étude des variations du trait de côte montrent que les secteurs des étangs de Ste Anne et de l'étang de la Galère enregistrent un recul du littoral plus ou moins important jusqu'à la fin des années 80 (figure 108). C'est à cette période que la construction des épis est entreprise ; l'impact de ces derniers sur l'évolution des plages varie d'un secteur à l'autre.

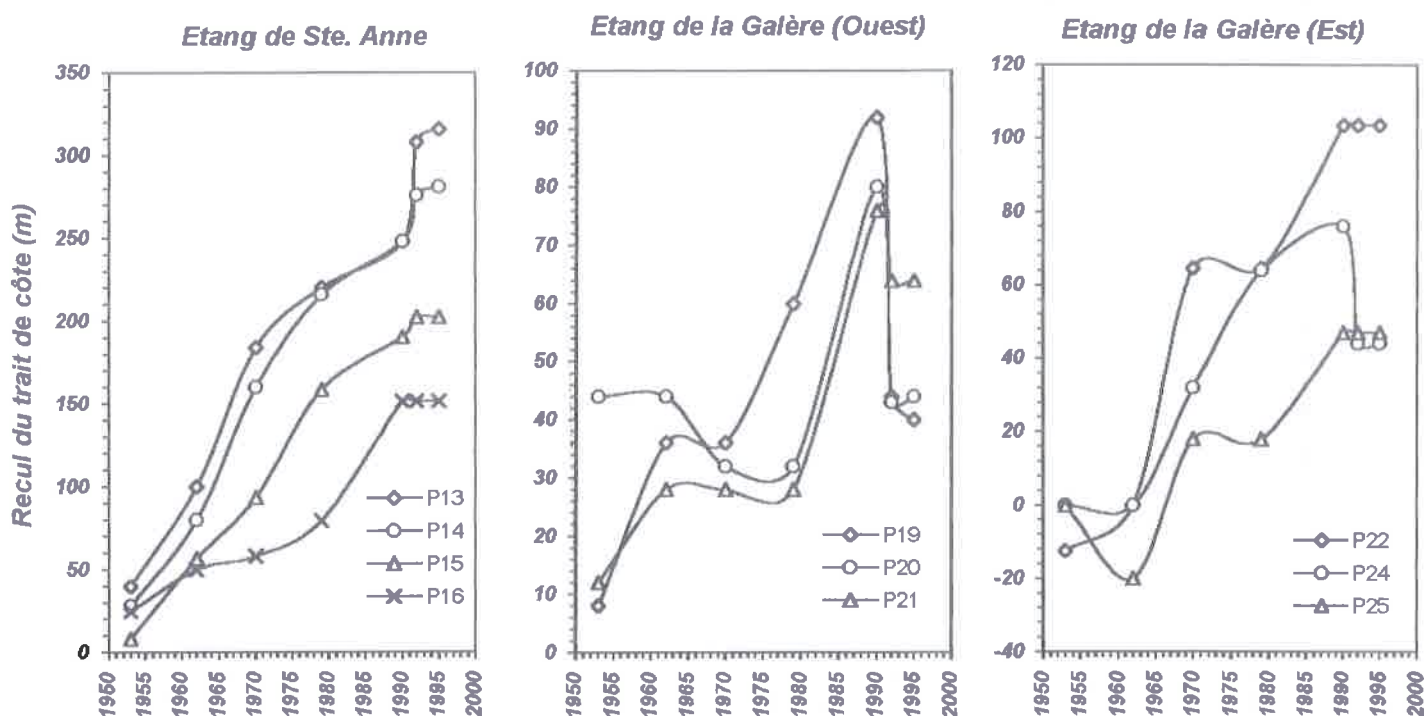


Figure 108. Evolution du trait de côte en fréquence cumulée pour les secteurs de l'étang de Ste Anne et de l'étang de la Galère

Les mesures effectuées par la CSMSE indiquent des résultats hétérogènes de part et d'autre du Grau de la Dent (figure 109) :

- sur les secteurs de la Courbe et l'étang de la Galère, la tendance à l'érosion s'est inversée. Entre 1992 et 1995, la progradation du linéaire représente environ 25m pour le littoral situé entre l'épi du Sémaphore et l'épi 6P' ; à l'Ouest de la Courbe, les aménagements plus anciens (1988) entraînent une avancée de la côte pouvant atteindre 50m.

- à l'Ouest du Grau de la Dent, les épis ne semblent pas fonctionner aussi bien ; à l'exception du secteur compris entre les épis 1V' et 4V', l'ensemble de la côte est en érosion depuis 1988. L'installation d'un brise-lames en 1995 a enrayé le recul du littoral, mais ce comportement reste très localisé.

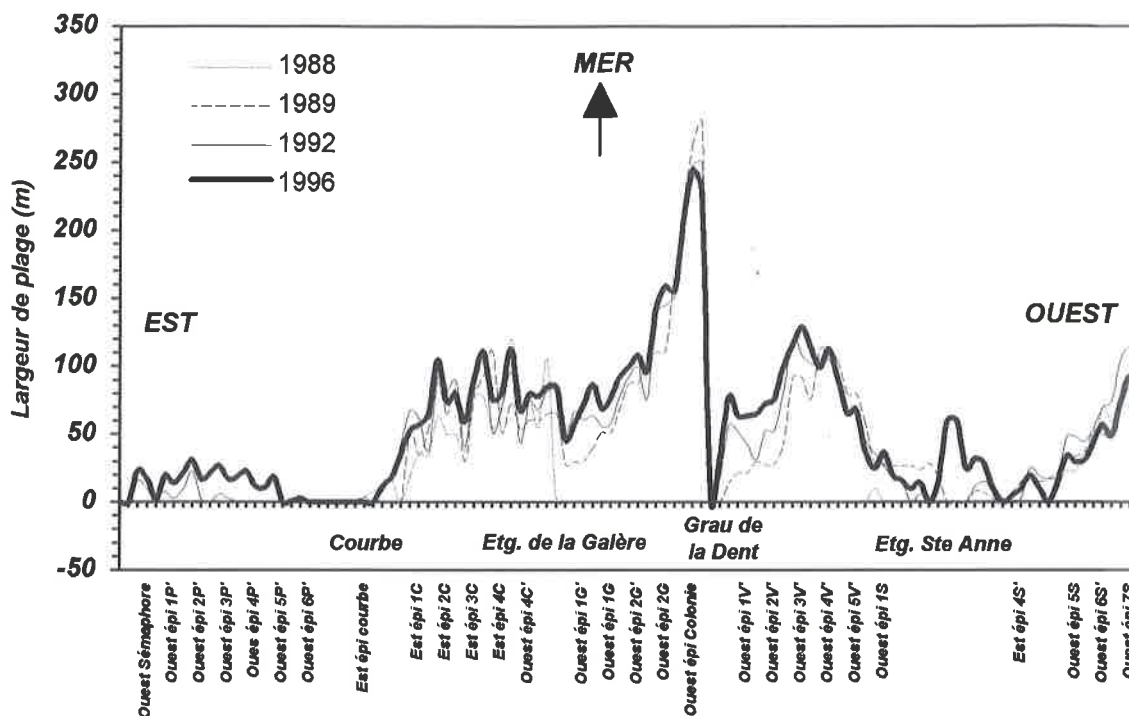


Figure 109. Evolution du trait de côte dans le secteur aménagé du littoral de Faraman

Les aménagements sur le littoral de Faraman montrent des résultats "globalement" satisfaisants ; le recul du linéaire côtier est stoppé et dans certains secteurs on assiste même à une inversion de la tendance. On notera tout de même la grande fragilité du littoral de l'étang de Ste Anne : à cet endroit, l'option du brise-lames semble donner de meilleurs résultats, mais cette technique reste cependant plus coûteuse que les épis.

1-2-4 Discussion et conclusion

De part et d'autre de l'embouchure, plusieurs secteurs enregistrent une avancée importante du linéaire côtier : à l'Est de l'embouchure, ils correspondent à la plage Napoléon, au poulcier de la flèche de la Gracieuse et au littoral de l'anse de Carteau ; à l'Ouest du Rhône, seule la flèche et le golfe de Beauduc sont concernés. En outre, la zone située à proximité immédiate de la rive gauche de l'embouchure (they de Roustan) enregistre la construction temporaire de lobes sableux qui paraissent associés à des périodes de forte activité du Rhône. Partout ailleurs, le littoral subit une érosion forte à très forte. Les secteurs en recul le plus rapide sont situés sur la flèche de la Gracieuse et sur le littoral de Faraman au droit des prodeltas fossiles de Pégoulier à l'Est et du Bras de Fer à l'Ouest.

Globalement, les transformations du trait de côte évoquent un déplacement complexe des masses sédimentaires dont le fonctionnement répond à l'orientation des courants de dérive littorale (figure 110) :

- à l'Est de la zone de l'étang de Ste Anne, le transit se fait d'Ouest en Est ; les secteurs déficitaires du Grau de la Dent, de l'étang de la Galère, de la Courbe et la Baisse de Quenin fonctionnent en relais jusqu'au début de la plage de Piémanson qui est en légère accrétion ; le tracé concave du linéaire côtier favorise la sédimentation dans ce secteur se traduisant par un bilan sédimentaire positif. Encadrée par deux points charnières, la plage de Piémanson ne constitue qu'une étape dans le transit sédimentaire d'Ouest en Est. A l'extrémité est de la plage de Piémanson, l'alimentation de la petite flèche d'embouchure qui dévie partiellement le flux rhodanien, se fait, principalement à partir du matériel érodé au niveau du Trou des Gabians et confirme également l'existence d'un transit sédimentaire orienté d'Ouest en Est.

- à l'Ouest de la zone de l'étang de Ste Anne, l'alimentation de la flèche de Beauduc s'effectue à partir des secteurs déficitaires des étangs de Ste Anne et de Beauduc ; le transit s'oriente alors dans ce secteur d'Est en Ouest. On soulignera que le point charnière, situé au milieu des années 70 au niveau du Grau de la Dent (BLANC, 1977), en se déplaçant vers l'Ouest a réduit l'étendue des zones sources d'alimentation de la flèche de Beauduc et pourrait expliquer le ralentissement de son accrétion depuis 1990 (cf. § 1-3-2).

- à l'Est de l'embouchure du Rhône, le transit sédimentaire général s'oriente suivant les courants de dérive littorale d'Ouest en Est. Une première cellule hydrosédimentaire s'individualise au niveau de l'exutoire : c'est dans ce secteur que sont stockés, dans un premier temps, les apports sédimentaires liés aux crues. Dans un second temps, la redistribution du matériel se fait le long de la plage Napoléon jusqu'à l'extrémité de la flèche de la Gracieuse ; il est difficile d'évaluer la durée de ces transferts en relais, cependant, ils sont certainement bien inférieurs à la décade comme le montrent les épisodes 1960-1971 et 1979-1989. Un second transit perpendiculaire au littoral est observé sur la flèche de la Gracieuse. Il se traduit jusqu'en 1989-92, par le déplacement cross-shore des masses sédimentaires en direction de l'anse de Carteau ; le transit s'effectue lors des tempêtes par la submersion de l'édifice alors non pouvu d'un cordon dunaire continu.

L'alimentation des plages se fait donc à partir de trois stocks sédimentaires dont il nous faudra estimer la part de chacun dans le transit :

- le premier concerne les apports du Rhône ; cette source vive alimente essentiellement le littoral situé à l'Est de l'embouchure.

- le deuxième est constitué par le stock hérité du prodelta de Pégoulie. Cette source fossile a contribué à l'alimentation des transferts cross-shore entre la flèche de la Gracieuse et le secteur de Carteau et, peut-être, à l'allongement de la flèche.

- enfin le stock fossile du prodelta du Bras de Fer ; ce dernier alimente essentiellement l'ensemble du littoral situé à l'Ouest de l'embouchure. Le caractère périssable de ce stock sédimentaire conditionne l'importante fragilité de cette partie du littoral.

Un premier diagnostic est possible sur l'efficacité des aménagements de défense littorale ; il montre, suivant les secteurs, des résultats disparates de part et d'autre de l'embouchure du Rhône :

- à l'Est de l'embouchure, la réhabilitation de la flèche de la Gracieuse semble très bien fonctionner ; le cordon artificiel a stabilisé l'ensemble de l'édifice en stoppant le recul du trait de côte, cette situation entraînerait même une reprise de la progradation du linéaire côtier pour la période la plus récente.

- au niveau du littoral de Faraman (entre l'étang de la Galère et le secteur de la Courbe), le recul du trait de côte est stoppé. Mais cette tendance ne traduit pas nécessairement un engraissement significatif et définitif des plages, un seuil de stabilité est atteint. Les aménagements semblent moins efficaces à l'Ouest du Grau de la Dent (étang de Ste Anne) : la stabilisation du trait de côte n'est due, dans ce secteur, qu'à la construction d'infrastructures lourdes et onéreuses de type brise-lames.

Cependant, nous avons vu que ces zones en érosion alimentaient les secteurs de Beauduc et de Piémanson ; "l'intervention" sur le recul de la côte pourrait donc, à terme, entraîner un déficit sédimentaire pour ces derniers. Cette question sera reprise dans la partie suivante.

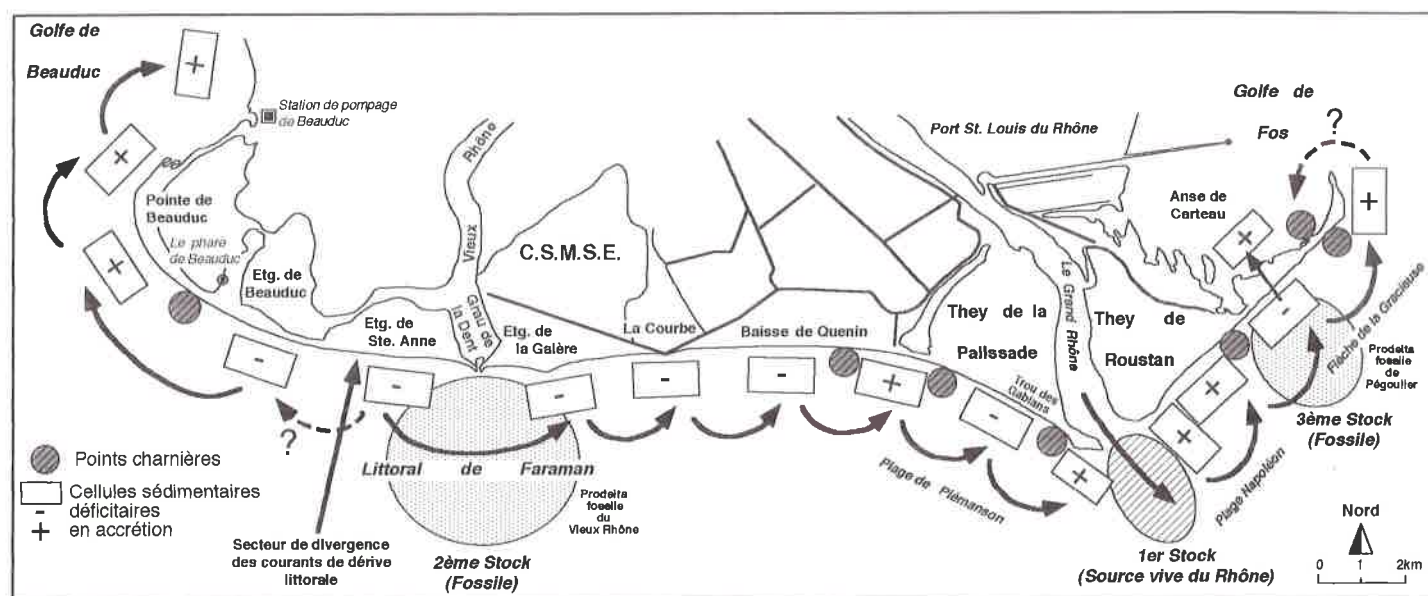


Figure 110. Schématisation du transit sédimentaire littoral en fonction des secteurs en érosion et en accrétion

1-3 Evaluation des surfaces en érosion et en accrétion

Le calcul des surfaces est réalisé à partir des résultats obtenus par le traitement d'images. Les changements du littoral, observés par la superposition du trait de côte date par date, sont mesurés par combinaison logique ; les surfaces des secteurs érodés et progradants sont calculées automatiquement par comptage de la population de pixels constituant chacune de ces parcelles.

Le bilan sédimentaire global (en m²) est étudié dans un premier temps pour chaque période de part et d'autre de l'embouchure du Rhône. Afin de rendre comparable les périodes d'observation de durées différentes (de 3 à 10 ans), un coefficient de variation a été calculé pour chaque période à partir des valeurs centrales :

$$\text{Coefficient de variation : } k_{xi} = [(\sigma_{Sxi} / \sigma_S) * 100] / \delta_t$$

- σ_{Sxi} : bilan de la période considérée (m²)
 σ_S : bilan global (m²) : Est + Ouest du Rhône
 δ_t : temps (en nombre d'années) de la période considérée

La "standardisation" des résultats par le facteur temps permet ainsi d'estimer l'importance des changements enregistrés par le littoral d'une période à l'autre.

Dans un second temps, nous analyserons l'évolution du bilan sédimentaire par secteurs. Le découpage spatial reprend les résultats obtenus sur l'évolution du trait de côte : 13 cellules hydrosédimentaires réparties entre le golfe de Beauduc et la flèche de la Gracieuse seront étudiées (figure 110).

1-3-1 Un bilan contrasté de part et d'autre de l'embouchure du Rhône

A l'Est du Rhône, l'évolution mi-séculaire du bilan sédimentaire pour la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse met l'accent sur cinq périodes (figure 111) :

- la décennie 1944-55 est marquée par un déficit sédimentaire important (coefficient de variation proche de -5).
- à partir des années 60 et jusqu'à la fin de la décennie 70, les trois périodes observées enregistrent des apports sédimentaires comparables (coefficient de variation compris entre +5 et +7).
- la décennie 1979-89 reste stable, le très léger déficit observé pour cette période n'étant pas significatif d'une tendance.
- entre 1989-92, la valeur exprimée par le coefficient de variation (+14) montre que les apports sédimentaires sont considérables.
- enfin, la dernière période 92-95 enregistre de nouveau un léger déficit.

Le bilan global à l'échelle mi-séculaire est fortement positif.

A l'Ouest de l'embouchure du Rhône, l'évolution mi-séculaire du bilan sédimentaire est moins chaotique ; les variations observées entre les périodes sont faibles (figure 110) :

- entre 1944 et 1953, la côte est en érosion mais ce recul est peu important comme le montre le coefficient de variation (<-2).
 - la période qui suit est marquée quant à elle, par un engraissement qui semble s'équilibrer avec la période précédente.
 - enfin, de 1960 à 1995, l'évolution est à peu près stable, à l'exception de la période 1990-92 marquée par une faible hausse (coefficient de variation : 4,6).
- Sur l'ensemble des 50 ans, le bilan global est faiblement positif.

En conclusion, on soulignera la différence des résultats obtenus de part et d'autre de l'embouchure du Rhône, ils sont de deux ordres :

- les bilans sédimentaires enregistrés pour chaque période montrent une forte hétérogénéité : à l'Ouest du Rhône, ils sont caractérisés par des valeurs peu importantes, dans tous les cas ($<100.000\text{m}^2$) ; de plus, cette évolution est marquée par des variations de faibles amplitudes comme le montrent les coefficients de variation. Cette situation traduit un faible impact des agents morphodynamiques dans ce secteur. A l'est du Rhône, en revanche, l'évolution du bilan sédimentaire enregistre de fortes amplitudes qui pourraient être associées à d'importantes pulsations des agents morphodynamiques.

- si les deux secteurs enregistrent un bilan globalement positif, les ordres de grandeur montrent cependant une importante hétérogénéité : $+430.000\text{m}^2$ pour 7km de littoral à l'Est du fleuve (Napoléon et la flèche de la Gracieuse) ; $+85.000\text{m}^2$ pour 25km de côte à l'Ouest (de la plage de Piémanson au golfe de Beauduc). Cette disparité souligne l'importance des apports du Rhône à l'Est du système peut-être secondés par le remaniement du prodelta fossile de Pégoulier.

En revanche, en rive droite du fleuve, on observe une situation d'équilibre, les surfaces érodées et en accrétion s'équivalent, l'évolution reste à peu près stable : l'ensemble du littoral situé à l'Ouest du Rhône fonctionnerait donc en système fermé, les secteurs progradants étant essentiellement alimentés à partir des zones en recul, principalement localisées dans l'axe du prodelta fossile du Bras de Fer qui constitue donc la source sédimentaire principale pour ce secteur.

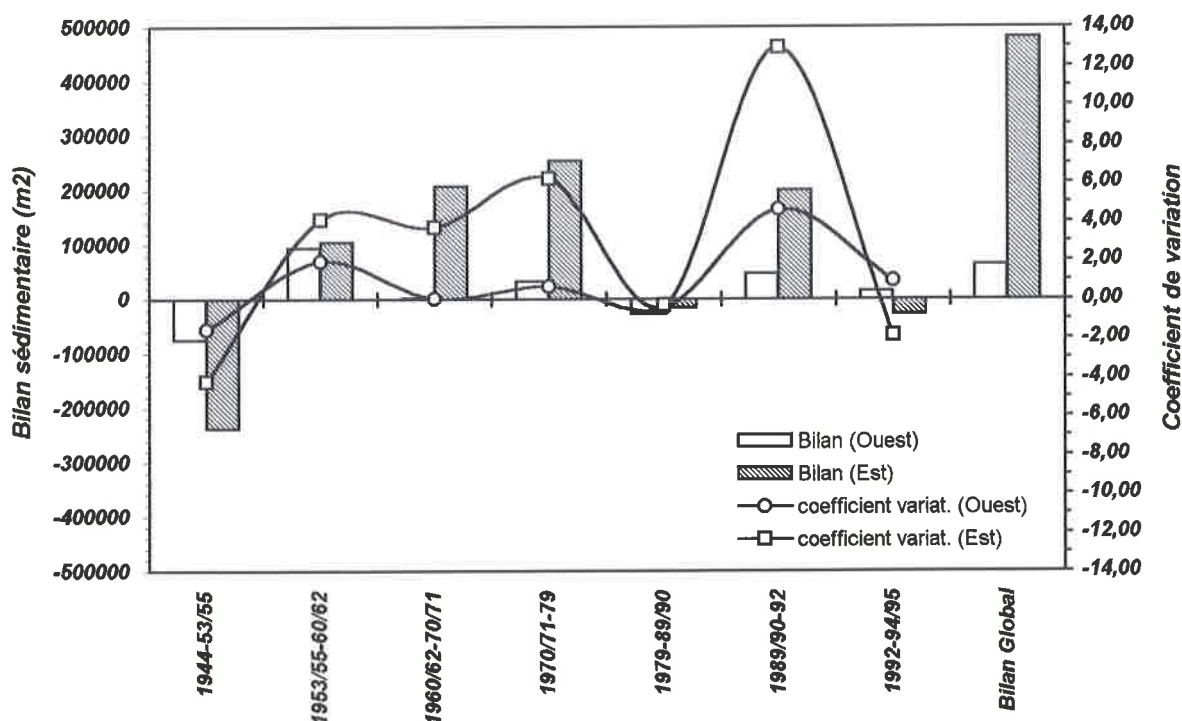


Figure 111. Evolution du bilan sédimentaire (m²) et du coefficient de variation de part et d'autre de l'embouchure du Rhône

Deux systèmes hydrosédimentaires pratiquement "indépendants" l'un de l'autre se répartissent donc de part et d'autre de l'embouchure du Rhône ; cette question sera reprise ultérieurement dans la quantification du transit sédimentaire longshore.

Enfin, la forte variabilité des bilans sédimentaires enregistrés pour chaque période, montre l'intervention des paramètres morphogènes (crues, tempêtes, etc.) fonctionnant en pulsations. L'analyse de ces correspondances fera l'objet d'un développement ultérieur.

1-3-2 Une évolution très différente suivant les secteurs

Les résultats obtenus sur les variations du trait de côte montrent des secteurs en érosion et en accrétion spatialement identifiables par des cellules hydrosédimentaires littorales (BRAY *et al.*, 1995). Cette approche a permis le découpage de la zone étudiée en trois compartiments répartis de part et d'autre de l'embouchure, à partir desquels 13 cellules hydrosédimentaires ont été identifiées (figures 112).

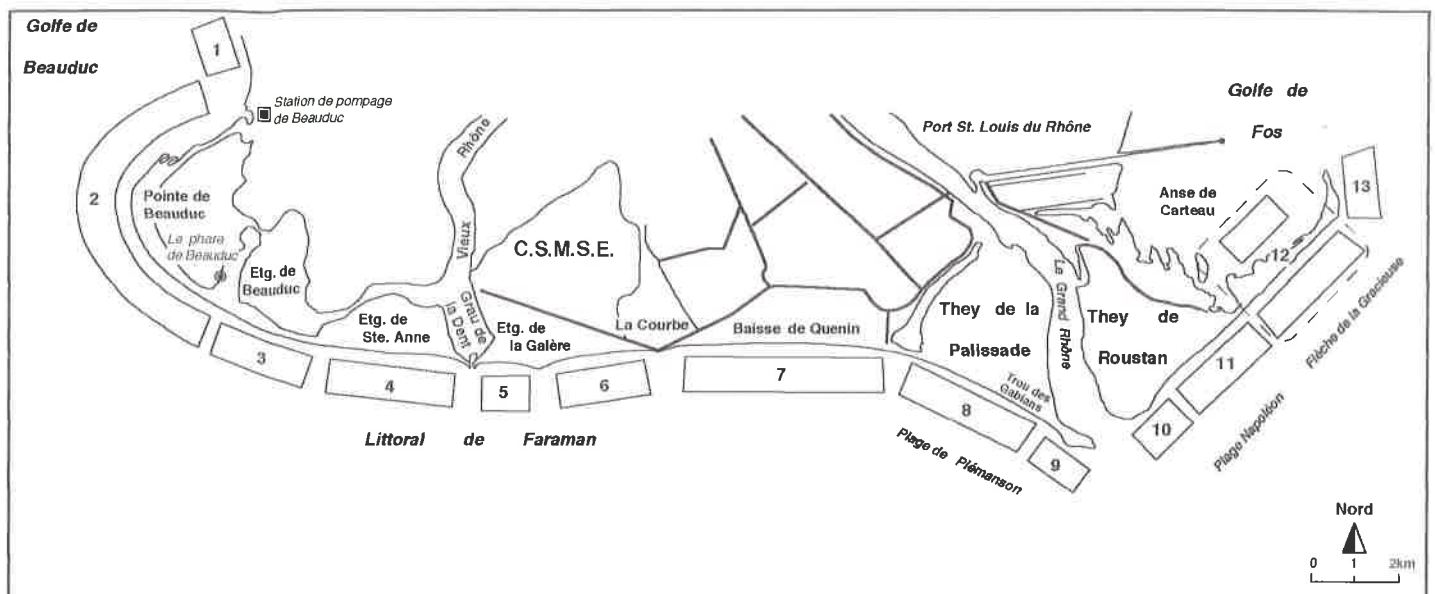


Figure 112. Définition des cellules hydrosédimentaires de part et d'autre de l'embouchure

A l'Ouest du Grau de la Dent, le premier secteur comprend 4 cellules : le golfe de Beauduc, la flèche de Beauduc, l'étang de Beauduc et le littoral situé au droit de l'étang de Ste Anne (figure 113).

- le golfe de Beauduc enregistre un apport sédimentaire constant tout au long de la période traduisant un bilan mi-séculaire largement positif (+470.000m²). Cette évolution ne va pas sans créer de véritables problèmes d'ensablement dans ce secteur. Pour exemple, la station de pompage de la CSMSE a dû être ré-aménagée en 1995 après le colmatage du chenal d'accès des eaux marines.

- la flèche de Beauduc enregistre également un gain sédimentaire très important jusqu'à la fin des années 80, date à laquelle les apports décroissent. Nous avons vu que ce changement de comportement était lié à la construction des aménagements de défense littorale (cf. § 1-2-3). Le bilan sédimentaire sur l'ensemble de la période est toutefois très largement positif (+2.000.000m²).

- les cellules de l'étang de Beauduc et de l'étang de Ste Anne sont caractérisées par une évolution globalement similaire : elles enregistrent une perte en sédiment importante et continue jusqu'en 1992 date à laquelle les premiers effets des aménagements se font sentir, surtout au niveau de l'étang de Ste Anne. Ce gain sédimentaire, nous l'avons vu, est essentiellement lié à l'installation de brise-lames (cf. § 1-2-3). Cependant, ces deux secteurs enregistrent un budget sédimentaire global négatif compris entre -700.000 et -800.000m² chacun.

En conclusion, si l'on considère que le sens de la dérive littorale est orienté d'Est en Ouest dans ce secteur, ces quatre secteurs sédimentaires évolueraient de façon dépendante les uns par rapport aux autres. Mais la quantité de sédiment prélevée au niveau de l'étang de Ste Anne et de l'étang de Beauduc serait alors insuffisante pour expliquer l'alimentation de la flèche de Beauduc et du littoral du golfe de Beauduc ; cette dernière pourrait correspondre alors à un transit d'Ouest en provenance du Petit Rhône ou à des transferts sédimentaires plus importants sur le littoral à l'Ouest du Rhône, réalisés en situation d'E-SE favorisant temporairement l'inversion des courants de dérive littorale.

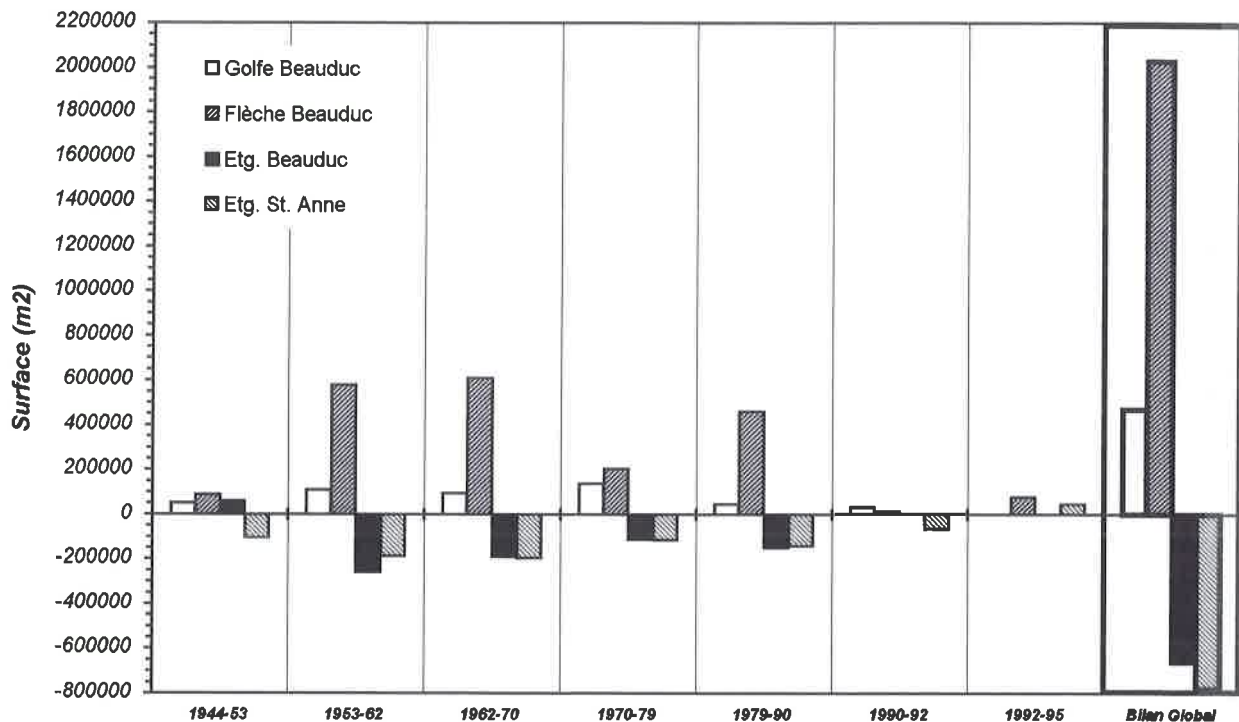


Figure 113. Evolution du bilan sédimentaire (m²) par secteur à l'Ouest du Grau de la Dent

A l'Est du Grau de la Dent, un deuxième secteur comprend 5 cellules : les littoraux de l'étang de la Galère, de la Courbe, de la Baisse de Quenin, de la plage de Piémanson et de la partie Ouest de l'embouchure (figure 114).

- les secteurs de l'étang de la Galère et de la Courbe enregistrent un déficit sédimentaire jusqu'au début des années 90, date à laquelle les aménagements de défense littorale prennent place dans ces secteurs. A partir de cette période, le littoral est

progradant ou stabilisé (cf. § 1-3-2). Le budget sédimentaire global pour ces deux zones est négatif : -130.000m^2 pour le littoral de la Galère, -120.000m^2 pour la Courbe.

- le secteur de la *Baisse de Quenin* est marqué par l'alternance de périodes d'engraissement et de déficits sédimentaires. Cette évolution est peu importante à l'exception de la période 1962-70 où l'érosion de la côte atteint son maximum ; le budget sédimentaire global est négatif : -390.000m^2 .

- la *plage de Piémanson* (Grande Palun) enregistre un déficit sédimentaire important jusqu'à la fin des années 80 ; cette érosion concerne principalement la partie orientale de la plage (le Trou des Gabians). Au début des années 90, un changement de comportement s'observe par une tendance à l'engraissement. Le budget sédimentaire global est toutefois largement déficitaire : -450.000m^2 .

- La partie *Ouest de l'embouchure* est marquée par l'alternance de périodes d'engraissement et de déficit sédimentaire. Nous avons vu toutefois, qu'une tendance à la progradation était observée par la construction dans ce secteur, d'une flèche d'embouchure orientée WNW-ESE. Le budget sédimentaire global enregistre un solde positif : $+120.000\text{m}^2$.

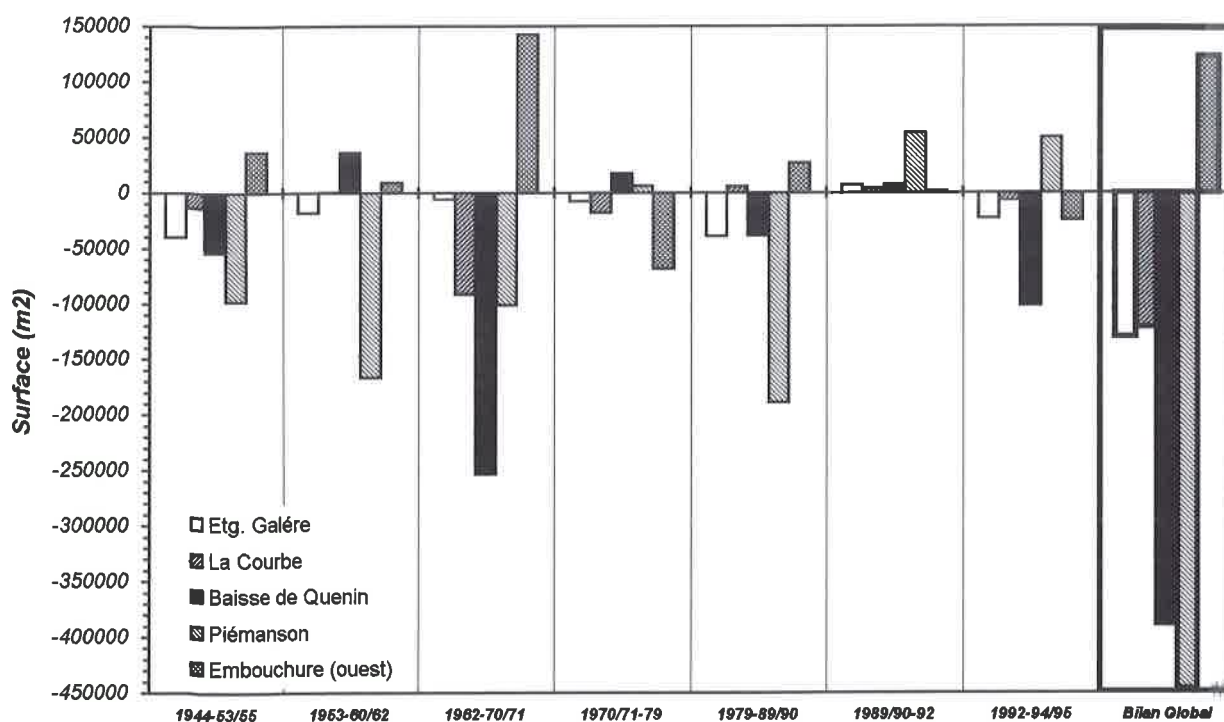


Figure 114. Evolution du bilan sédimentaire (m^2) par secteur du Grau de la Dent à l'embouchure actuelle

En conclusion, l'existence dans ce secteur d'un courant dominant de dérive littorale d'Ouest, impliquerait un transport sédimentaire des zones érodées à l'Ouest vers les secteurs en accrétion à l'Est. En effet, le littoral de l'étang de la Galère, de la Courbe et de la partie orientale de la Baisse de Quenin représente des zones préférentielles de départ ; le matériel en transit s'accumulerait en partie au niveau de la côte concave située

au droit du grau de Piémanson, puis l'érosion reprendrait dans le secteur oriental de la plage de Piémanson (Trou des Gabians). L'ensemble de ce matériel érodé viendrait construire la flèche située à l'Ouest de l'embouchure .

Cependant, l'analyse des bilans sédimentaires montre l'existence d'un terme puits important : les surfaces érodées représentent $-1.000.000\text{m}^2$ contre $+120.000\text{m}^2$ en accrétion, soit une perte de 980.000m^2 . Une partie de ce matériel pourrait contribuer à l'alimentation du prodelta actuel et, peut-être, à celle du littoral situé à l'Est de l'embouchure ; mais une autre partie transite certainement en direction de la flèche de Beauduc lors des épisodes d'E-SE, justifiant le budget positif "anormal" de cette dernière signalé plus haut.

A l'Est de l'embouchure du Rhône, le dernier secteur comprend 4 cellules hydrosédimentaires : la *partie Est de l'embouchure*, la *plage Napoléon*, la *flèche de la Gracieuse* et son *poulier* (partie terminale de la flèche) (figure 115).

- La *partie Est de l'embouchure* est marquée par l'alternance de phases d'érosion et de progradation. Nous avons vu que ce secteur correspondait à une zone privilégiée d'accumulation sédimentaire particulièrement importante en période de crue. A l'échelle mi-séculaire, ce secteur enregistre, toutefois, un solde négatif : -68.000m^2 .

- La *plage Napoléon* est également marquée par l'alternance de périodes d'engraissement et de déficit sédimentaire. Elle est très sensible à la fréquence des crues mais correspond essentiellement à une zone de transits sédimentaires. Nous avons vu que les périodes d'accumulation ne coïncidaient qu'avec celles où l'embouchure enregistrait une perte en matériel. Le bilan sédimentaire global dans ce secteur est positif : $+68.000\text{m}^2$.

- La *flèche de la Gracieuse*, dans sa partie centrale, enregistre un solde négatif jusqu'au début des années 60 ; à partir des années 70, cet édifice s'engraisse, avant d'atteindre une quasi-stabilité au début des années 90. Ce changement de comportement est principalement lié aux aménagements entrepris dans ce secteur. Le budget sédimentaire global est légèrement négatif : -16.000m^2 .

- Le *poulier* quant à lui, enregistre un gain sédimentaire considérable tout au long de la période d'observation malgré une décroissance des apports entre la fin des années 70 et le début des années 90. Le budget sédimentaire montre un solde positif d'environ $+445.000\text{m}^2$.

Le littoral situé à l'Est du Rhône est directement influencé par les apports fluviaux particulièrement importants durant les périodes de crue. Mais le prodelta fossile de Pégoulier intervient également dans l'alimentation du littoral.

La *plage Napoléon* correspond plutôt à une zone de transit sédimentaire, d'où la faible accumulation dans ce secteur. La *flèche de la Gracieuse* et son extrémité (*poulier*) connaissent une évolution synchrone en trois étapes : jusqu'en 1970, les transferts sédimentaires dans ce secteur se font perpendiculairement et parallèlement à la côte, mais le bilan négatif enregistré jusqu'à cette période montre que le transport longshore est plus important que le cross-shore. En effet, une partie du matériel érodé dans le corps central de l'édifice, c'est-à-dire au niveau du prodelta fossile de Pégoulier, alimente le *poulier* qui enregistre pendant cette période un gain considérable. A partir des années 70, on observe une situation inverse, les transferts sédimentaires cross-shore prédominant entraînant une importante sédimentation dans le secteur de Carteau. Le

budget sédimentaire du corps de la flèche s'accroît tandis que celui du poulier, qui "n'est plus alimenté", reste stable ; enfin, depuis le début des années 90, les transferts cross-shore ont disparu et la flèche est devenue une zone de transit longshore au même titre que la plage Napoléon. Ces processus ont entraîné une reprise de la progradation du poulier qui enregistre depuis 1992 un gain important dans lequel interviennent essentiellement les apports du Rhône.

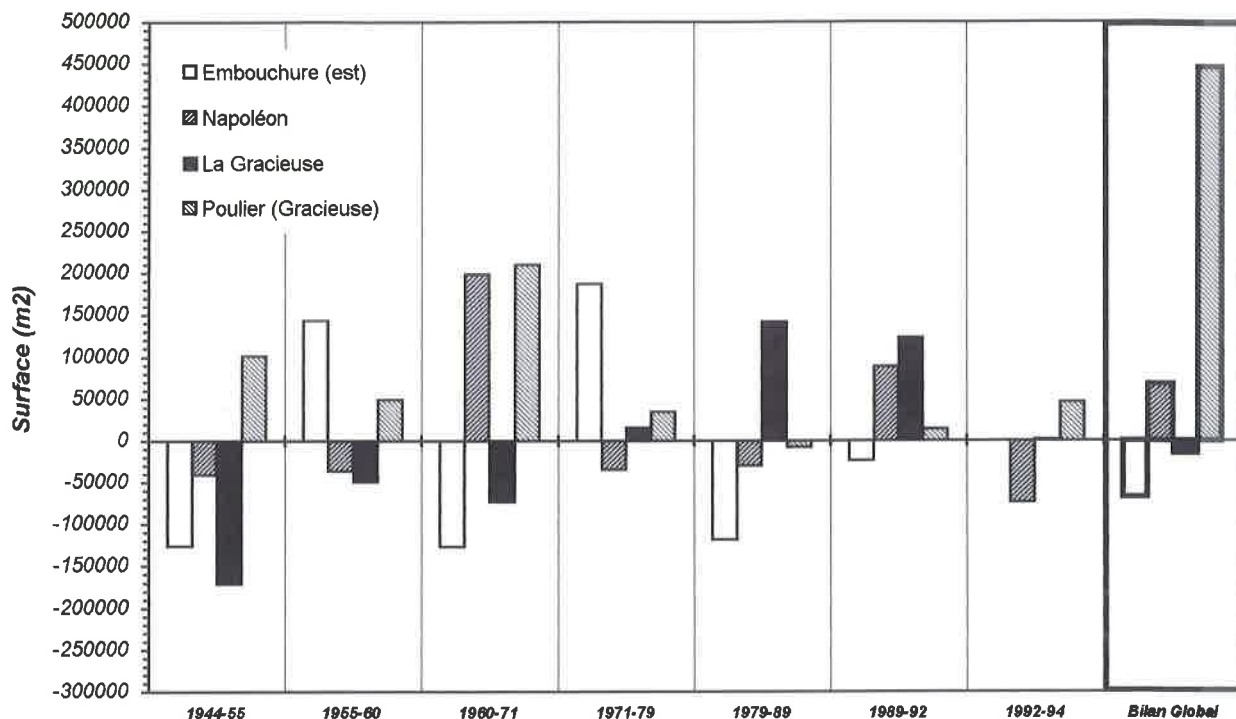


Figure 115. Evolution du bilan sédimentaire (m²) par secteur à l'Est de l'embouchure du Rhône

Conclusion

L'étude du bilan sédimentaire met en évidence deux secteurs homogènes, répartis de part et d'autre de l'embouchure du Rhône :

A l'Est de l'exutoire, le littoral est directement alimenté par les apports actuels du Rhône considérés comme *source vive* à laquelle s'ajoute le matériel prélevé sur le prodelta fossile de Pégoulie. Cette alimentation s'effectue à partir des transferts sédimentaires longshore orientés d'Ouest en Est, qui conditionnent essentiellement l'allongement de la flèche de la Gracieuse ; cependant, la question d'un terme puits correspondant au golfe de Fos reste posée et il nous faudra déterminer si le système est fermé à l'extrémité de la flèche de la Gracieuse. On observe d'autre part un transit cross-shore qui explique la sédimentation au niveau de l'anse de Carteau, active jusqu'au début des années 90. A partir de cette date, l'installation d'aménagements bouleverse les processus hydrosédimentaires dans ce secteur : le transit cross-shore est éliminé, le transport sédimentaire s'effectue essentiellement le long de la côte. L'ensemble de ces

transferts entraîne un accroissement de la surface littorale émergée d'environ 430.000m².

Le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône évolue essentiellement à partir du stock sédimentaire correspondant au promontoire fossile du Bras du Fer. Cette alimentation est caractérisée par un bilan sédimentaire globalement stable : les surfaces érodées et progradantes s'équivalent traduisant l'existence d'un système fonctionnant sur lui-même. A son extrémité ouest, le transfert sédimentaire est très important en direction du golfe de Beauduc : la flèche de Beauduc enregistre un accroissement considérable de sa surface émergée. L'analyse du bilan sédimentaire dans ce secteur confirme l'existence d'un transport longshore bidirectionnel en accord avec les courants de dérive littorale à cet endroit ; mais lors des tempêtes d'E-SE, l'inversion des courants entre la plage de Piémanson et le Grau de la Dent "contribuerait également" à l'alimentation du secteur de Beauduc.

Les aménagements du littoral de Faraman jouent un rôle important dans l'évolution du littoral : la stabilité du trait de côte à cet endroit ne doit son efficacité qu'à la présence des épis et des brise-lames. La capture des sédiments par ces infrastructures ne semble pas entraîner, pour l'instant, de graves répercussions sur les plages périphériques. On peut cependant penser, qu'à terme, des secteurs comme la flèche de Beauduc n'étant plus alimentés, subiront à leur tour, un recul du trait de côte.

La variabilité de l'évolution du bilan sédimentaire met en évidence l'intervention inégale des agents morphodynamiques épisodiques brutaux (crues, tempêtes, etc.). Leur impact semble plus clairement ressenti à l'Est de l'embouchure, dont l'évolution est marquée par des pulsations d'amplitude extrêmement variable d'une période à l'autre : ce secteur est sensible à la variation des conditions météo-marines et des apports rhodaniens. A l'Ouest du Rhône, l'évolution du littoral se fait de façon moins violente et les agents morphodynamiques semblent produire des effets plus modérés. Ces observations seront analysées ultérieurement.

2 - EVOLUTION RECENTE DES FONDS : VARIATION VERTICALE DU PROFIL SOUS-MARIN

Il n'existe pas d'étude générale sur l'analyse des fonds bathymétriques dans le delta du Rhône. En revanche, des travaux effectués sur des secteurs plus réduits comme le littoral de Faraman ont abouti à quelques résultats (BLANC et POYDENOT, 1993 ; SOGREAH, 1994) : à partir des mesures bathymétriques annuelles réalisées par la CSMSE entre 1988 et 1992, il est montré que la plus grande partie des fonds compris entre l'étang de Beauduc et la plage de Piémanson est en érosion : 74% de la surface correspondant à des petits fonds de 0 à -6m enregistrent un déficit sédimentaire, dont 39% demeurent soumis à des ablations accélérées (-0,57m/an) ; 26% des surfaces observées sont stables ou en accrétion, dont 15% enregistrent des taux de sédimentation élevés (+0,25 à 0,5m/an). Les secteurs en accrétion se situent à l'Ouest de l'étang de Beauduc et dans l'axe du Grau de la Dent ; ces zones bénéficient d'un volant sédimentaire régulateur issu du prodelta fossile du Bras de Fer. Partout

ailleurs, l'érosion prédomine ; elle correspond à des zones de départ situées dans l'axe des courants sagittaux, dont le recul varie entre -2,5m et -6,5m.

Ces résultats confirment les données obtenues sur l'évolution du trait de côte : les fonds les plus menacés correspondent aux secteurs caractérisés par un recul important du littoral.

A l'Est de l'embouchure du Rhône, on dispose des travaux de VERNIER (1972). L'auteur étudie l'évolution des fonds bathymétriques compris entre le prodelta actuel de Roustan et la flèche de la Gracieuse de 1895 à 1962. Il souligne l'importante progradation du secteur de l'embouchure : dans l'axe du Rhône, le prodelta avance de 2,5km vers le Sud entraînant un taux de sédimentation d'environ 50cm/an ; ainsi les fonds situés à -50m en 1895 ne sont plus qu'à -15m en 1962. Au niveau de la plage Napoléon, la progradation atteint +8cm/an entre -5 et -15m de profondeur. Dans les secteurs du prodelta fossile de Pégoulie, les effets de l'érosion et de la sédimentation se conjuguent entraînant une translation du profil vertical autour d'une profondeur charnière comprise entre -10 et -12m. L'ablation se concentre dans la partie sommitale du profil tandis que la sédimentation exhausse les aires les plus profondes.

L'auteur conclut sur deux points : d'une part, le rôle important des apports du Rhône qui compensent les effets de l'érosion marine dans ce secteur ; d'autre part, l'action des tempêtes d'E-SE dans le déplacement cross-shore des corps sableux : le matériel grossier est transporté vers la côte, les fractions les plus fines sont remises en suspension et se déposent sur des fonds plus importants, à l'abri de l'action des houles. Ces processus devraient se poursuivre tant qu'un nouveau profil d'équilibre du prisme littoral dans ce secteur n'aura pas été réalisé ; ils se traduisent par la destruction du prodelta fossile de Pégoulie jusqu'à -25m.

Ces études apportent des informations précieuses sur la connaissance des processus morphosédimentaires de la plage immergée. Nous proposons donc, dans le cadre de ce travail, de reprendre partiellement l'ensemble de ces résultats et d'apporter, pour le secteur situé à l'Est de l'embouchure, des éléments novateurs à partir de données plus récentes.

Nous aborderons donc, dans un premier temps, l'évolution diachronique des fonds bathymétriques de part et d'autre de l'embouchure du Rhône ; l'analyse de ces données permettra de définir le comportement tendanciel récent de la plage sous-marine et de fournir des informations qualitatives sur la limite de mobilité du profil vertical. Dans un second temps, cette dernière fera l'objet d'un calcul basé sur l'analyse statistique des données bathymétriques et l'utilisation de formules théoriques basées sur les paramètres de houle.

2-1 Acquisition et traitement des données

L'étude des variations de la plage sous-marine repose sur l'analyse diachronique des données bathymétriques ; elles diffèrent de part et d'autre de l'embouchure du Rhône :

- pour le littoral situé à l'Est de l'exutoire, les données sont constituées de cartes bathymétriques dressées par le *Port Autonome de Marseille* (P.A.M.) et le *Service Hydrographique et Océanographique de la Marine* (S.H.O.M.). Ces mesures sont

contemporaines des installations industrielles du golfe de Fos et couvrent la période 1962-1995 avec une périodicité de 1, 7 et 10ans (tableau 115).

Six profils ont été répartis le long du littoral en fonction des critères géomorphologiques déterminants : le *profil 1* sur le prodelta actuel de Roustan ; le *profil 2* au droit de la plage Napoléon ; les *profils 3, 4 et 5* sur le prodelta fossile de Pégoulie (flèche de la Gracieuse) ; le *profil 6* sur la partie terminale de la flèche, juste avant les aménagements littoraux (barges immergées sous forme d'épis). La profondeur atteinte pour chacun d'entre eux est de -20m. A l'arrière de la flèche de la Gracieuse, 3 profils (A, B et C) sont répartis du poulie au fond de l'anse de Carteau (they de l'Annibal) ; ils atteignent -10m de profondeur (figure .116).

DATE	ORGANISME	PERIODE DE MESURE	SECTEUR	EHELLE
1962	P.A.M.	Juillet-Aout-Septembre	1 + 2 + 3 + 4 + 5	1/10.000
1963	P.A.M.	<i>inconnue</i>	1 + 2 + 3 + 4	1/10.000
1964	P.A.M.	Septembre-Octobre-Novembre	1	1/10.000
1965	P.A.M.	12-13-14 Mai	4	1/1.000
1967	P.A.M.	4-7-11-17 Aout	4	1/1.000
1974	S.H.O.M.	<i>inconnue</i>	2 + 3 + 4	1/10.000
1980	P.A.M.	<i>inconnue</i>	2 + 3 + 4 + 5	1/10.000
1988	P.A.M.	28 Avril et du 13 au 27 Juin	1 + 2 + 3 + 4	1/10.000
1994	P.A.M.	29-30 Juin	4	1/2.000
1995	P.A.M.	5-9-11 Mai ; du 7 au 29 Juin ; du 7 au 12 Juillet et 3 Aout	1 + 2 + 3 + 4	1/10.000

Tableau 15. Inventaire des cartes bathymétriques. (1) secteur de l'embouchure, (2) plage Napoléon, (3) flèche de la Gracieuse, (4) poulie de la flèche, (5) anse de Carteau.

Le secteur et la période diffèrent pour chaque campagne de mesure. Généralement, les relevés sont effectués sur une courte période durant le printemps et l'été, périodes durant lesquelles le temps reste calme. L'échelle de restitution des données est aussi différente suivant les dates, elle est proportionnelle à l'importance du secteur mesuré. Enfin, les techniques cartographiques changent d'une carte à l'autre. Jusqu'au début des années 80, les restitutions graphiques étaient réalisées à la main. Les dernières cartes utilisent un système informatique (C.A.O.). L'hétérogénéité de ces mesures est un paramètre dont il faudra tenir compte dans l'interprétation des résultats.

- à l'Ouest de l'embouchure, les données bathymétriques sont moins nombreuses ; elle correspondent aux informations utilisées par BLANC et POYDENOT (1993) et la SOGREA (1994). Entre 1988 et 1993, période durant laquelle le programme de construction des épis s'est intensifié, la CSMSE a effectué des relevés bathymétriques annuels à partir de 17 profils qui s'étendent à 400m du rivage et atteignent -5 à -7m de profondeur suivant les secteurs. Ces mesures sont réalisées par beau temps ou léger Mistral et couvrent le secteur qui s'étend de l'étang de Beauduc à la plage de Piémanson (figure 116).

Les données disponibles présentent deux différences majeures de part et d'autre de l'embouchure du Rhône : d'une part, l'étendue de la période d'échantillonnage (on dispose de relevés annuels en rive droite du Rhône à pluri-décennaux en rive gauche),

d'autre part, la profondeur atteinte par les mesures (-20m à l'Est de l'embouchure contre -5 à -7m à l'Ouest).

La méthode de traitement repose sur la superposition et l'analyse diachronique des profils bathymétriques : cette approche purement descriptive permet d'apprécier le comportement des fonds marins à plus ou moins long terme, que nous tenterons de comparer à l'évolution du trait de côte.

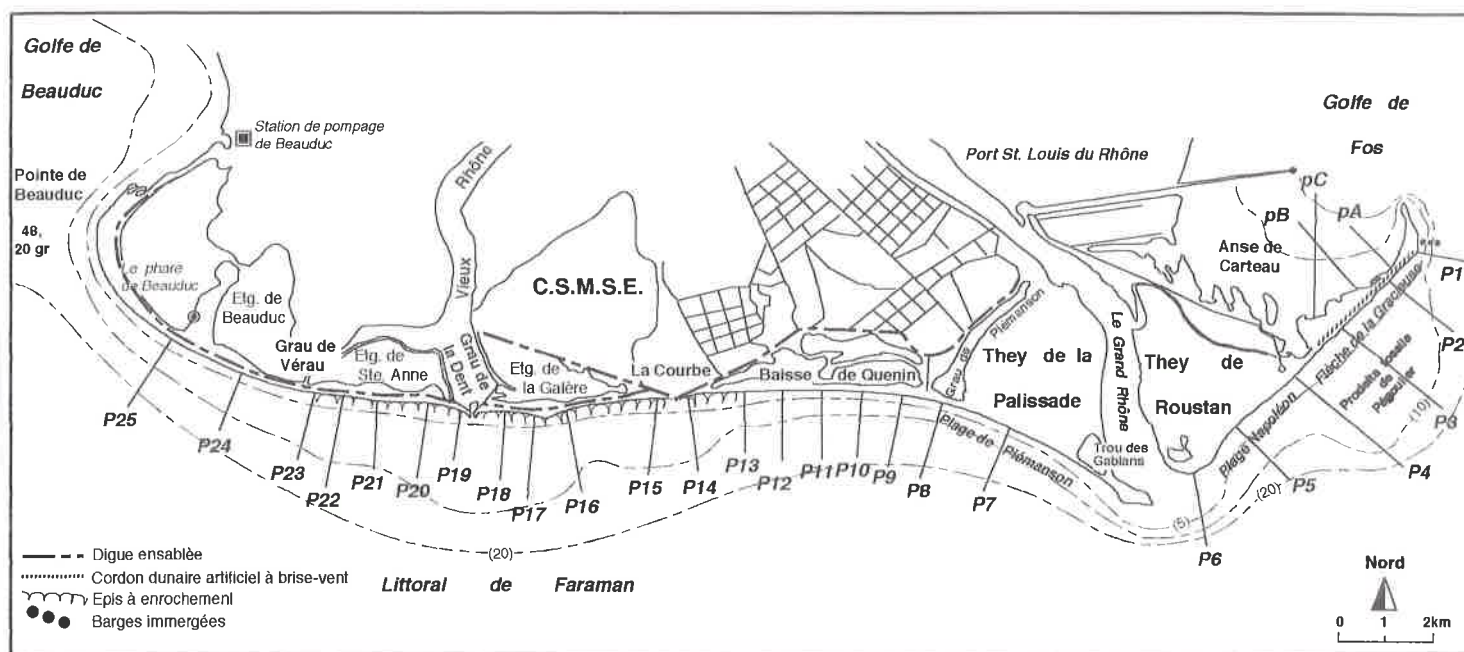


Figure 116. Localisation des profils bathymétriques de part et d'autre de l'embouchure utilisés pour l'analyse des fonds marins

2-2 Les variations verticales des fonds sous-marins

A l'Est du Rhône, les résultats pour la période récente vont dans le même sens que ceux obtenus par VERNIER (figure 117) :

- le secteur de Roustan prograde considérablement (profil 6), surtout durant la dernière période : on a très certainement là, l'enregistrement des crues de 1993 et 1994. Cette avancée est conforme aux taux de sédimentation mesurés dans ce secteur, soit 30cm/an (P.N.O.C., 1994) ; ils restent tout de même inférieurs à ceux enregistrés entre 1895 et 1962 (50cm/an). Le sommet du talus prodeltaïque enregistre pour la période 1963-1995 une avancée d'environ 270m, soit +8,5m/an ; la SOGREA (1984b) a montré qu'entre 1934 et 1962, cette vitesse était de +25m/an avant de chuter à +12m/an entre 1962 et 1984. Aucun élément ne permet de définir la limite de mobilité du profil vertical : à -20m, les variations enregistrées par la plage sous-marine sont encore importantes.

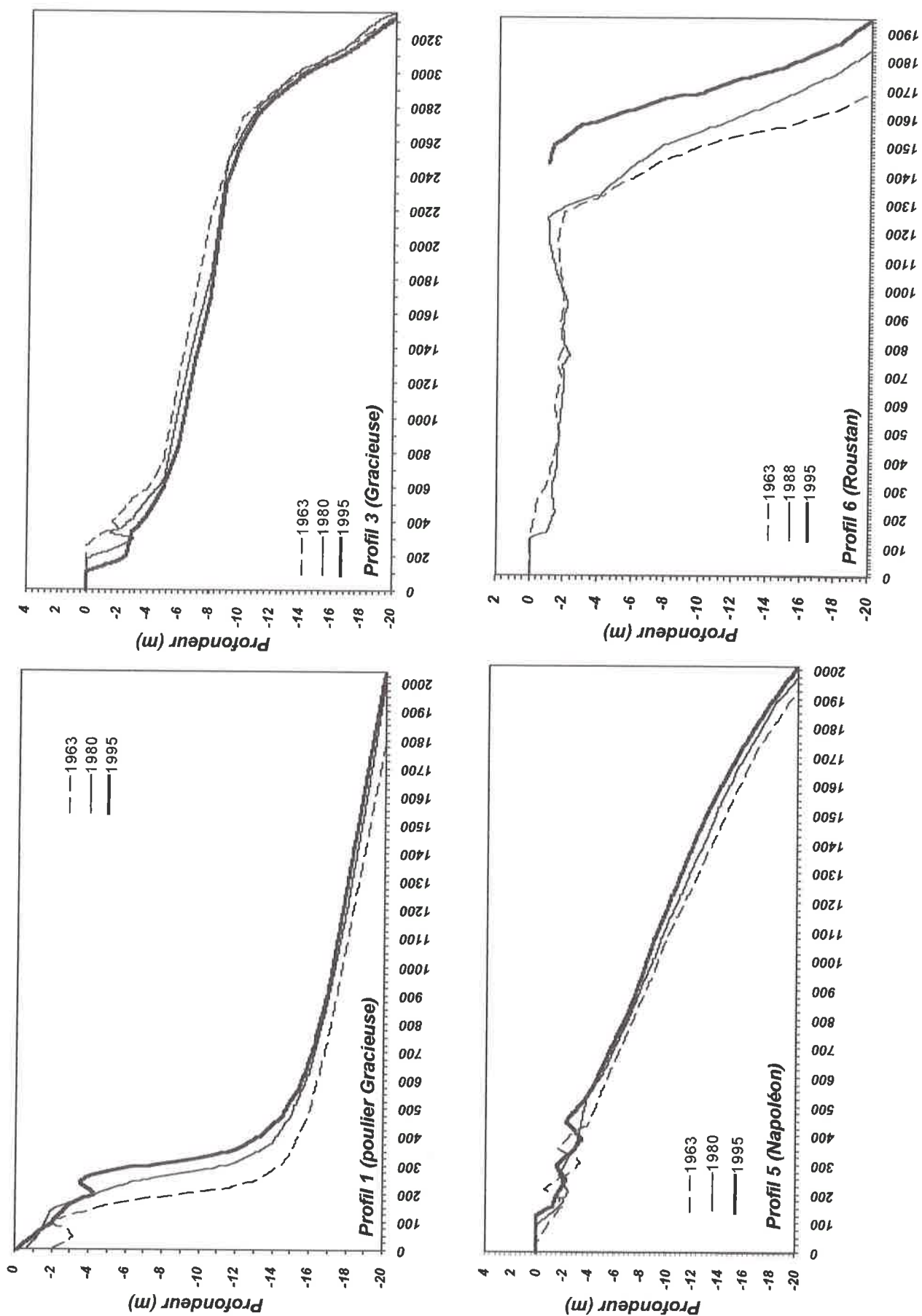


Figure 117. Evolution des profils bathymétriques à l'Est de l'embouchure

- le secteur de la plage Napoléon (profil 5) est également progradant, le profil sous-marin migre vers le Sud. Ce mouvement ne modifie pas la morphologie de la plage immergée : les deux barres littorales existantes en 1963 se déplacent avec l'ensemble du profil en conservant la même distance par rapport au rivage. Comme pour le secteur de Roustan, la limite de mobilité du profil vertical semble indéterminée ; cependant, pour la période la plus récente (1980-1995), les variations s'atténuent vers 7m de profondeur.

- au niveau du prodelta fossile de Pégoulie, l'analyse porte sur le profil 3, son évolution est similaire aux profils 2 et 4. Dans ce secteur, la plage sous-marine enregistre un recul. On observe la présence d'une seule barre littorale migrant vers le Nord en conservant, elle aussi, sa distance par rapport à la côte. De même, la limite de mobilité du profil vertical n'a pas été déterminée avec certitude ; comme pour le cas précédent, les variations semblent moins importantes à partir de 7m de profondeur.

- dans le secteur du poulier (profil 1), on observe une avancée d'environ 150m du profil sous-marin. Cette évolution s'explique par l'importante alimentation sédimentaire qui a entraîné l'allongement de la flèche. La seule barre littorale se déplace vers le Sud en conservant sa distance par rapport au rivage. Pour la période 1980-1995, une profondeur limite de mobilité semble se dessiner : elle se situe autour de 16m de profondeur.

- les trois profils localisés dans l'anse de Carteau montrent que le comblement de ce secteur est important surtout au niveau du profil C ; à cet endroit, la sédimentation est active à plus de 10m de profondeur. Le profil B enregistre très peu de changements, excepté l'exhaussement de sa partie sommitale (de 0 à -2m) : ce secteur reste globalement stable et correspond à un point charnière mis en évidence dans l'étude de l'évolution du trait de côte (*cf.* § 1-2-1). Le profil C, localisé en bout de flèche, montre une tendance à l'accrétion avec des changements actifs jusqu'à 6m de profondeur (figure 118).

A l'Ouest de l'embouchure, nous ne disposons que d'un relevé supplémentaire depuis l'étude de BLANC et POYDENOT (1993) : il concerne l'année 1993 et montre peu de différence avec les résultats obtenus par ces auteurs :

- les zones en équilibre concernent la baisse de Quenin (profil 13), l'étang de la Galère (profil 16) et le Grau de la Dent (profil 18). Entre 1988 et 1993, la plage sous-marine enregistre pour les deux premiers secteurs une tendance à l'accrétion ; elle se manifeste par le comblement du large sillon pré littoral situé entre 250 et 300m du rivage. Au niveau du Grau de la Dent, le volume sédimentaire semble conservé, les modifications se traduisent par une remontée vers le rivage de la barre pré littorale (figure 119).

- les zones en érosion se situent au niveau de la plage de Piémanson (profil 7) et de l'étang de Ste Anne (profil 21) ; cette évolution est caractérisée par une déperdition du matériel sédimentaire proche du rivage (250 à 300m) : elle se manifeste par le creusement d'un sillon pré littoral et d'une migration des barres vers la côte (figure 119).

La faible profondeur des relevés bathymétriques sur l'ensemble de ce secteur ne permet pas de définir la limite de mobilité du profil vertical ; dans la plupart des cas, les modifications sont encore importantes entre -4 et -6m.

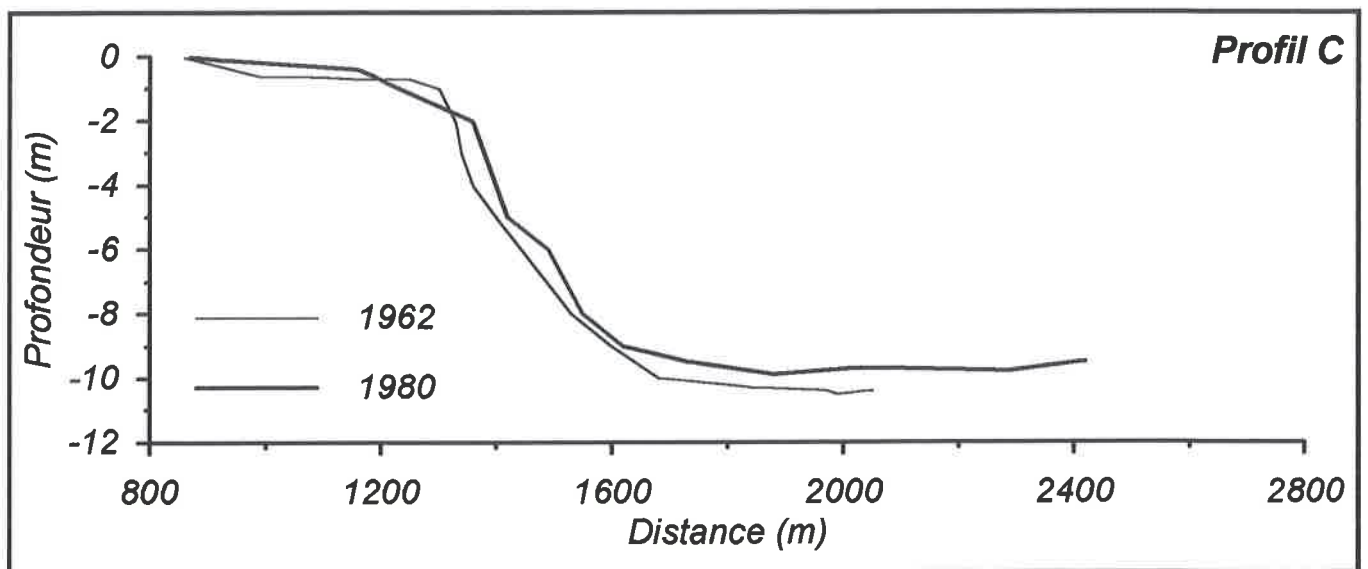
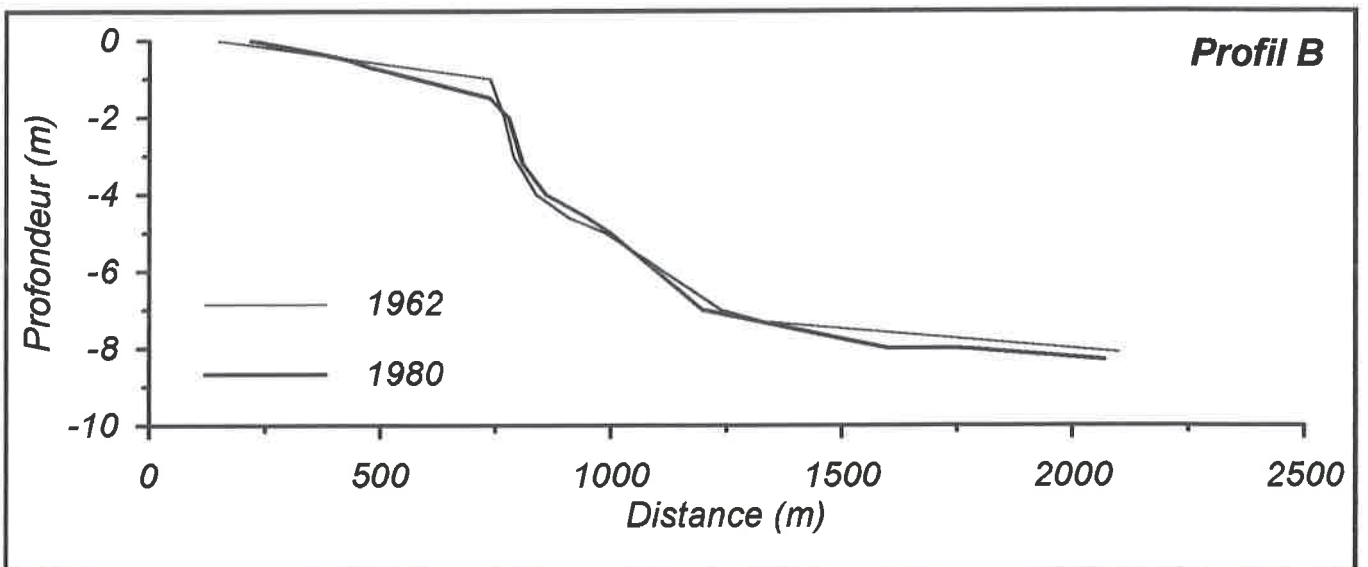
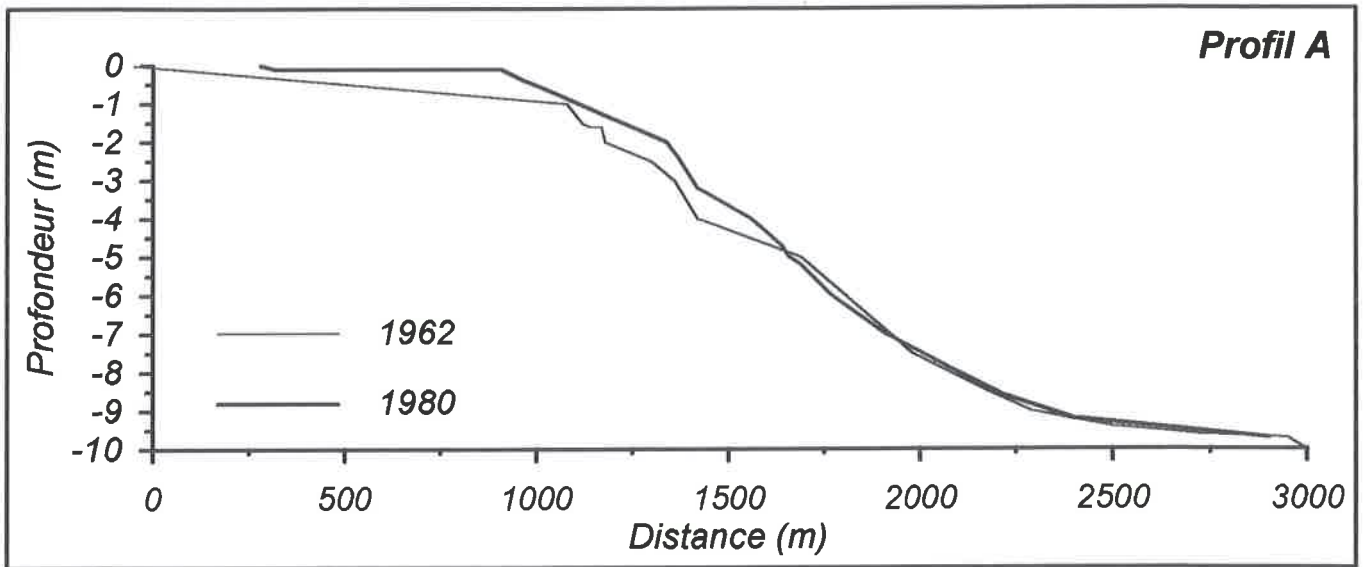
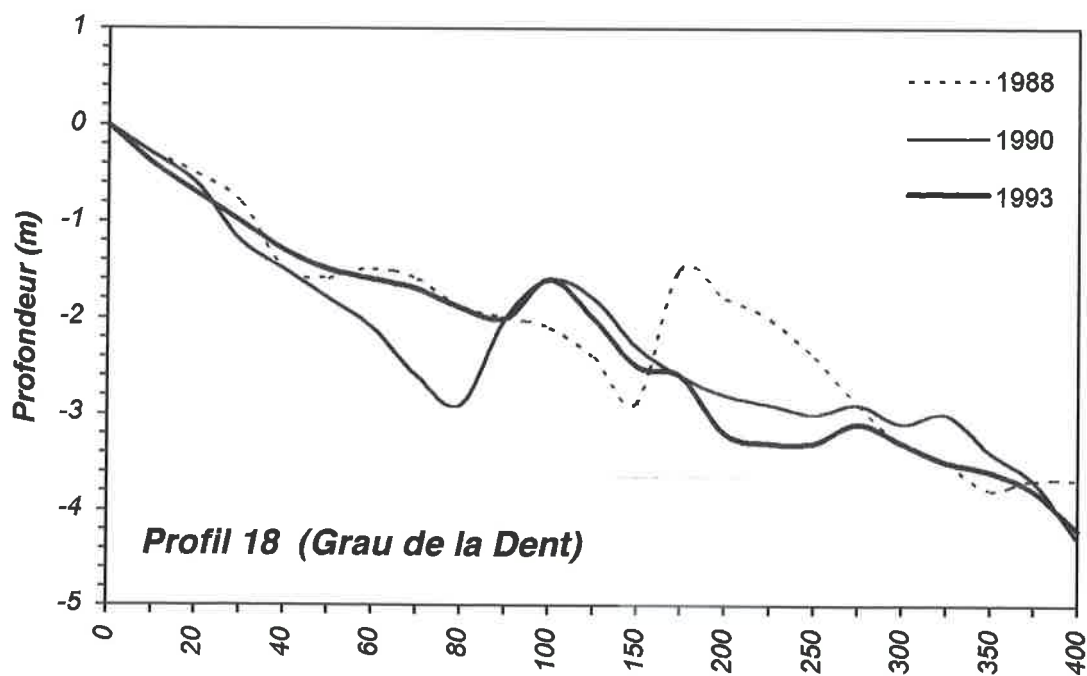
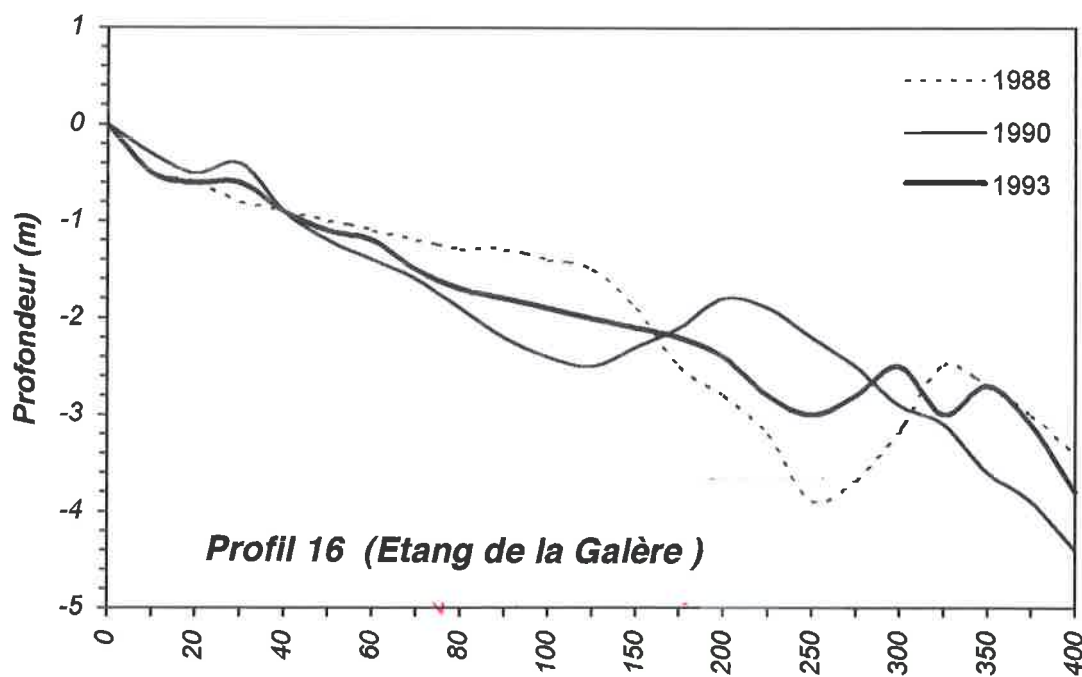
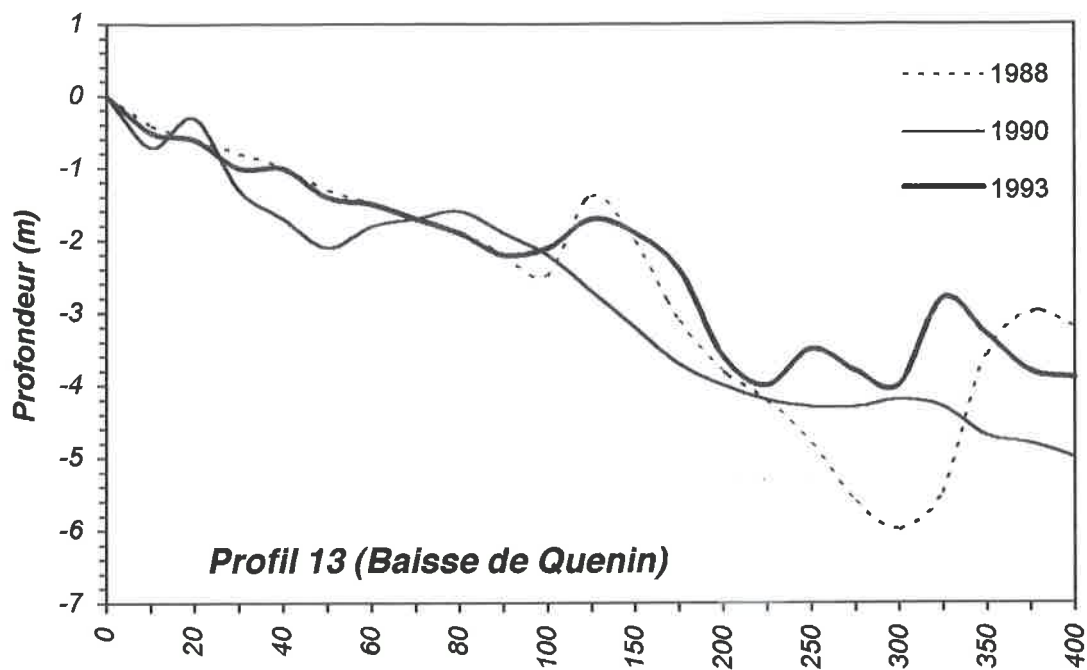


Figure 118. Evolution des fonds bathymétriques dans l'anse de Carteau



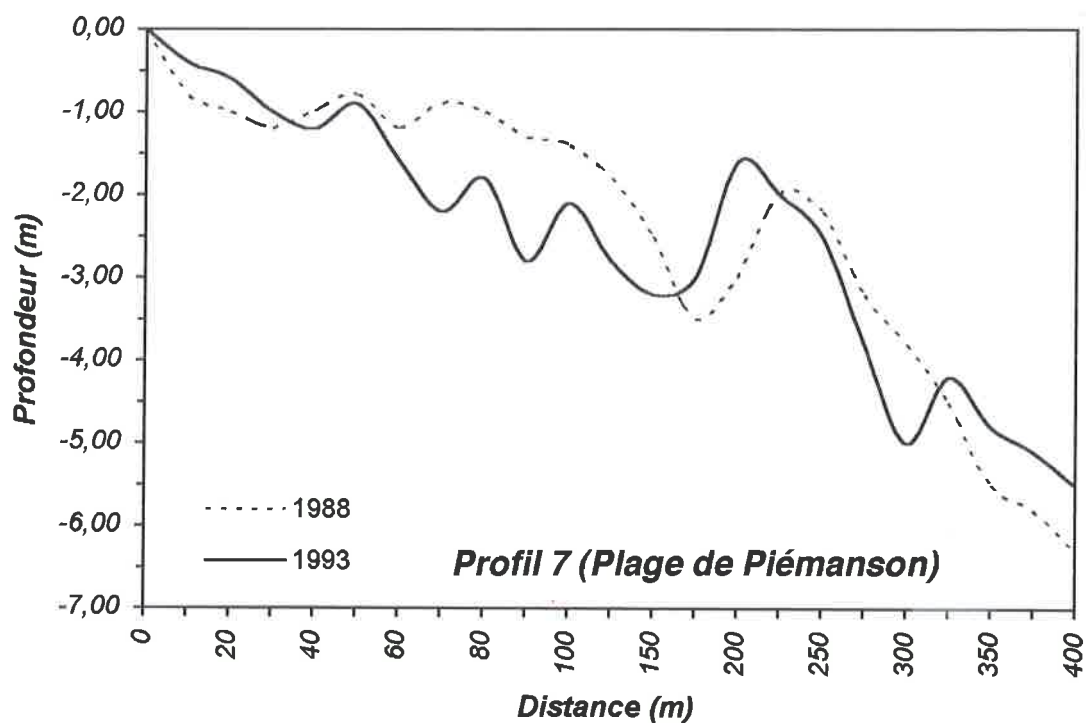
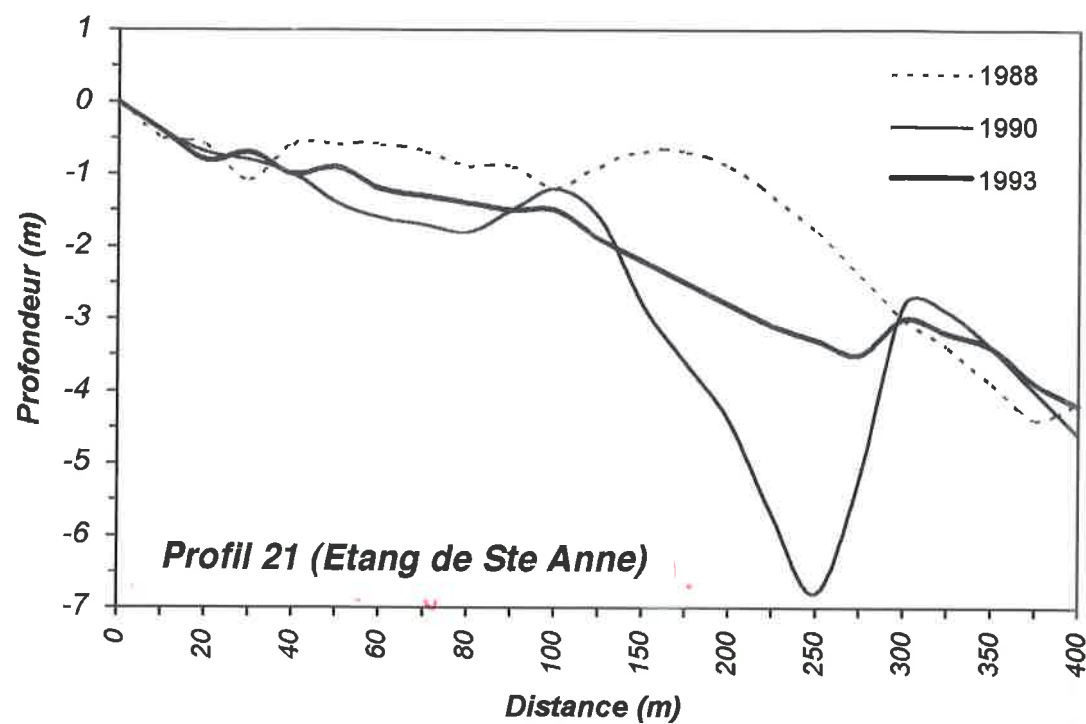


Figure 119. Evolution de fonds bathymétriques à l'Ouest de l'embouchure du Rhône

En conclusion, les variations bathymétriques confirment les résultats obtenus sur l'évolution du trait de côte : les plages émergée et immergée évoluent dans le même sens, à l'exception toutefois, du secteur Est proche de l'embouchure du Rhône : à cet endroit le trait de côte enregistre un faible recul sur l'ensemble de la période alors que la plage sous-marine, correspondant au prodelta actuel de Roustan, est largement progradante. Il semblerait donc, qu'une grande partie du matériel sableux accumulée sur le prodelta ne puisse être redistribuée au littoral. Cette question sera reprise ultérieurement.

L'analyse descriptive des profils bathymétriques ne permet pas de définir, de façon précise, la limite de mobilité du profil vertical ; deux raisons peuvent être évoquées : d'une part, à l'Ouest de l'embouchure, la profondeur des mesures est trop faible pour pouvoir apprécier la limite des changements enregistrés par la plage sous-marine ; d'autre part, à l'Est de l'embouchure, l'intervalle de temps important entre chaque campagne de mesures (pluri-décennal) entraîne la superposition de deux tendances : les variations à moyen terme du profil vertical se situant entre 0 et -6m et celles à long terme intervenant à des profondeurs supérieures à 15m. Nous reviendrons sur cette question dans l'approche quantitative.

Enfin, la diminution moyenne des taux de sédimentation verticale et des vitesses de progradation du talus prodeltaïque serait environ de 40% depuis les années 60. On peut faire l'hypothèse qu'elle reflète une diminution des apports fluviaux. Mais, il reste difficile de faire la part de la variable hydrologique et climatique et de celle des aménagements hydro-électriques depuis cette période. Nous avons vu en effet plus haut que la mise en eau de Serre-Ponçon, depuis 1958-60, n'aurait pas fondamentalement modifié les apports de fond lors des crues exceptionnelles (cf. *Partie 2, Chapitre 1, § 2-2-2*). Mais, elle joue certainement sur les événements d'intensité moyenne. On reste cependant bien en-dessous des 90% de diminution énoncés par la plupart des auteurs.

2-3 Définition de la profondeur limite de mobilité du profil vertical

La limite de mobilité du profil vertical correspond à la profondeur à partir de laquelle la plage sous-marine n'enregistre plus de changements significatifs. Elle est extrêmement variable en fonction des dynamiques et des processus morphosédimentaires, dont les impacts diffèrent suivant l'échelle de temps considérée (DE VRIEND, 1991). Plusieurs auteurs (DE VRIEND *et al.*, 1993, SANCHEZ-ARCILLA *et al.*, 1993 ; STIVE et DE VRIEND, 1995) proposent une subdivision du profil vertical en fonction de ces processus (figure 120) :

- les *événements épisodiques* interviennent sur des périodes très courtes (de quelques heures à quelques jours) et sont liés aux fonctionnements paroxysmiques des agents morphodynamiques (crues, tempêtes, vents violents, etc.). Ils conditionnent des changements rapides et importants dans la zone active ou infralittorale supérieure (*upper shoreface*) et infralittorale proche (*middle shoreface*) se situant à -7m (WRIGHT et SHORT, 1984 ; WRIGHT *et al.*, 1985 ; GUILLEN et PALANQUES, 1994). Ces modifications liées à des transferts cross-shore peuvent atteindre des profondeurs plus importantes : BLANC (1996) a montré qu'en régime de tempête, pour une houle d'une Hsig de 3,5m et

d'une période associée Tsig de 6,2 seconde, la mobilité des corps sédimentaires au large du littoral de Faraman pouvait atteindre -12m.

- les changements à *moyen terme* (de 3 à 5 ans) sont moins importants et liés essentiellement au transport sédimentaire longshore (JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA, 1993). Dans ce cas de figure, le régime des houles et des courants associés joue un rôle prépondérant dans la dynamique littorale. Les modifications sont enregistrées dans l'infralittoral proche (*middle shoreface*).

- les modifications à *long terme* (pluridécennales à pluriséculaires) sont liées à des processus globaux tels que la remontée du niveau marin. Ils intéressent essentiellement l'infralittoral lointain (*lower shoreface*). Les travaux de BRUNN (1962, 1988) repris par différents auteurs (DUBOIS, 1977, 1992 ; ROSEN, 1978 ; SCHARWITZ, 1965, 1967) ont montré que ces changements répondaient à des lois naturelles reposant sur la notion de profil d'équilibre.

- une dernière zone est mise en évidence ; elle correspond à l'espace circalittoral sur lequel les agents morphodynamiques n'interviennent pas (*inner shoreface*) et dont les changements peu perceptibles se mesurent à l'échelle pluriséculaire à plurimillénaire.

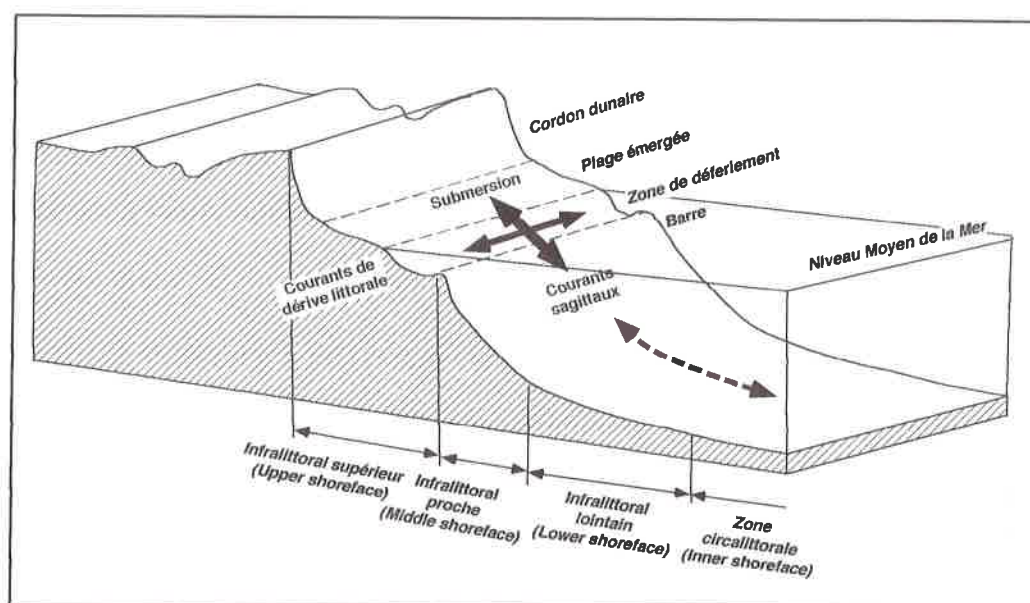


Figure 120. Découpage du profil vertical (d'après STIVE et DE VRIEND, 1995)

Les études réalisées dans le delta de l'Ebre montre que la limite de mobilité du profil vertical liée au transport sédimentaire longshore se situe à -7m (JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA, 1993). Elle correspond essentiellement aux modifications pluriannuelles (moyen terme) enregistrées par la plage sous-marine ; sa quantification a reposé sur l'analyse diachronique de profils bathymétriques effectués sur une durée de trois ans (1988-91) avec une périodicité de trois mois.

Ces données concordent avec les mesures effectuées par le Laboratoire Central d'Hydraulique de France (L.C.H.F.). Elles montrent que le mouvement des matériaux parallèlement au rivage (longshore) s'effectue principalement dans la zone de la barre, par des fonds de -6m à -7m (MIGNIOT, 1977). Cette profondeur correspond également à

une diminution des sables nécessaires à l'alimentation des plages : dans le delta du Rhône, KRUIT (1955) insiste sur le fait que ce stock ne dépasse jamais -8m de profondeur.

Dans le cadre de cette étude, la profondeur limite de mobilité du profil vertical a été calculée à partir de deux méthodes :

- d'une part, le traitement des données bathymétriques à partir de la méthode utilisée dans le delta de l'Ebre (GRACIA *et al.*, 1995). Cependant, nous pouvons d'ores et déjà émettre quelques réserves sur la validité des données bathymétriques dont nous disposons. Elles sont trop peu nombreuses, mais surtout, ces mesures ont été effectuées avec un intervalle de temps trop important (pluridécennale). Or, nous avons vu que les variations enregistrées au niveau de l'infralittoral supérieur et proche étaient masquées par les changements de la plage infra-littorale lointaine : on observerait donc un bruitage trop important des variations à long terme sur le moyen terme ;

- d'autre part, par l'utilisation de la formule d'HALLERMEIER basée sur les données de houle (BIRKEMEIER, 1985).

Ces deux méthodes s'accompagnent également de l'utilisation de la donnée sédimentologique qui représente un bon élément de discrimination.

Dans les deux cas, l'analyse porte sur la partie Est du delta du Rhône en raison du manque de données bathymétriques et de mesures de houle pour le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure. Les résultats obtenus seront ensuite généralisés à l'ensemble du delta avec la grande prudence que cela suppose.

2-3-1 Définition de la profondeur limite de mobilité à partir des données bathymétriques

Les données bathymétriques sont les mêmes que celles utilisées dans l'étude des changements de la plage sous-marine (*cf.* § 2-1 et 2-2). L'analyse repose sur les profils P1 à P6 entre l'embouchure et le poulier de la flèche de la Gracieuse (figure 116) ; les données concernant l'Ouest du delta et l'anse de Carteau ont été éliminées, les premières pour leur profondeur d'enregistrement trop insuffisante (-5 à -7m), les secondes pour leur nombre restreint (2 campagnes).

La profondeur limite de mobilité du profil vertical est calculée à partir de la méthode utilisée pour le delta de l'Ebre (GRACIA *et al.*, 1995) : (i) pour chaque profil, les enregistrements de la profondeur pour chaque campagne de mesures sont standardisés en fonction de la distance X, Y à la côte ; (ii) la profondeur moyenne Z_i et l'écart type σ qui lui sont associés sont calculés pour chaque point du profil $X_i Y_i$; (iii) la profondeur limite de mobilité est définie par le croisement des deux valeurs Z_i et σ ; elle est atteinte lorsque la valeur de l'écart type exprimée par le nuage de points n'enregistre plus de variations.

La figure 121 montre une limite comprise entre -5m et -6m pour les profils 3, 4, 5 ; pour le profil 2, le nuage décroît vers -6m de profondeur mais reste tout de même élevé jusqu'à -20m. Au niveau de la partie terminale de la flèche de la Gracieuse (profil 1), la limite de mobilité est atteinte à -16m ; elle est indéterminée au niveau de l'embouchure (profil 6).

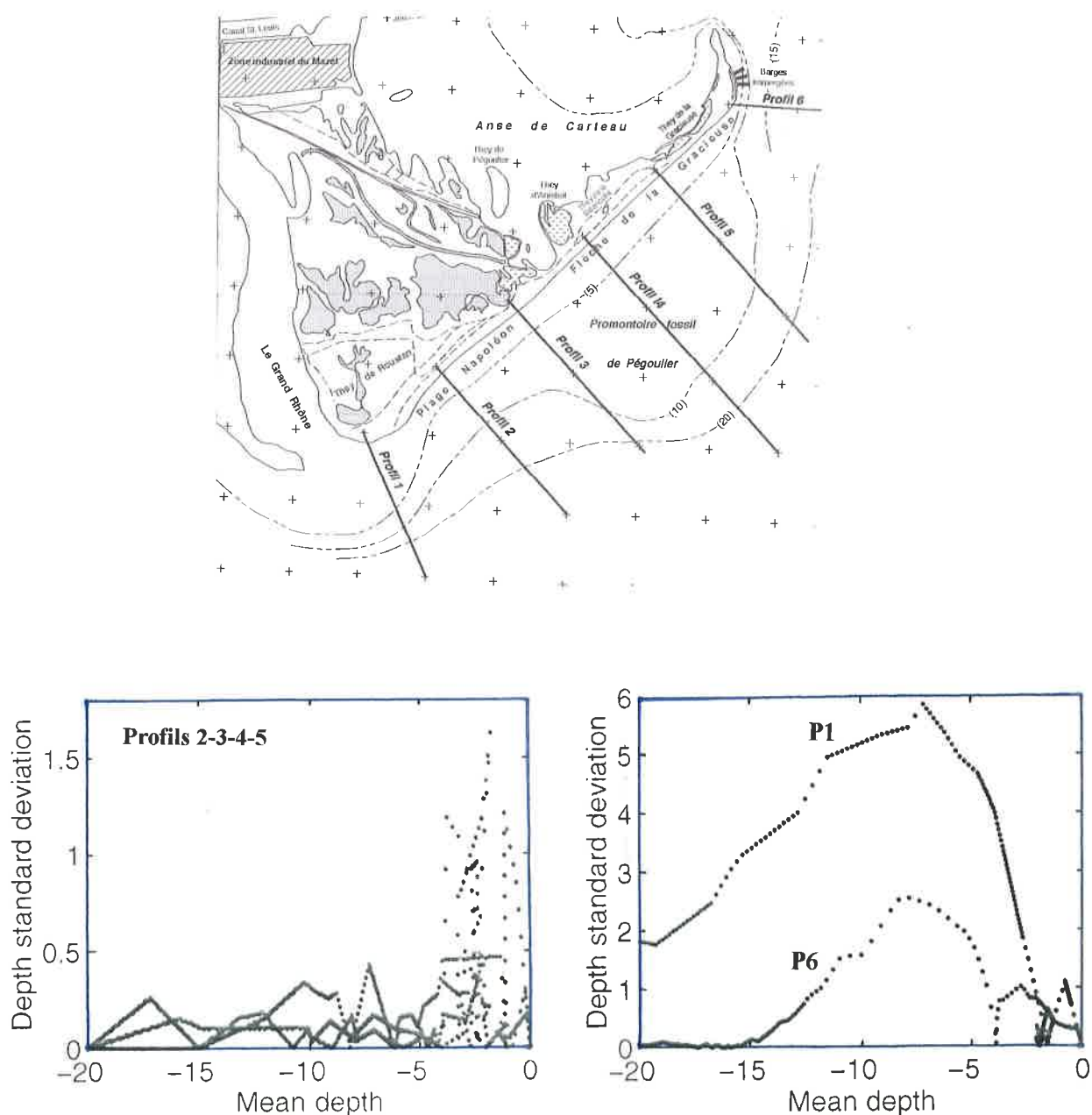


Figure 121. Calcul de la limite de mobilité du profil vertical à l'Est de l'embouchure

En conclusion, ces résultats confirment les observations émises précédemment : deux mouvements se superposent : d'une part, les variations à moyen terme indiquant une limite de mobilité du profil vertical à -6m de profondeur, d'autre part, les changements à long terme induisant un bruit de fond particulièrement important pour les profils 1 et 6. Dans ces secteurs extrêmement progradants, les transferts s'orientent plutôt perpendiculairement à la côte et on enregistre la modification pluridécennale de l'infra-littoral lointain, indépendant du transport sédimentaire longshore : au niveau de l'embouchure, ils sont marqués par l'avancée importante du prodelta de Roustan ; à l'extrémité de la flèche de la Gracieuse, ils sont influencés par le blocage des sédiments au niveau des barges échouées par le P.A.M.

3-2-3 Utilisation de la formule d'HALLERMEIER

La seconde méthode repose sur l'utilisation de la formule d'HALLERMEIER (*in* BIRKEMEIER, 1985). Cette équation prend en compte les caractéristiques de houle susceptibles d'influencer les changements du profil vertical :

$$d_l = 2,28H_e - 68,5 (H_e^2 / gT_e^2)$$

où d_l la limite de mobilité liée aux situations extrêmes, H_e la hauteur des houles de tempête (H_{sig} : hauteur de houles de tempête) excédant seulement 12h/an, T_e la période associée, et g la force de gravité ($9,81\text{m/s}^2$).

Les données houlographiques de la Balancelle pour les années 1993, 1994 et 1995 ont été utilisées. Les résultats montrent une limite de mobilité variant de -5 et -6m (tableau 16).

BOUEE	ANNEE	Hsig	Tsig	LIMITE DE MOBILITE
	1993	3,18	7,36	-5,95m
Balancelle	1994	2,85	6,94	-5,32m
	1995	3,10	7,29	-5,81m

Tableau 16. Calcul de la limite de mobilité à partir de la formule d'HALLERMEIER.

Les valeurs obtenues par cette méthode de calcul vont dans le même sens que celles obtenues par l'analyse des données bathymétriques ; la profondeur limite de mobilité du profil vertical se situe vers -6m.

Conclusion

Les deux méthodes d'analyse de la profondeur limite de mobilité du profil vertical montrent des résultats très proches, elle se situe à une profondeur de -6m. Cependant, l'étude des données bathymétriques indique que les modifications à long terme induisent un bruit de fond important dont il est difficile de faire la part dans certains secteurs ; ces processus concernent essentiellement l'embouchure et le poulie de la flèche de la Gracieuse. A ces endroits, le transport sédimentaire longshore est perturbé par des transferts cross-shore : ils correspondent aux apports du Rhône au niveau du prodelta et au blocage du transit par les aménagements en bout de flèche. Le seuillage de la profondeur limite dans ces deux secteurs a donc été réalisé à partir du paramètre sédimentologique. A l'embouchure, il est admis que la limite des sables utiles à l'alimentation des plages se situe vers -5m de profondeur : nous proposons donc de conserver une profondeur limite à -6m ; au niveau du poulie, les sables sont encore présents à -10m. De plus, la forte pente de la plage sous-marine dans ce secteur montre que l'allongement de la flèche intéresse des profondeurs supérieures à -10m. ; par conséquent, nous proposons une profondeur limite à -12m.

Au niveau de l'anse de Carteau, la sédimentation est active jusqu'à -10m de profondeur ; cependant, les apports sableux liés aux transferts entre les faces externe et interne de la flèche intéressent des profondeurs peu importantes (SOGREAH, 1987 ;

1988a). L'analyse de la répartition transversale des sédiments a montré que la limite des sables se situait vers -3m de profondeur. Nous retiendrons cette valeur comme limite de mobilité du profil vertical dans ce secteur.

Pour le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône, aucune approche quantitative n'a pu être réalisée par manque de données. Nous estimons cependant que dans ce secteur les modifications induites par la houle restent les mêmes qu'à l'Est du Rhône ; nous proposons donc d'adopter la valeur de -6m comme profondeur limite de mobilité du profil vertical.

3 - ESTIMATION DES VOLUMES SEDIMENTAIRES DEPLACES LE LONG DE LA COTE

La quantification des déplacements sédimentaires est réalisée à partir de la méthode du modèle en boîte suivant lequel le transport s'effectue des secteurs en érosion vers les secteurs en accrétion (STAPOR, 1971 ; FRIHY *et al.*, 1991 ; STONE *et al.*, 1992 ; JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA, 1993 ; BRAY *et al.*, 1995). Ces transferts liés à la dérive littorale sont stoppés lorsque la force des courants tractifs est inférieure à la force critique de déplacement des sédiments ou lorsqu'un paramètre extérieur s'interpose dans le transit (épis, courants contraires, etc.). Ces éléments déterminent alors les bornes du système, indispensable à l'application du modèle en boîte.

Dans le delta de l'Ebre, deux courants de dérive littorale se distribuent de part et d'autre de l'embouchure, en direction des flèches sableuses situées au Sud (punta del Galatxo) et au Nord (punta del Fangar). L'étude du transport sédimentaire longshore dans ces secteurs insiste sur la fermeture des deux systèmes en bout de flèche (JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA, 1993b) et les auteurs montrent que le transport des sédiments au-delà de ces limites est pratiquement inexistant.

Dans le cadre de cette étude, nous avons également mis en évidence l'existence de deux systèmes répartis de part et d'autre de l'embouchure du Rhône dont il nous faudra, dans un premier temps, définir les bornes. Dans un second temps, nous aborderons la quantification des volumes sédimentaires déplacés le long de la côte à partir de l'intégration des variations horizontales et verticales du littoral. Enfin, nous proposerons une interprétation de ces résultats en fonction des paramètres météo-marins et des apports du Rhône.

3-1 Méthodologie

Les bornes du transport sédimentaire longshore de part et d'autre de l'embouchure du Rhône sont mises en évidence à partir de différents paramètres. On définit ainsi, d'Ouest en Est, quatre points limites (figure 122) :

- A l'Ouest du secteur étudié, les transferts sédimentaires orientés vers la flèche de Beauduc sont considérablement réduits au niveau du golfe de Beauduc. L'étude des variations du trait de côte montre que la surface en accrétion décroît d'environ 80% entre la flèche et le golfe de Beauduc. On peut penser que la plupart des transferts

longshore dans ce secteur est accumulée au niveau de la pointe de Beauduc ; elle constituerait une fermeture plus ou moins "étanche" du système constitué par le littoral de Piémanson à Beauduc.

- Une divergence majeure a été mise en évidence sur le littoral de Faraman à partir de l'étude des courants (cf. *Partie 2, Chapitre 2, § 3-3*). Située dans le secteur l'étang de Ste Anne, elle correspond au point de départ de dérives littorales opposées et constitue une seconde fermeture des systèmes fonctionnels situés à l'Ouest de l'embouchure du Rhône.

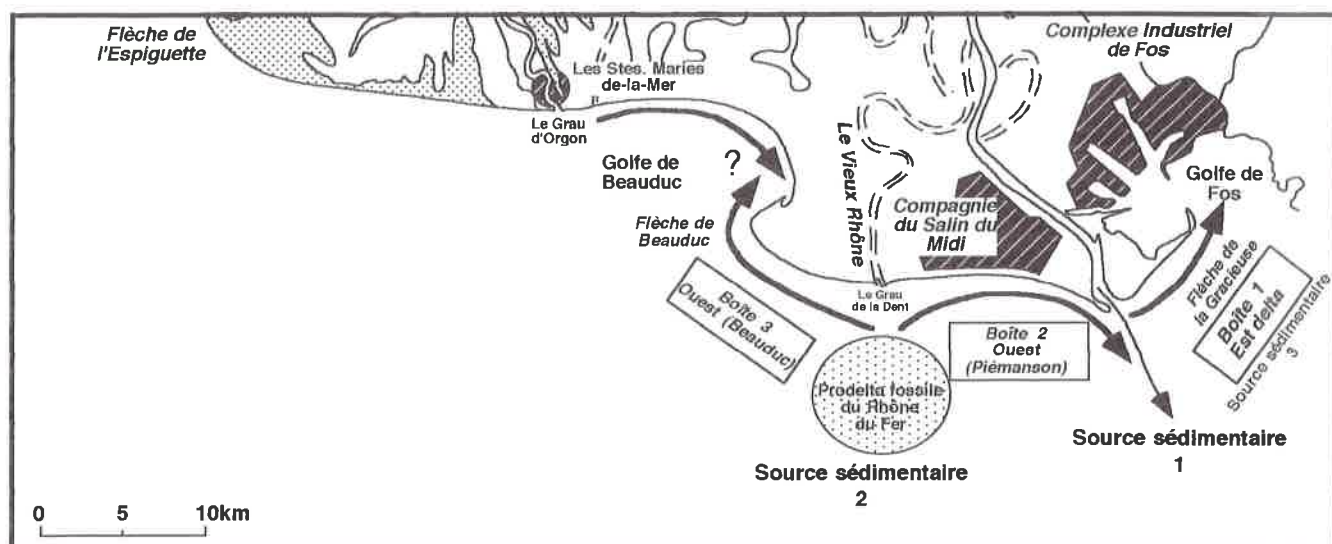


Figure 122. Définition des différents systèmes hydrosédimentaires

- L'embouchure du fleuve constitue une troisième borne du transit longitudinal. Les travaux menés par VATAN (1949 in DUBOUL-RAZAVET 1956) repris plus tard par DUBOUL-RAZAVET (1956), sur la répartition des minéraux lourds dans le golfe du Lion montrent l'existence de deux stocks : les cortèges rhodanien et pyrénéen. L'ensemble de ce matériel se retrouve sur le littoral du delta du Rhône mais en proportion inégale, les minéraux lourds d'origine pyrénéenne étant toujours faiblement représentés voire absents sur la côte orientale du delta. Les auteurs expliquent cette diminution par le rôle de barrage qu'a toujours constitué le fleuve vis-à-vis des sédiments venus de l'Ouest : le transit sédimentaire vers l'Est était bloqué par la présence des embouchures successives, seuls les déplacements historiques du fleuve vers l'Est permettant aux éléments pyrénéens de s'étendre dans cette direction. Les auteurs montrent que les faibles quantités retrouvées sur la flèche de la Gracieuse ont pu se déposer à l'époque où le Rhône se jetait par le Grau de Pégoulie, et concluent par le fait que la progression des éléments pyrénéens s'arrête aujourd'hui au niveau du grau de Roustan.

- Enfin, les données sédimentologiques montrent qu'au-delà de l'extrémité de la flèche de la Gracieuse, les transports sédimentaires sont considérablement réduits ; en effet, le chenal d'accès aux darses du port industriel de Fos, situé à 1km au N-E de la flèche n'a jamais été dragué depuis son creusement dans les années 60. Nous considérons donc, l'extrémité de la flèche comme la limite orientale du système constitué par la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse.

Nous confirmons donc, l'existence de trois systèmes s'étendant du Rhône à la flèche de la Gracieuse à l'Est de l'embouchure et, à l'Ouest de celle-ci, du Rhône à Faraman, puis de Faraman à la flèche de Beauduc à l'Ouest. Notons que pour ces deux derniers systèmes, la divergence ne constitue pas une limite complètement étanche, les courants de dérive pouvant saisonnièrement s'inverser.

Le transport sédimentaire longshore induit des changements du linéaire côtier correspondant aux zones d'accumulation et de départ ; ces processus s'illustrent par la progradation ou le recul du trait de côte. La "translation positive ou négative" du profil vertical s'établit jusqu'à un point stable correspondant à la profondeur limite de mobilité (figure 123). Conformément à ce schéma, le calcul du volume sédimentaire déplacé suppose de connaître trois variables : S_i correspondant à la surface (en érosion ou en accrétion) et h la profondeur limite. Lorsque le profil de plage est caractérisé par l'existence d'une berme, la hauteur B de cette unité morphologique doit être prise en compte. Le calcul des cubatures s'exprime à partir de la formule suivante :

$$V_i = [S_i * (h+B)] / 2$$

Il est réalisé à partir des données obtenues sur le traitement d'images et l'analyse du profil vertical.

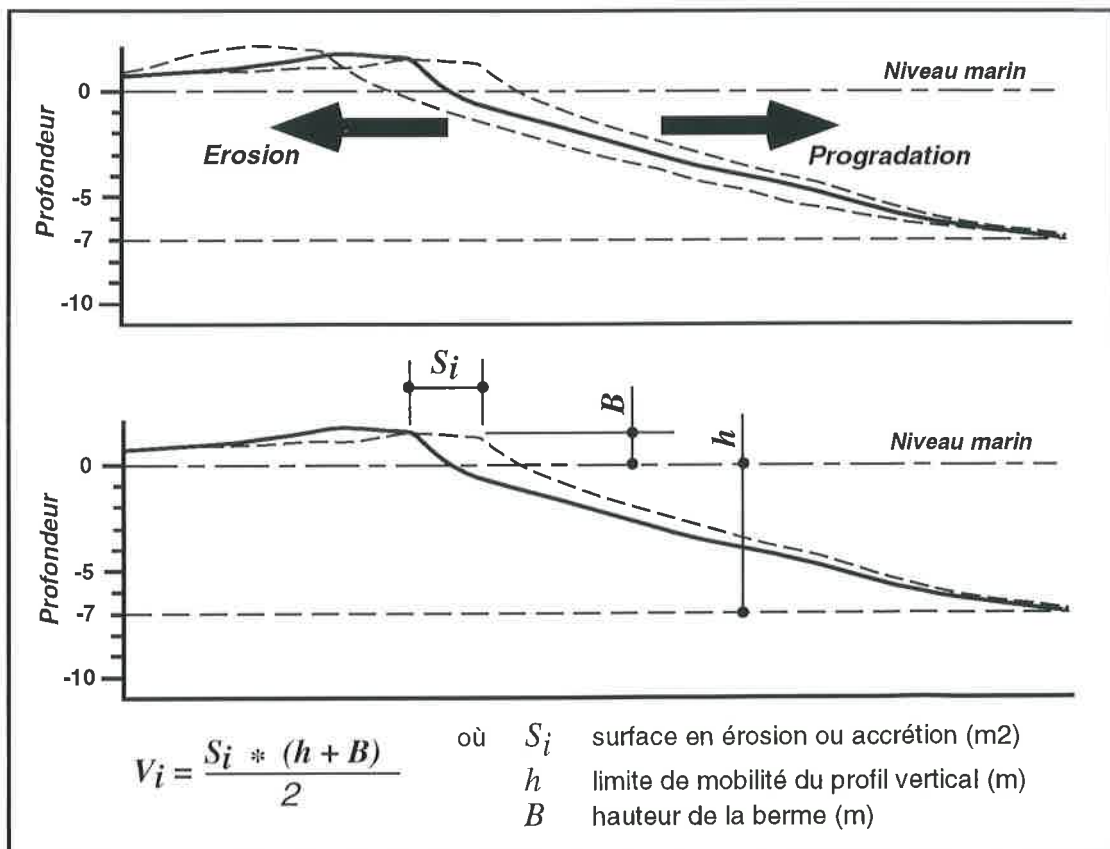


Figure 123. Méthode de calcul des volumes sédimentaires déplacés (longshore)

3-2 Les résultats

Le calcul du transport sédimentaire sera présenté séparément de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.

3-2-1 A l'Est de l'embouchure

Le transit sédimentaire longshore à l'Est du Rhône montre quatre situations différentes marquées par un fonctionnement bien distinct (figure 124) :

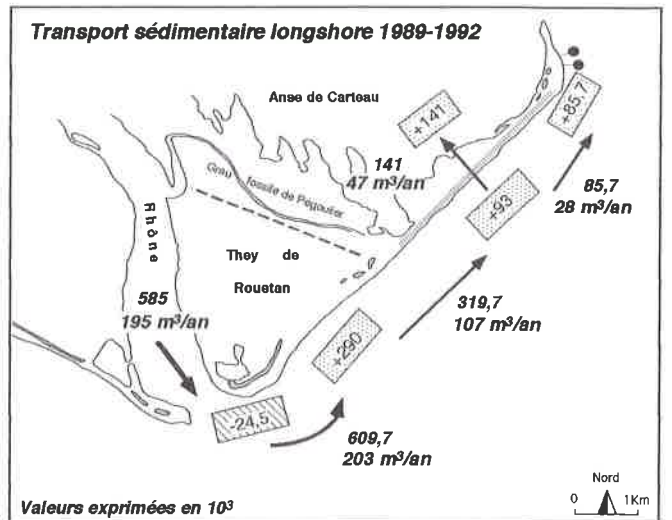
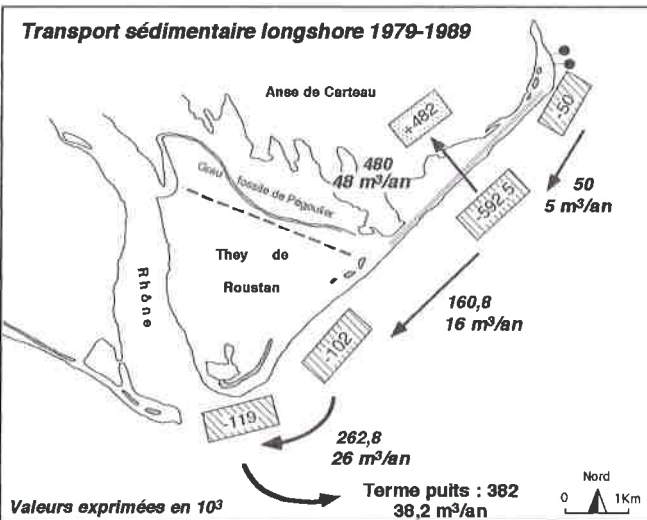
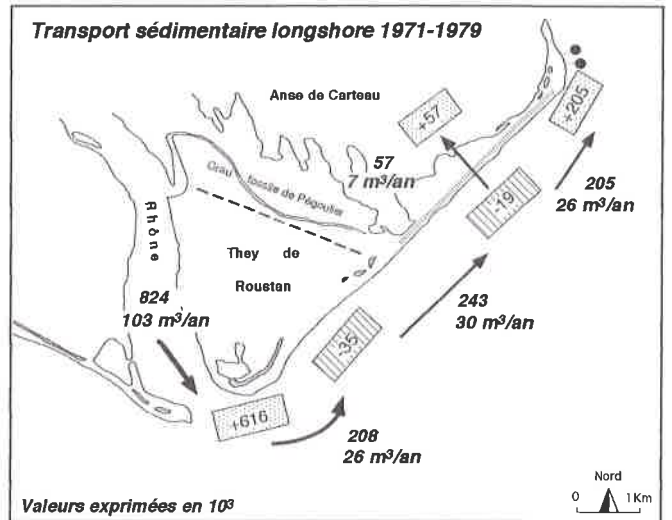
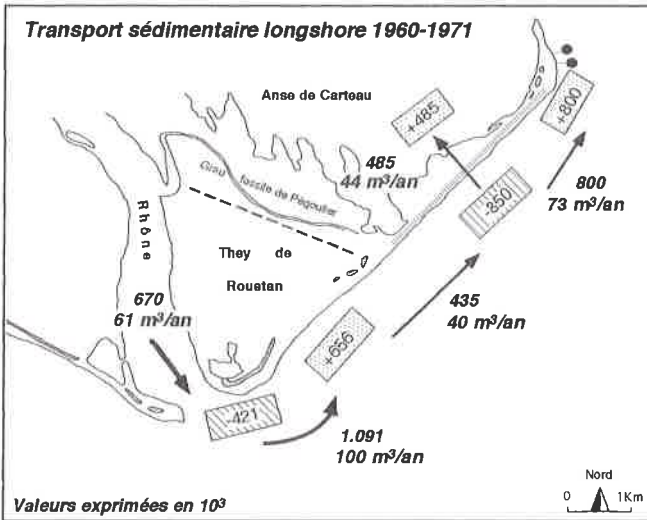
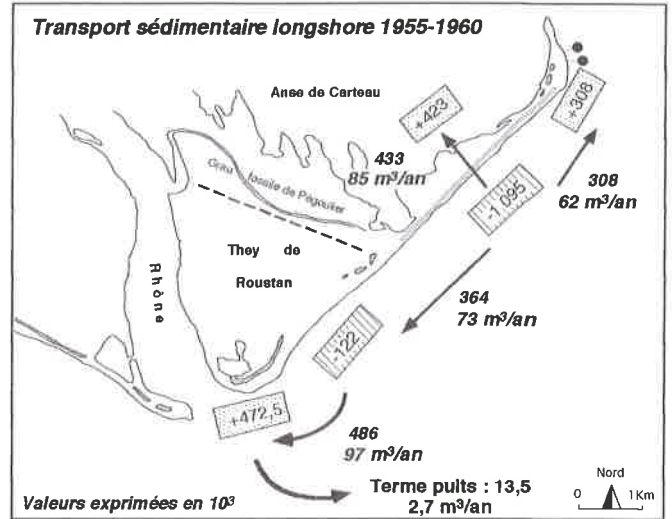
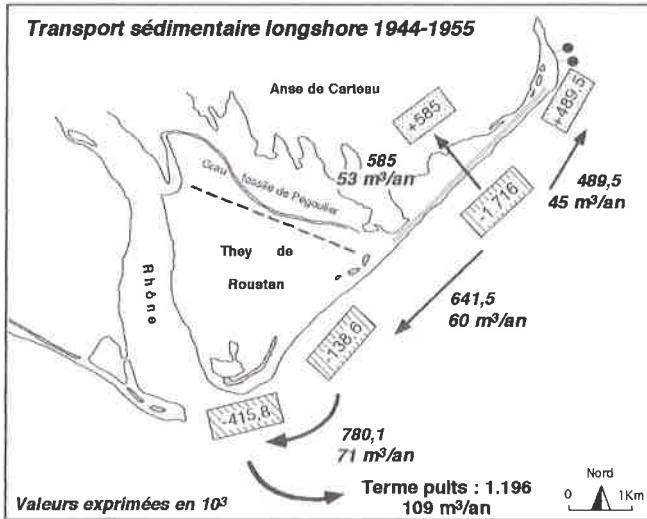
- entre 1944 et 1960, le transit diverge de part et d'autre du prodelta fossile de Pégoulie. On observe un déplacement des sédiments en direction du poulie de la flèche de la Gracieuse conforme au courant de dérive littorale : il varie entre 45.000 et 62.000m³/an suivant les périodes ; les transferts orientés vers l'embouchure sont contraire à la circulation générale préalablement définie plus haut ; ils varient, suivant les périodes, entre 60.000 et 73.000m³/an du corps central de la flèche vers la plage Napoléon, et de 71.000 à 97.000m³/an de la plage Napoléon vers l'embouchure. Un terme puits apparaît donc au niveau du prodelta, représentant 110.000m³/an pour la période 1944-55, et 3.000m³/an entre 1955-60. Les transferts cross-shore entre la face externe de la Gracieuse et l'anse de Carteau varient entre 53.000 et 85.000m³/an.

- à partir des années 60 jusqu'au début des années 80, le transit sédimentaire s'effectue d'Ouest en Est conformément à la dérive littorale ; il varie entre 26.000 et 100.000m³/an suivant les périodes. Les transferts cross-shore sont toujours actifs : ils représentent 44.000m³/an entre 1960 et 1971, 7.000m³/an de 1971 à 1979. Ces décennies enregistrent des apports sédimentaires du Rhône représentant 61.000 à 103.000m³/an.

- la période 1979-1989 apparaît très originale puisqu'elle est marquée par un transit inverse par rapport à la dérive littorale dominante dans ce secteur. A l'exception des transferts cross-shore représentant un apport d'environ 48.000m³/an dans l'anse de Carteau, l'ensemble du littoral est en érosion ; ce matériel vient s'accumuler sur le prodelta de Roustan. Ce transport varie de 5.000m³/an en bout de flèche à 26.000m³/an au niveau de l'embouchure. Un terme puits d'environ 38.000m³/an est observé pour l'ensemble de cette période.

- à partir des années 90, le transit est de nouveau conforme à la dérive littorale dominante : les transferts de l'embouchure à l'extrémité de la flèche représentent entre 30.000 et 200.000m³/an. Cette période est marquée par des apports rhodaniens évoluant entre 23.000 et 195.000m³/an. Les transferts cross-shore encore actifs en 1989-92 (47.000m³/an) sont inexistantes en 1992-1995.

Le bilan sur l'ensemble de la période montre que les transferts longshore s'orientent globalement conformément aux courants dominants de la dérive littorale (figure 124). Ils varient entre 20.000 et 30.000m³/an de l'embouchure à l'extrémité de la flèche. Les transferts cross-shore représentent 43.500m³/an. On notera enfin la faible part des apports rhodaniens dans cette évolution, ils ne représentent que 16.000m³/an.



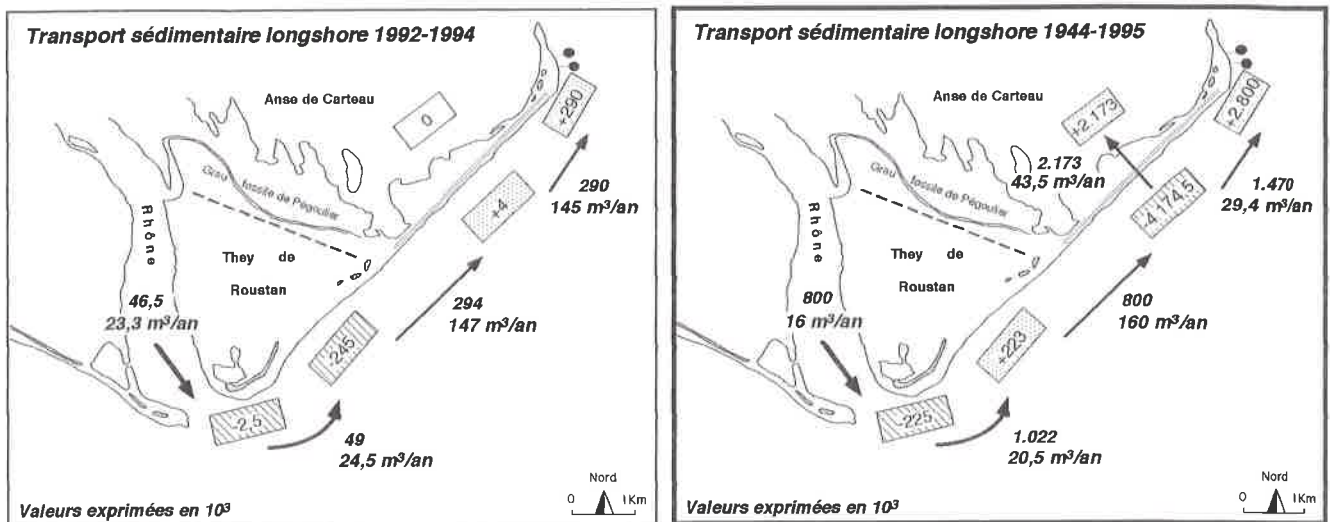


Figure 124. Estimation des transferts sédimentaires longshore à l'Est de l'embouchure

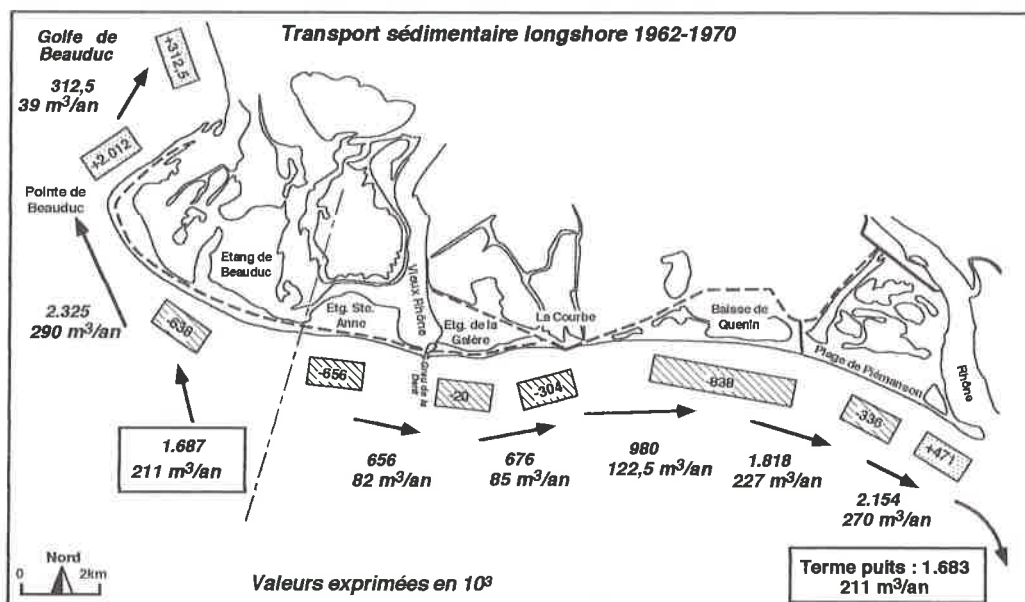
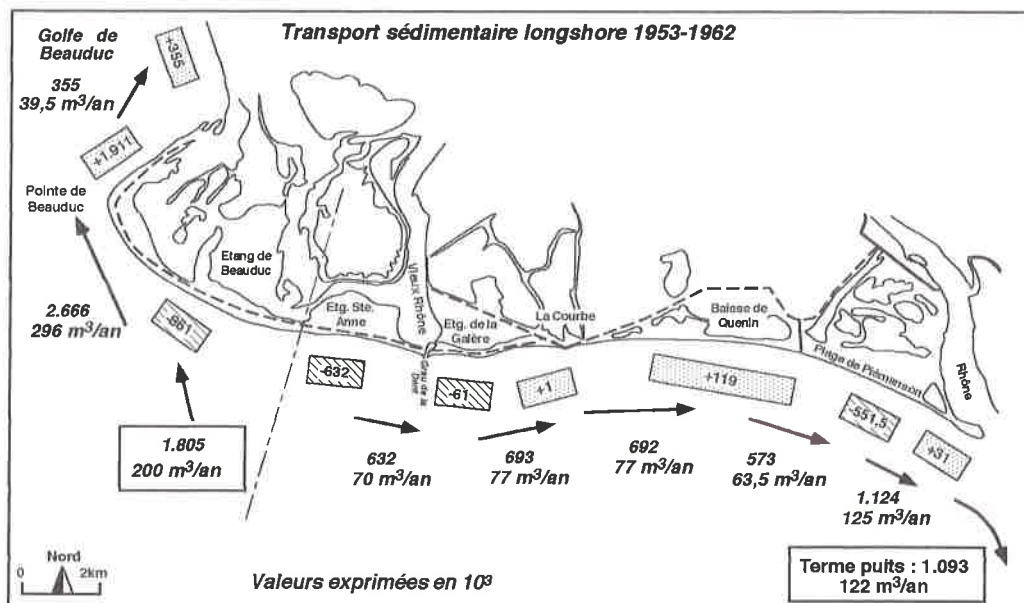
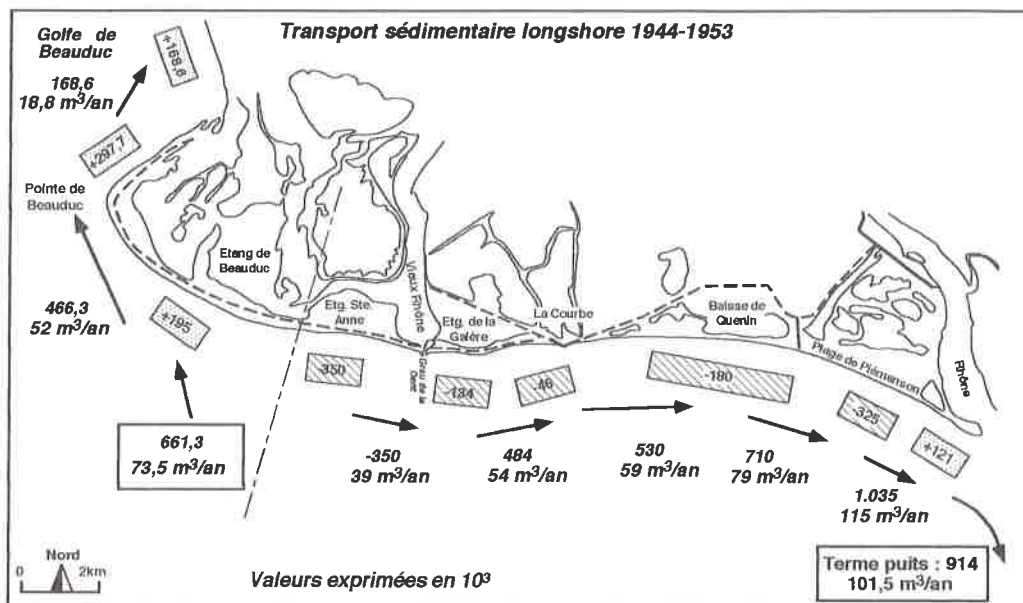
En conclusion, on insistera sur deux points :

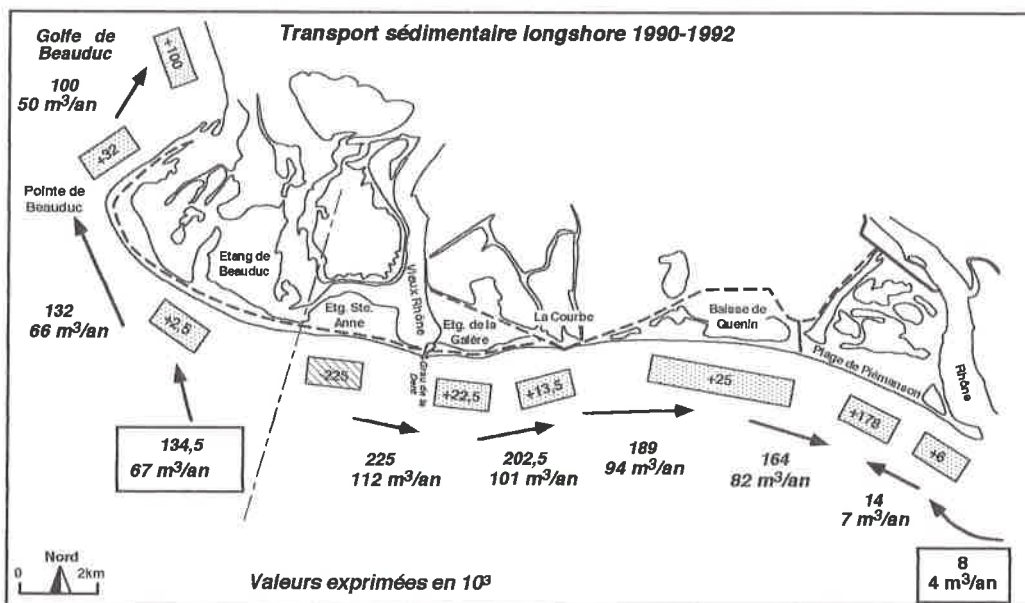
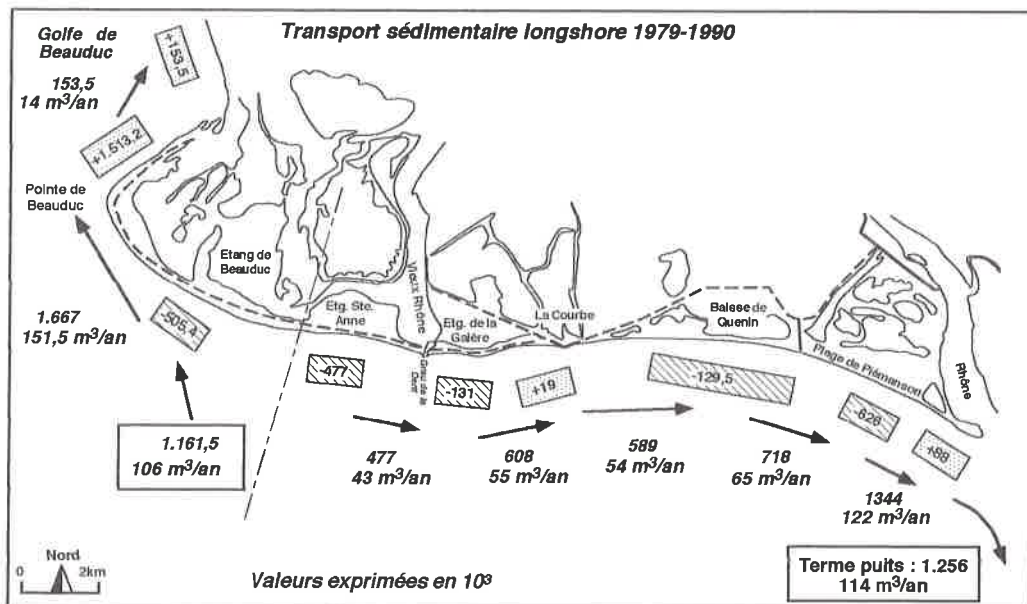
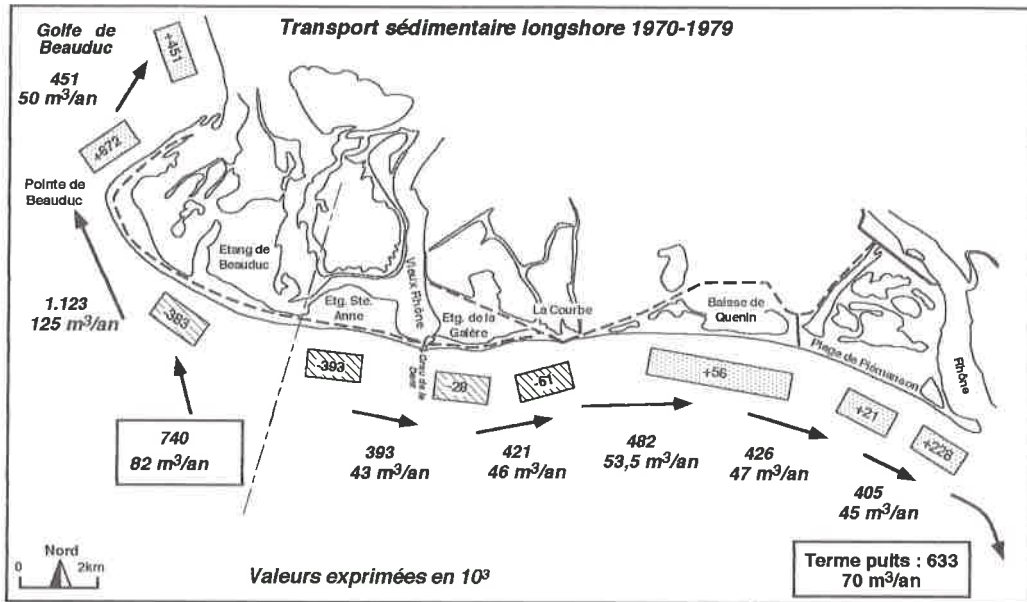
- d'une part, la variabilité des changements d'orientation du transit sédimentaire longshore : pour certaines périodes, il est conforme au sens des courants dominants de dérive littorale, pour d'autres, il s'inverse. Ces variations sont très certainement liées aux conditions météo-marines et, en particulier, à la recrudescence épisodique des tempêtes de E-SE. Durant ces périodes, le transit sédimentaire longshore se solde par un bilan déficitaire induisant un terme puits compris entre $3.000 \text{ m}^3/\text{an}$ en 1955-60 et $109.000 \text{ m}^3/\text{an}$ en 1944-55.

- d'autre part, la faible participation des apports rhodaniens dans ces transports longshore. Si l'on écarte l'hypothèse d'une perte importante de matériel au niveau du poulcier de la flèche de la Gracieuse en direction du golfe de Fos, le volume des sables rhodaniens repris par les courants de dérive reste faible ($16.000 \text{ m}^3/\text{an}$ sur 50 ans). Cette valeur est bien inférieure aux estimations faites précédemment sur la charge de fond transportée par le Rhône (cf. Partie 2, Chapitre 1, § 2-2-2). On notera cependant que cette valeur moyenne masque de fortes disparités d'une période à l'autre : $23.000 \text{ m}^3/\text{an}$ en 1992-95 et $195.000 \text{ m}^3/\text{an}$ en 1989-92. On retrouve ici l'idée essentielle, avancée plus haut, de l'hétérogénéité diachronique des apports rhodaniens et du rôle essentiel des crues dans l'alimentation littorale.

3-2-2 A l'Ouest de l'embouchure

L'évolution du transit sédimentaire longshore à l'Ouest de l'embouchure est beaucoup plus homogène. La divergence des courants de dérive littorale au niveau de l'étang de Ste Anne entraîne un transfert vers l'Ouest en direction du golfe de Beauduc, et vers l'Est en direction du prodelta de Roustan (figure 125). L'alimentation des transports longshore, dans ce secteur, provient essentiellement de l'érosion du prodelta fossile du Bras de Fer :





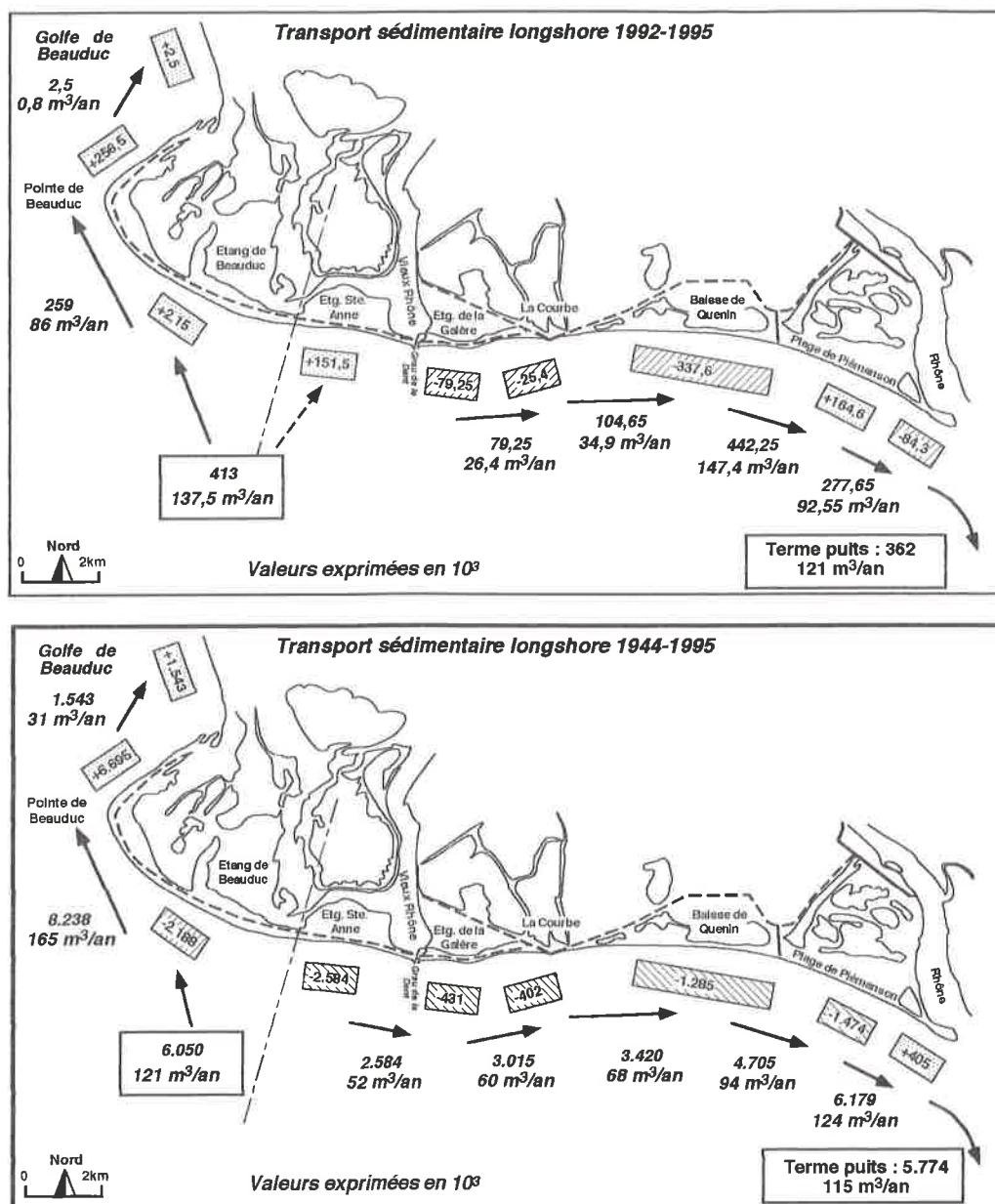


Figure 125. Estimation des transferts sédimentaires longshore à l'Ouest de l'embouchure

- les transits sédimentaires mesurés à la pointe de Beauduc représentent entre 52.000 et 296.000m³/an suivant les périodes ; au niveau du golfe de Beauduc, ils sont de 1.000 à 50.000m³/an. L'ensemble de ces transports est alimenté par l'érosion du prodelta fossile du Bras de Fer, qui prélève entre 67.000 et 211.000m³/an.

- à l'Est de l'étang de Ste Anne, le transit varie entre 40.000 et 112.000m³/an au niveau du Grau de la Dent, entre 45.000 et 270.000m³/an à l'Est de la plage de Piémanson. Ces transferts sont également alimentés par le prodelta fossile du Bras de Fer dont les sables érodés contribuent à la progradation de la flèche d'embouchure à l'Est de la plage de

Piémanson. Cependant, une grande partie de ce matériel vient ensuite se stocker sur le prodelta de Roustan : on estime entre 70.000 et 211.000m³/an le volume de matériel apporté dans ce dernier secteur.

Les années caractérisées par un transit important (>200.000m³/an) correspondent aux décennies 50, 60 et 80 ainsi que le milieu des années 90 (92-95). Durant ces périodes, l'alimentation des transferts longshore Est et Ouest a représenté une érosion du prodelta du Bras de Fer de 278.000m³ à 422.000m³/an. Les années marquées par un transit peu important (<200.000m³/an) concernent la décennie 40 et 70, où le stock fossile perd environ 152.000 à 175.000m³/an. Une inversion du transit sédimentaire à l'Est de la plage de Piémanson est observé pour la période 1990-92 ; elle pourrait être le résultat d'événements tempétueux.

En conclusion, on insistera sur l'homogénéité diachronique du transit sédimentaire longshore dans ce secteur : les résultats obtenus sur l'ensemble des périodes d'observation montrent de très faibles variations (de 1 à 2,7) qui pourraient être dues à l'intervention d'événements exceptionnels (tempêtes) ; ces derniers entraînant une érosion plus importante du prodelta fossile du Bras de Fer, et donc, une alimentation plus fournie du transit littoral. Les transferts Est et Ouest mesurés pour chaque période sont similaires traduisant une répartition homogène du matériel érodé au prodelta fossile de part et d'autre du point de divergence.

3-3 Interprétation : le rôle des agents morphodynamiques sur le bilan sédimentaire littoral

Les variations du bilan sédimentaire mesurées à partir du transport longshore ont été croisées avec les trois agents morphogènes précédemment décrits et susceptibles d'intervenir dans les modifications du littoral (*cf. Partie 2*) : les vents de mer ≥ 11 m/s, l'élévation du niveau moyen de la mer ≥ 40 cm NGF (ces deux paramètres étant liés aux événements tempétueux), et les débits du Rhône ≥ 5000 m³/s (crues de retour inférieur à 2 ans). La fréquence d'occurrence de chacun de ces agents a été calculée pour chaque période et exprimée en nombre de jours/an.

Les figures 126 et 127 mettent en parallèle les variations du bilan sédimentaire et celles de ces agents morphogènes depuis 1944. Elles montrent que, de part et d'autre de l'embouchure, le littoral ne "répond" pas de la même façon :

- à l'Est de l'embouchure, (figure 126) les variations positives du budget sédimentaire ne sont pas synchrones aux crues rhodaniennes, mais apparaissent décalées dans le temps par rapport à elles : l'accroissement du bilan entre les années 61-79 correspond à une période de calme hydrologique précédée par les crues importantes et fréquentes des années 44-60. On observe un schéma similaire pour la période 1989-92 qui est également précédée par une légère recrudescence des crues en 79-89. Ce fonctionnement laisse supposer l'existence d'un temps de retard plus ou moins long (quelques mois à quelques années) entre l'arrivée des apports du fleuve à la mer et leur redistribution à la côte par la dynamique marine.

Les analyses granulométriques ont montré qu'il a fallu plus de six mois pour redistribuer vers la plage Napoléon les sables abandonnés à l'embouchure à l'automne

1995 (cf. Partie 2, Chapitre 1, § 3-2-3). Ce décalage peut être amplifié selon la distance atteinte par les alluvions sur le prodelta, la vitesse et la capacité de transport de la dérive littorale.

Les variations du budget sédimentaire apparaissent, en revanche, plus directement corrélées aux paramètres météo-marins. La décennie 79-89 apparaît particulièrement démonstrative à cet égard. Les événements tempêteux, plus nombreux et marqués par la tempête cinquantennale de 1982, entraînent l'apparition d'un solde négatif.

La période 1989-92, caractérisée par un bilan largement excédentaire combine l'action des deux types d'agents morphogènes : elle enregistre, avec retard, les apports des crues de 79-89, associés à une importante diminution des tempêtes.

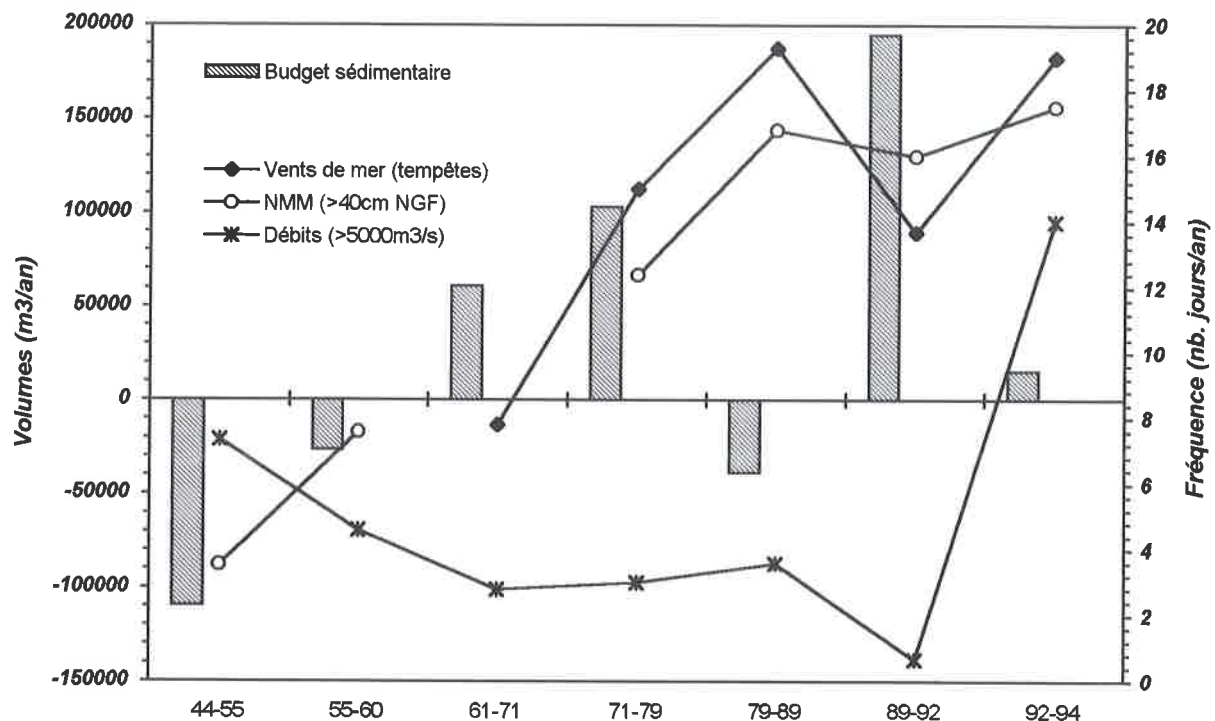


Figure 126. Evolution mi-séculaire du transit sédimentaire longshore à l'Est de l'embouchure et variation des agents morphogènes.

- à l'Ouest du Rhône, l'évolution du bilan sédimentaire montre un fonctionnement différent (figure 127). Les variations des apports rhodaniens ne jouent aucun rôle : l'accroissement du déficit en 62-70 intervient par exemple après une décennie d'activité hydrologique plus abondante.

En revanche, la fréquence des tempêtes est bien corrélée au bilan sédimentaire. Ainsi, entre 1970 et 1995, la fréquence croissante des tempêtes augmente le prélèvement sédimentaire sur le prodelta fossile du Bras de Fer, qui alimente le budget littoral. Antérieurement aux années 70, ce schéma n'est pas aussi évident. On peut supposer que les fonds sous-marins étaient alors encore assez hauts pour que les houles de faible énergie (inférieures au seuil de tempête) puissent mobiliser et disperser les sédiments. L'érosion des fonds depuis cette date aurait franchi un seuil de profondeur, limitant dorénavant l'action des houles aux épisodes de forte énergie.

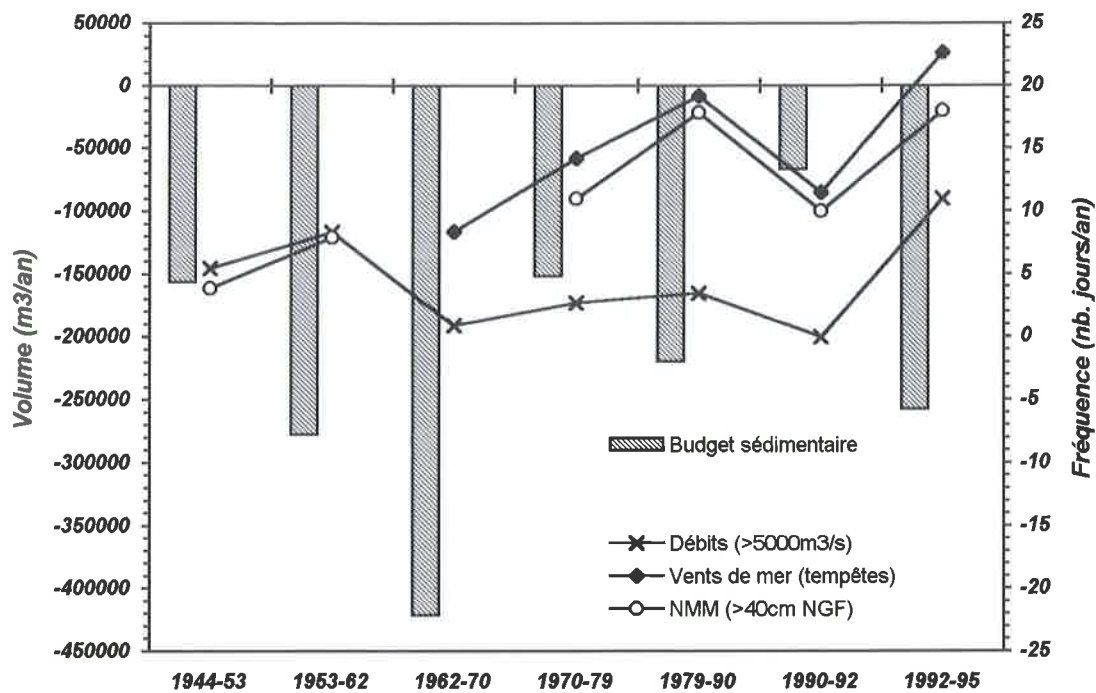


Figure 127. Evolution mi-séculaire du transit sédimentaire longshore à l'Ouest de l'embouchure et variation des agents morphogènes.

En conclusion, la mise en parallèle des variations du bilan sédimentaire lié au transit longshore et de la fréquence des agents morphogènes reste très qualitative. Elle permet néanmoins de vérifier et de préciser quelques idées importantes déjà énoncées plus haut dans ce texte :

- les disparités du fonctionnement de part et d'autre de l'embouchure et faible participation du Rhône à l'alimentation du littoral occidental,
- le temps de réponse important du littoral oriental aux afflux sédimentaires rhodaniens, dont la redistribution s'effectue sur plusieurs mois à plusieurs années,
- les impacts des tempêtes sur le transit sédimentaire longshore qui se soldent, à l'Est, par un bilan déficitaire et à l'Ouest par une augmentation de l'érosion du prodelta fossile du Bras de Fer.

Conclusion

L'étude des transferts sédimentaires longshore a permis d'aboutir à un premier bilan quantifié des changements du littoral. Elle montre l'existence de cellules hydrosédimentaires fonctionnelles dont l'évolution varie dans le temps et dans l'espace ; ces dernières sont largement dépendantes du temps de réponse par rapport à l'alimentation fluviale et de l'impact des tempêtes sur les transferts côtiers : ces processus conditionnent d'abord une évolution saccadée et disparate.

A l'Ouest de l'embouchure, les apports rhodaniens n'interviennent pratiquement pas dans l'alimentation sédimentaire ; le matériel provient essentiellement de l'érosion du prodelta fossile du Bras de Fer, particulièrement importante par les fortes houles de tempêtes. Ces processus entraînent un approfondissement croissant des fonds marins depuis les années 70 posant la question de l'efficacité des aménagements dans ce secteur. Les transits sédimentaires longshore s'orientent conformément aux courants bidirectionnels de dérive littorale : ils représentent environ 121.000m³/an en direction de la pointe de Beauduc et 115.000m³/an vers la plage de Piémanson et le prodelta actuel de Roustan. Les variations interannuelles de ces transferts sont peu importantes sur cette partie du littoral, toutefois, le volume du matériel érodé et déplacé tend à augmenter avec la recrudescence des événements tempétueux.

A l'Est de l'embouchure, l'alimentation du transit sédimentaire longshore se fait à partir des apports rhodaniens. Leur redistribution à la côte s'effectue avec des temps de réponse variables, dépendant :

- de la force tractive des courants de dérive. On doit souligner ici l'originalité du système rhodanien, où les houles de SW, principal moteur de la dérive littorale, sont induites par les vents de terre paradoxalement obliques, voire contraires, à la direction des houles. Ce paramètre induit très certainement une diminution de la compétence des courants de dérive à prélever le matériel accumulé sur le prodelta et le ramener à la côte.

- de la fréquence des crues et des événements tempétueux ; ces deux éléments conditionnent la redistribution synchrone ou décalée dans le temps du matériel à la côte. Les périodes marquées par un bilan positif enregistrent une augmentation de la fréquence des crues et une diminution des événements tempétueux : la participation des apports rhodaniens au transit sédimentaire longshore varie entre 23.000 et 195.000m³/an. Cependant, sur l'ensemble de la période, ces apports représentent un volume de sédiments très en-deçà des estimations de la charge de fond du Rhône. Il semble donc qu'une grande partie du matériel sableux charrié par le fleuve ne soit pas utilisée par la dynamique littorale. A l'inverse, les périodes marquées par une recrudescence des tempêtes et une diminution des crues du Rhône enregistrent un bilan déficitaire compris entre 3.000 et 110.000m³/an.

4 - CONCLUSION

L'étude des transports sédimentaires longshore a permis de donner un premier bilan ; elle fait la part des différentes sources sédimentaires alimentant le littoral (donc susceptibles de concourir à sa défense) et aborde les modalités de leur transfert par les dynamiques marines.

Cette évaluation a nécessité de mettre en oeuvre des techniques diverses. La mesure des variations horizontales du littoral est réalisée par le traitement d'images numériques ; l'analyse des variations du profil vertical s'effectue à partir de relevés bathymétriques. Cette démarche aboutit à une évaluation de la profondeur limite de mobilité du profil vertical à moyen terme, jamais tentée jusqu'ici dans le delta du Rhône.

A l'Ouest de l'embouchure du Rhône, l'alimentation du transit littoral longshore s'effectue à partir du matériel érodé sur le prodelta du Bras de Fer : l'érosion des fonds dans ce secteur représente 236.000m³/an. Ces sables sont redistribués à l'Ouest, en direction de la flèche de Beauduc, et à l'Est, vers la plage de Piémanson, conformément aux courants bidirectionnels de dérive littorale ; rappelons que cette alimentation s'effectue aux dépens d'un stock sédimentaire fossile donc périssable.

Ces processus entraînent un abaissement des fonds marins sur le littoral de Faraman nettement visible par le traitement des données bathymétriques ; cette approfondissement se traduit par le redressement de la pente infralittorale posant le problème de stabilité des ouvrages de protection installés dans ce secteur.

Ces derniers montrent des résultats localement satisfaisants en bloquant une partie du transit sédimentaire ; le recul du trait de côte sur cette partie du littoral est globalement stoppé, toutefois, la situation n'en reste pas moins instable : au-delà, c'est la l'alimentation de la flèche de Beauduc et de la plage de Piémanson qui pourrait être prochainement ralentie. Dans ce contexte, le blocage des sables, par les épis de la CSMSE, actuellement efficace, risque d'atténuer dangereusement la résistance à l'érosion des plages de Beauduc à l'Ouest et de Piémanson à l'Est.

A l'Est de l'embouchure, les apports rhodaniens constituent un stock sédimentaire important susceptible d'être utilisé par le transit longshore et contribuent à maintenir l'équilibre du trait de côte.

La participation de ces derniers dans l'alimentation des transferts sédimentaires longshore reste faible : environ 16.000m³/an ; bien plus, certaines périodes sont caractérisées par un bilan déficitaire. Ces processus expliquent peut-être l'arrêt de la progradation et la faible évolution de ce secteur depuis le milieu du 20ème siècle. Les apports rhodaniens dans les transferts sédimentaires longshore peuvent toutefois représenter 195.000m³/an suivant les périodes ; cependant, cette valeur reste encore très inférieure au volume de la charge de fond transportée par le Rhône à la mer.

L'existence d'un terme puits pose la question des relais, en milieu émergé, de la dynamique marine et des transferts sédimentaires cross-shore ; ce thème fera l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE 2

LES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES CROSS-SHORE

Les transferts sédimentaires cross-shore jouent un rôle essentiel dans l'évolution de la frange littorale ; ils interviennent en relais et s'intercalent aux transferts sédimentaires longshore. Ils sont liés :

- à la dynamique marine et se traduisent d'une part, par les phénomènes de submersion de la plage émergée (action de la houle et de l'élévation du niveau marin lors des tempêtes), d'autre part, par l'action des courants de compensation ou sagittaux entraînant les sédiments vers le large.
- à la dynamique éolienne lorsque l'orientation des vents dominants est perpendiculaire à la côte ; les transferts s'effectuent, dans ce cas, tantôt vers la mer tantôt vers la terre.

Nous aborderons :

- dans un premier temps, les transferts sédimentaires cross-shore liés à la submersion de la plage émergée (overwash processes) durant les tempêtes. Leur estimation reposera sur des approches différentes conditionnées elles-mêmes par des échelles de temps variables (long terme et épisodique).
- dans un second temps nous proposerons une quantification des transferts éoliens à partir de mesures effectuées *in situ*.
- enfin, l'analyse des variations saisonnières de la plage amènera une synthèse prudente et exhaustive du fonctionnement de la frange littorale.

1 - LES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES CROSS-SHORE LIES AUX PROCESSUS DE SUBMERSION

Les transferts sédimentaires cross-shore liés aux processus de submersion sont actifs durant les tempêtes ; ils sont, dans la plupart des cas, alimentés à partir de l'érosion de la basse plage et de l'estran entraînant un recul du trait de côte. La plupart des auteurs mettent l'accent sur les transferts induits par les courants sagittaux entraînant les sédiments vers le large (HEQUETTE et HILL, 1993 ; WRIGHT *et al.*, 1994 ; LEE *et al.*, 1995 ; MORTON *et al.*, 1995) ou sur la migration des barres pré littorales (GUILLEN et PALANQUES, 1994 ; HOLMAN et SALLENGER, 1993). Toutefois, les tempêtes entraînent également un déplacement important des sédiments de plage immergée vers la partie émergée (FUCCELLA et DOLAN, 1996), créant lorsque cette dernière se trouve proche de la zone habitée, des accumulations sédimentaires sur les chaussées (NORDSTROM et JACKSON, 1995).

Dans le delta du Rhône, BRUZZI (1995), BRUZZI et PROVANSAL (*sous presse a et b*), ont montré le "rôle constructeur" des tempêtes associées à un bilan sédimentaire positif pour la plage émergée ; ce dernier étant lié aux projections importantes de sédiments sur la partie aérienne de la plage lors des submersions. Les auteurs décrivent l'ensemble des processus en insistant sur deux points :

- le décalage chronologique de quelques heures entre l'intensité maximale des houles et le maximum atteint par les surcotes ;
- le volume de sédiments déplacé qui dépend de la hauteur et de l'orientation des houles, de l'importance de la surcote et de la présence de stocks sédimentaires disponibles et mobilisables.

Dans le cadre de cette étude, notre but est d'évaluer le volume sédimentaire érodé lors des tempêtes et sa participation éventuelle à l'accrétion verticale de la frange littorale, par submersion de la plage émergée. Nous associerons deux approches méthodologiques :

- nous reviendrons d'abord sur les mesures effectuées, en collaboration avec C. BRUZZI, doctorante à l'URA 903 CNRS, lors de deux tempêtes en 1994 et 1995 qui ont permis de décrire les impacts morphosédimentaires et de chiffrer les volumes de sédiments déplacés à une échelle de temps de quelques heures à quelques jours.
- ces données seront ensuite comparées à la mesure des transferts réalisés à l'échelle pluridécennale (long terme) dont le bilan est évalué par le traitement diachronique d'images aériennes. Il porte uniquement sur la flèche de la Gracieuse dont nous avons vu que le déplacement était lié à des transferts sédimentaires cross-shore de sa face externe vers sa face interne (anse de Carteau). On tentera une corrélation entre les résultats obtenus et les phénomènes de surcote.

1-1 Modalités des transferts cross-shore lors des tempêtes observées et bilan sédimentaire

L'étude des transferts cross-shore, liés aux tempêtes et aux phénomènes de submersion qui leur sont associés, est réalisée à partir de deux épisodes tempétueux.

1-1-1 Méthodologie

L'analyse repose sur la mesure des événements du 3 au 9 novembre 1994 et du 17 au 20 janvier 1995. Ces épisodes représentent les deux types de tempêtes les plus fréquemment observés sur le littoral du delta du Rhône (BRUZZI, 1995).

Les variations morphosédimentaire ont été mesurées sur la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse à partir de profils topographiques effectués de la plage émergée à la plage immergée, jusqu'à une profondeur de 1,5m. Les profils sont relevés avant et après chaque épisode. Leur superposition permet ensuite l'interprétation dynamique et le calcul des bilans sédimentaires.

L'implantation des profils est représentative de secteurs homogènes tenant compte des aménagements, de la bathymétrie et de la proximité des sources sédimentaires (figure 128). Le profil 1 se situe dans un secteur bien alimenté à proximité de l'embouchure du Rhône ; les profils 2 et 3 illustrent le fonctionnement de l'extrémité de

la plage Napoléon ; enfin, les profils 4, 5 et 6 sont répartis sur le secteur aménagé de la flèche de la Gracieuse, respectivement dans l'axe du prodelta fossile de Pégoulie, sur sa bordure Est et à l'extrémité de la flèche.

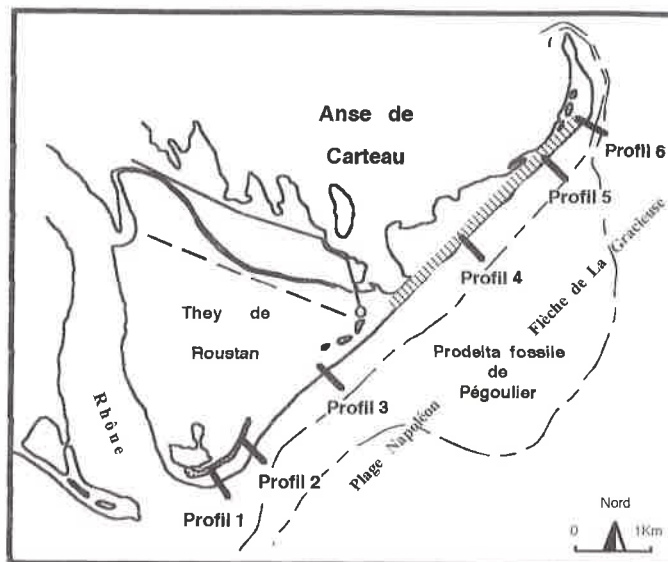


Figure 128. Localisation des profils de plage implantés pour l'observation des épisodes tempétueux

1-1-2 Caractéristiques météo-marines des tempêtes analysées

L'épisode du mois de Novembre 1994 est une tempête d'Est marquée par des vents de SE dominants, modérés à forts, et dont la moyenne tri-horaire maximale atteint 17,2m/s. Les houles dominantes de secteur ESE à SSE sont caractérisées par une hauteur significative de 1,10 à 1,60m. L'élévation du niveau marin instantané mesurée au marégraphe du Grau de la Dent est de +54 à +74cm NGF. On notera que le Rhône est en crue durant cette période : son débit enregistré le 6 novembre est de 9.400m³/s.

La tempête du mois de Janvier 1995 est caractérisée par des vents dominants de SSE dont la moyenne tri-horaire maximale atteint 13,4m/s. Les houles de SW sont très fortes (Hsig de 3m). L'élévation du niveau marin est de +52cm NGF.

On notera que dans les deux cas, la montée du plan d'eau intervient plusieurs heures après l'action des fortes houles ; l'activité érosive de ces dernières s'est donc exercée sur l'estran au début de l'évènement, avant que n'intervienne la submersion de la haute plage.

Ces épisodes diffèrent donc sur quatre points :

- la direction des houles ; l'épisode de Novembre est considéré comme une véritable tempête d'Est (vents et houle de même orientation : E-SE). En revanche, la tempête de Janvier est marquée par une houle de SW, direction contraire aux vents dominants de secteur Est.

- la hauteur significative des houles et la durée de l'épisode sont plus importants lors de la tempête du mois de Janvier 1995. Selon la formule de classification des tempêtes développée précédemment (*cf. Partie 2, Chapitre 2, § 2*), cet épisode est deux fois plus énergétique que celui de Novembre (28.138W/m/mn en Novembre pour 55.934W/m/mn en Janvier).

- la tempête de Novembre est contemporaine d'une crue du Rhône, ce qui n'est pas le cas en Janvier.

- l'élévation du niveau de la mer est, enfin, plus importante en Novembre qu'en Janvier.

On verra que ces différences induisent des impacts différents entre les deux évènements.

1-1-3 Impacts morphosédimentaires des tempêtes

Dans les deux cas, la tempête provoque l'érosion de l'estran et de la basse plage. Les sables prélevés sont déplacés vers la plage immergée, alimentant la première crête infralittorale, ou, vers le haut de la plage émergée. L'analyse des profils montre que la quantité érodée et la proportion de sables envoyée vers le haut ou le bas sont différentes d'un secteur à un autre et d'une tempête à une autre :

- la tempête de Novembre, caractérisée par les vents et houles de secteur E-SE, se solde par deux types de comportements (figure 129) : les profils 1 et 5 enregistrent une accumulation importante sur toute leur longueur. Sur les profils 2, 3, 4 et 6, l'érosion prédomine dans la zone du déferlement (bourrelet de plage, estran, sommet de la plage immergée) au profit d'une accrétion sur le haut de la plage émergée.

Au niveau du profil 1, le prodelta de Roustan amortit et dissipe les houles de E-SE, réduisant leur énergie ; ce secteur proche de l'embouchure bénéficie en outre des apports du Rhône en crue. Sur le profil 5, l'accumulation importante semble liée à l'érosion du front de dune artificiel, localisé ici très près du trait de côte : la faible largeur de la plage rend l'ensemble du système dune/plage émergé sensible aux fortes houles et à l'élévation du niveau marin. Nous reviendrons plus loin sur les problèmes liés ici à un positionnement peut-être discutable de l'aménagement dunaire.

En revanche, sur les profils 2, 3 et 6, le caractère réfléchissant de la plage sous-marine favorise le déferlement et l'activité érosive de la houle. Sur la flèche de la Gracieuse (profil 4), le prodelta de Pégoulie induit des phénomènes de convergence des houles, qui prédominent sur le caractère dissipatif de ce secteur et se soldent par une forte érosion. La montée du niveau marin, en fin de tempête, permet le déplacement d'une partie du matériel érodé et son accumulation sur la plage émergée.

- la tempête de Janvier marquée par des fortes houles de SW, aboutit à des impacts différents (figure 130). Les profils 1, 2, 5 et 6 enregistrent une accumulation sur le bas de la plage émergée, tandis que la plage immergée reste stable. Sur le profil 3, l'érosion prédomine aussi bien sur la plage émergée qu'immergée. Le profil 4 connaît une forte érosion sur la plage immergée.

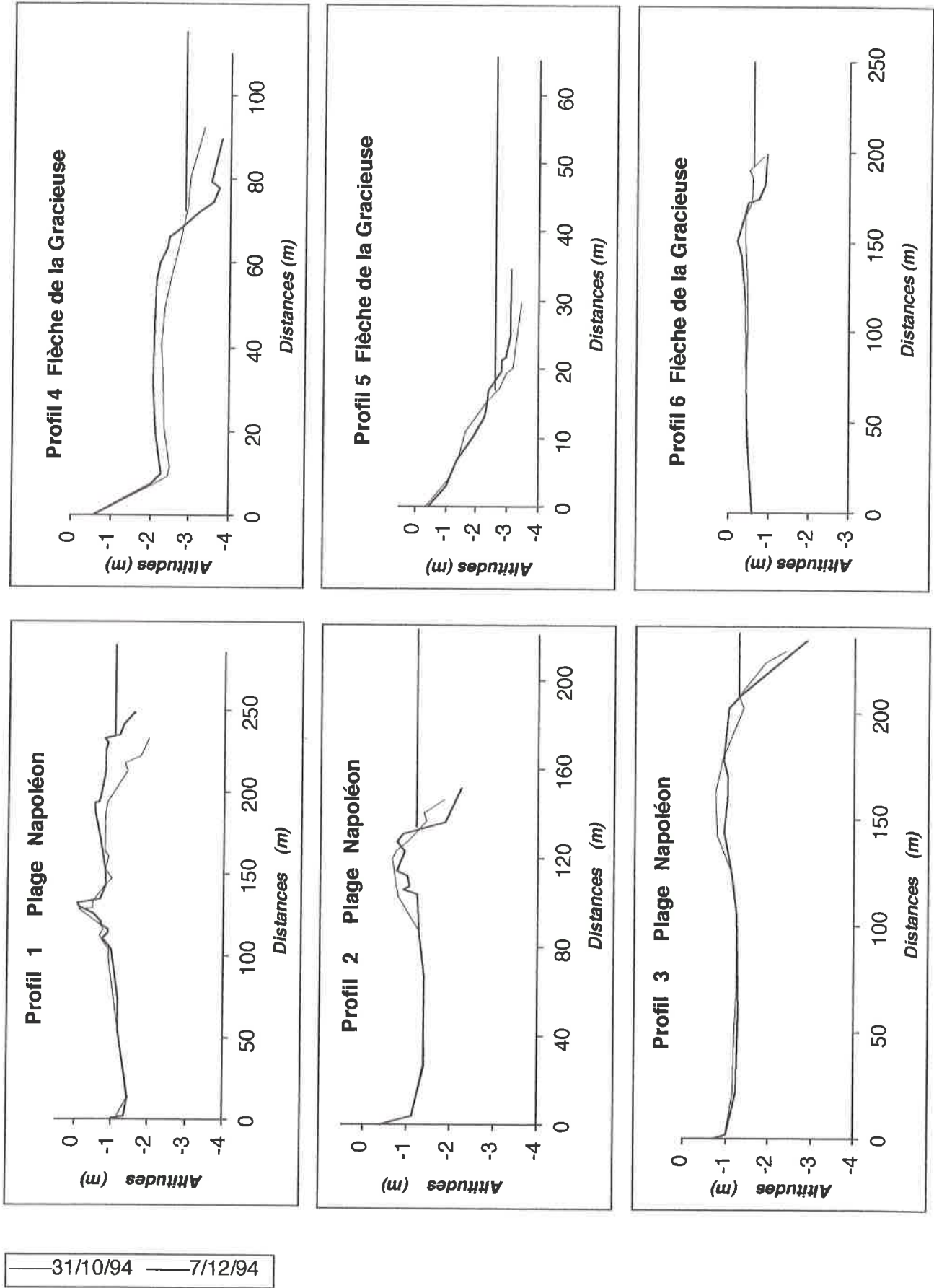


Figure 129. Résultats des profils de plage obtenus pour la tempête de Novembre 1994

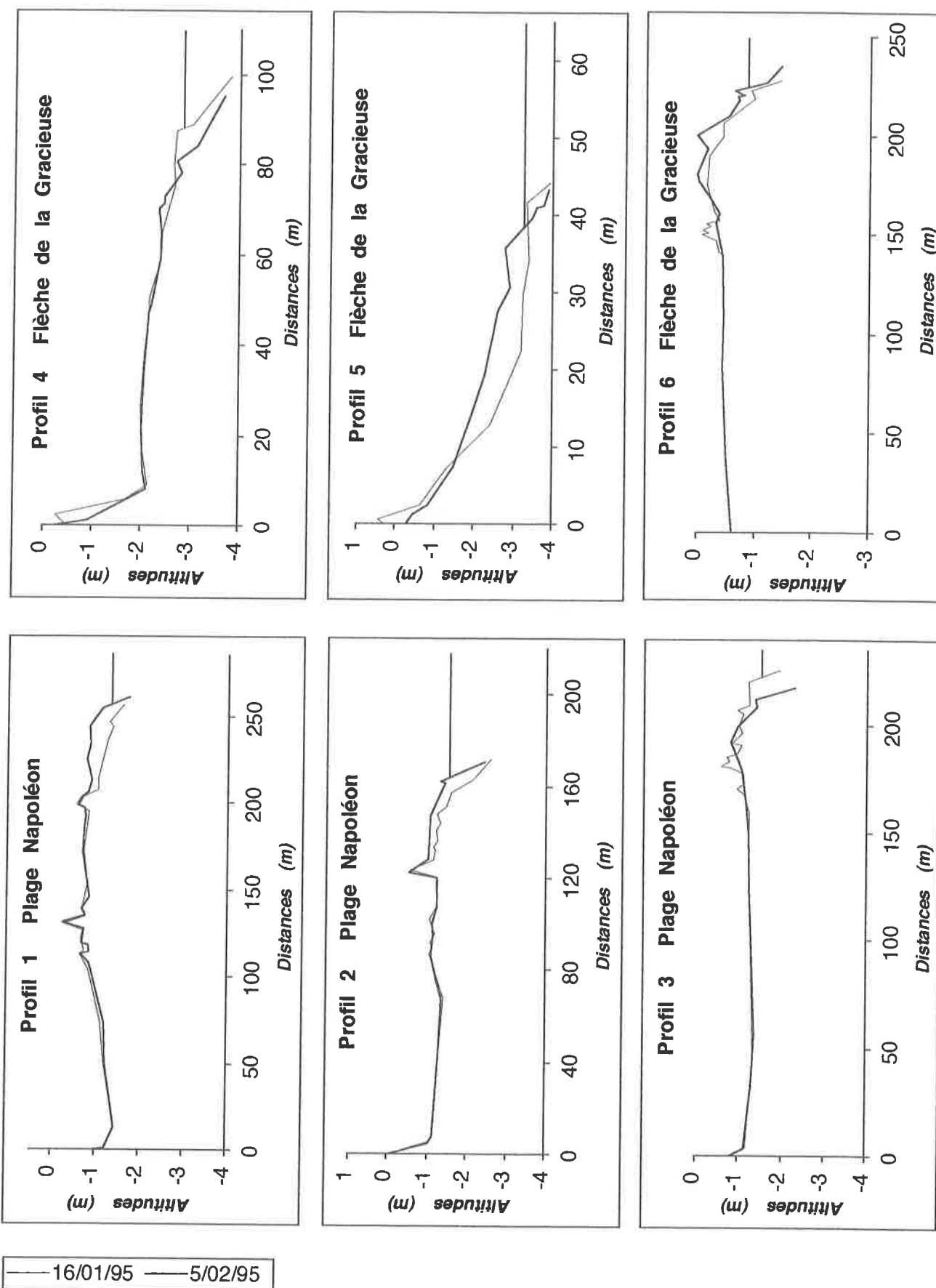


Figure 130. Résultats des profils de plage obtenus pour la tempête de Janvier 1995

L'impact morphosédimentaire de la houle sur le littoral est influencée par la topographie sous-marine : les profils 1 et 2 bénéficient de la protection et d'une alimentation "modeste" du prodelta de Roustan, ce qui n'est pas le cas du profil 3. Le profil 4 situé dans l'axe du prodelta fossile de Pégoulie est soumis, comme en Novembre, aux phénomènes de convergence des orthogonales de houles. L'accumulation dominante sur les profils 5 et 6 pourrait provenir d'une redistribution du matériel érodé au niveau du profil 4 mais aussi des apports du Rhône issus de la crue de Novembre 1994. La différence principale avec l'épisode de Novembre tient cependant dans la faiblesse des transferts sédimentaires vers la haute plage, liée à la modestie de l'élévation du niveau marin.

1-1-4 Evaluation des bilans sédimentaires

L'analyse diachronique des profils permet d'évaluer la "surface verticale" des variations morphologiques des plages après chaque tempête. En intégrant le paramètre "d" (distance sur laquelle la morphologie de la plage reste homogène de part et d'autre du profil), on aboutit aux variations volumétriques. Le calcul de l'érosion/accumulation spécifique, en m³/ml, permet la comparaison des impacts entre les différents secteurs. La quantification des apports sédimentaires liés à la submersion ne concernant que la plage aérienne, les cubatures ne seront calculées qu'à partir des modifications enregistrées sur cette zone.

Localisation	Profils	Budget (m ³)	Budget (m ³ /ml)	Budget global (m ³)
Plage Napoléon	P1	+38.142	+36.5	+44.325
	P2	-13.433	-8	
	P3	-7.989	-7.5	
	Total	+16.720	21	
Flèche de la Gracieuse	P4	+27.101	+11.5	
	P5	-822	-1.5	
	P6	+1.326	+3.5	
	Total	+27.605	13,5	

Tableau 17. Quantification des transferts cross-shore liés à la submersion (tempête de Novembre 1994)

Localisation	Profils	Budget (m ³)	Budget (m ³ /ml)	Budget global (m ³)
Plage Napoléon	P1	+7 328	+7	+25.926
	P2	+11 793	+7	
	P3	-4 649	-4.5	
	Total	+14.472	9,5	
Flèche de la Gracieuse	P4	+2 224	+1	
	P5	+7 690	+15.5	
	P6	+1 540	+4	
	Total	+11.454	20,5	

Tableau 18. Quantification des transferts cross-shore liés à la submersion (tempête de Janvier 1995)

Les résultats obtenus (tableaux 17 et 18) confirment l'analyse des processus morphosédimentaires effectuée précédemment. On retiendra que les deux tempêtes se

soldent par un bilan globalement positif sur l'ensemble de la flèche de la Gracieuse et de la plage Napoléon ; il varie entre 44.300m³ pour la tempête de Novembre et 26.000m³ pour celle de Janvier. Les estimations exprimées en m³/ml pour les deux épisodes représentent entre +13,5 et +20,5m³/ml sur la flèche de la Gracieuse et 9,5 à 21m³/ml au niveau de la plage Napoléon.

En conclusion, nous insisterons sur quelques points essentiels :

- la convergence et l'amortissement de la houle sur les prodeltas de Pégoulie et de Roustan restent les mêmes quelle que soit la direction ou l'intensité de l'épisode.
- le bilan sédimentaire global de l'épisode de Novembre, plus important que celui de Janvier, s'explique par les apports de crues du Rhône, accumulés essentiellement dans le secteur de l'embouchure (profil 1). Pour la tempête de Janvier, les plus fortes accumulations se retrouvent en bout de flèche (profil 5 et 6), conformément à l'orientation de la houle, mais ce matériel provient certainement de la redistribution, décalée de quelques mois, des sédiments de la crue de Novembre.
- l'ampleur de l'élévation du niveau marin explique l'importance plus grande de l'accrétion de la plage émergée en Novembre.
- sur les plages plus étroites de la flèche de la Gracieuse (profils 4 et 5), l'impact des tempêtes s'exerce jusqu'au pied du cordon dunaire et pose la question du positionnement de la dune artificielle, peut-être trop proche, ici, du trait de côte

1-2 Les processus à long terme

Les flèches sableuses sont des corps sédimentaires d'une largeur peu importante ; leur faible altitude les rend sensibles aux phénomènes de submersion. Ces processus, liés à l'action répétée des tempêtes, entraînent, au bout d'un certain temps, le déplacement de l'édifice par le transfert des sédiments de l'avant vers l'arrière du corps sableux. Ils sont d'autant plus importants que le cordon dunaire est absent. La quantification de ces déplacements permet d'estimer les transferts sédimentaires liés aux phénomènes de submersion (JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA, 1993).

Le traitement d'image montre que, de 1944 à 1989, la flèche de la Gracieuse enregistre un déplacement important vers le NW (figure 131) ; ce mouvement s'arrête au début des années 90 avec la mise en place du cordon dunaire aménagé qui empêche désormais la submersion de l'édifice sableux (cf. *Partie 1, Chapitre 1, § 4*). Le calcul des volumes sédimentaires déplacés dans l'anse de Carteau montre une variabilité "chronologique" comprise entre 85.000m³/an et 7.000m³/an, pour une valeur moyenne de 43.500m³/an (tableau 19).

Ces variations relèvent vraisemblablement de l'action plus ou moins importante des agents météo-marins, et en particulier des surcotes, sur le déplacement cross-shore des sédiments.

PERIODES	BUDGET TOTAL (m ³)	BUDGET PAR AN (m ³ /an)
1944-55	585.000	53.000
1955-60	423.000	85.000
1960-71	485.000	44.000
1971-79	57.000	7.000
1979-89	482.000	48.000
1989-92	141.000	47.000
1992-95	0	0
Total	2.173.000	43.500

Tableau 19. Transferts sédimentaires cross-shore estimés à partir du déplacement de la flèche de la Gracieuse.

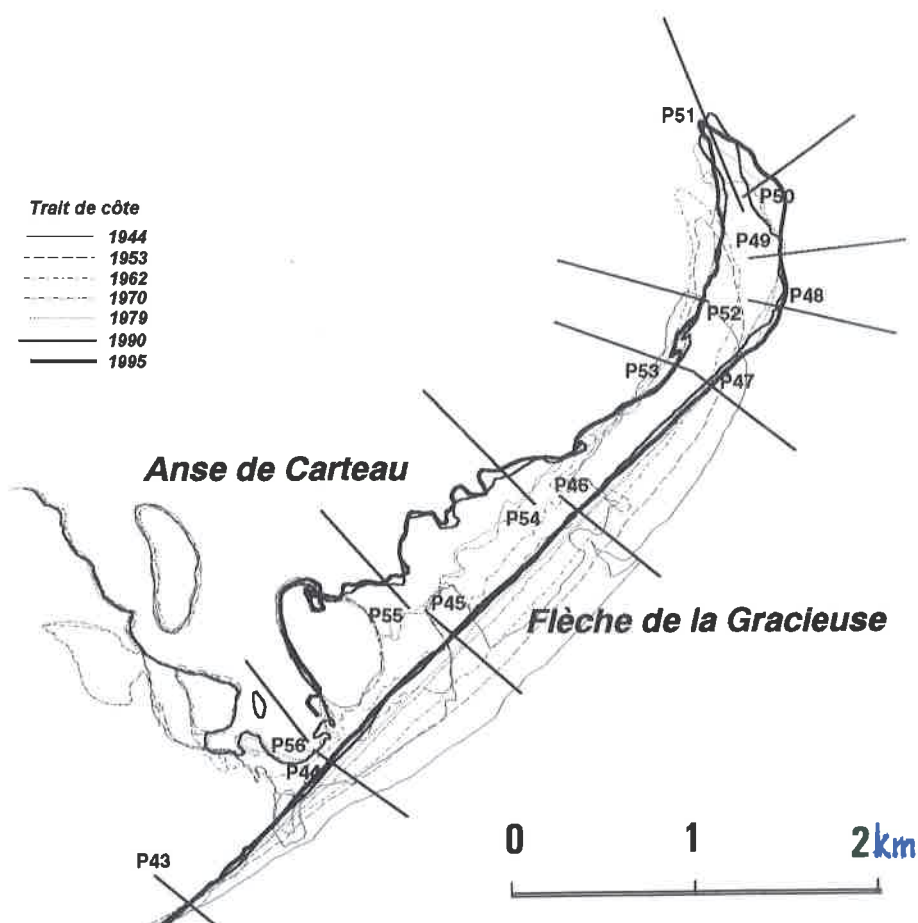


Figure 131. Déplacement du corps central de la flèche de la Gracieuse entre 1944 et 1994

L'analyse de ces dernières repose sur l'utilisation des données marégraphiques enregistrées au Grau de la Dent. L'effet météorologique considéré ici comme agent de forçage est isolé en retranchant aux cotes mesurées la marée prédite ou astronomique ; celle-ci intervient en effet dans l'élévation du niveau marin liée aux tempêtes, en la contrariant ou en l'exaspérant (DARCHEN, 1976). Elle a été donc calculée et retranchée aux données brutes du marégraphe afin d'isoler l'effet météorologique ou surcote. Ces travaux ont été réalisés au Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M, Brest).

Un seuillage de ces données a été effectué afin d'isoler les surcotes susceptibles d'entraîner la submersion de la plage. Cette valeur, définie à partir des observations de terrain, se situe à +25cm (au-dessus du zéro hydrographique). Le nombre de jours de surcotes recensé pour chaque période s'exprime en fréquence d'occurrence (nb. jours/an). Ces données ont été corrélées aux bilans sédimentaires exprimés en m³/an.

Les résultats montrent que le volume sédimentaire déplacé et la fréquence des surcotes évoluent dans le même sens à l'exception des années 1992-95 (figure 132). La corrélation effectuée entre ces deux paramètres est très significative (r^2 : 82%, sans tenir compte de la période 1992-95) (figure 133).

On assiste en effet durant cette dernière période à une recrudescence des phénomènes de submersion tandis que le bilan sédimentaire cross-shore devient nul.

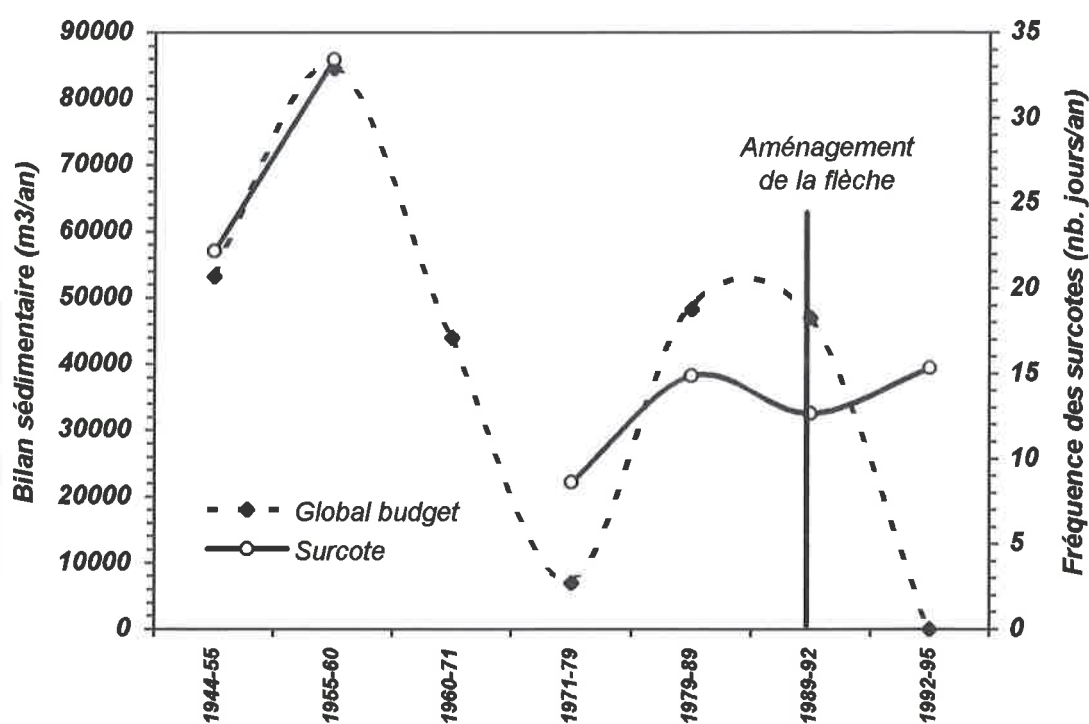


Figure 132. Evolution des transferts sédimentaires (m³/an) et des surcotes (nb. jours/an)

En conclusion, les transferts cross-shore à long terme mesurés dans ce secteur sont directement liés à la submersion de la flèche durant les épisodes de tempêtes. Ces résultats montrent le rôle important des surcotes (et donc de l'élévation du niveau marin) dans les processus morphosédimentaires littoraux, confirmant les observations de terrain effectuées lors des tempêtes de 1994-95. La valeur moyenne annuelle calculée représente 44.000 m³/an sur 2km de littoral, soit 22m³/ml/an. Le cordon artificiel édifié par le Port Autonome de Marseille répond parfaitement au but qui lui était assigné, de défense et de stabilisation de la flèche de la Gracieuse.

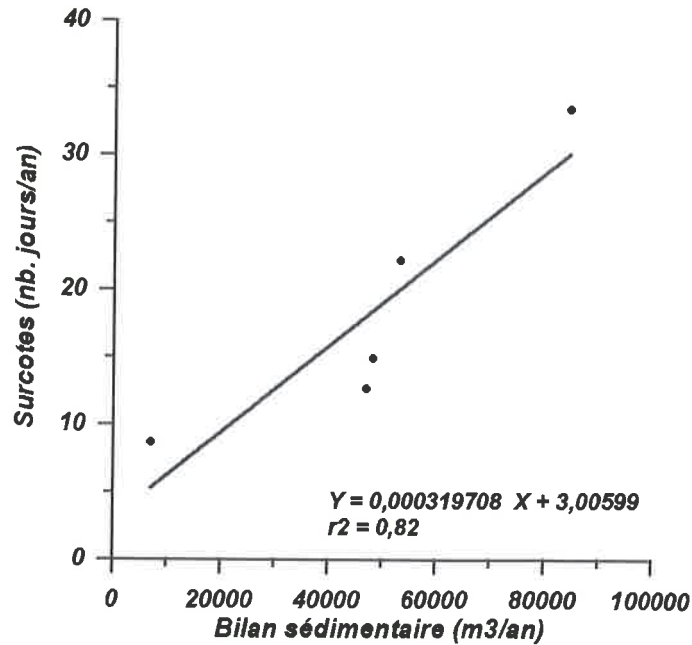


Figure 133. Corrélation entre les transferts sédimentaires (m³/an) et les surcotes (nb. jours/an)

Conclusion

L'analyse des transferts sédimentaires liés à la submersion montre l'importance des transports cross-shore dans le bilan global de la fringe littorale ; ils sont de deux sortes :

- dans le cas de la flèche de la Gracieuse, on enregistre une augmentation de la surface exondée de l'édifice. On notera que cette alimentation s'effectue dans un contexte sédimentaire favorable lié aux apports rhodaniens. Ces transferts cross-shore montrent l'importance des surcotes dans la dynamique sédimentaire littorale ; ils représentent environ 44.000m³/an sur 2km de littoral, soit environ 22m³/an/ml. On soulignera la bonne efficacité du cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse : cet aménagement semble avoir "définitivement" fixé l'ensemble de l'édifice.

- ils entraînent également l'accrétion verticale de la plage émergée. Les mesures effectuées lors des deux épisodes, sur la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse, ne sont certes pas représentatifs d'une tendance mais ils indiquent un bilan globalement positif dont le volume varie entre 26.000 et 44.000m³ par épisode. L'analyse des données météo-marines pour les années 1993-94-95 montre que ce type de tempête se produit 3 à 4 fois dans l'année (communication orale, BRUZZI, 1996). On obtient donc un bilan global d'environ 78.000 à 176.000m³/an pour 7km de littoral, 11 à 25m³/an/ml. Ces valeurs sont concordantes avec les résultats obtenus sur le long terme.

Ce budget échappe à l'analyse effectuée sur le transport sédimentaire longshore ; or ce dernier comportait, pour les années caractérisées par une augmentation des tempêtes (44-55, 55-60, 79-89), un terme puits variant entre 3.000 et 110.000m³/an (*cf. Chapitre 1, § 3-2-1*). Il est vraisemblable que l'accrétion verticale de la plage émergée liée à ces transferts cross-shore, correspond partiellement à ce terme manquant.

L'évaluation d'un bilan global de la frange littorale apparaît donc complexe, elle montre toutefois, le rôle important des transferts longshore et cross-shore intervenant en relais, décalés dans le temps et dans l'espace.

2 - TRANSFERTS SEDIMENTAIRES CROSS-SHORE LIES A LA DYNAMIQUE EOLIENNE

Les vents jouent un rôle important dans les transferts sédimentaires cross-shore ; ils interviennent dans le déplacement des sédiments sur le système dune/plage émergée. Ces processus ont fait l'objet de nombreuses études ; on rappellera :

- d'une part, les travaux portant sur la formation et l'évolution des dunes bordières (GUILCHER, 1954 ; PYE, 1983 ; HESP, 1988 ; PASKOFF, 1989 ; NORDSTROM *et al.*, 1990), à partir desquels deux paramètres limitants retiendront notre attention : la densité du couvert végétal et le taux d'humidité des sables réduisant les phénomènes de déflation.

- d'autre part, les études réalisées sur le système dune/plage émergée, insistant sur les modifications morphosédimentaires variables dans le temps et l'espace, et donnant lieu à une classification reposant sur l'évaluation du budget sédimentaire global (PSUTY, 1988 ; SHERMAN et BAUER, 1993).

- enfin, l'ensemble des travaux réalisés sur la quantification " mathématique " des transports éoliens que nous développerons ultérieurement.

Dans le delta du Rhône, les vents dominants NW et E-SE jouent un rôle important dans le transfert des sédiments. Cependant, il n'existe pas de bilan à long terme des impacts morphologiques et des transferts sédimentaires liés à la dynamique éolienne. Quelques études ponctuelles effectuées sur le site réhabilité de la flèche de la Gracieuse (MOULIS, 1995) ont montré le rôle essentiel de l'orientation du vent dans le déplacement des sables, qui entraîne un balancement de l'édifice vers la terre par vents de mer et inversement, vers la mer, par vents de terre. Les mesures effectuées par la Réserve Nationale de Camargue sur les massifs dunaires du Golfe de Beauduc depuis le début des années 80 ont mis en évidence le rôle important des tempêtes dans la dégradation des dunes (COULET *et al.*, 1993). Les auteurs montrent que ces événements se soldent par un déplacement important des masses de sables vers le Nord, entraînant un recul de 1 à 2m des dunes dans cette direction. Depuis 1989, l'installation de ganivelles sur ces massifs dunaires a stoppé ce fonctionnement et le front de dune tend à se réengraisser par piégeage des transports sédimentaires éoliens.

Le but de notre recherche n'est pas de revenir sur ces travaux. Nous avons voulu évaluer la part de la dynamique éolienne dans l'évolution du bilan sédimentaire de la marge littorale et déterminer les paramètres efficaces de l'action des vents.

Trois approches ont été associées dans ce but :

- l'application à notre terrain d'étude des équations mathématiques généralement usitées pour l'évaluation des déplacements du sable par le vent,

- des mesures expérimentales, au moyen de pièges éoliens, réalisées lors d'épisodes venteux caractéristiques ; une de leur finalité a été de valider l'utilisation des équations mentionnées ci-dessus,

- la mesure des déformations des dunes et de la plage "émergée", à partir de l'étude diachronique de Modèles Numériques de Terrain, mesurés par nivellement 3D avant et après quelques épisodes venteux significatifs.

Les résultats obtenus par ces trois méthodes seront comparés pour tenter de proposer une estimation des volumes sédimentaires déplacés.

2-1 Localisation des stations de mesures

Les pièges et les relevés du M.N.T. ont été localisés sur 6 stations, correspondant à des secteurs représentatifs de différents systèmes géomorphologiques dune-plage émergée. Ils sont répartis de la flèche de la Gracieuse, à l'Est du Rhône, à la Baisse Quenin, à l'Ouest (figure 134). On en rappellera ici brièvement les caractères.

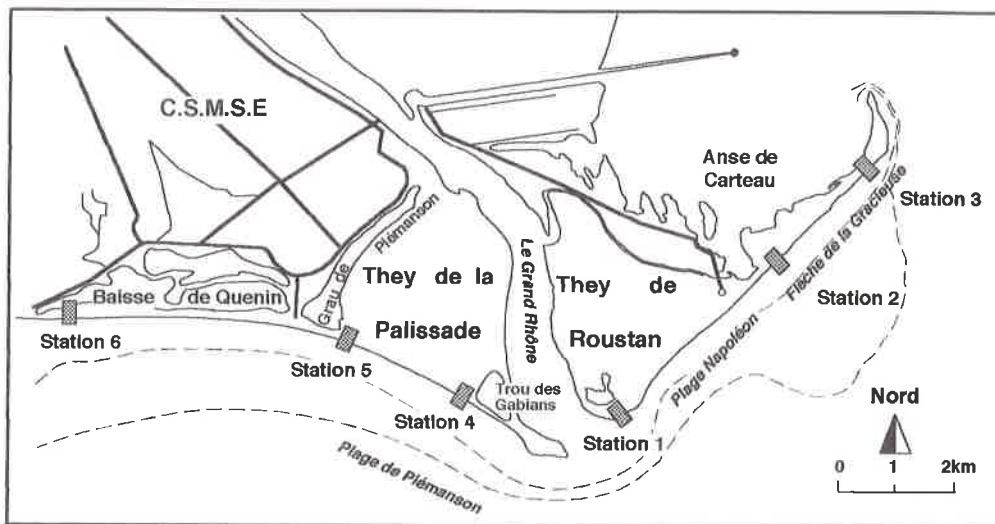


Figure 134. Localisation des stations de mesures implantées pour l'étude du transport éolien

La station 1 se situe sur la partie occidentale de la plage Napoléon, proche de l'embouchure. Elle est caractérisée par une plage émergée atteignant 500 à 600m de large, correspondant à une zone d'accumulation particulièrement importante depuis les crues cinquantenales d'Octobre 93, Janvier 1994 et Novembre 94 : le trait de côte y a progradé entre 300 et 400m entre le mois d'Avril 94 et Octobre 95. Le cordon dunaire d'une hauteur de 3m, est orienté E-W ; il est constitué de dunes hautes peu érodées portant une couverture végétale dense (entre 80 et 90% de couverture). L'originalité de la plage émergée se traduit par la présence à mi-distance de la dune et du trait de côte d'un cordon dunaire en formation sur des laisses de tempêtes.

La station 2 est localisée au début de la flèche de la Gracieuse (partie occidentale du they de l'Annibal). La largeur de la plage est beaucoup plus réduite (50 à 60m). Dans ce secteur, la dune haute de 4m correspond au cordon dunaire réhabilité caractérisé par la présence de ganivelles ; il s'oriente parallèlement à la côte (NW-SE). L'essentiel de la couverture végétale se trouve sur la partie basse du versant Nord (taux de couverture inférieur à 40%).

La station 3 se situe, elle aussi, sur la flèche de la Gracieuse, mais, à l'extrémité orientale du cordon réhabilité ; celui-ci présente les mêmes caractéristiques que la station 2. La plage émergée y est très réduite, entre 15 et 20m de large.

La station 4 se situe dans la partie orientale de la plage de Piémanson, à l'Ouest du trou des Gabians. Le cordon dunaire orienté NW-SE est de faible hauteur (2m). Il se présente sous l'allure d'une dune basse érodée caractérisée par la présence de nombreux siffle-vents. Malgré cet aspect dégradé, le taux de couverture végétale est de 60 à 70%. La plage émergée dans ce secteur est étroite (50m), constituée de sables vifs facilement mobilisables.

La station 5 se situe immédiatement à l'Est du grau de Piémanson. La plage y est large (environ 250m). Le cordon dunaire d'une hauteur comprise entre 3 et 4m, s'oriente WNW-ESE ; il est constitué de dunes hautes érodées marquées par la présence de nombreux siffle-vents. Son versant Nord est bien végétalisé (taux de couverture végétale entre 60 et 70%). L'originalité de cette station est liée à la présence d'aménagements récents constitués d'un réseau de ganivelles installé sur la haute plage et orienté perpendiculairement au Mistral.

La station 6 se situe à l'extrémité de la Baisse de Quenin. Le cordon dunaire orienté E-W n'est pas très puissant (2,5m). Il correspond en fait à une digue ensablée mise en place par la CSMSE : un "noyau" de galets, correspondant à la partie aménagée la plus ancienne et récemment ensablée, est fixé par des enrochements lourds sur sa face Sud. La face Nord de ce cordon est marquée par la présence d'une végétation dont le taux de couverture atteint 60 à 70%. Il n'existe pratiquement pas de plage (entre 4 à 5m de large). La plupart du temps, la houle vient déferler au pied des enrochements.

En conclusion, l'ensemble de ces stations présente des caractéristiques importantes, qui suggèrent une typologie élémentaire de leurs comportements vis-à-vis de la dynamique éolienne :

- les plages larges des stations 1 et 5 constituent une zone de fetch étendue, qui favorise l'action maximale des vents. Cependant, la topographie déprimée de l'arrière plage, constituée d'un sable compact et le plus souvent humide, réduit les phénomènes de déflation. Les zones sources pour les transports éoliens sont alors constituées essentiellement par le bourrelet de plage à l'aval et les parties vives du cordon dunaire.

- les plages étroites des stations 2 et 4 offrent une zone de fetch réduite, minimisant l'action éolienne ; mais elles sont constituées de sables vifs mobilisables. Les zones sources sont donc plus importantes, correspondant à la totalité du profil (du bourrelet de plage à la dune).

- les stations 3 et 6 sont marquées par la quasi-absence de plage ; l'action de la dynamique éolienne se limite au cordon dunaire, qui fonctionne comme zone source par vents de terre ; par vents de mer, il n'existe pas de zones sources.

Par ailleurs, l'orientation de la côte par rapport aux vents dominants joue un rôle important : on regroupera les stations 1, 2 et 3 orientées perpendiculairement aux vents de terre (N-NW, Mistral) et de mer (E-SE). Sur la station 4, les vents arrivent parallèlement à la côte ; pour les stations 5 et 6, le flux éolien est oblique (respectivement entre 40 et 60°).

Le taux de couverture végétale du cordon dunaire permet, enfin, de séparer trois types de milieux : les dunes faiblement végétalisées (< 40%) correspondant aux dunes

artificielles de la flèche de la Gracieuse, favorables à une forte mobilité du matériel ; les secteurs caractérisés par un taux de couverture compris entre 40 et 70% (stations 6, 5 et 4), qui montrent la présence de zones vives sensibles à la déflation ; enfin, les dunes fortement végétalisées (> 80%) protégées de l'érosion éolienne.

L'analyse et la quantification des processus éoliens devra intégrer l'ensemble de ces paramètres et les relations complexes qu'ils entretiennent, différentes sur chaque station.

2-2 Quantification des transports éoliens par l'approche mathématique

La première approche développée dans le cadre de cette recherche repose sur l'utilisation des formules mathématiques, dont le maniement n'est pas toujours facile pour les géographes. Elles ont été appliquées dans le delta du Rhône en tenant compte des caractéristiques anémométriques et sédimentologiques pour quelques épisodes de Mistral et de SE.

2-1-1 Les données bibliographiques

Plusieurs auteurs ont soit élaboré des équations pour quantifier le transport éolien à partir des tests effectués en soufflerie (BAGNOLD, 1954) soit proposé des abaques de corrélation entre le mouvement des sables et les principaux paramètres qui le déterminent à partir de mesures de terrain (SVASEK et TERWINDT, 1974 ; SARRE 1988 ; ARENS *et al.*, 1995).

Le problème se posait pour nous du choix des formules les plus adéquates à notre terrain d'étude. La plupart des travaux antérieurs reposent en effet sur des expériences en modèle réduit ou ont été réalisés sur des plages océaniques macrotidales. Un petit nombre d'entre eux concerne la Méditerranée : GOLDSMITH *et al.*, (1990) en Israël ; BADR (1996) dans le delta du Nil ; JIMENEZ et SANCHEZ-ARCILLA (1994) dans le delta de l'Ebre. Il nous est donc paru nécessaire de faire, au préalable, un état bibliographique rapide sur ce sujet, abondamment traité par la littérature scientifique.

Le calcul du taux de transport q (en kg/m/s) suppose de connaître la vitesse de frottement du vent à la surface du sol ; ce paramètre se définit à partir de la formule de BAGNOLD (1954) : $V_* = 0,045 V_{1150} - 0,1142$ (V étant la vitesse du vent mesurée à 1,15m ou 1150mm du sol).

A partir de là, l'auteur propose une équation du taux de transport :

$$q = C (d/D)^{1/2} V_*^3 \rho/g$$

où V_* représente la vitesse de frottement (m/s) ; d le diamètre des grains (mm) ; D le diamètre standard des grains (0,25 mm) ; C la constante empirique utilisée pour les sables bien triés (1,8) ; ρ la constante de densité d'air (1,22kg/m³) ; g la force gravitationnelle (9,81m²/s).

Cette formule a été remaniée par différents auteurs ; on citera, en particulier, (KAWAMURA, 1951 ; ZINGG, 1953 ; LETTAU et LETTAU, 1977, in SARRE, 1988) ; HSU (1971) ; SVASEK et TERWINDT (1974) ; ARENS *et al.*, (1995).

SARRE (1988) présente une comparaison raisonnée de ces travaux. Les formules présentées par ces auteurs diffèrent soit par la valeur accordée à la constante empirique incluse dans les équations, soit par la définition de seuils critiques, en particulier le seuil d'arrachement critique (shear stress), à partir duquel la déflation est efficace . Ce dernier est généralement calculé à partir de la formule de BAGNOLD (1954) :

$$V^*c = k_1 \sqrt{(\rho_s \cdot g \cdot d) / \rho_a}$$

où V^*c vitesse de frottement critique en cm/s ; k_1 coefficient pour un diamètre de grain supérieur à 200 μ m ; d diamètre des grains en cm ; ρ_a densité de l'air (1,23.10⁻³ g/cm³) ; ρ_s densité des sables (2,65 g/cm) ; g accélération de la pesanteur (9,81 m²/s),

L'équation de ZINGG (1953) diffère de celle de BAGNOLD par la valeur accordée à la constante empirique C (0,83) et par la puissance 3/4 accordée au diamètre des grains

$$q = C(d/D)^{3/4} V^*{}^3 \rho/g$$

L'équation de HSU (1971) fait intervenir un coefficient $k_h = (-0,47 + 4,97 d)$:

$$q = k_h 10^{-5} (10V^*/(gd/10)^{1/2})^3$$

L'équation de KAWAMURA (1951) fait intervenir une vitesse seuil de frottement V^*t et une constante k (2,78) :

$$q = k (\rho/g) (V^* + V^*t)(V^* - V^*t)^2$$

L'équation de LETTAU et LETTAU (1977) utilise également la vitesse critique d'arrachement, en utilisant une constante C (4,2) :

$$q = C (d/D)^{1/2} (V^* - V^*t)V^*{}^2 \cdot \rho/g$$

La comparaison de ces différentes formules montre que la plupart des auteurs retiennent trois paramètres essentiels :

- un grain moyen de 250 μ m,
- la variation de la vitesse de frottement V^* ,
- la variation de la vitesse critique d'arrachement V^*c Cette valeur varie peu selon les auteurs et les plages étudiées :

0,195 m/s pour un grain moyen de 180 μ m (BAGNOLD, 1954)

0,165 à 0,185 m/s pour un grain moyen de 250 μ m (SAVEK et TERWIND, 1974).

Il est démontré que, quelle que soit l'équation utilisée, les taux de transport augmentent considérablement à partir d'une vitesse de frottement de 0,5 à 0,7 m/s

(figure 135). A partir de ce seuil, les valeurs obtenues par les différentes formules montrent d'importantes différences : par exemple, pour une vitesse de frottement de 1,12 m/s, l'écart entre les valeurs s'étend de 322 kg/m/h (équation de HSU) à 2.194 kg/m/h (équation de LETTAU et LETTAU).

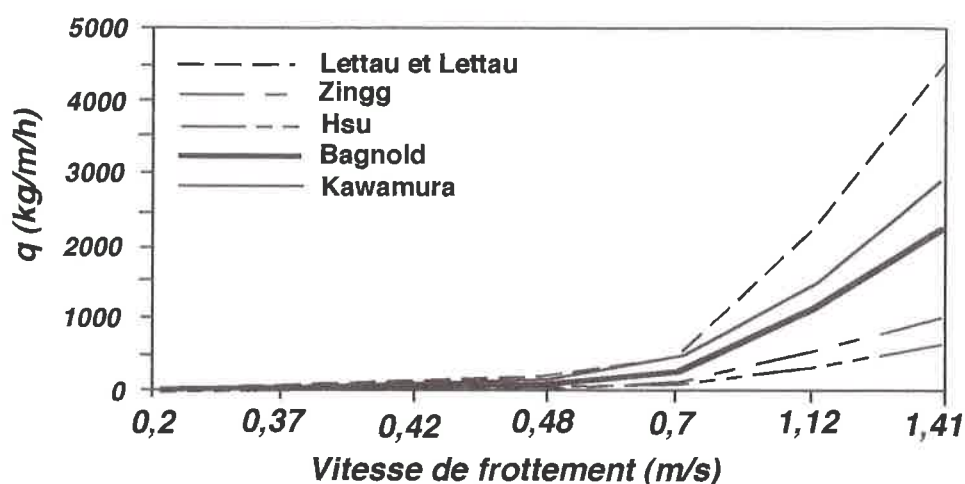


Figure 135. Comparaison des taux de transport obtenus à partir des différentes formules

En conclusion, on peut classer l'ensemble de ces formules en trois groupes :

- l'équation de LETTAU et LETTAU (1977) aboutit aux valeurs de q les plus importantes, à partir du seuil de 0,7 m/s ; elle surestime vraisemblablement le taux de transport.
- les équations de BAGNOLD (1954) et KAWAMURA (1951) donnent des valeurs moyennes homogènes entre elles. ARRENS (1995) souligne d'ailleurs que l'équation de KAWAMURA est la mieux adaptée pour la quantification des transports éoliens
- enfin, les équations de ZINGG (1953) et HSU (1971) enregistrent les valeurs les plus faibles, sous-estimant vraisemblablement l'action éolienne sur le transport sédimentaire.

Notre choix s'est donc porté sur l'utilisation des équations de BAGNOLD et de KAWAMURA qui semblent donner des valeurs moyennes homogènes.

2-1-2 Essai de quantification mathématique du transport éolien dans le delta du Rhône

Nous avons appliqué ces deux formules à 5 épisodes de vents observés (2 de SE et 3 de Mistral). Pour chacun d'eux, la vitesse de frottement, la vitesse critique d'arrachement puis le taux de sables déplacés ont été calculés ; les caractéristiques des grains moyens ont été définies à partir de prélèvements effectués sur les sables piégés durant ces épisodes (tableau 20).

Date	02/11/1995	09/01/1996	09/01/1996	01/02/1996	05/02/1996	05/02/1996	08/02/1996
Vent (dir.)	NW	SE	SE	SE	NW	NW	NW
	22m/s	10-12 m/s	10-11 m/s	9-11m/s	10-15 m/s	15 m/s	15 m/s
Grain moy.	200 μ m	200 μ m	207 μ m	190 μ m	225 μ m	190 μ m	205 μ m
V*	0,88m/s	0,35m/s	0,35m/s	0,30m/s	0,40m/s	0,60m/s	0,60m/s
Station	Station 2	Station 2	Station 2	Station 5	Station 2	Station 4	Station 5
Site	La Gracieuse	La Gracieuse	La Gracieuse	Piémanson	La Gracieuse	Piémanson	Piémanson
Bagnold	491 kg/m/h	31 kg/m/h	47 kg/m/h	19 kg/m/h	49 kg/m/h	165 kg/m/h	158 kg/m/h
Kawamura	634 kg/m/h	17 kg/m/h	32 kg/m/h	7 kg/m/h	32 kg/m/h	153 kg/m/h	165 kg/m/h

Tableau 20. Estimation des taux de transport à partir des formules de BAGNOLD et de KAWAMURA appliquées sur le delta du Rhône, pour quelques épisodes de vents.

On constate la proximité des valeurs obtenues par les deux formules et le rôle important joué par la vitesse des vents dominants dans la variation du taux de transport. Ces résultats sont corrélés aux deux types de mesures de terrain effectuées : le piégeage des sables en transit et les modifications volumétriques du système dune/plage émergée.

2-2 Mesures du transit sableux par piégeages

Les pièges à sédiment utilisés dans la quantification du transit éolien sont nombreux et variés en fonction de leur forme, de leur hauteur, et du mode prélèvement. Les plus communément utilisés sont basés sur le modèle de LEATHERMAN (1978) et sont constitués de deux unités :

- un *corps cylindrique* d'un diamètre peu important (25 à 35mm) afin d'éviter les perturbations liées aux flux d'air (INVERSEN *et al.* 1989 ; BRETTEL et LEVOY, 1993). Sa hauteur varie entre 30 et 75cm pour la partie située au-dessus du sol et de 25 à 50cm pour le collecteur inférieur situé dans le sol. La partie aérienne comporte deux fentes de largeur différente : la première (10mm de large) est orientée face au vent et sert à capter le sable ; la seconde (25mm de largeur), du côté opposé, permet au vent de s'évacuer tout en captant le matériel sur une grille d'une maille inférieure à 63 μ m. Cette première unité est utilisée pour piéger les sables transportés en suspension et saltation;
- un *bac rectangulaire* enterré, dont l'ouverture affleure à la surface du sol, capte essentiellement le transport par roulement et reptation.

Le piège utilisé dans le cadre de cette étude est inspiré du modèle tubulaire à deux fentes de LEATHERMAN (figure 136); sa particularité réside dans l'utilisation de trois unités séparées de hauteurs différentes permettant de séparer les différents mode de transport : l'unité 1 prélève le matériel en suspension entre +45 et +75 cm au dessus du sol ; l'unité 2 piège essentiellement les sables en saltation entre 5 et 25cm ; la dernière unité entre 0 et 5cm capte l'ensemble du transport effectué par roulement et reptation.

Les prélèvements ont porté sur l'ensemble du profil des plages, de la dune à la partie émergée de l'estran (figure 137). Ils sont effectués en fonction de la direction du vent, qui détermine la localisation des zones sources :

- par *vent de terre*, les pièges sont disposés de part et d'autre de la dune (pied nord, sommet et pied sud de dune) et au sommet de l'estran. Les deux premières positions permettent d'estimer les apports provenant de l'arrière de la dune vers la frange littorale : les zones sources sont ici la dépression vaseuse d'arrière dune et, surtout, dans le cas de

la flèche de la Gracieuse, les dunes fossiles d'anciennes barres d'embouchure ou les chicots de dunes anciennes situés à l'arrière du cordon actuel. Les pièges situés au pied sud de la dune et sur l'estran mesurent l'importance du matériel prélevé au système dune/plage émergée et rejeté à la mer.

- par *vent de mer*, les pièges sont également installés de part et d'autre du cordon dunaire et à l'aval du bas de plage. Les zones sources sont alors réduites car ces vents s'accompagnent généralement d'une submersion de la plage aérienne qui humidifie les sables. Cependant, lorsque la plage émergée n'est pas inondée, le bourrelet de plage constitue alors une zone source particulièrement importante pour l'alimentation du haut de plage et de la dune.

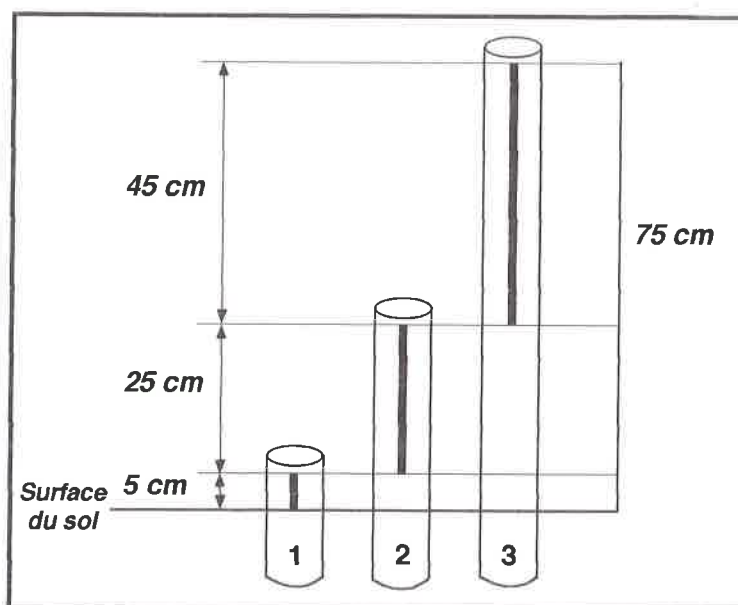


Figure 136. Types de piège utilisés pour la mesure du transport éolien

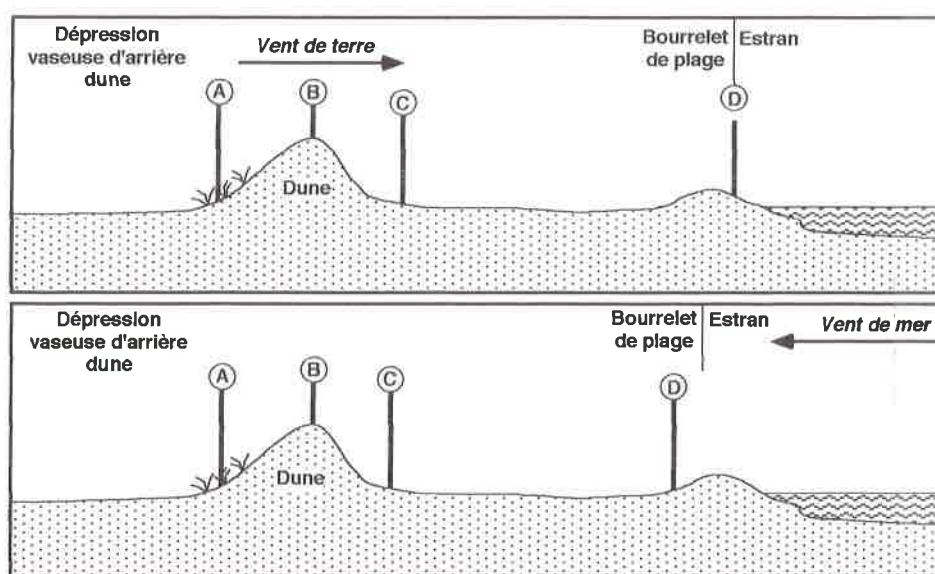


Figure 137. Position des pièges sur le profil transversal de la plage en fonction du vent dominant

Cinq campagnes de prélèvements ont été effectuées de part et d'autre de l'embouchure du Rhône sous deux types de conditions anémométriques : 3 campagnes par vent de NW (Mistral) et 2 par vents de SE (tableau 21).

VENTS	DATES	VITESSES (MOYENNE TRI-HORAIRE)
Mistral (NW)	2-4 Novembre 1995	16-22m/s.
SE	9-12 Janvier 1996	10-12m/s.
SE	1 Février 1996	9-11m/s.
Mistral (NW)	5 Février 1996	10-15m/s.
Mistral (NW)	8 Février 1996	15m/s.

Tableau 21. Inventaire des épisodes de vents retenus pour le piégeage des sédiments

Lors de chaque prélèvement, d'une durée de quelques minutes à 10 minutes environ, deux paramètres ont été mesurés :

- la direction et à la vitesse du vent ; cette dernière est mesurée à trois hauteurs différentes (au ras du sol, à +1m et +2m), sur un pas de temps de 10 minutes, à l'aide d'un anémomètre manuel à coupelles rotatives.
- le taux d'humidité de la partie superficielle (< 5mm) des sédiments constituant les zones sources.

L'analyse de ces données permet d'avancer les résultats suivants :

- *par vent de mer*, les piégeages effectués sur la flèche de la Gracieuse (station 2) enregistrent un apport éolien au pied sud du cordon dunaire et à son sommet (taux d'humidité de la zone source 1,7%). Sur la plage de Piémanson (station 5), la situation diffère, seul le piège installé à l'aval du bourrelet de plage enregistre un maigre apport sédimentaire (taux d'humidité de la zone source 3,4%). Dans tous les cas, il n'y a aucune déperdition à partir du versant nord de la dune (figure 138).

Quelques points essentiels peuvent être soulignés :

- le taux d'humidité des zones sources joue un rôle important : au-delà d'un seuil de 4% de poids d'eau dans les sables, les phénomènes de déflation sont considérablement réduits. Mais les observations de terrain ont montré l'existence, sur ces zones humides, de micro-formes de corrasion. Les sables arrachés et déplacés sans doute en roulement n'ont cependant pas été perçus par les pièges.
- la morphologie de la plage est également importante : à l'exception des vents de SE, accompagnés d'une submersion de la plage, les vents de mer sont généralement plus efficaces sur les plages étroites que larges. Sur ces dernières, en effet, l'allure déprimée du profil de l'arrière-plage favorise la remontée interstitielle de la nappe salée, qui induit une réduction des transferts sédimentaires.
- la déperdition de sable vers la dépression vaseuse d'arrière dune est nulle.

- *par vent de terre*, quel que soit le secteur, les pièges installés au pied nord du cordon dunaire n'enregistrent aucun apport (figure 138). Les taux d'humidité mesurés sur les sources susceptibles d'alimenter ces secteurs varient entre 4 et 9,7% pour la station 2 (flèche de la Gracieuse) et 0,1% pour les stations 4 et 5 (plage de Piémanson). Les apports les plus importants sont réalisés sur la partie sommitale de l'estran ; les taux d'humidité des zones sources sont généralement inférieurs à 4%. Des comportements différenciés sont cependant observés suivant les secteurs : sur la flèche de la Gracieuse

(station 2), les pièges installés au sommet de dune enregistrent un apport sédimentaire ce qui n'est pas le cas pour la plage de Piémanson (station 4 et 5).

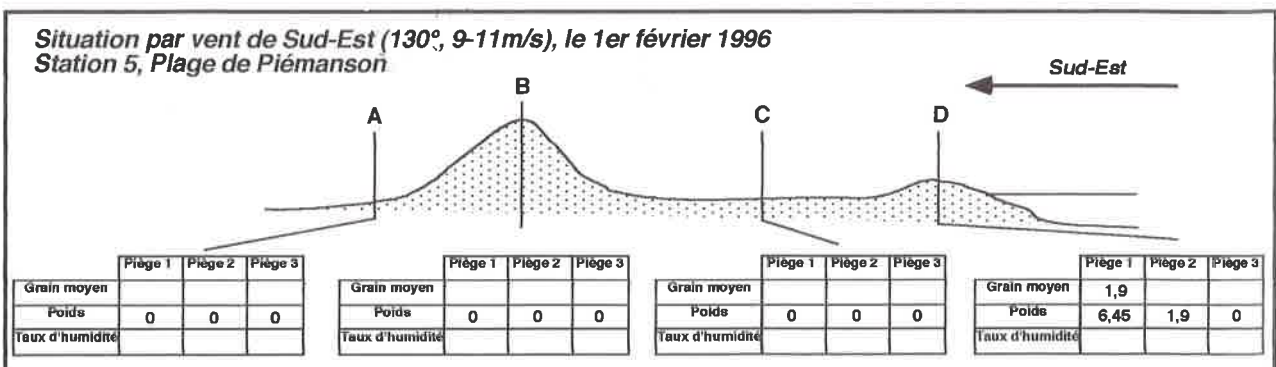
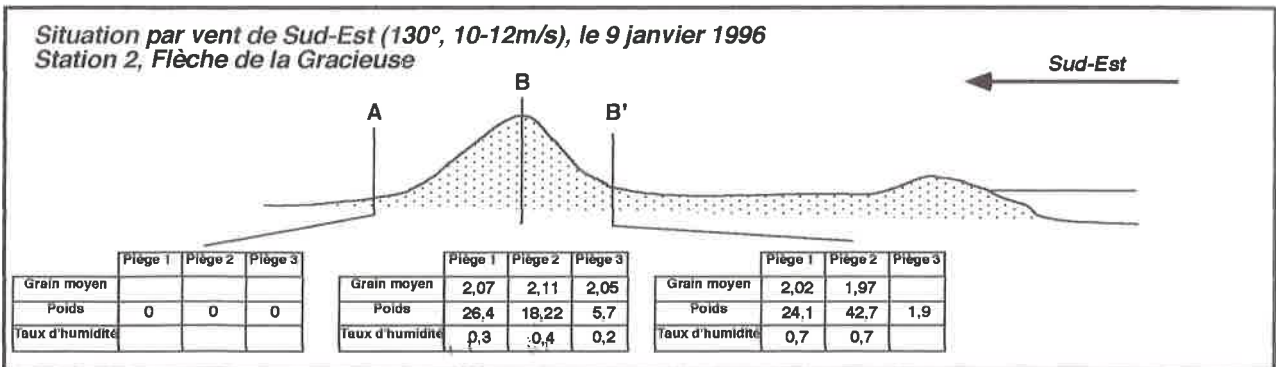
On observe donc :

- un transit sédimentaire s'opère à partir des chicots de dunes anciennes, situées à l'arrière du cordon actuel aménagé, vers la frange littorale, dans le secteur de la flèche de la Gracieuse. L'altitude des sables piégés (sommet de dune) montre qu'il s'agit d'un transport en suspension ; en revanche l'absence d'apports au pied nord du cordon dunaire écarte l'hypothèse d'un transport par reptation et saltation dans la dépression d'arrière-dune.

Sur la plage de Piémanson, les transferts entre l'arrière dune et le système dune/plage émergée sont inexistant ; cela tient à deux raisons : l'absence de zones sources fossiles ou, lorsqu'elles existent, leur immobilisation par une végétation suffisamment dense pour réduire l'action mobilisatrice du vent.

- la morphologie de la plage influence la quantité de matériel déplacé. La quantité de sables déplacés la plus importante concerne sur la station 4 (plage de Piémanson), caractérisée par une largeur de plage réduite constituée de sables vifs. En revanche, le transit est plus modeste sur la station 5, dont la plage est large mais comporte une zone en creux humide où le sable est peu mobilisable. L'importance de la zone de fetch joue donc un rôle mineur, la quantité de matériel déplacé dépend d'abord de la mobilité potentielle des sables, liée à l'humidité.

- à milieu équivalent, les piégeages effectués sur la station 2 au sommet de l'estran montrent que la vitesse du vent joue un rôle important : la quantité des sables piégés est proportionnelle à la vitesse du vent : lorsque cette dernière diminue, elle entraîne une réduction du matériel transporté (entre 22 et 10-15m/s, on observe une diminution du taux de transport de 100%).



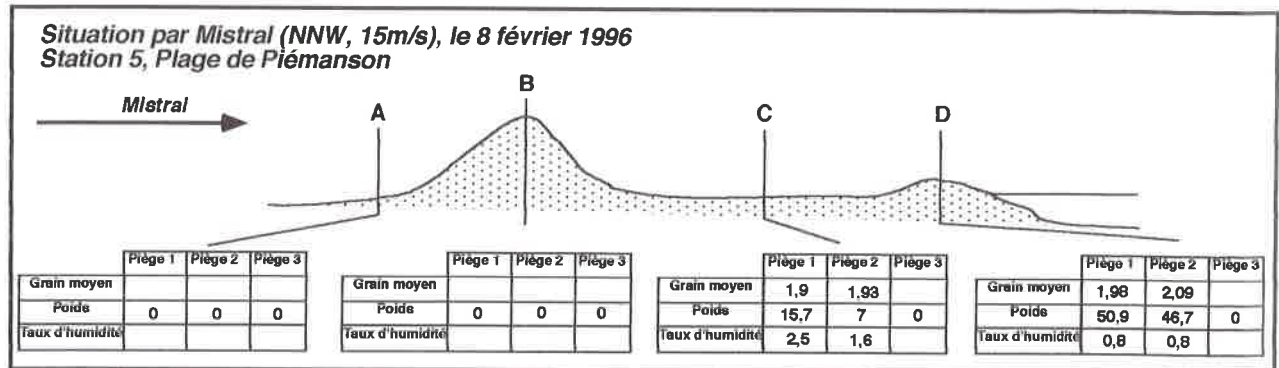
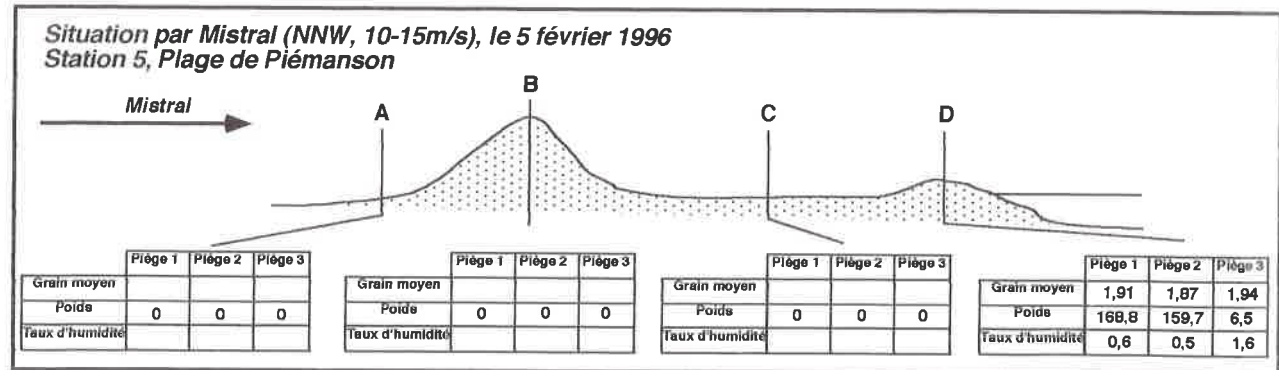
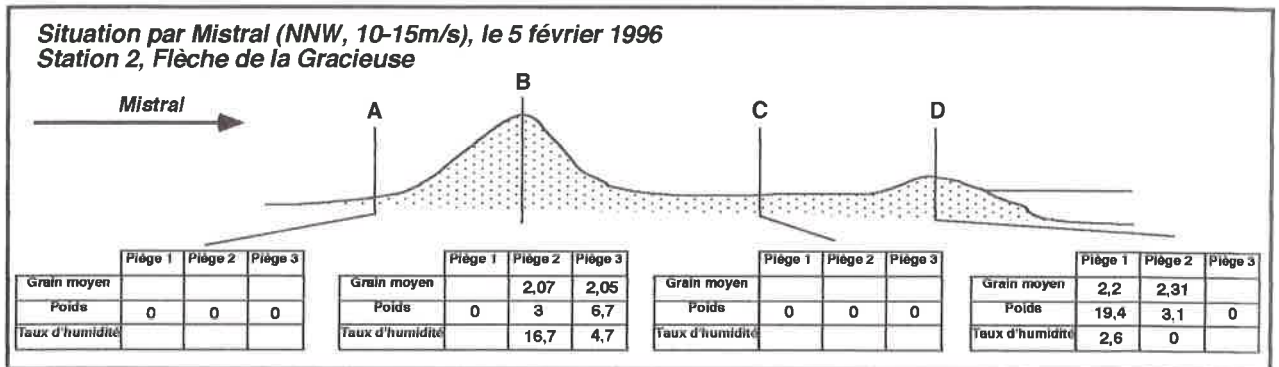
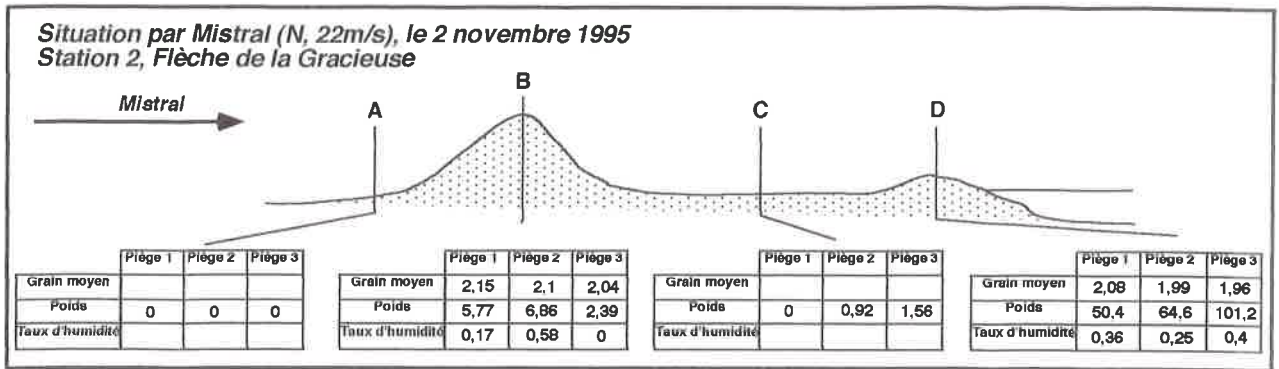


Figure 138. Résultats des pièges éoliens obtenus sur 5 épisodes venteux.

Les résultats obtenus pour chaque campagne de prélèvement ont été convertis en taux de transport (kg/m/h) afin de les comparer avec les estimations réalisées ci-dessus à partir des équations de BAGNOLD et KAWAMURA (tableau 22).

Date	02/11/1995	09/01/1996	09/01/1996	01/02/1996	05/02/1996	05/02/1996	08/02/1996
Vent (dir.)	NW	SE	SE	SE	NW	NW	NW
	22m/s	10-12 m/s	10-11 m/s	9-11m/s	10-15 m/s	15 m/s	15 m/s
Grain moy.	200 μ m	200 μ m	207 μ m	190 μ m	225 μ m	190 μ m	205 μ m
V*	0,88m/s	0,35m/s	0,35m/s	0,30m/s	0,40m/s	0,60m/s	0,60m/s
Station	Station 2	Station 2	Station 2	Station 5	Station 2	Station 4	Station 5
Site	La Gracieuse	La Gracieuse	La Gracieuse	Piémanson	La Gracieuse	Piémanson	Piémanson
Unités morpho.	sommet de l'estran	sommet de dune	bas de dune	aval du bourrelet de plage	sommet de l'estran	sommet de l'estran	sommet de l'estran
Bagnold	491 kg/m/h	31 kg/m/h	47 kg/m/h	19 kg/m/h	49 kg/m/h	165 kg/m/h	158 kg/m/h
Kawamura	634 kg/m/h	17 kg/m/h	32 kg/m/h	7 kg/m/h	32 kg/m/h	153 kg/m/h	165 kg/m/h
Poids d'après piégeage	130 kg/m/h	30 kg/m/h	41 kg/m/h	5 kg/m/h	13,5 kg/m/h	201 kg/m/h	58,6 kg/m/h

Tableau 22. Estimations comparées des piégeages et des formules de BAGNOLD et de KAWAMURA pour quelques épisodes de vents.

La comparaison montre une bonne correspondance pour les vents de mer : les piégeages effectués pendant l'épisode du 09/01/1996 montrent des résultats similaires à ceux de la formule de BAGNOLD, ceux de l'épisode du 01/02/1996 avec celle de KAWAMURA.

Pour les vents de terre, la corrélation est moins bonne : le piégeage de l'épisode du 05/02/1996 présente une valeur proche de la formule de BAGNOLD, mais, pour les autres dates, le poids prélevé reste toujours inférieur au calcul théorique quel qu'il soit . On fait l'hypothèse qu'une partie du transit éolien s'effectue en suspension, à une altitude trop élevée pour être perçue par les pièges. L'épisode du 02/11/1995 permet de confirmer cette opinion : le poids de sédiment prélevé augmente avec la hauteur des pièges, traduisant l'existence d'un transit éolien au-dessus de 75cm du sol ; cette hypothèse n'est toutefois pas valable pour les autres épisodes (figure 138).

En conclusion, on insistera sur les taux de transport beaucoup plus élevés mesurés par vent de terre (Mistral) que par vent de mer. Le premier élément d'explication repose sur les plus fortes vitesses de frottement/arrachement qui caractérisent ces épisodes : elles atteignent entre 0,40 et 0,88m/s pour les vents de terre contre 0,30 à 0,35m/s pour les vents de mer. Les taux d'humidité différents des zone sources constituent un second argument. Cependant, si l'on tient compte des résultats obtenus par les formules mathématiques, il nous faudrait rejeter cette hypothèse : en effet, les valeurs exprimées par ces dernières sont très proches des taux de transport mesurés *in situ* et pourtant elles ne tiennent pas compte du taux d'humidité, paramètre limitant. La comparaison de ces deux méthodes d'approche montre donc une part importante d'incertitude que nous ne maîtrisons pas. Nous privilégierons toutefois les résultats obtenus par les mesures de terrain.

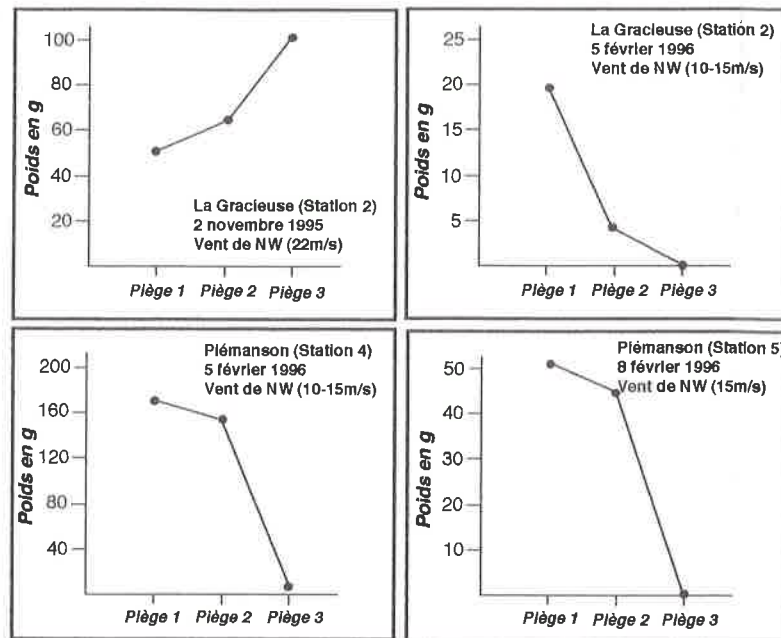


Figure 139. Poids de sédiments prélevés en fonction de la hauteur du piège par vent de terre (Mistral)

2-3 Evolution morphologique du système dune plage émergée

Des mesures ont été effectuées par nivellement en 3D à partir d'un tachéomètre à rayon laser (modèle Leica TC600) dont les données sont ensuite traitées par un logiciel 3D (application Autocad version 13.2). L'analyse diachronique permet de calculer les cubatures érodées ou accumulées. L'utilisation de cet instrument peut donner de bons résultats sur les unités morphologiques planes comme les plages émergées ou immergées ; en revanche, une part d'erreur difficile à apprécier entache la mesure du cordon dunaire surtout lorsque celui-ci présente une topographie complexe, constituée de creux et de bosses. Nous devons en tenir compte dans l'interprétation des résultats.

Les mesures ont été réalisées sur la plage de Piémanson (station 4) et la flèche de la Gracieuse (stations 2 et 3) lors de deux épisodes de vents : l'épisode de vent de mer a duré du 11 au 12 Novembre 1995 ; il est caractérisé par une vitesse moyenne des vents tri-horaires de 14m/s. L'épisode de vent de terre dure du 2 au 3 Avril ; il est marqué par une vitesse moyenne des vents tri-horaires comprise entre 15 et 20m/s. Les mesures ont été effectuées avant et après chacun de ces épisodes ; nous en présentons ici les résultats.

Par vents de terre, on observe un comportement différent sur les deux sites (figure 140) :

- la plage de Piémanson est marquée par l'érosion de la dune et de l'arrière plage (-3m³/ml), l'accumulation principale étant réalisée sur le bourrelet et l'estran (+3,5m³/ml) ; l'écart très faible entre les deux chiffres montre qu'il existe un modeste apport

supplémentaire de sable (+0,5m³/ml). L'observation a montré, en l'occurrence, qu'il provient de transferts parallèles et sub-parallèles à la plage en raison de l'orientation oblique de cette dernière par rapport au Mistral.

- sur la flèche de la Gracieuse, l'érosion affecte la pente arrière de la dune, l'accumulation s'effectuant sur l'ensemble du profil, du front sud de la dune à l'estran (+11,1m³/ml). Le transfert s'effectue ici perpendiculairement à la côte et son bilan positif suppose un apport important à partir des stocks sableux fossiles situés en arrière de la dune. On rappellera que les piégeages réalisés au sommet du cordon dunaire enregistraient un apport sédimentaire en suspension à une altitude égale ou supérieure à 2m du sol (cf. § 2-2).

L'hétérogénéité du fonctionnement entre les deux sites s'explique, là encore, à partir de différents paramètres tels que l'orientation du cordon par rapport au vent, la largeur de la plage et la hauteur de la dune : sur la plage de Piémanson, le vent est parallèle à la côte et il exerce, sur les sables secs de la haute plage, une érosion importante, dont le bilan sédimentaire est proportionnel à la largeur de cette zone source. Sur la flèche de la Gracieuse, le vent est perpendiculaire à la dune, dont la hauteur importante induit une chute brutale de l'énergie sur son flanc sud, favorisant une accumulation importante sur une plage étroite.

Les vents de mer sont associés aux tempêtes et la participation de la dynamique éolienne ne concerne que la dune (comme l'ont montré les piégeages), le reste du profil étant modifié essentiellement lors des processus de submersion. Sur la plage de Piémanson, comme sur la flèche de la Gracieuse, le budget de la dune enregistre donc des variations très faibles (respectivement -0,6 à +0,4m³/ml), voire nulles, si l'on considère la marge d'erreur de la mesure (figure 140). Dans les deux cas, les valeurs obtenues, peu importantes en comparaison de celles enregistrées par vents de terre, sont liées au non fonctionnement des zones sources trop humides ou submergées.

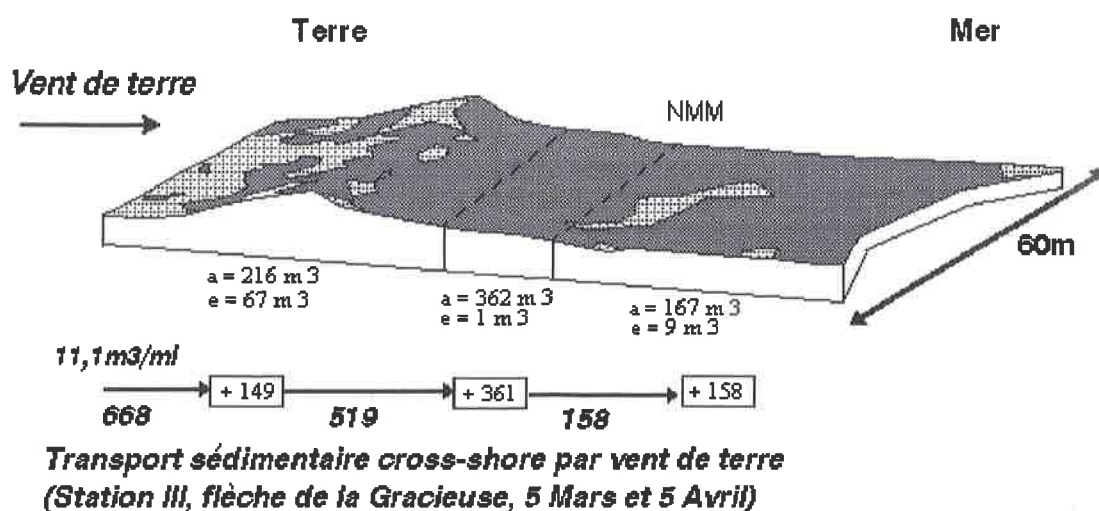
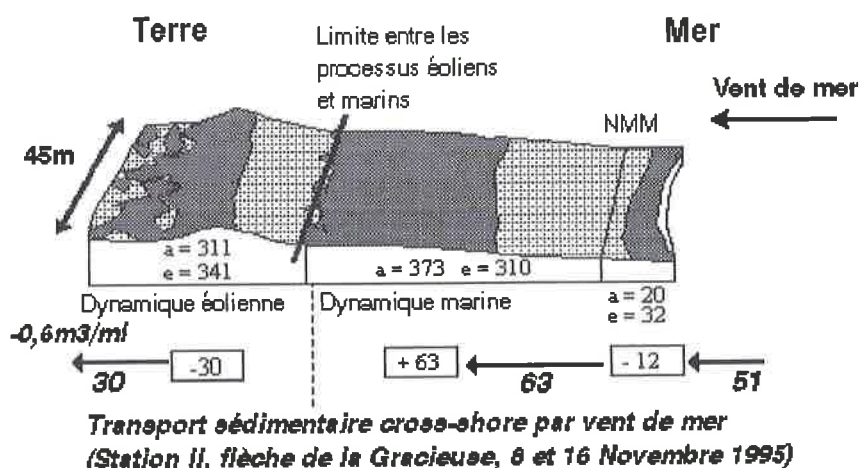
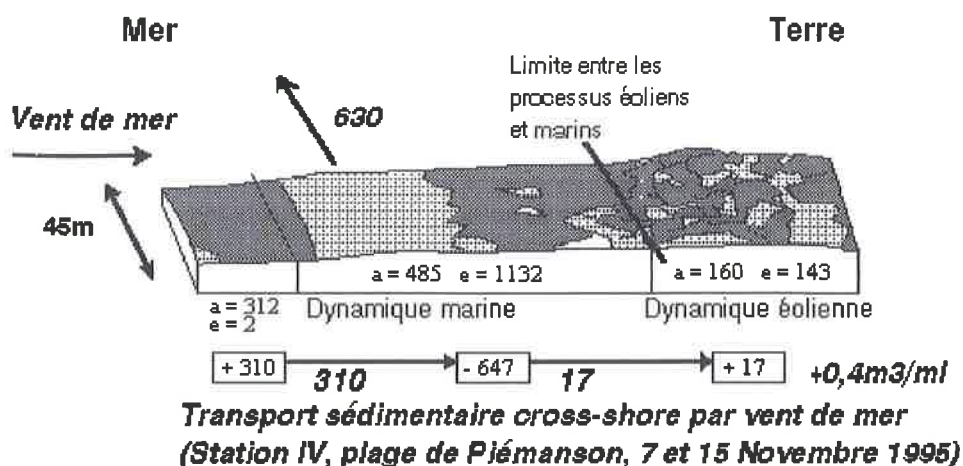
Conclusion

En conclusion, on soulignera la convergence des résultats obtenus par les trois méthodes. Il est important de souligner la faible déperdition de matériel sédimentaire du système dune/plage émergée vers la dépression vaseuse d'arrière dune. Ces données confirment les mesures précédemment effectuées dans ce secteur entre 1992 et 1993 montrant l'absence de transports sédimentaires entre ces deux unités morphologiques (SUANEZ et PROVANSAL, 1993). En revanche, un terme source s'observe pour la flèche de la Gracieuse, il est constitué des dunes fossiles situées à l'arrière du cordon artificiel.

Les transferts les plus importants s'effectuent par vents de terre qui assèchent les sables et les rend très mobilisables. Ce matériel est exporté en mer puis repris par les courants de dérive littorale avant d'être de nouveau accumulé sur la plage émergée par les phénomènes de submersion.

On retiendra donc, que les transports éoliens ne participent que de façon secondaire à l'évolution de la frange littorale. Ils induisent des déplacements importants de sédiments sur des périodes très réduites mais ce matériel n'est jamais définitivement

perdu ; il alimente une partie des transferts longshore avant d'être "réintroduit" dans le système littoral par les transferts cross-shore.



- Accumulation (en m³)
- Erosion (en m³)

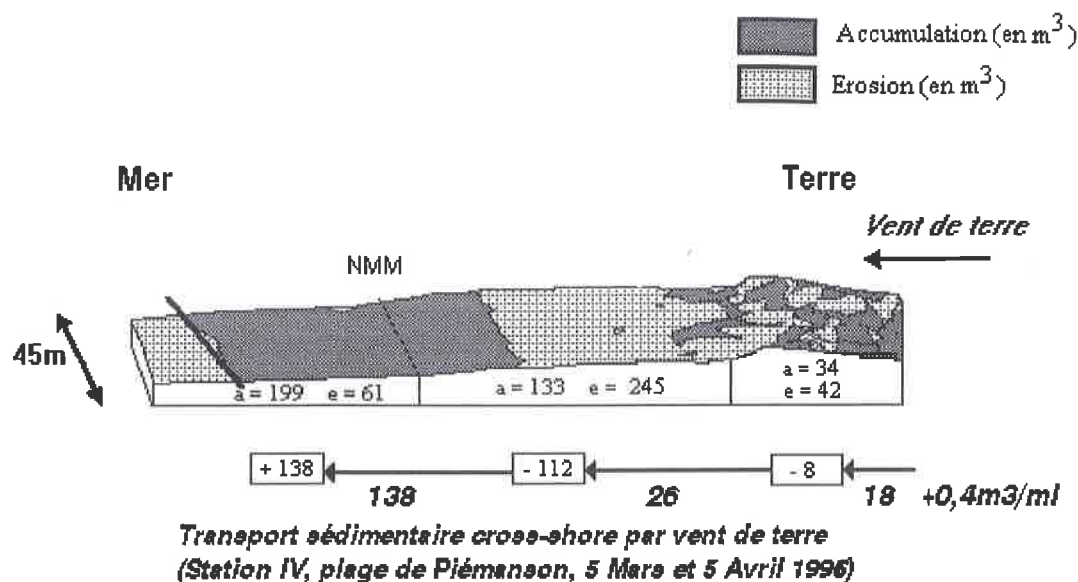


Figure 140. Bilans sédimentaires calculés sur le transport éolien à partir des mesures en 3D

3 - VARIATIONS SAISONNIERES DE LA PLAGES

L'analyse des variations saisonnières morphosédimentaires de la plage permet d'intégrer l'ensemble des processus liés aux transferts sédimentaires longshore et cross-shore. Elle met en évidence l'action des différents agents morphodynamiques dans l'évolution du littoral (crues du Rhône, tempêtes, vents, etc.).

L'étude de ces variations repose sur des mesures de plage effectuées de part et d'autre de l'embouchure du Rhône sur 19 mois (entre Novembre 1994 et Août 1996). L'interprétation de ces données prend en compte la variation des agents morphogènes pour l'ensemble de la période considérée. Nous aborderons donc :

- l'analyse des différents agents morphodynamiques (houle, marégraphie, vent, et débit du Rhône),
- l'étude des variations saisonnières des profils de plage,
- une estimation des bilans sédimentaires.

3-1 Variations saisonnières des agents morphodynamiques (figure 141)

Les houles et la marégraphie évoluant dans le même sens, sont de bons indicateurs des événements tempétueux. La discrimination de ces derniers se fait en fonction des seuils précédemment définis ($H_{sig} \geq 1m$; $NMM \geq 40cm$ NGF). Les vents nous renseignent sur le sens des transits éoliens ; n'ont été retenus pour cette analyse que les vents morphogènes $\geq 11m/s$. Enfin les débits du Rhône jouent un rôle important dans l'alimentation du littoral : les débits $\geq 5.000m^3/s$ retiendront notre attention. Ces agents sont analysés pour toute la période de mesure, d'Octobre 1994 à Août 1996. Nous en commentons les grandes lignes :

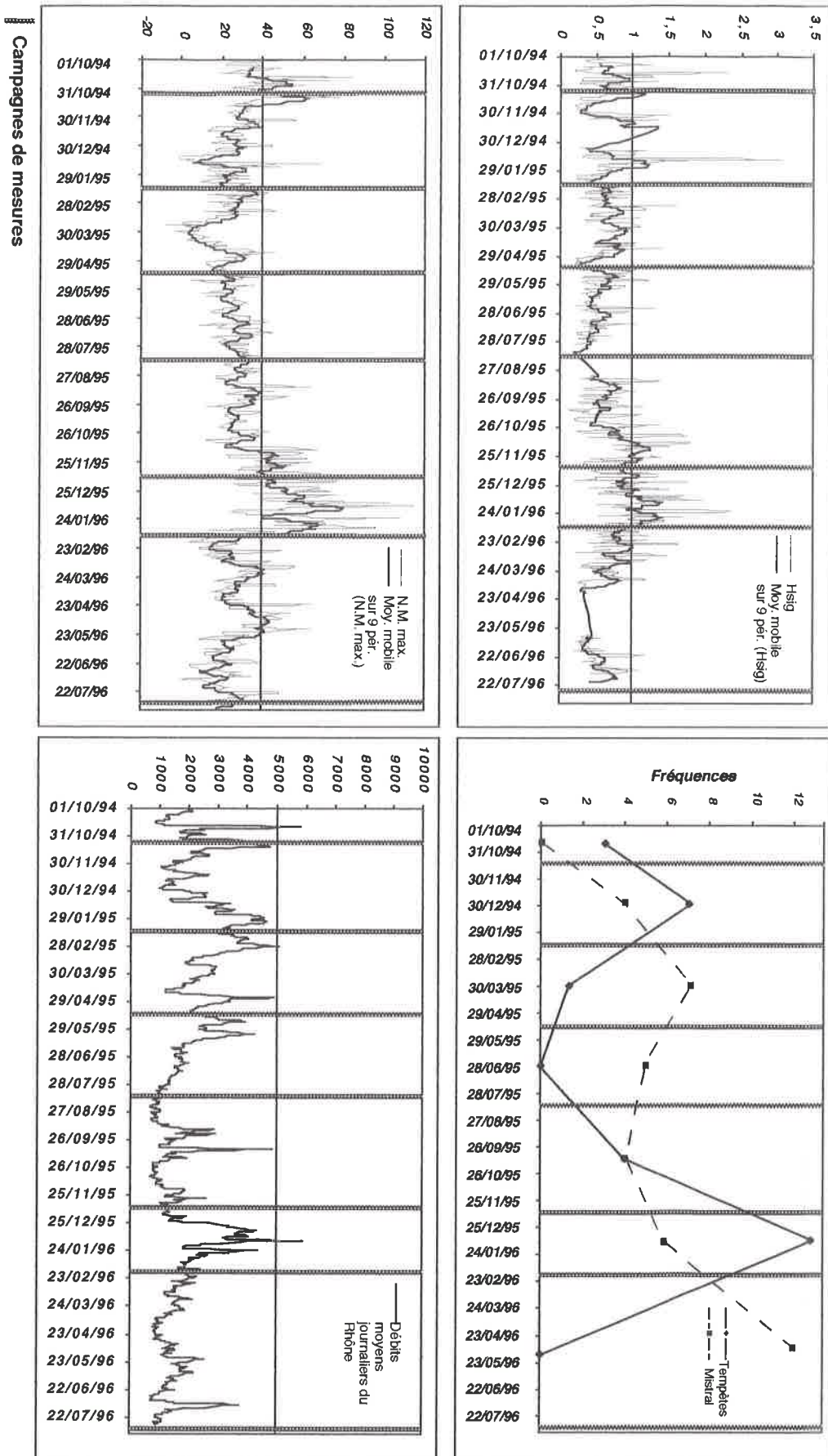


Figure 141. Variations saisonnières des agents morphodynamiques (vent, houle, marégraphie, et débit du Rhône) entre Octobre 1994 et Août 1996

- les périodes automnales (Novembre-Janvier) sont caractérisées par une augmentation des épisodes tempétueux violents (combinaison des trois agents réunis pendant plusieurs jours pour trois épisodes en 1994). Elles sont également marquées par une augmentation des débits du Rhône, en particulier, la crue cinquantennale du mois de Novembre 1994 (8.865m³/s) ; mais ces débits sont moins importants pour l'année 1995 à l'exception du pic enregistré à la fin du mois de Septembre (4.868m³/s).

- les périodes hivernales (Février-Avril) sont marquées par une augmentation des vents de terre, tandis que les vents de mer décroissent, en particulier pendant l'année 1995. Cette situation diffère en 1996, caractérisée par des conditions dépressionnaires entraînant de fortes tempêtes (combinaison des trois agents réunis pendant plusieurs jours pour deux épisodes en Janvier 95, alors que les débits du Rhône sont encore élevés).

- au printemps (Mai-Juillet), les vents de terre deviennent prédominants (rôle important du Mistral), entraînant une baisse du niveau de la mer. Les fortes houles enregistrées durant le mois de Juillet correspondent aux seiches estivales. Le Rhône est à son plus bas niveau (étiage d'été).

- la période "estivale" (Août-Octobre) enregistre une recrudescence des agents morphodynamiques à partir du mois de Septembre. Le niveau marin comme les houles augmentent de nouveau, avec l'arrivée des tempêtes d'équinoxe d'automne. Les vents de terre restent tout de même élevés. Les débits du Rhône enregistrent une pointe à la fin du mois de Septembre 95 (4.868m³/s).

En conclusion, cette analyse confirme le fonctionnement saisonnier pluri-décennal précédemment décrit (*cf. conclusion de la Partie 2*) ; nous en proposons une typologie, associée à ses impacts potentiels sur la frange littorale (tableau 23). Nous insisterons cependant sur deux points : d'une part, l'importance des débits rhodaniens durant le mois de Novembre 1994 (crue cinquantennale), d'autre part, la recrudescence des épisodes tempétueux durant l'hiver 1996. Ces deux éléments devront être pris en compte dans l'étude des variations saisonnières de la plage.

CONDITIONS	IMPACTS	MORPHOSÉDIMENTAIRES
	<i>Entre plage immergée et plage aérienne</i>	<i>Entre plage aérienne et dune</i>
Haut niveau marin + forte houle + crue (type automnes 94 et 95)	Alimentation sédimentaire de la plage immergée Submersion de la plage aérienne, construction du bourrelet	Nul
Haut niveau marin + forte houle + absence de crue (type printemps 96)	Non alimentation sédimentaire de la plage immergée Submersion et érosion de la plage aérienne	Nul
Bas niveau marin + houle faible + crue + vents forts de NW (type hiver 95)	Alimentation de la plage immergée Littoral en progradation	Alimentation des plages aérienne et immergée par la dune
Bas niveau marin + houle faible + vents faibles (type étés 95 et 96)	Non alimentation	Nul
Bas niveau marin + houle faible + vents forts (type printemps 95)	Non alimentation	Transits de direction variable selon les vents

Tableau 23 - Typologie du fonctionnement saisonnier de la frange littorale

3-2 Mesures et méthode de traitement

L'analyse des variations saisonnières de la plage repose sur des mesures effectuées par nivellement suivant 12 transects perpendiculaires au trait de côte, répartis de part et d'autre de l'embouchure du Rhône en tenant compte des caractéristiques morphologiques précédemment décrites (figure 142) : les profils 1, 2 et 3 se situent sur la flèche de la Gracieuse respectivement du poulier au secteur situé dans l'axe du prodelta fossile de Pégoulie ; les profils 4, 5 et 6 sur la plage Napoléon, de sa partie orientale à l'embouchure du Rhône ; les profils 7, 8 et 9 sur la plage Piémanson, du trou des Gabians au grau de Piémanson ; enfin, les profils 10, 11 et 12 sur le littoral de la Baisse de Quenin, du secteur situé à l'Ouest du grau de Piémanson à la limite orientale située avant les aménagements de la Courbe.

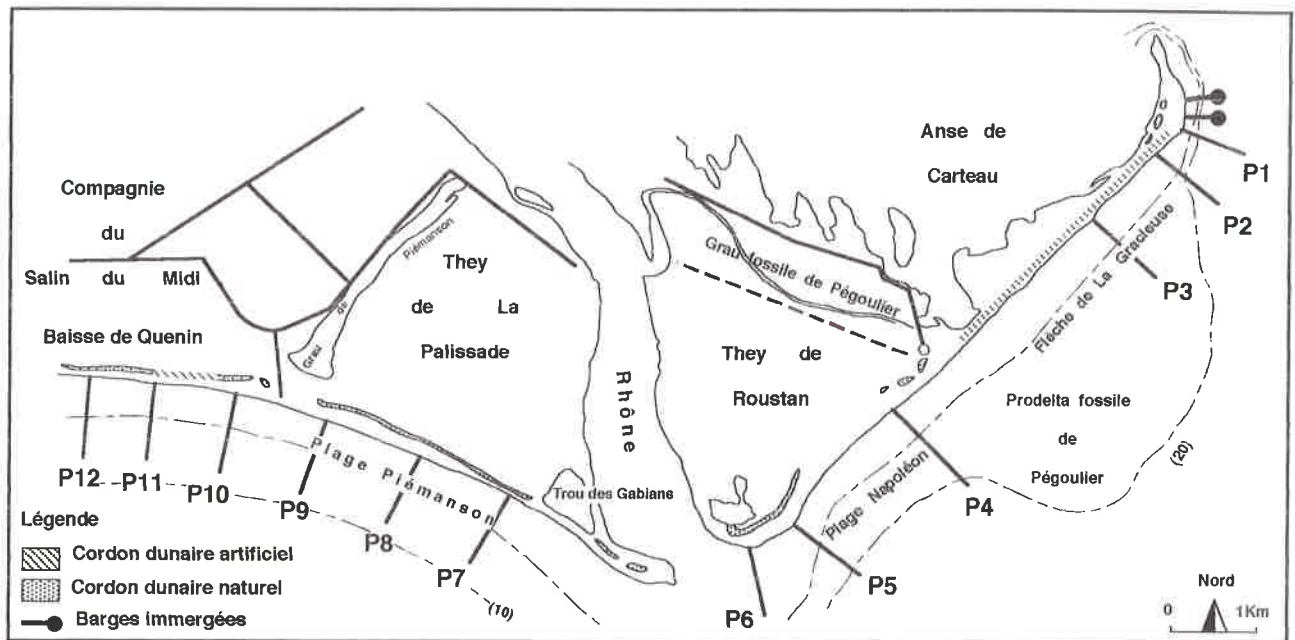


Figure 142. Localisation des profils de plage utilisés pour l'étude des variations saisonnières de la frange littorale

Une mesure trimestrielle est effectuée du sommet de dune jusqu'à la première ride de la plage immergée (-1m à 1,50m), qui constitue une zone de stockage du sable et d'amortissement des houles. Cette faible profondeur est liée aux contraintes de l'appareil de mesure et il est évident que nous ne prenons pas en compte les échanges sédimentaires dans la partie inférieure du profil sous-marin. Mais cette recherche a permis de quantifier les échanges entre la plage immergée (zone du déferlement, particulièrement sensible à l'action érosive des tempêtes), (cf. § 1-1-3), et la plage émergée.

La position du niveau marin instantané est indiquée pour chaque profil et permet d'estimer l'étendue de la plage aérienne pour la période considérée. Nous avons vu que cette limite variait en fonction des conditions barométriques et anémométriques. Afin de réduire l'impact des variations, nous avons essayé, autant que les situations

météorologiques le permettaient, d'effectuer ces mesures par conditions anticycloniques (faible vent de terre généralement $< 5\text{m/s}$).

3-3 Analyse des variations saisonnières de la plage

L'analyse diachronique de ces données permet de mettre en évidence les modifications morphologiques enregistrées par la plage à l'échelle saisonnière. Elles seront comparées à la variation des agents morphodynamiques (houles, marégraphie, vents et débits du Rhône). Enfin, nous proposerons une évolution des bilans sédimentaires des plages émergée et immergée.

Les variations enregistrées par les profils de plage de part et d'autre de l'embouchure du Rhône obéissent à une tendance générale :

- la période automnale (Novembre à Janvier) est caractérisée par une réduction de la largeur de la basse plage associée à la formation d'un bourrelet convexe à l'aval de la haute plage (figure 143). Ces modifications s'observent essentiellement sur les plages larges (cf profils 1, 4, 5, 8 à 12).

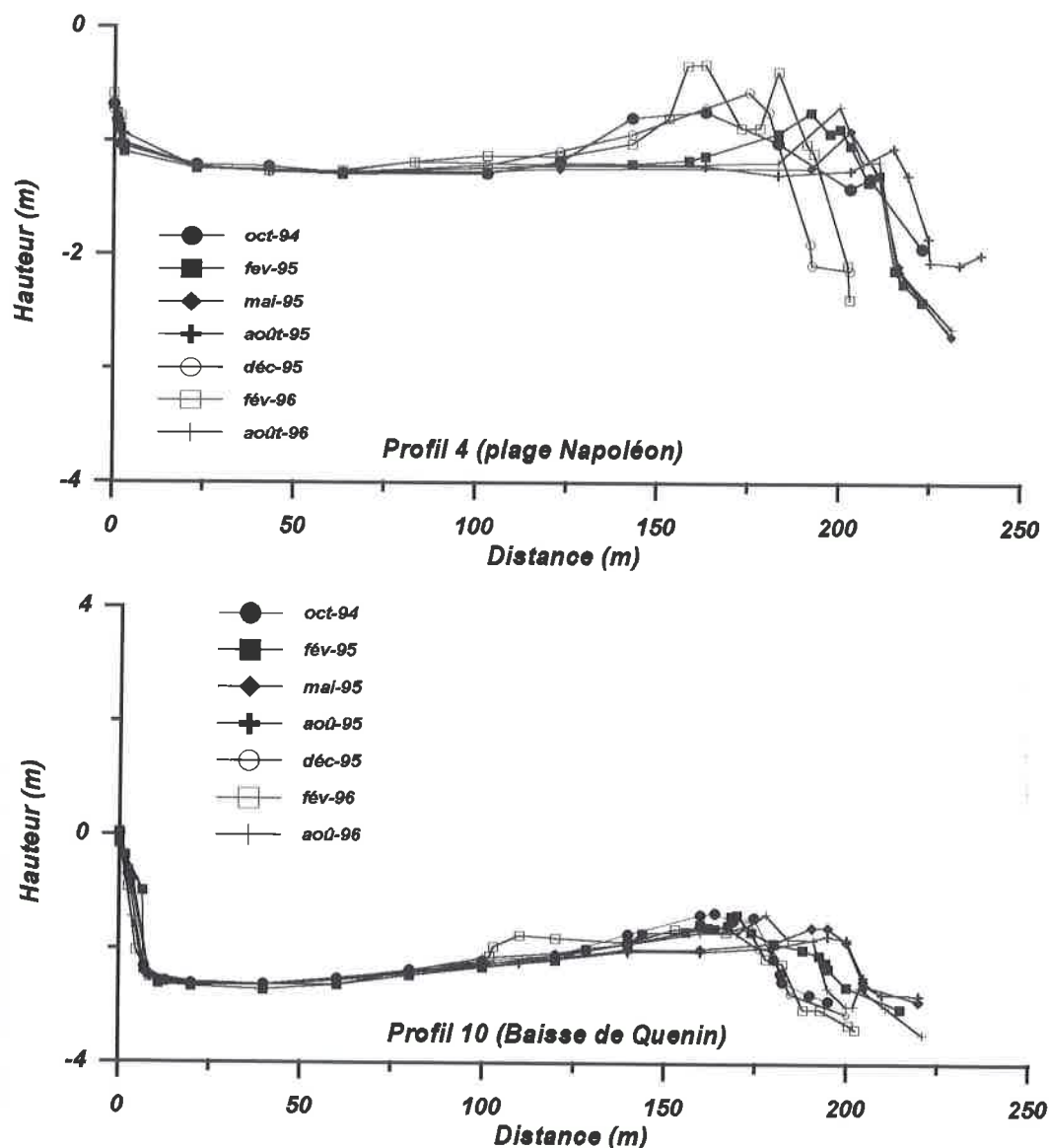


Figure 143. Variations saisonnières du profil de plage de type large (exemple : profils 4 et 10)

- sur les plages étroites de la flèche de la Gracieuse ou de Piémanson (Trou des Gabians), le recul de la basse plage, lorsqu'il existe, s'accompagne d'une accumulation uniforme du matériel sur l'ensemble de la plage émergée (figure 144).

- pendant la période hivernale (Février à Avril), le bourrelet s'efface tandis que la basse plage prograde. Ce processus est général à l'ensemble des plages, larges et étroites ; il se prolonge durant le printemps jusqu'à atteindre en été une extension maximale de la basse plage et la disparition presque totale du bourrelet.

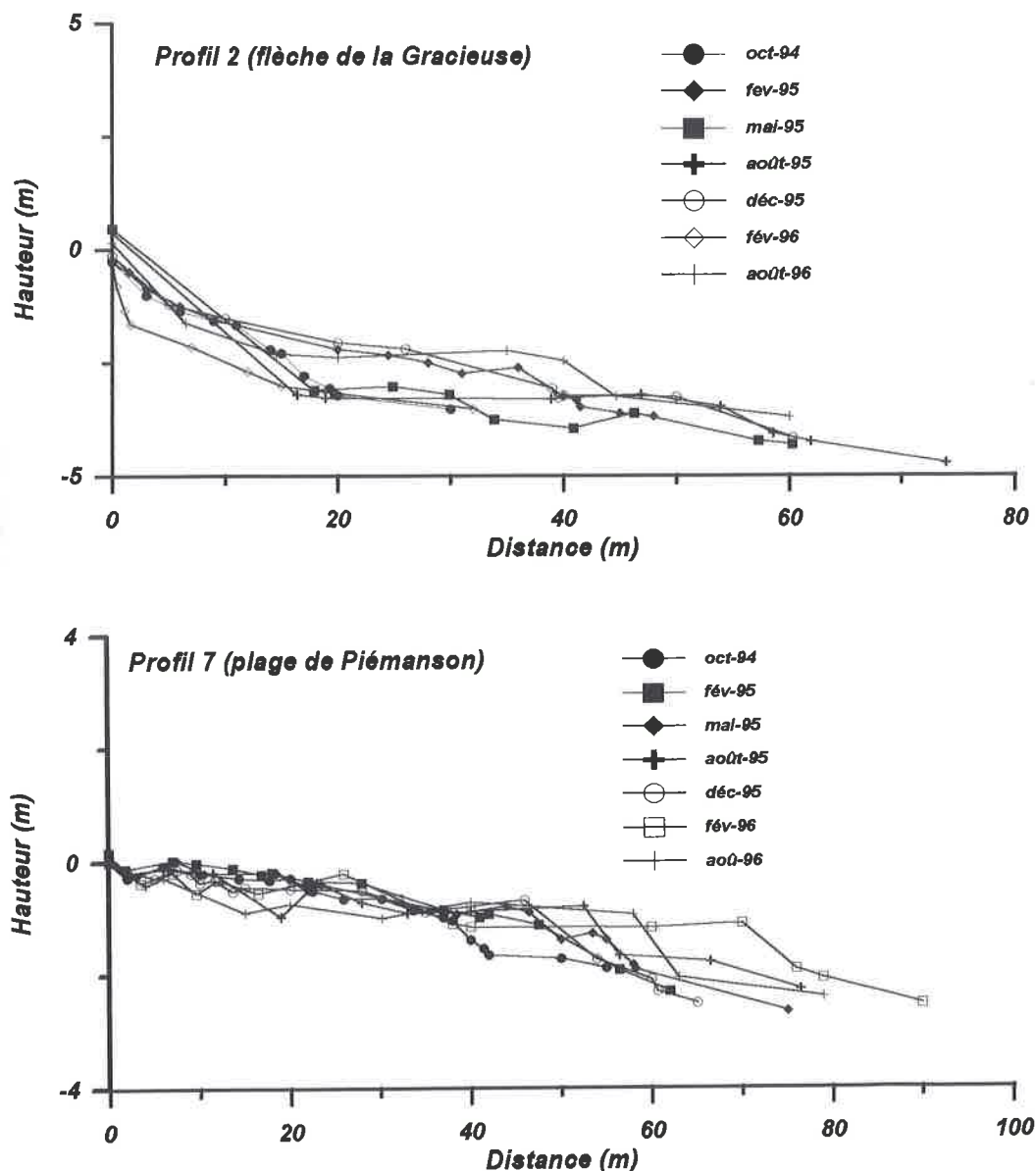


Figure 144. Variations saisonnières du profil de plage de type étroite (exemple : profils 2 et 7)

Cependant, certains secteurs présentent un comportement différent (figure 145) :

- sur la plage Napoléon, le profil 6 situé à l'embouchure du Rhône enregistre un recul constant de la basse plage s'accompagnant un réhaussement de la haute plage. Dans le

même temps, le profil 5 prograde sans discontinuer (entre Octobre 94 et Août 96, la basse plage s'avance de 150m).

- sur le secteur oriental de la plage de Piémanson (Trou des Gabians), la basse plage a plutôt tendance à prograder durant les périodes automnales et hivernales ; ce phénomène s'observe bien en Février 96.

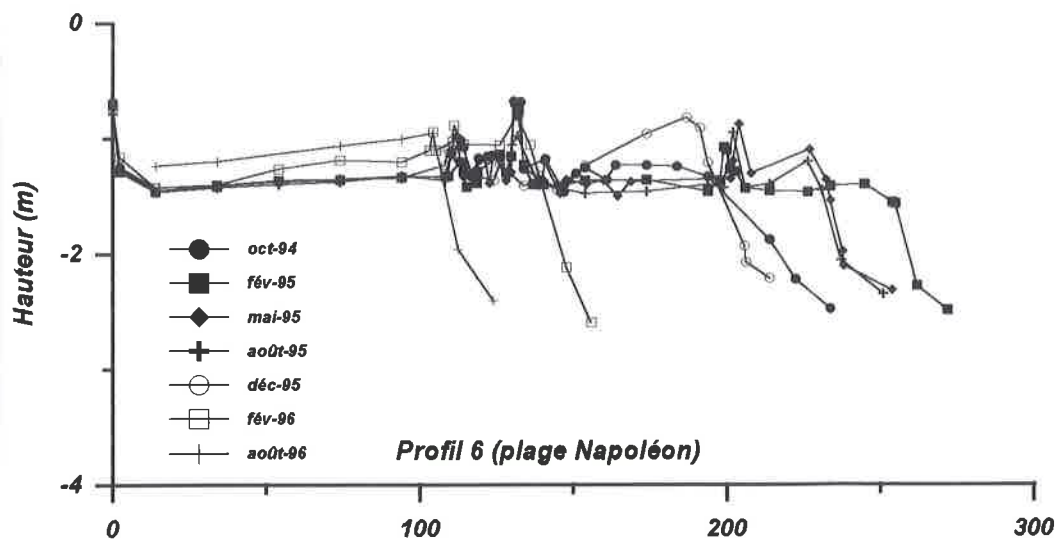
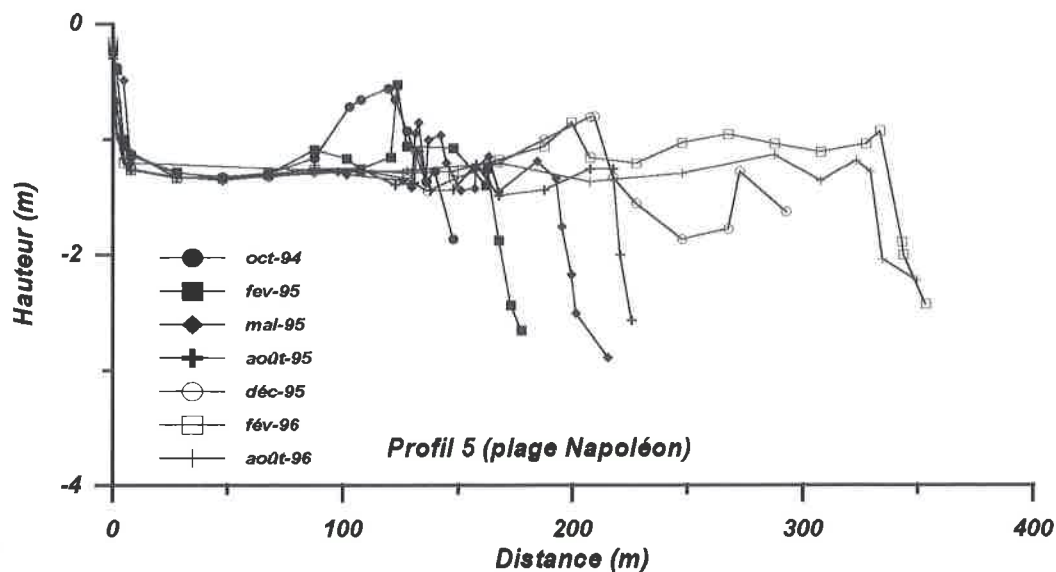


Figure 145. Variations saisonnières du profil de plage proche de l'embouchure (exemple : profils 5 et 6)

Les variations saisonnières du trait de côte (figure 146) par secteurs confirment l'ensemble de ces observations. Les données sont homogénéisées (X_i / X_{moy}) afin de faciliter la comparaison. La même tendance se dégage pour la plupart des profils : les périodes automnales et hivernales sont marquées par un recul du trait de côte, qui prograde de nouveau entre le printemps et l'été. L'amplitude de ces changements reste homogène de part de d'autre de l'embouchure du Rhône ; elle varie en moyenne de 50m

(tableau 24). Les secteurs marqués par un fonctionnement différent (profils 5, 6 et 7) sont également mis en évidence.

	Localisation	Oct-94	Fév-95	Mai-95	Aout-95	Déc-95	Fév-96	Mai-96	Aout-96
Profil 1	Flèche	195	205	230	225	/	152	/	165
Profil 2	de la	17	38	51	56	31,5	12	/	40
Profil 3	Gracieuse	71	79	95	79	50	50	/	74
Profil 4	Plage	208,5	206	213	221	183	171	/	189
Profil 5	Napoléon	140,6	164	195,6	219,6	175	288,5	/	286
Profil 6		203	257	234	234	194	126	/	92
Profil 7	Plage	38	52	57	55	47,5	71	/	59
Profil 8	de	150	/	134,5	125	117	128	/	135
Profil 9	Piémanson	232	239	250	252	222	227	/	238
Profil 10	Baisse	176	183	200	201	182	184	/	194
Profil 11	de	126	140	150	142	114	125	/	135
Profil 12	Quenin	133	141	160	150	125	133	/	139

Tableau 24. Variations saisonnières du trait de côte pour le littoral de la flèche de la Gracieuse à la Baisse de Quenin.

En conclusion, les variations enregistrées par les profils de plage mettent en évidence le rôle important des agents morphodynamiques :

- la crue de Novembre 1994 est essentielle dans l'évolution du littoral ; elle conditionne la progradation importante de la partie occidentale de la plage Napoléon (profil 5). L'alimentation de ce secteur pourrait également provenir de l'érosion du profil 6 sous l'effet du flux rhodanien, dévié vers l'Est, par la progradation de la flèche en rive droite de l'embouchure.

- le fonctionnement de la plage durant les périodes automnale et hivernale confirme les observations sur l'impact morphosédimentaire des tempêtes. On assiste, dans la plupart des cas, à un engraissement de la plage aérienne alimentée par le matériel érodé sur la plage immergée : pour les plages larges, il se solde par la construction d'un bourrelet à l'aval du haut de plage ; pour les plages étroites, par un rehaussement uniforme de la plage émergée. De la fin de l'hiver jusqu'à l'été, les vents de terre jouent un rôle important dans la redistribution de ce matériel vers la mer entraînant une avancée de la basse plage.

A l'exception de quelques secteurs, on assiste donc à un mouvement saisonnier de va-et-vient de la partie aval de la plage correspondant à des transferts sédimentaires cross-shore. Le croisement de ce fonctionnement avec la dérive longshore se traduit, suivant les périodes, par une déperdition ou un gain de matériel dont il nous faut faire le bilan, de part et d'autre de l'embouchure.

A l'Est du Rhône, ce bilan nous permettra de proposer également une évaluation du décalage chronologique des apports de crues dans le transit littoral longshore d'Ouest en Est.

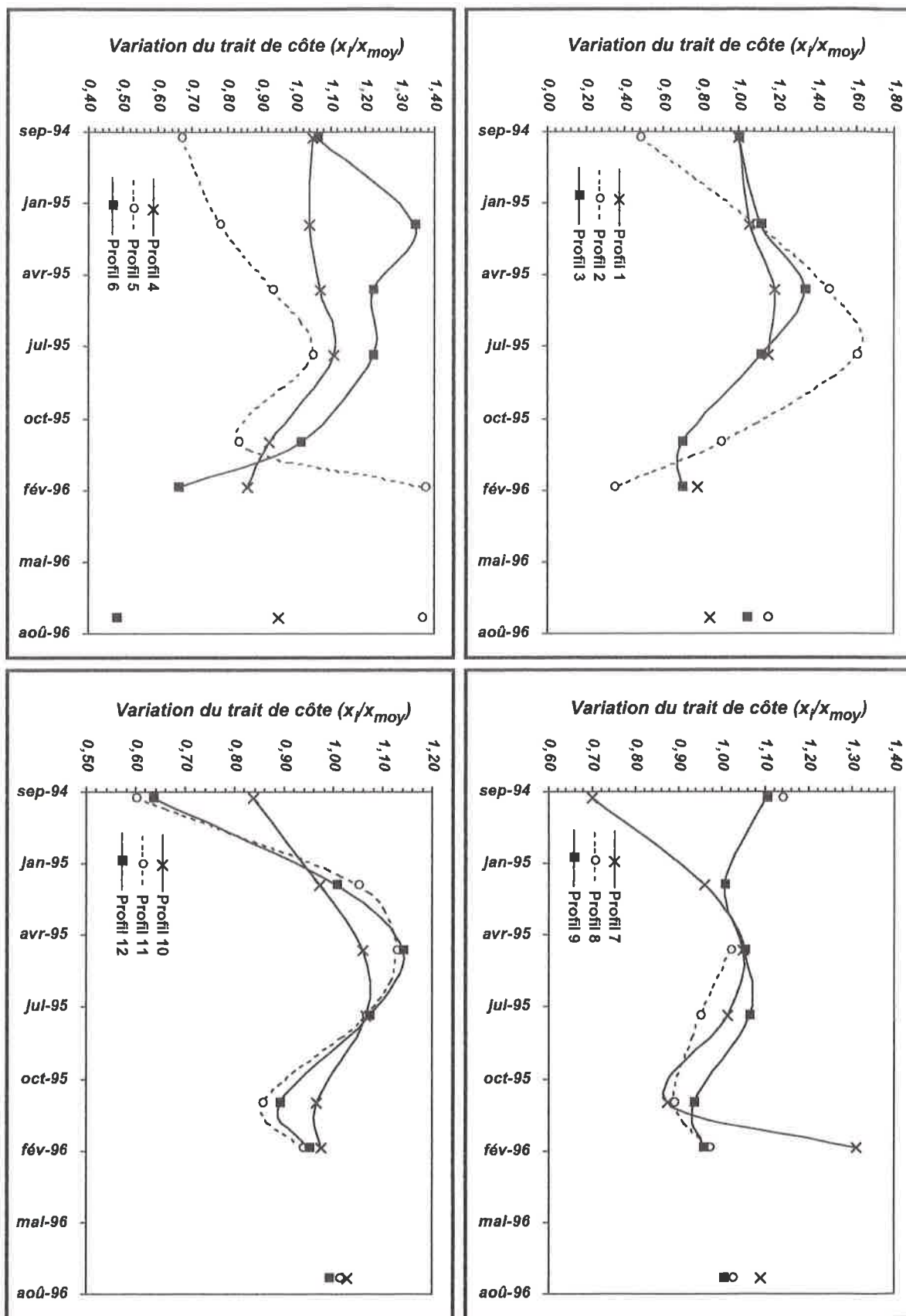


Figure 146. Variations saisonnières du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure

3-4 Estimation du bilan sédimentaire

Le volume sédimentaire est obtenu par l'analyse diachronique des profils ; il repose sur le calcul de la surface des variations topographiques en 2D que nous extrapolons en m³/ml (figure 147).

Dans un premier temps, nous analysons l'évolution du bilan sédimentaire obtenue en m² (figure 148) sur l'ensemble du profil : plage émergée + plage immergée (-1,5m de profondeur) ; le bilan global est converti en m³/ml (tableau 25).

Dans un second temps, nous proposons de séparer ces deux unités morphologiques afin d'évaluer et d'analyser les processus de transferts sédimentaires de l'un vers l'autre (figure 149).

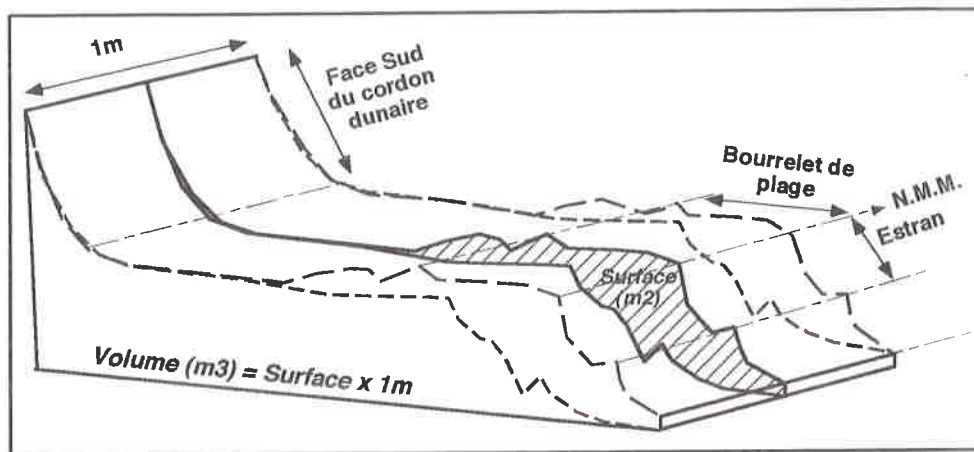


Figure 147. Méthode de calcul des volumes sédimentaires (m³/ml) à partir des profil de plage

3-4-1 Evolution du bilan sédimentaire sur l'ensemble du profil

Le budget sédimentaire global montre des situations très différentes suivant les secteurs (tableau 25) :

- on observera les faibles variations du littoral à l'Ouest de l'embouchure : entre +29,4m³/ml au niveau du profil 12 et -66,6m³/ml pour le profil 9. Sur l'ensemble du linéaire côtier, le bilan global estimé par an varie de -11.750 à -28.000m³ pour les deux plages de la Baisse de Quenin et de Piémanson.

- les variations enregistrées à l'Est de l'embouchure mettent en évidence de fortes disparités géographiques : entre -199,3m³/ml au niveau du profil 6 et +320,9m³/ml pour le profil 5. La plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse enregistrent un bilan positif global d'environ +53.720 à +57.000m³/an. La valeur obtenue pour la plage Napoléon est tout de même surestimée par le fait que l'importante progradation enregistrée au niveau du profil 5 ne concerne qu'une partie limitée du linéaire côtier (< 1.000m) ; il faut donc revoir ce chiffre à la baisse.

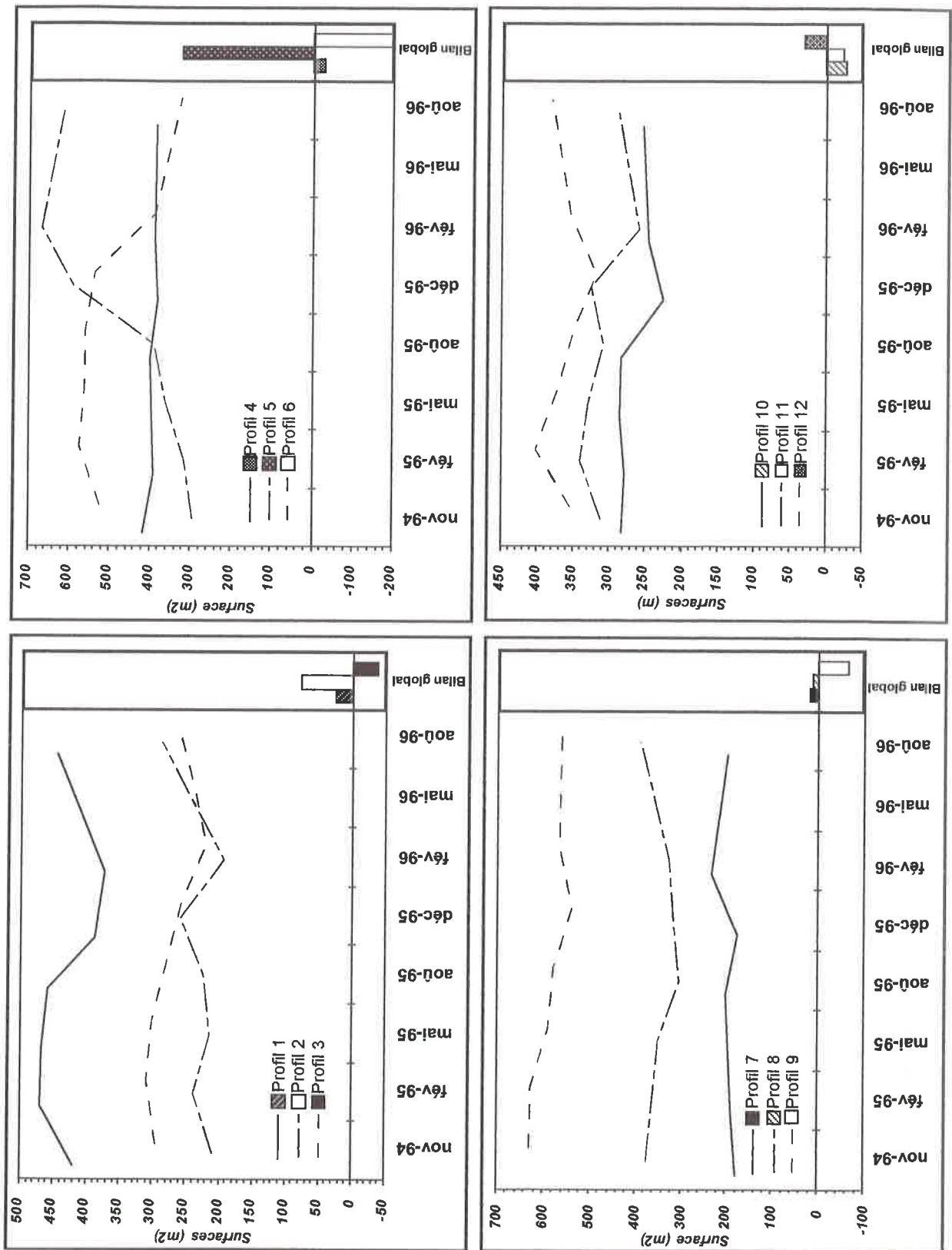


Figure 148. Variations saisonnières du bilan sédimentaire (m²) calculé sur l'ensemble des profils de part et d'autre de l'embouchure

	Localisation	Bilan global sur 19 mois (m3/ml)	Bilan global sur 12 mois (m3/ml)	Moyenne sur 3 profils	Intégration sur l'ensemble du linéaire côtier
Profil 1	Flèche	+25,3	+16	+13,4	pour 4.000m de littoral 53.720m3/an
Profil 2	de la	+76,8	+48,3		
Profil 3	Gracieuse	-38	-24		
Profil 4	Plage	-30,6	-19,2	+19	pour 3.000m de littoral 57.000m3/an
Profil 5	Napoléon	+320	+201,6		
Profil 6		-199,3	-125,6		
Profil 7	Plage	+18,6	+11,7	-7	pour 4.000m de littoral -28.000m3/an
Profil 8	de	+14,2	+9		
Profil 9	Piémanson	-66,6	-42		
Profil 10	Baisse	-27,4	-17,3	-4,7	pour 2.500m de littoral -11.750m3/an
Profil 11	de	-24,3	-15,3		
Profil 12	Quenin	+29,4	+18,5		

Tableau 25. Estimation du budget sédimentaire par an calculée à partir des variations morphosédimentaires saisonnières de la plage émergée et immergée (-1,5m).

On rappellera cependant que ces chiffres sont certainement en-dessous de la réalité car il n'intègrent pas les variations du profil sous-marin entre -1,5 et -6m définie comme la profondeur limite de mobilité du profil vertical. Toutefois, ils confirment la tendance observée à long terme : on retrouve un secteur oriental progradant tandis que le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure est déficitaire.

3-4-2 Evolution du bilan sédimentaire entre la plage émergée et immergée

Nous proposons d'étudier l'évolution du bilan sédimentaire entre la plage émergée et immergée, qui, nous le rappelons, ne concerne que la partie supérieure du profil sous-marin ; nous resterons donc prudents dans l'interprétation des résultats. Cette étude permet néanmoins une première approche d'intégration des transferts sédimentaires longshore et cross-shore (SUANEZ et PROVANSAL, *en révision*).

On distinguera plusieurs situations types (tableau 26).

Plage émergée	Plage immergée	Total de la plage	Fonctionnement
Bilan (+)	Bilan (+)	Bilan (+)	Bonne alimentation sédimentaire souvent liée sur la plage aérienne à des projections de tempête
Bilan (-)	Bilan (-)	Bilan (-)	Absence d'apport sédimentaire associée à l'effet érosif de la houle
Bilan (-)	Bilan (+)	Bilan (=)	Alimentation de la plage immergée au détriment de la plage émergée (rôle prépondérant du Mistral)
Bilan (+)	Bilan (-)	Bilan (=)	Projection de tempête dans un contexte de déficit sédimentaire
Bilan (=)	Bilan (=)	Bilan (=)	Système en équilibre (apport = érosion)

Tableau 26. Schémas théoriques de fonctionnement de la plage

Les résultats montrent un fonctionnement différencié selon les secteurs : l'évolution des plages émergée et immergée peut être similaire, sur l'ensemble de la période de mesure, ou différenciée dans le temps, traduisant une succession de dynamiques différentes.

On met en exergue trois types de situations (figure 149) :

- *des secteurs sensibles à la variabilité saisonnière mais dont le fonctionnement de la plage émergée et immergée est similaire* : il s'agit des plages de Piémanson, de la Baisse de Quenin et du profil 4 (plage Napoléon). Ces secteurs enregistrent les effets des agents morphodynamiques sur l'ensemble du profil : les périodes automnale et hivernale se marquent par une diminution globale du budget sédimentaire de la plage émergée et immergée. Au printemps et jusqu'à l'été, ce dernier augmente de nouveau sur l'ensemble du profil.

Ces situations sont observées sur les secteurs soumis à un déficit sédimentaire chronique (ou stable, profil 4 plage Napoléon). En période de forte activité des agents météo-marins, les sédiments sont déplacés vers le bas du profil sous-marin par les courants sagittaux ; les tempêtes dans ce secteur sont donc plutôt destructives. En période d'accalmie, ce stock sédimentaire est remonté vers le sommet du profil vertical par la houle, entraînant un balancement saisonnier du trait de côte.

- *des secteurs sensibles à la variabilité saisonnière mais dont le fonctionnement de la plage émergée et immergée est différencié* : il s'agit de la flèche de la Gracieuse. Entre l'automne 94 et l'été 95, ce secteur enregistre les apports sédimentaires de la crue de Novembre 1994. L'ensemble du profil bénéficie de ces apports grâce aux submersions réalisées lors des tempêtes de l'hiver 94-95 (rôle constructeur des tempêtes).

A partir du mois de Décembre 95, on observe un fonctionnement différencié entre la plage émergée et immergée. Les tempêtes entraînent selon les secteurs, une érosion importante de la plage émergée dont une partie du matériel est déplacée vers la plage immergée (profils 1 et 2), ou un engraissement de la plage émergée à partir du matériel érodé à la plage immergée (profil 3).

Ces processus interviennent dans un contexte sédimentaire favorable, on comprendra donc que les phénomènes d'érosion de la plage émergée n'entraînent pas une diminution importante du budget global. Le recul du trait de côte est compensé, soit par le stockage du matériel entre 0 et 1,50m de profondeur, soit par des accumulations sur le bourrelet de plage par les phénomènes de submersion, ces dernières étant redistribuées à la plage immergée par les vents de terre à partir de la fin de l'hiver jusqu'en été. On notera tout de même que ce secteur est plus sensible aux événements exceptionnels de forte énergie que le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure.

- *des secteurs peu sensibles à la variabilité saisonnière mais dont le fonctionnement de la plage émergée et immergée est différencié* : il s'agit des profils 5 et 6 (plage Napoléon). La partie occidentale de la plage Napoléon enregistre jusqu'en Août 95 les apports sédimentaires de la crue de Novembre 94. A partir de Décembre 1995, un changement de comportement s'observe : le secteur situé très près de l'embouchure (profil 6) enregistre une érosion importante tandis que le profil 5 s'engraisse. L'évolution de ce secteur a déjà fait l'objet d'une interprétation sur laquelle nous ne reviendrons pas (cf. § 3-3), notons simplement que la quantification des bilans sédimentaires confirme cette analyse. On insistera donc sur le rôle essentiel joué par le Rhône dans ce secteur.

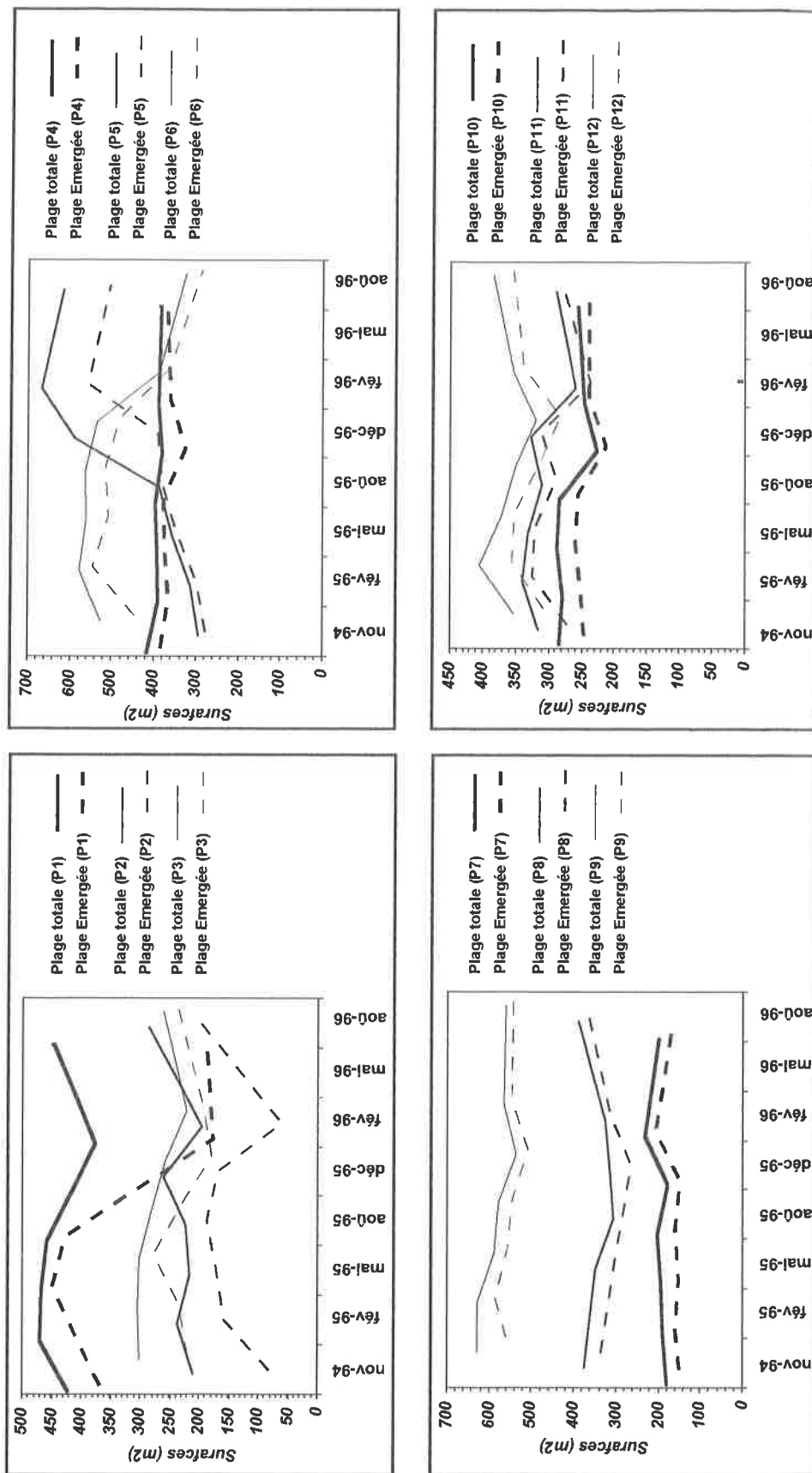


Figure 149. Variations saisonnières du bilan sédimentaire (m²) des plages émergée et immergée (plage totale - plage émergée) pour chaque profil

Conclusion

En conclusion, on insistera sur l'évaluation du bilan sédimentaire global effectuée à partir des variations saisonnières de la plage : elle confirme la tendance observée à l'échelle mi-séculaire. Les apports rhodaniens jouent un rôle important dans l'alimentation des transferts sédimentaires longshore et cross-shore à l'Est de l'embouchure du Rhône ; ce secteur enregistre un bilan positif. A l'Ouest, en revanche, on assiste à une faible diminution du bilan sédimentaire global due soit à la migration des sables vers des fonds supérieurs à 1,5m de profondeur sous l'effet de courants sagittaux, soit à leur transit parallèlement à la côte jusqu'au prodelta actuel.

Ces processus interviennent dans un contexte sédimentaire excédentaire, qui comme nous venons de le souligner, joue un rôle important à l'Est de l'embouchure. Les apports correspondent à la crue de Novembre 1994 à laquelle s'ajoutent les crues d'Octobre 1993 et Janvier 1994. A partir de l'analyse de l'évolution des taux de sédimentation et d'érosion sur le littoral situé à l'Est de l'embouchure il est possible d'évaluer les temps de réponse des plages aux apports de crue ; cette approche reste très imparfaite mais permet de donner quelques hypothèses :

Les figures 150 et 151 illustrent l'évolution du bilan sédimentaire par période. Les courbes sont caractérisées par une allure sinusoïdale que nous interprétons comme la manifestation du déplacement progressif vers l'Est des apports successifs des crues d'Octobre 93, Janvier et Novembre 94. Les taux négatifs sont principalement enregistrés durant l'hiver et le printemps et montrent la prédominance des épisodes de tempêtes. En revanche, les taux positifs sont observés à partir du printemps et jusqu'au début de l'automne traduisant l'importance des transferts sédimentaires longshore dans l'alimentation du littoral.

La figure 150 montre que le profil 6 situé près de l'embouchure enregistre un apport sédimentaire dès le mois de Février 1995 que nous rattachons à la crue de Novembre 1994. Ce matériel atteint le profil 5 à partir du mois de Mai 95 (l'alimentation de ce secteur se fait jusqu'en Décembre 95). L'engraissement du profil 5 n'est donc pas lié à l'érosion du secteur de l'embouchure puisque cette dernière intervient postérieurement. On notera la quasi-stabilité du profil 4 qui confirme bien l'existence d'un point charnière à cet endroit (*cf. Chapitre 1, § 1-2-1*).

La figure 151 montre le déplacement des masses sédimentaires au niveau de la flèche de la Gracieuse. Les taux importants enregistrés par les profils 1 et 2 en Février 1995 ne peuvent être contemporains de la crue de Novembre 1994 ; on propose de les interpréter comme étant les apports des crues précédentes : Octobre 1993 et Janvier 1994 ; l'engraissement de Décembre 1995 est relié quant à lui, à la crue de Novembre 94 (l'alimentation perdure dans ce secteur jusqu'en Août 96 malgré le creux de l'hiver Février 96).

Ces observations montrent que les apports de crue mettent à peu près 5 mois pour passer du secteur de l'embouchure (prodelta) à la partie orientale de la plage Napoléon (1km), soit une vitesse de 200m/mois ; et à peu près 12 mois pour atteindre l'extrémité de la flèche de la Gracieuse (7km), soit une vitesse 600m/mois. Ces différences de vitesses pourraient être dues à la faible capacité des houles à transporter le matériel

accumulé sur le prodelta jusqu'au littoral ; une fois que les sédiments ont atteint la côte, les courants de dérive sont alors plus efficaces dans le transport. Cependant, l'étude sur les transferts longshore à long terme a montré que les transits s'effectuaient en système de relais le long de la côte ; ces vitesses ne sont donc certainement pas linéaires : elles intègrent les phénomènes d'arrêt et de circulation inverse intervenant durant les événements tempétueux. Cette étude donne toutefois une idée des temps de réponse du littoral après une crue du Rhône, confirmant les décalages observés entre l'évolution mi-séculaire du bilan sédimentaire lié aux transferts longshore et les débits du Rhône.

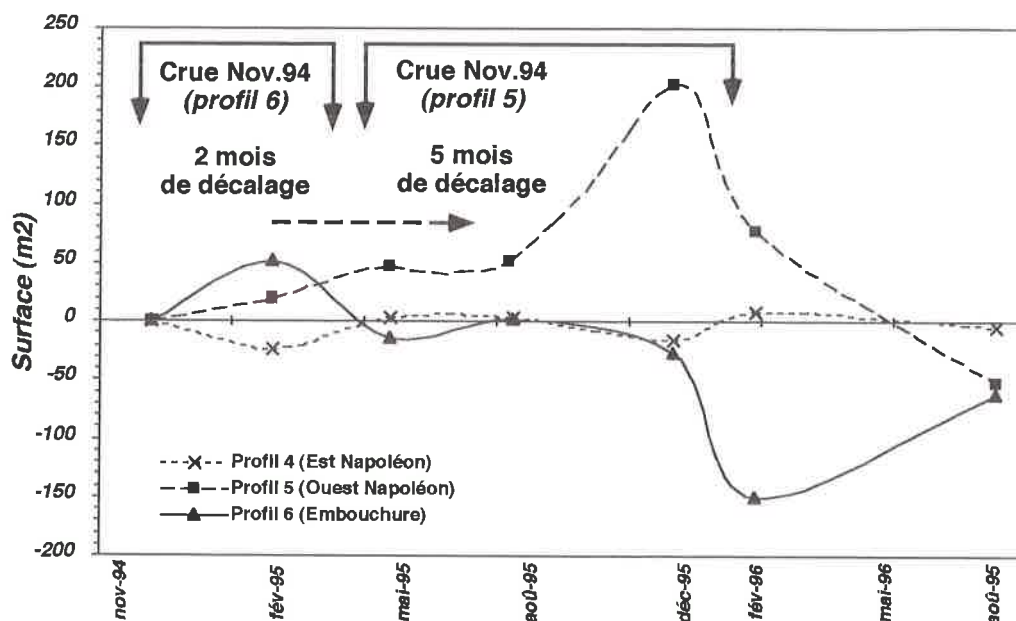


Figure 150. Analyse des décalages chronologiques des transferts sédimentaires longshore sur la plage Napoléon

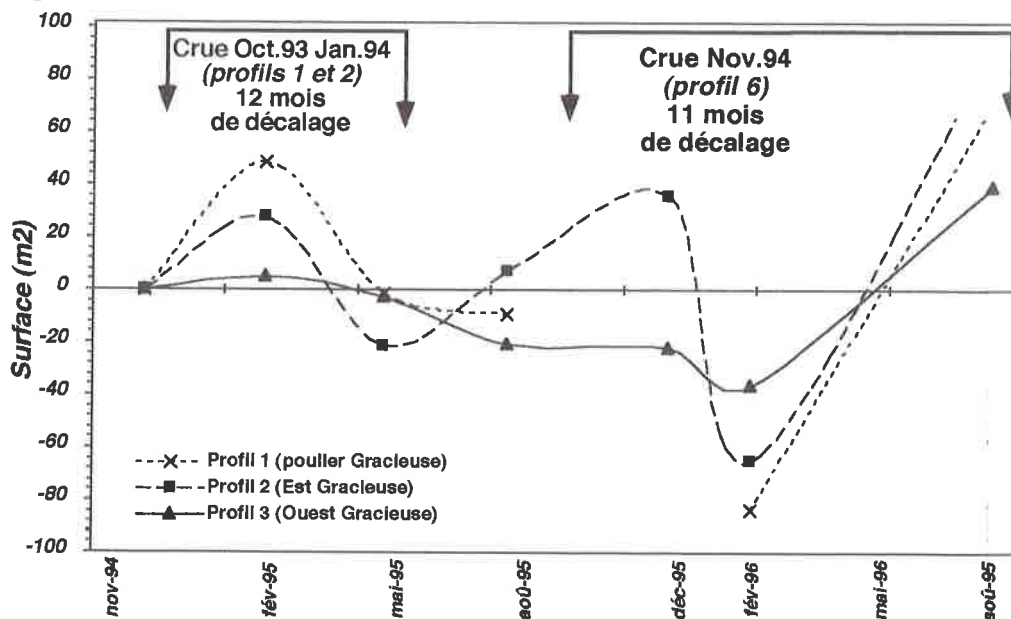


Figure 151. Analyse des décalages chronologiques des transferts sédimentaires longshore sur la flèche de la Gracieuse

4 - CONCLUSION

Les transferts sédimentaires cross-shore sont importants dans l'évolution du bilan sédimentaire de la plage ; ils sont principalement liés aux évènements de forte énergie dont les flux perpendiculaires à la côte entraînent un déplacement des sédiments vers la terre ou vers la mer. On reconnaît, d'une part, les transferts liés aux phénomènes de submersion lors des tempêtes, d'autre part, l'ensemble des transits éoliens dépendants de la direction des vents dominants.

L'impact de la submersion est de deux sortes : elle se traduit, le plus souvent, par des projections de matériel sur la plage émergée accumulées sous la forme d'épandages sableux et correspond également, à des transferts sédimentaires d'un versant à l'autre des "flèches sableuses" : l'érosion de la face externe alimentant la face interne.

Le déplacement de la flèche de la Gracieuse jusqu'en 1989-92 s'explique par des phénomènes de submersion. Ces derniers sont directement liés à la fréquence des évènements tempétueux : le volume de sédiment déplacé augmente avec le nombre d'épisodes, traduisant le rôle important des surcotes dans les processus morphosédimentaires. Ces transferts représentent en moyenne 43.500m³/an ; avec la construction des aménagements au début des années 90, ces déplacements de sédiments sont stoppés.

Les mesures effectuées sur deux épisodes de tempêtes à l'Est de l'embouchure du Rhône permettent d'évaluer les transferts sédimentaires de la plage immergée vers la plage émergée. Elles soulignent le caractère "constructeur" de ces évènements de forte énergie. Le volume global de sédiments déplacés varie entre 78.000 et 176.000m³/an pour l'ensemble du littoral de la plage Napoléon et de la flèche de la Gracieuse. Ces transferts participent à l'accrétion verticale de la plage émergée et jouent un rôle essentiel dans l'évaluation du budget sédimentaire global de la frange littorale ; ils expliquent très certainement les bilans négatifs obtenus, pour certaines périodes, dans la mesure du transit longshore auquel ils ont été soustraits.

A l'Ouest de l'embouchure du Rhône, nous ne disposons pas de mesures aussi précises sur ces processus, à l'exception des profils de plage réalisés à l'échelle saisonnière. L'analyse de ces données a toutefois montré que les tempêtes dans ce secteur, avait plutôt un rôle "destructeur" se traduisant par un bilan sédimentaire globalement négatif.

Ces résultats mettent l'accent sur le rôle important des apports rhodaniens dans l'alimentation "indirecte" des transferts cross-shore à l'Est de l'embouchure, qui se traduit par un bilan globalement positif. A l'Ouest du Rhône, l'alimentation réduite voire inexistante par les apports fluviaux se traduit par un déficit sédimentaire.

L'étude du transit éolien montre la faible importance des transferts cross-shore par vent de mer ; elle s'explique, de toute évidence, par l'augmentation du taux d'humidité dans les zones sources. Ces transits entraînent donc une déperdition très réduite du matériel sédimentaire de la frange littorale vers la dépression vaseuse d'arrière dune ; les volumes mesurés sont en-deçà du seuil de significativité de la méthode de mesure, nous les considérons donc négligeables. En revanche, la déflation est beaucoup plus

importante par vent de terre. Elle intervient sur des sables secs et mobilisables de la dune et/ou de l'arrière plage et les accumule sur le bourrelet de plage et la partie immergée de l'estran. A l'Ouest du Rhône, le bilan s'équilibre ; en revanche, sur la flèche de la Gracieuse il est excédentaire (+11,1m³/ml) traduisant le rôle essentiel des stocks fossiles situés à l'arrière du cordon dunaire actuel. Ces derniers, formés de chicots de dunes héritées du littoral du XIX^{ème} siècle, constituent un terme source important pour le système dune/plage émergée dans ce secteur.

Les variations saisonnières de la plage montrent que le littoral situé à l'Est de l'embouchure est plus sensible à l'action des agents morphodynamiques. Deux éléments d'interprétation : l'orientation de la côte perpendiculaire aux houles et vents de tempêtes et l'intervention des crues du Rhône dans l'alimentation du littoral. Ces paramètres conditionnent un fonctionnement saccadé de la plage, qui enregistre, avec un décalage de 5 à 12 mois suivant les secteurs, les apports de crues.

CONCLUSIONS

Le fonctionnement de la frange littorale traduit la complexité des transferts sédimentaires cross-shore et longshore évoluant en système de relais, décalés dans le temps et dans l'espace. L'action conjuguée de ces transferts conditionne l'ensemble des modifications enregistrées par la plage. Le bilan sédimentaire global dépend essentiellement de l'alimentation par les apports rhodaniens. L'interaction des processus éoliens, des tempêtes et de la dérive littorale peut-être synthétisée, de part et d'autre de l'embouchure du Rhône, par les figures 152 et 153. Nous en proposons d'abord un commentaire exhaustif.

Les tempêtes jouent un rôle déterminant dans l'accrétion verticale de la plage par l'association de l'action des houles et des phénomènes de submersion. Ces événements exceptionnels entraînent dans la plupart des cas un recul du trait de côte par l'érosion de basse plage et de l'estran dont une partie du matériel est projetée sur la plage émergée. En revanche une différence fondamentale concerne les processus intervenant sur la partie supérieure du profil sous-marin (entre 0 et 1,5m de profondeur) ; deux paramètres conditionnent le bilan sédimentaire de cet étage :

- dans un contexte sédimentaire favorable ou excédentaire, l'action des tempête se solde par une faible érosion rapidement cicatrisée ; à l'inverse dans un contexte déficitaire, l'érosion est aggravée.

- la bathymétrie de la plage sous-marine : les secteurs à caractère réfléchissant sont marqués par l'action érosive des courants sagittaux qui exportent le matériel érodé par la houle vers large ; sur les secteurs à caractère dissipatif ces processus sont réduits voire inexistant.

Ces transferts cross-shore se combinent avec l'action du transit longshore. Ce dernier est essentiel dans le réengraissement de la basse plage et de l'estran érodés durant les tempêtes ; il dépend cependant du stock sédimentaire disponible : lorsque le contexte sédimentaire est favorable ou excédentaire, l'alimentation de la plage par les transits longshore est efficace ; à l'inverse dans un contexte sédimentaire déficitaire son efficacité est réduite.

A la dynamique marine s'ajoutent les processus éoliens. Les vents de mer constituent théoriquement une perte pour le système littoral. Cependant leur action est négligeable dans la mobilisation des sables de plage alors humidifiés par la submersion. En revanche, les vents de terre entraînent un transfert important des sédiments vers la mer ; ils redistribuent entre autres, les projections de tempête et alimentent ainsi la dérive littorale, donc, le transit longshore. Le bilan de ces échanges dépend alors de l'importance du matériel sédimentaire accumulé lors des tempêtes et de la capacité des vents à les évacuer, mais aussi, d'une alimentation "extérieure" au système à partir de stocks fossiles.

Ces considérations générales reflètent l'évolution des secteurs situés de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.

A l'Est du fleuve (figure 152), les transferts sédimentaires s'effectuent dans un contexte sédimentaire excédentaire constitué par les apports rhodaniens actuels ; la participation de ces derniers aux transferts longshore varie entre +23.000 et +195.000m³/an pour les périodes caractérisées par une faible activité des agents météorologiques et par des fortes crues du Rhône ; en revanche, les périodes enregistrant une forte activité des tempêtes et de faibles apports rhodaniens montrent l'existence d'un terme puits qui se traduit par un déficit sédimentaire compris entre -3.000 et -110.000m³/an.

Les transferts cross-shore particulièrement efficaces durant les périodes de tempête induisent une accréation verticale de la plage émergée ; le volume de ces apports, évalué à partir de deux événements tempétueux n'est peut être pas représentatif d'une tendance à long terme, mais représente entre 78.000 et 176.000m³/an. Ces valeurs pourraient expliquer l'existence du terme puits enregistré par le transfert longshore lors des périodes de tempête.

Les transferts éoliens, quant à eux, se traduisent sur la flèche de la Gracieuse par une alimentation à partir des stocks hérités du XIX^{ème} représentant environ 11,1m³/ml. Toutefois, il est difficilement envisageable d'extrapoler cette valeur sur l'ensemble du littoral. Nous retiendrons l'idée qu'un terme source supplémentaire intervient sur cette partie du littoral et qu'il contribue certainement à l'engraissement du cordon artificiel.

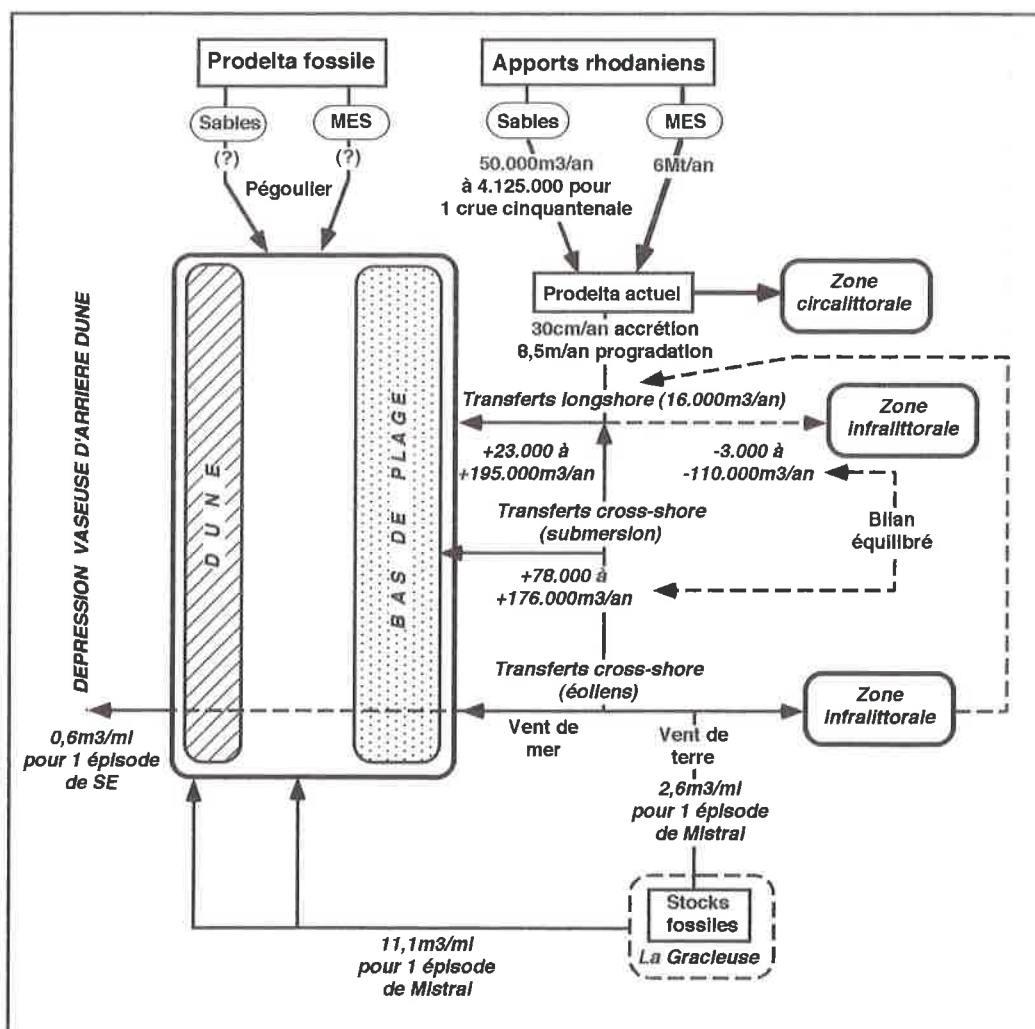


Figure 152. Schéma de synthèse des transferts sédimentaires à l'Est de l'embouchure

A l'Ouest du delta du Rhône (figure 153), les transferts sédimentaires sont alimentés par l'érosion des fonds sous-marins aux dépens du prodelta fossile du Bras de Fer. Les transits longshore s'orientent vers l'Ouest et l'Est et représentent pour ces deux directions un volume compris entre 152.000 et 422.000m³/an suivant les périodes. Cette alimentation est sensible à la recrudescence des tempêtes qui correspond aux valeurs les plus importantes.

Nous ne disposons d'aucune mesure sur les transferts cross-shore liés à la submersion mais l'analyse des variations saisonnières des profils de plage montre que les tempêtes sur cette partie du littoral ont plutôt un rôle destructeur. Le matériel érodé est soit repris par les courants sagittaux vers le large soit redistribué par les courants de dérive vers la flèche de Beauduc à l'Ouest ou vers la plage de Piémanson à l'Est.

Les transferts éoliens montrent un bilan stable : aucune déperdition vers la dépression d'arrière dune n'est enregistrée ; l'absence de stocks fossiles à l'arrière du système littoral n'entraîne aucun apport par vent de terre.

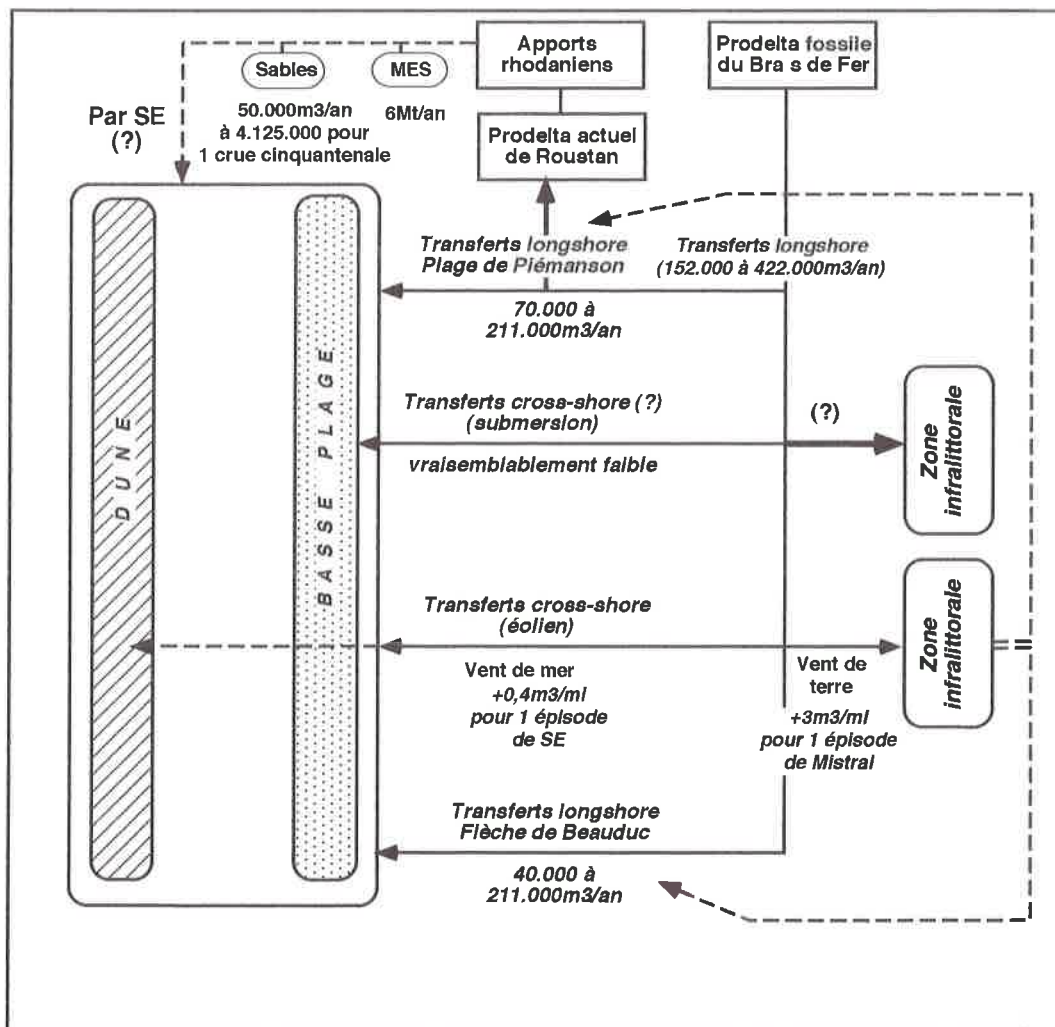


Figure 153. Schéma de synthèse des transferts sédimentaires à l'Ouest de l'embouchure

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La frange littorale orientale du delta du Rhône présente de grandes disparités géographiques entre les processus morphosédimentaires et hydrodynamiques qui interviennent dans l'évolution de la côte. Elles sont le fruit d'une histoire complexe qui s'inscrit dans un contexte géodynamique où se mêlent l'action des processus naturels et anthropiques. Au rôle des héritages s'ajoute l'intervention des agents de la morphogenèse actuelle représentés par les dynamiques fluviale et météo-marine. Ces agents répondent à des fonctionnements tendanciels et/ou cycliques suivant l'échelle de temps à laquelle ils interviennent. L'ensemble de ces paramètres influence les transferts sédimentaires côtiers et conditionne l'importance des budgets sédimentaires d'un secteur à l'autre. Ainsi, se distinguent des zones dont le bilan global traduit une bonne alimentation, tandis que d'autres souffrent d'un déficit drastique en sédiments. Sur ces dernières, la présence d'aménagements de défense côtière pose la question de leur efficacité dans un contexte de montée relative du niveau marin.

UNE CONSTRUCTION SEDIMENTAIRE RECENTE DANS UN CONTEXTE GEODYNAMIQUE ACTIF

Le secteur étudié correspond dans un premier temps à la construction, entre le XVIème et XVIIIème siècle, d'un delta digité vers le Sud, lié au fonctionnement d'un bras aujourd'hui fossile dit "Rhône du Bras de Fer", qui se jetait à la mer dans le secteur du Grau de la Dent, à l'Ouest de l'embouchure actuelle. Ce premier appareil est lié à une progradation importante et très rapide, inscrite dans le contexte climato-anthropique particulier du Petit Age Glaciaire caractérisé par une augmentation des crues du Rhône et une anthropisation généralisée du bassin versant. Des écoulements à forte compétence génèrent alors un détritisme important en volume et caractérisé par une grossièreté sédimentaire qui différencie les dépôts de cette époque de ceux de la période actuelle.

La défluviation du fleuve en 1711 déplace le cours du Rhône plus à l'Est qui prend alors, son tracé définitif. Cet événement entraîne l'abandon du lobe deltaïque du Rhône du Bras de Fer, dont le matériel érodé par des courants de dérive littorale orientés Est-Ouest contribue à la construction de la flèche de Beauduc. A partir du XVIIIème et surtout de la fin du XIXème siècle, l'aménagement du nouvel exutoire conditionne l'évolution morphosédimentaire et structure le paysage côtier du secteur situé à l'Est de l'embouchure actuelle (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse) : l'embouchure est artificiellement déplacée d'une position initiale au grau de Pégoulie à sa position actuelle au grau de Roustan.

Les héritages de cette histoire se traduisent par la présence de stocks sédimentaires constitués par les prodeltas fossiles du Bras de Fer (ou "Vieux Rhône") sur le littoral de Faraman à l'Ouest du Rhône, et celui de Pégoulie à l'Est, sur le littoral de la flèche de la Gracieuse. Ces corps sédimentaires d'âges et de granulométries différents conditionnent la bathymétrie générale du secteur étudié

caractérisée par une déformation localisée des isobathes vers le Sud nettement visible jusqu'à des fonds de -20m. Cette dernière joue un rôle important dans la dynamique marine.

Par ailleurs, la construction deltaïque s'inscrit dans un contexte géodynamique pléistocène et holocène complexe, qui enregistre des déformations latérales et transversales du prisme sédimentaire. Une flexure localisée sur la frange littorale entraîne des mouvements subsidents de faible importance du Nord vers le Sud, qui affectent l'ensemble du secteur au Sud du Vaccarès. Ils sont encore actifs et représentent environ 1mm/an. D'autre part, un basculement Est-Ouest vraisemblablement d'origine tectonique entraîne l'affaissement du secteur oriental du delta (golfe de Fos). Les mouvements subsidents renforcent la variable eustatique et conditionnent la fragilité du secteur étudié.

L'AMENAGEMENT DU FLEUVE ET LES APPORTS FLUVIATILES

L'analyse des apports fluviaux se heurte à la difficulté d'évaluer précisément la charge de fond du fleuve, essentielle à l'alimentation du littoral. Les estimations de la charge transportée en suspension semblent avoir été longtemps sous-évaluées, en accordant peut-être un rôle trop important aux aménagements hydro-électriques. La réduction de la charge de fond est indéniable depuis le XIXème siècle, mais il faut faire la part de la variation climato-anthropique et des aménagements dans le bassin versant. La première caractérisée par la diminution du nombre des crues importantes avec la fin du Petit Age Glaciaire et la déprise agricole, réduirait environ de moitié la charge de fond dès la première moitié du XXème siècle ; les seconds jouent un rôle complexe :

- la progradation et les taux de sédimentation du prodelta actuel indiquent une réduction très importante des apports (40% à 70%) à partir du début des années 60. L'aménagement hydro-électrique de la Durance interviendrait donc de façon majeure.
- mais les crues centennale et cinquantiennale de 1993-94 ont montré que durant ces événements exceptionnels les apports solides (MES et charge de fond) pouvaient atteindre des valeurs très importantes.
- enfin l'endiguement du fleuve favorise la concentration du flux rhodanien qui se traduit par une exportation plus au large des sédiments sur la marge externe du prodelta, entraînant une progradation importante de ce dernier.

La charge de fond transportée par le Rhône est évaluée entre 50.000m³/an et 4.125.000m³ pour une crue cinquantiennale. Bien qu'encore très imprécis, ces chiffres attestent d'une grande variabilité hydrosédimentaire. Celle-ci est conditionnée par les variations météorologiques sur le bassin versant, qui induisent un fonctionnement spasmodique des apports. Comparé à d'autres deltas méditerranéens, l'Ebre ou le Nil par exemple, le Rhône apparaît donc mieux alimenté et susceptible de mieux participer à la défense de son littoral.

LES AGENTS METEO-MARINS : DES IMPACTS DIFFERENCIES DANS L'ESPACE

Les houles dominantes, liées aux vents de terre, sont de direction SW. Elles conditionnent le sens de la dérive littorale et jouent un rôle essentiel dans les transports sédimentaires longshore. Elles sont cependant à contre-vent, ce qui explique la faiblesse de leur énergie et donc de leur compétence. Les houles de SE moins fréquentes sont cependant beaucoup plus énergiques (Hsig et Tsig plus importantes). Elles sont liées aux événements tempétueux induisant, sur des périodes très courtes, une inversion locale du sens de la dérive littorale et du transit sédimentaire longshore. Elles jouent également un rôle important dans les transferts cross-shore en favorisant la submersion de la plage, mais elles limitent par là-même les transferts éoliens.

La topographie sous-marine intervient sur la propagation des trains de houle. Sur les prodeltas fossiles de part et d'autre de l'embouchure du Rhône, elle induit une dissipation de l'énergie des houles et leur réfraction convergente. Ces deux phénomènes sont apparemment contradictoires mais il semble que, dans la plupart des cas, ce soit le deuxième qui l'emporte. Il détermine, au droit des prodeltas fossiles, l'existence de secteurs très sensibles à l'érosion. En outre, à l'Ouest du Rhône, la divergence située à l'apex du cône du Bras de Fer entraîne un courant de dérive littorale bidirectionnel.

D'autres secteurs (inter-cônes et plages en pente forte) ont une bathymétrie de type réfléchive.

La circulation générale dans le secteur étudié est donc la suivante : à l'Est de l'embouchure du Rhône (plage Napoléon et de la flèche de la Gracieuse), la dérive littorale s'oriente d'Ouest en Est. A l'Ouest de l'embouchure, elle est bidirectionnelle, le point de divergence se situant au niveau de l'étang de Ste Anne : une circulation d'Ouest en Est intéresse le littoral de Faraman et la plage de Piémanson jusqu'à l'embouchure, tandis qu'un courant d'Est s'oriente en direction du golfe de Beauduc. Le sens de la dérive de part et d'autre du Rhône est confirmé par un ensemble d'indicateurs (granulométriques conformément à la loi de MCLAREN et BOWLES (1985) et morphologiques) ; elle conditionne le sens des transferts sédimentaires longshore.

Les vents dominants sont de deux directions : les vents de terre orientés N-NW et les vents de mer E-SE. Ils interviennent à trois niveaux :

- ils conditionnent les variations du niveau de la mer à la côte, dont l'amplitude varie entre -50cm par vents de terre et +80cm par vents de mer. Ces derniers induisent la submersion de la plage émergée qui se solde par des transferts cross-shore non négligeables.

- ils influencent la déformation du panache rhodanien : par vent de terre, les courants fluviaux de surface se trouvent rejetés vers le large ; par vent de mer, ils sont rabattus très près du littoral. Toutefois, ces sédiments très fins intéressent très peu la sédimentation côtière.

- leur rôle sur le transit éolien dépend de l'orientation du trait de côte et intervient de façon secondaire sur les transferts cross-shore.

LES VARIATIONS SAISONNIERES DES AGENTS MORPHODYNAMIQUES

L'étude des acteurs de la morphogenèse (débits du Rhône, vents, houles, courants et marégraphie) met en évidence un fonctionnement saisonnier des processus morphodynamiques qui conditionne les variations morphosédimentaires de la frange littorale :

- la période automnale est caractérisée par l'augmentation des épisodes de houles de tempête ($\geq 1\text{m}$) associées à une montée du niveau de la mer supérieure au seuil de submersion de la plage émergée (+40cm NGF). A la dynamique marine, s'ajoute la recrudescence des vents de mer morphogènes ($\geq 11\text{m/s}$). Cette période correspond épisodiquement aux plus fortes crues du Rhône qui réinjectent d'importants stocks sableux à l'embouchure, disponibles pour l'alimentation des plages. Une classification des tempêtes en fonction de l'énergie libérée par la houle montre que les événements les plus violents sont enregistrés durant cette période. Ils favorisent les transferts sédimentaires cross-shore variables suivant les secteurs : sur les côtes réfléchives, l'action des courants sagittaux induit un transport du matériel vers le large tandis que les fonds s'érodent ; le temps de récupération de la plage dépend alors de l'importance des apports sédimentaires longshore et/ou de la remontée vers le rivage du matériel érodé. Sur les côtes dissipatives, l'amortissement de la houle se traduit par une diminution des effets érosifs. Lorsque l'alimentation est suffisante comme à l'Est du Rhône, les phénomènes de submersion entraînent une accumulation du matériel sur la plage émergée et les tempêtes sont alors constructives. Faute d'apports sédimentaires, ceci est rarement le cas à l'Ouest de l'embouchure.

- la période hivernale est caractérisée par des événements tempétueux et la recrudescence des vents de terre particulièrement violents (Mistral). Les transports sédimentaires cross-shore s'orientent tantôt vers la mer, tantôt vers la terre. Le recul de la côte est épisodiquement compensé par les apports éoliens prélevés sur la dune et la plage et rejetés à la mer. Localement, le bilan sédimentaire dépend alors de la redistribution par les transferts longshore des apports fluviatiles.

- au printemps, on enregistre de nouveau la présence des tempêtes d'équinoxe moins énergiques que celles d'automne. La dynamique éolienne prend le relais de la dynamique marine : les vents de terre jouent un rôle important dans le transfert sédimentaire cross-shore de la plage émergée vers la mer. Cette situation se prolonge jusqu'à la période estivale marquée par une faible activité des agents morphodynamiques, liée aux conditions anticycloniques. Le transport sédimentaire longshore n'est plus alors contrarié et devient prédominant, permettant une excellente alimentation de la plage.

Le fonctionnement saisonnier de la frange littorale traduit la complexité des transferts sédimentaires cross-shore et longshore évoluant en système de relais, décalés dans le temps et dans l'espace. Les mesures de terrain effectuées à l'Est de l'embouchure du Rhône ont montré qu'il fallait à peu près 5 mois (à la vitesse de 200m/mois) pour que la houle ramène à la côte le matériel de crue accumulé sur le prodelta. Les courants de dérive déplacent ensuite ces sables le long de la côte à la vitesse de 600m/mois.

EVOLUTION DU TRAIT DE COTE ET DES FONDS BATHYMETRIQUES

L'évolution du trait de côte depuis 50 ans montre le recul important des secteurs situés au droit des prodeltas fossiles du Bras de fer et de Pégoulie ; elle confirme l'importance des phénomènes de convergence de houle dans ces secteurs. A partir du Bras de Fer, le matériel érodé contribue à l'alimentation de la flèche sableuse de Beauduc et de l'appendice, qui, à l'Ouest de l'embouchure, dévie le flux rhodanien vers l'Est. A partir du prodelta de Pégoulie, il est redistribué vers la flèche de la Gracieuse à l'Est. Le déplacement longshore des corps sableux des zones érodées vers les zones en accrétion est conforme aux courants de dérive littorale.

Le rôle des tempêtes est également essentiel dans les variations du linéaire côtier. Les transferts cross-shore liés à ces événements sont particulièrement efficaces dans les secteurs non protégés par un cordon dunaire. Ces processus ont concerné la flèche de la Gracieuse, jusqu'à l'aménagement du cordon artificiel à partir de 1989, où l'on observait une importante sédimentation sur sa face Nord (anse de Carreau) à partir du matériel érodé sur son talus externe.

La limite de mobilité du profil vertical à moyen terme (3 à 5 ans) est définie sur l'ensemble du linéaire côtier à -6m de profondeur, à l'exception du poulie de la flèche de la Gracieuse (-12m) et de l'anse de Carreau (-3m). Elle permet de montrer que le recul du trait de côte s'accompagne généralement d'une érosion des fonds marins ; cette évolution est clairement mise en évidence à l'Ouest de l'embouchure et témoigne d'un déficit sédimentaire important dans ce secteur. A l'Est du Rhône, les données bathymétriques à l'échelle pluri-décennale enregistrent une accrétion du profil vertical jusqu'à -20m de profondeur, soulignant l'effet compensatoire des apports rhodaniens face au recul de la côte ; les modifications du profil vertical sur cette partie du littoral pourraient être une illustration locale de l'application de la loi de BRUUN (1962) : l'érosion de la partie sommitale du profil vertical s'accompagne d'une sédimentation dans la zone offshore.

SCHEMA DE CIRCULATION SEDIMENTAIRE

Un schéma global de circulation sédimentaire est défini à partir des résultats obtenus sur l'évolution du trait de côte et des fonds marins ; il met en évidence deux secteurs homogènes, répartis de part et d'autre de l'embouchure du Rhône. A l'Est de l'exutoire, le littoral est directement alimenté par les apports actuels du fleuve considéré comme *source vive*, auxquels s'ajoute le matériel érodé sur le prodelta fossile de Pégoulie. Le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure du Rhône évolue essentiellement à partir du *stock sédimentaire fossile* du prodelta du Bras de Fer ; épisodiquement les tempêtes de SE y entraînent des sédiments rhodaniens mais il est impossible d'en proposer une évaluation précise. Cette situation pose la question de la stabilité à long terme de ce secteur et de la longévité des aménagements qui y sont implantés.

Le déplacement des sédiments et les données granulométriques montrent l'existence de cellules hydrosédimentaires fonctionnant en relais : les secteurs érodés

alimentent les secteurs en accrétion, et aux deux extrémités, les flèches de Beauduc et de la Gracieuse constituent respectivement les points de fermeture du système. La quantification des transferts longshore et cross-shore repose sur ce découpage spatial.

EVALUATION DES BILANS SEDIMENTAIRES

L'évaluation des bilans sédimentaires de la frange littorale témoigne de la complexité des transferts cross-shore et longshore. Ces processus interviennent en relais, décalés dans le temps et dans l'espace, et restent dépendants de la variation des agents morphodynamiques.

Dans un contexte sédimentaire positif comme celui qui prévaut à l'Est de l'embouchure, les valeurs obtenues sur les transferts longshore montrent l'importance des variations météorologiques : les périodes marquées par une forte activité des tempêtes et de faibles apports du Rhône enregistrent un déficit sédimentaire compris entre $-109.000\text{m}^3/\text{an}$ (1944-1955) et $-2.700\text{m}^3/\text{an}$ (1955-1960). Les périodes marquées par une faible activité des agents météo-marins et de fortes crues du Rhône enregistrent un bilan positif compris entre $+100.000\text{m}^3/\text{an}$ (1960-1971) et $+203.000\text{m}^3/\text{an}$ (1989-1992). Mais, les périodes déficitaires sont marquées par des transferts cross-shore induisant une accrétion verticale de la plage comme l'a montré l'analyse des tempêtes à l'échelle de l'épisode : le volume sédimentaire accumulé sur la plage représente en moyenne entre $78.000\text{m}^3/\text{an}$ et $176.000\text{m}^3/\text{an}$. Ce volume échappe à l'analyse réalisée sur les transports longshore et pourrait donc expliquer les bilans déficitaires enregistrés pendant certaines périodes qui laissaient supposer l'existence d'un terme puits.

Au total, on estime que les apports rhodaniens à la côte se situent dans une fourchette de 23.000 à $195.000\text{m}^3/\text{an}$. Ces valeurs sont très inférieures aux chiffres proposés pour la charge de fond transportée par le Rhône ($50.000\text{m}^3/\text{an}$ à $4.125.000\text{m}^3$ pour une crue cinquantennale). La non-prise en compte, dans la méthode d'évaluation, des transferts cross-shore, peut expliquer ce décalage et laisse penser que les chiffres du bilan sédimentaire littoral à l'Est du fleuve sont sous-estimés. On peut évoquer en outre l'existence d'un blocage important du matériel sédimentaire sur le prodelta, qui pose la question d'une déperdition définitive importante des apports fluviaux vers le large.

L'évolution des bilans sédimentaires longshore montre des variations plus importantes à l'Est de l'embouchure qu'à l'Ouest ; elle fait intervenir le rôle prépondérant de l'orientation de la côte par rapport à l'action des tempêtes ainsi que des crues du Rhône dans l'alimentation de la côte. Ces paramètres conditionnent un fonctionnement saccadé du littoral, qui enregistre avec un décalage de 5 à 12 mois suivant les secteurs, les apports de crue.

A l'Ouest du Rhône, l'alimentation du littoral s'effectue à partir d'un stock fossile périssable confirmé par l'érosion des fonds marins dans ce secteur. Ces résultats rejoignent les conclusions de la SOGREAH. (1994) qui indiquent que 90% de l'alimentation du littoral situé à l'Ouest de l'embouchure se fait à partir des stocks

fossiles. Les bilans calculés sur les transferts longshore sont dans une fourchette de 152.000m³/an à 422.000m³/an et restent dépendants de la variable météorologique : ils augmentent avec la recrudescence des tempêtes traduisant la forte sensibilité du prodelta fossile du Bras de Fer à l'érosion marine.

On ne possède pas de mesures sur les transferts cross-shore à l'échelle de l'épisode, cependant, les variations saisonnières du profil de plage dans ce secteur montrent qu'ils sont inexistantes.

Les transits éoliens entre la dune et la plage émergée sont faibles par vents de mer, sans doute en relation avec une augmentation du taux d'humidité dans les zones sources. Les vents de mer se traduisent par une déperdition très réduite du matériel sédimentaire de la frange littorale vers la dépression vaseuse d'arrière dune. En revanche, les vents de terre interviennent sur des sables secs et sensibles à la déflation ; les taux de transport sont beaucoup plus importants induisant un transfert cross-shore de la plage émergée vers la mer. Ce matériel est alors repris par les courants de dérive littorale et alimente les transits sédimentaires longshore.

La présence de stocks fossiles à l'arrière du cordon dunaire constitués par les anciennes barres d'embouchure ou les dunes héritées du littoral du XIX^{ème} siècle, constitue un terme source pour le système dune/plage émergée par vent de terre. Particulièrement bien développés sur la flèche de la Gracieuse, ils contribuent à l'alimentation du cordon artificiel sur sa face Nord, favorisée, qui plus est, par la présence des ganivelles qui piègent le transit éolien.

UN DIAGNOSTIC SUR L'EFFICACITE DES AMENAGEMENTS

L'inégale efficacité des aménagements de part et d'autre de l'embouchure du Rhône souligne le rôle essentiel d'une part, de la bonne alimentation sédimentaire du littoral, d'autre part de l'inégale répartition de l'énergie des houles à la côte.

En rive gauche du fleuve, l'installation des ouvrages de défense côtière constitués principalement par le cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse montre des résultats encourageants. Le succès de cet aménagement s'explique par un contexte sédimentaire favorable lié aux apports rhodaniens. Mais, la régulation de la surfréquentation touristique a également joué un rôle positif, en interdisant l'accès à la plage aux véhicules.

A l'Ouest de l'embouchure du Rhône, à l'exception de quelques secteurs, la présence des aménagements a stoppé le recul du trait de côte en bloquant le transit sédimentaire longshore dans les épis ; mais ces processus ont déjà entraîné une réduction de l'alimentation de la flèche de Beauduc à l'Ouest depuis 1989. L'érosion des fonds marins au pied de ces aménagements pose la question de leur réelle efficacité à enrayer un processus qui apparaît "irréversible". La défense du littoral dans ce secteur a entraîné d'énormes investissements financiers justifiés par les bénéfices tirés de l'activité salinière (figure 154) ; leur prolongement dans un contexte de crise économique soulève des problèmes évidents.

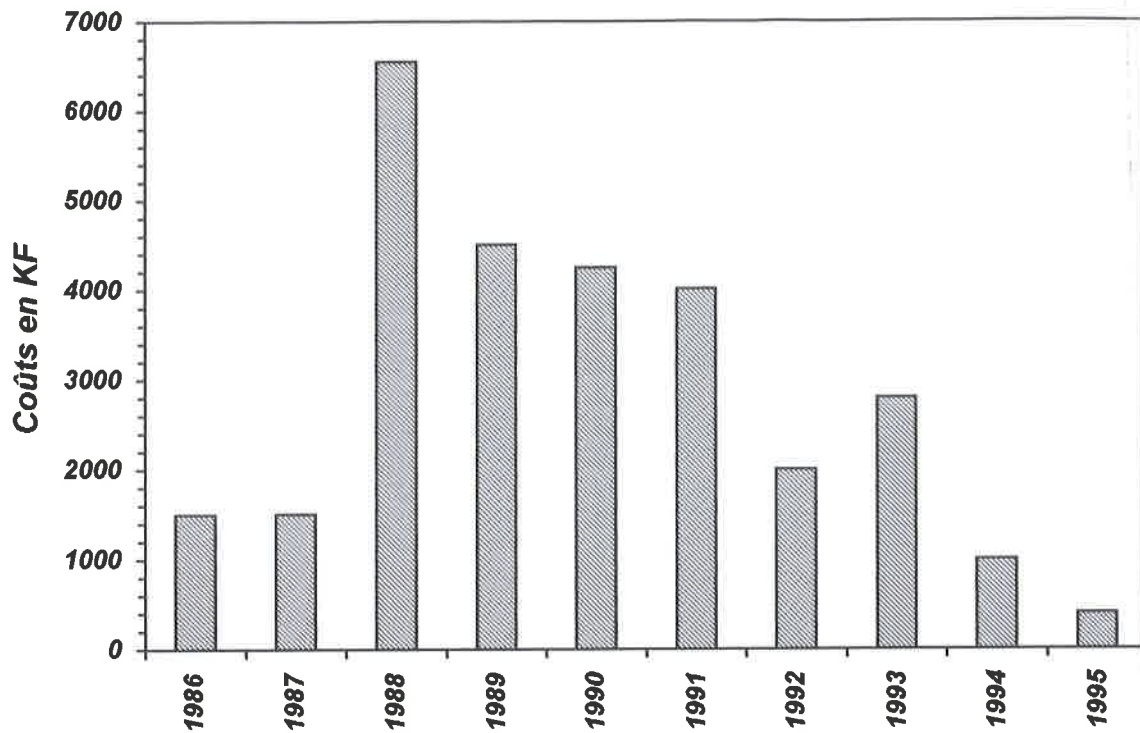


Figure 154. Evolution des investissements réalisés pour la défense du littoral par la CSMSE

PROJECTIONS ET RISQUES A VENIR

Cette évolution s'inscrit dans un contexte de montée eustatique globale de 1 à 1,3mm/an. Les projections effectuées pour le prochain siècle (GORNITZ, 1995) montrent une accélération du phénomène de 4,8mm/an, renforcé, dans le secteur étudié, par 1mm/an de subsidence. L'analyse des périodes de retour des événements exceptionnels associés aux estimations de GORNITZ se traduit, en outre, par une augmentation importante des épisodes de tempêtes dont les effets seraient différents de part et d'autre de l'embouchure :

- à l'Est du Rhône, on fait l'hypothèse que l'alimentation du littoral par les apports rhodaniens suffirait à contre-balancer ce processus. D'autre part, l'existence des dunes fossiles à l'arrière du cordon dunaire aménagé de la flèche de la Gracieuse pourrait constituer une zone de repli pour ce dernier si l'élévation du niveau de la mer, en réduisant la largeur de la plage, réduit l'alimentation éolienne de cet édifice.

- le littoral situé à l'Ouest de l'embouchure apparaît quant à lui beaucoup plus menacé : il ne dispose en effet d'aucune zone de repli en arrière, sauf si la CSMSE renonçait à maintenir en fonction ses bassins dans la zone la plus proche du littoral. Dans le cas contraire, l'accumulation sableuse provoquée par les aménagements actuels entraînera une accréation verticale sur le flanc Sud de ces ouvrages, qu'il sera nécessaire de conforter contre l'érosion des fonds à leur pied. On entre ainsi dans un cercle vicieux caractérisé par une dénivellation croissante du sol de part et d'autre des aménagements et un risque de rupture brutale en cas de tempêtes et/ou de montée du niveau marin (figure 155).

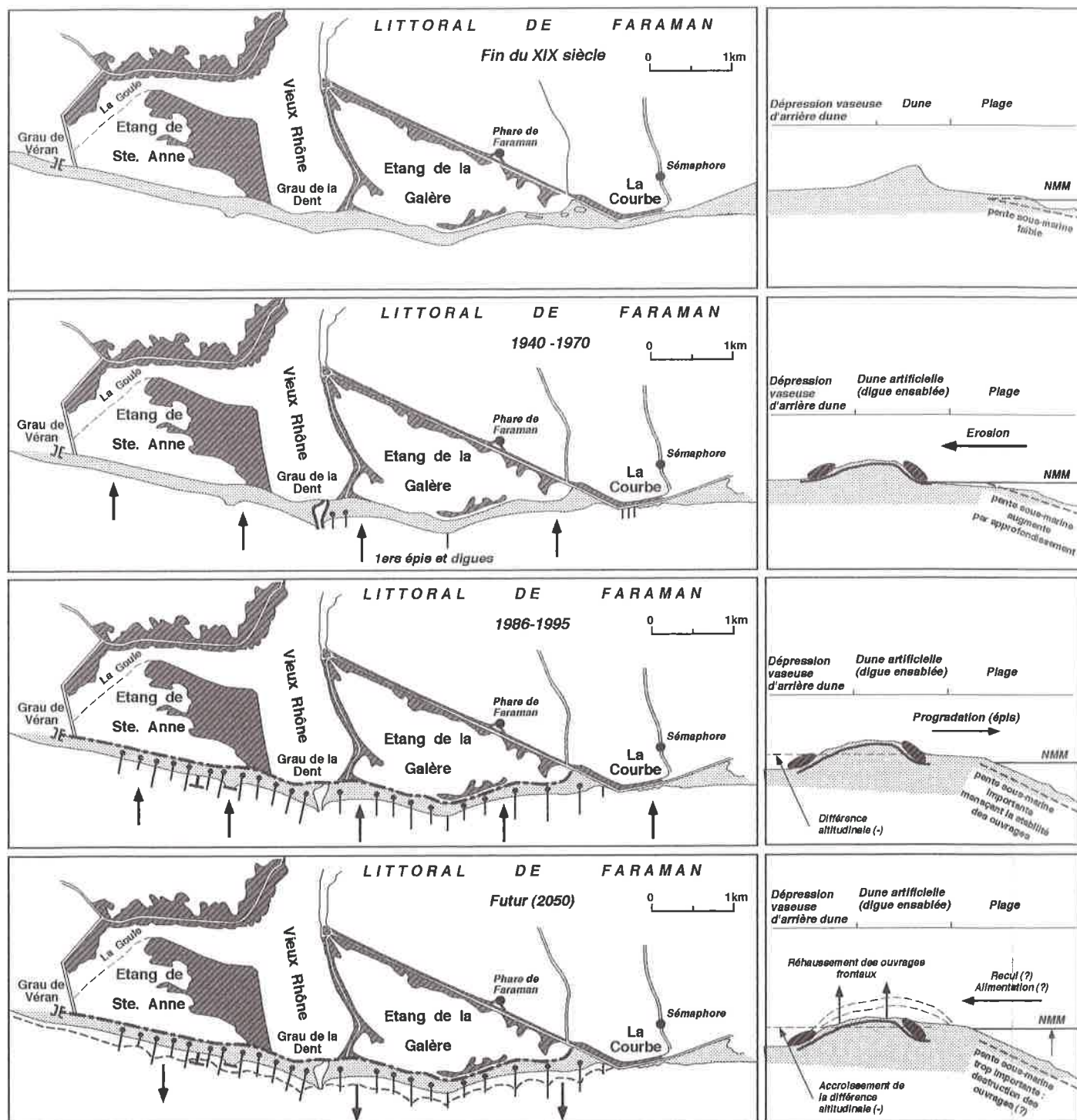
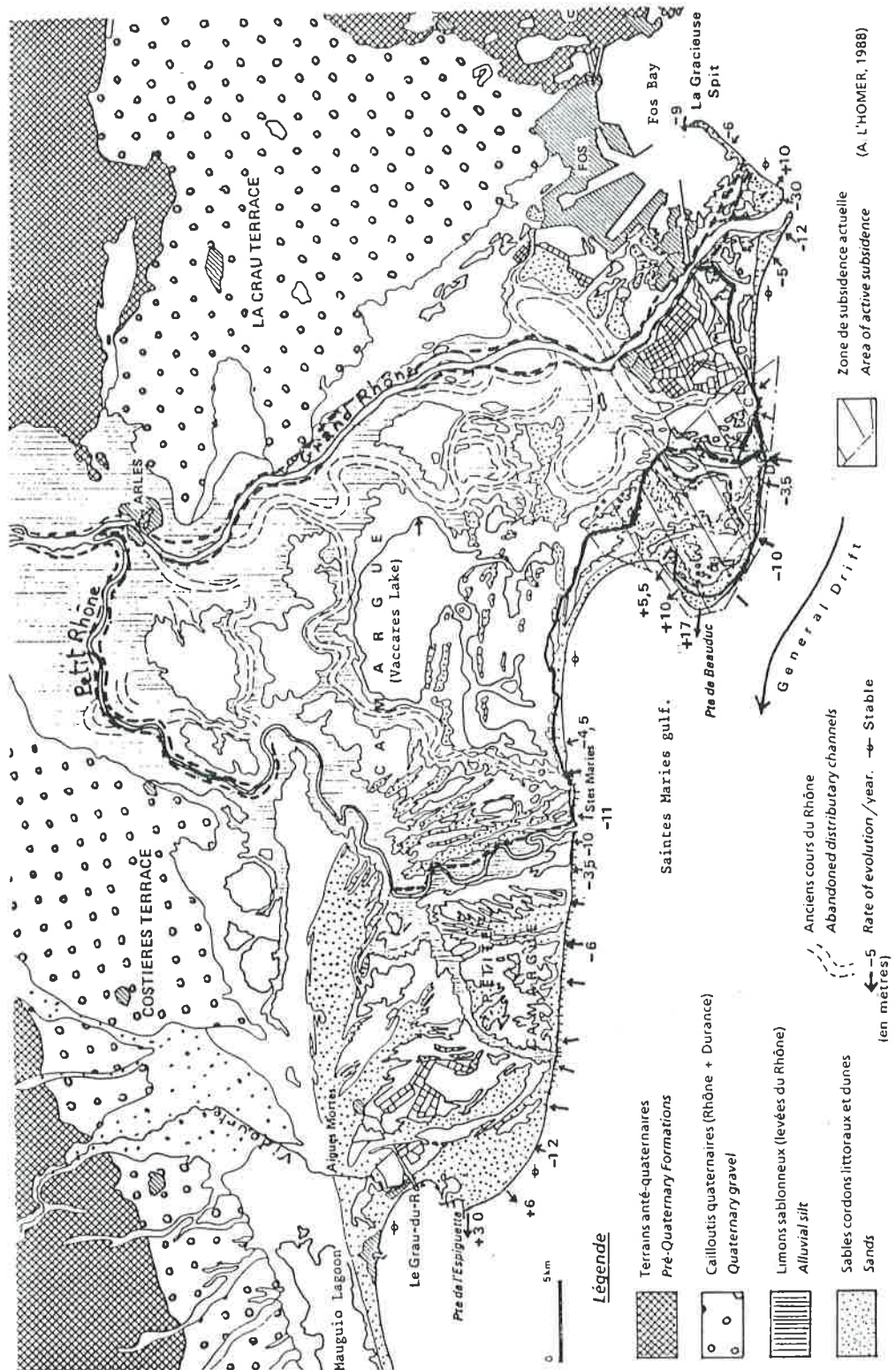


Figure 155. Evolution du littoral de Faraman depuis le début du siècle et projections pour le futur

Nous proposons pour terminer de mettre en parallèle les cartes établies par L'HOMER (1992) sur le recul mesuré et projeté du littoral du delta, avec nos propres résultats (figure 156). On constate un accord global entre ces différents schémas. Notre travail amène des nuances qui nous paraissent importantes à l'Est de l'embouchure, une quantification plus précise des phénomènes, et une vision peut-être encore plus alarmiste pour le littoral de Faraman.



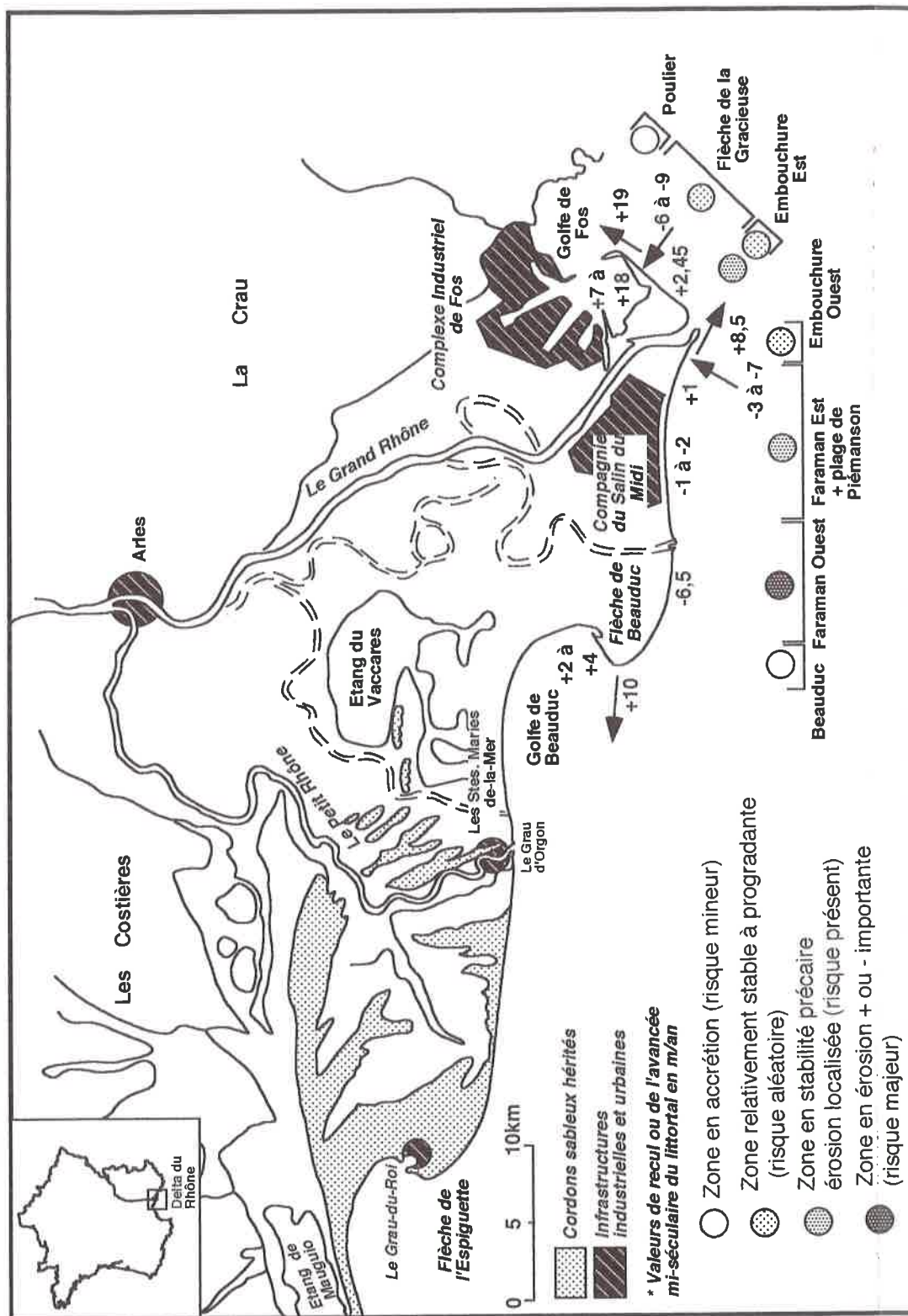


Figure 156. Evolution mi-séculaire du littoral oriental du delta du Rhône et projections pour le futur ; comparaison avec la carte de L'HOMER (1992)

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ALOISI, J.C. (1973) - Les facteurs de la sédimentation récente sur le plateau continental languedocien, *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série D, 277, 2, 145-148.
- ALOISI, J.C., DUBOUL-RAVAZET, C.A. (1974) - Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en méditerranée: les deltas du Rhône et de l'Ebre, *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, (8), 1, 227-240.
- ALOISI, J.C., MONACO, A., THOMMERET, J., THOMMERET, Y. (1975) - Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent, *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique*, 2, vol. XVII, fasc. 1, 13-22.
- ALOISI, J.C., CAUWET, G., GADEL, F., GOT, H., MONACO, A., VILE, F., CAUSSE, C., PAGNON, M. (1976) - Contribution à l'étude de la sédimentation récente et de la pollution sur le plateau continental du golfe du Lion entre Fos-sur-Mer et Sète, *Bull. B.R.G.M.* (2ème Série), IV, 2, 69-83.
- ALOISI, J.C., AUFFRET, G.A., AUFFRET, J.P., BARUSSEAU, J.P., HOMMERIL, P., LARSONNEUR, C., MONACO, A. (1977) - Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français, *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIX, 2, 183-195.
- ALOISI, J.C., MILLOT, C., MONACO, A., PAUC, H. (1979) - Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentogénétiques sur le plateau continental du Golfe du Lion, *C. R. Acad. Sc. Paris*, Tome 289, Série D, 13, 879-882.
- ALOISI, J.C., MONACO, A. (1980) - Etude des structures sédimentaires dans les milieux deltaïques (Rhône). Apports à la connaissance des conditions de sédimentation et de diagénèse, *C.R. Acad. des Sc.*, Paris, 290, 159-162.
- ALOISI, J.C., CAMBON, J.P., CARBONNE, J., CAUWET, G., MILLOT, C., MONACO, A., PAUC, H. (1982) - Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion, *Oceanol Acta*, 5 (4), 481-491.
- ALOISI, J.C. (1993) - Sea-level variation on the french mediterranean margin during the Holocène, *Paléo-Clima Research-Paläoklima forschung*, Numéro spécial Edit. Frenzel, 25p.
- ANTHONY, E.J. (1990) - Environnement, géomorphologie et dynamique sédimentaire des côtes alluviales de la Sierra Léone, Afrique de l'Ouest, *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et appliquée*, Université de Nice Sophia Antipolis, N° 27 & 28, 189p.
- ANTHONY, E.J. (1992) - A brief review of morphodynamic parameters commonly employed in beach characterization, *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, 31, 21-27.
- ARNAUD-FASSETTA, G. - Quantification et caractérisation de la charge sableuse du Rhône piégée dans la branche occidentale de sa plaine deltaïque, *Quaternaire*, (sous presse a).
- ARNAUD-FASSETTA, G. - Transit et piégeage de la charge de fond du Petit Rhône (delta du Rhône, France du Sud) à l'échelle pluriannuelle : contrôle des événements hydrologiques exceptionnels, (sous presse b)
- ARNOUX-CHIAVASSA, S., BAECKEROOT, A., BAGHDADI, N., BROCHE, P., DEVENON, J.L., FORGET, P., GAGGELLI, J., DE MAISTRE, J.C., OULLON, S., REY, V., ROUGIER, G. (1995a) - Field campaign off the Rhone river mouth, *Proceeding of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment*, MEDCOAST 95, October 24-27, 1995, Tarragona, Spain, E. Özhan Edit., 869-882.
- ARNOUX-CHIAVASSA, S., DURAND, N., REY, V., FRAUNIE, P. (1995b) - Three dimensional modelling of the Rhone deltaic fringe, *Proceeding of the Second International*

- Conference on the Mediterranean Coastal Environment*, MEDCOAST 95, October 24-27, 1995, Tarragona, Spain, E. Özhan Edit., 855-867.
- ARENS, S.M., VAN KAAM-PETERS, H.M.E, VAN BOXEL, J.H. (1995) - Air flow over foredunes and implications for sand transport, *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 20, 315-332.
- ARTHAUD, F., OGIER, M., SEGURET, M. (1981) - Géologie et géophysique du golfe de Lion et de sa bordure Nord, *Bull. B.R.G.M.* (2^{ème} Série), Section I, 3, 175-193.
- BADR, A.A. (1996) - Patterns of erosion and accretion along burullus headland, Egypt, *MBSS Newsletter*, 18, 26-33
- BAGNOLD, R.A. (1954) - The physics of blown sand and desert dunes, Methuen, London, 265p.
- BALLAND, P., RIVAS, J. (1992) - Le delta du Rhône, *Revue de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse*, 43, 18-24.
- BAZILE, F., BAZILE-ROBERT, E., DEBARD, E., GUILLERAULT, P. (1986) - Le Pléistocène terminal et l'Holocène en Languedoc rhodanien ; domaines continental, littoral et marin, *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique*, vol. XXVII, fasc. 2, 95-103.
- BERTRAND, J.P., GUY, M., L'HOMER, A. (1974) - Complexité de la sédimentation récente et actuelle du delta du Rhône et de la côte méditerranéenne française (projet Golion), *Europ. Earth. Res. Satellite. Congr. Frascati*, 121-133.
- BERTRAND, J.P., L'HOMER, A. (1975) - Le delta du Rhône. Guide d'excursion, IX^{ème} Cong. int. sédim., Nice.
- BERGER, J.F. (1996) - Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdenais (Drôme) à l'Holocène, Thèse de 3^{ème} cycle, Paris 1 Sorbonne.
- BETHEMONT, J. (1971) - Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Essai sur la genèse d'un espace hydraulique, 642p.
- BIRKEMEIER, W. (1985) - Field data on seaward limit of profile change, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111, (3), 598-602.
- BLANC, J.J. (1976) - Evolution du profil des plages et phénomènes d'érosion littorale, *TETHYS*, 7 (2-3), 299-306.
- BLANC, J.J. (1977) - Recherches de sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi, *CNEXO*, 75/1193, 69p.
- BLANC, J.J. (1979) - Protection des littoraux sableux. Méthodes d'études. L'exemple de la Camargue, *CNEXO*, 78/4104, 56p.
- BLANC, J.J., FROGET, C.H. (1981) - Mesure et méthode d'étude quantitative de l'érosion des littoraux meubles, exemple de la Camargue, *Bull. de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, (18)-5, 47-52.
- BLANC, J.J., JEUDY DE GRISSAC, A. (1982) - Dangers d'érosion littorale en Petite Camargue (aire occidentale du delta du Rhône, France), *TETHYS*, 10, (4), 349-354.
- BLANC, J.J. (1985) - Ruptures d'équilibre au littoral de Provence occidentale : l'action des tempêtes, relations avec les aménagements, *TETHYS*, 11 (3-4), 350-359.
- BLANC, J.J., FAURE, H. (1990) - La remontée récente du niveau de la mer. Exemples de Marseille, Gênes et Venise (Méditerranée), *Géologie Méditerranéenne*, XVII, 2, 109-122.
- BLANC, J.J., POYDENOT, F. (1993) - Le rivage de Faraman en Camargue (SE France) : un géosystème côtier en déséquilibre; méthodes d'étude, conséquences pratiques, *Géologie Méditerranéenne*, XX, 2, 75-87.
- BLANC, J.J. (1996) - Plages en recul et dynamique des profils littoraux à Faraman (Camargue, delta du Rhône). Méthodes d'études. Essai d'analyse prévisionnelle, *Quaternaire*, 7, (1), 53-62.

- BONDESAN, M., CASTIGLIONI, G.B., ELMI, C., GABBIANELLI, G., MAROCCO, R., PIRAZZOLI, P.A., TOMASIN, A. (1995) - Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in Northeastern Italy, *Journal of Coastal Research*, 11, 4, 1354-1379.
- BONY, P., BUFFET, R. (1996) - Dynamique éolienne et bilan sédimentaire sur le littoral du delta du Rhône, Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, Aix-en-Provence, 180p.
- BOWEN, A.J. (1969) - Rips currents : 1. Theoretical investigations, *J. Geophys. Res.* 74, (23), 5467-5478.
- BOWEN, A.J., INMAN, D.L. (1969) - Rips currents : 2. Laboratory and field observations, *J. Geophys. Res.*, 74, (23), 5479-5490.
- BOWEN, A.J., HUNTLEY, D.A. (1984) - Waves, long waves and nearshore morphology, *Marine Geology*, 60, 1-13.
- BRAVARD, J.P. (1983) - Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du haut Rhône, *Revue de Géographie Alpine*, 71, 4, 363-379.
- BRAVARD, J.P. (1990) - Observations nouvelles sur la dynamique fluviale et l'alluvionnement de la Saône à l'Holocène, entre Villefranche et Anse (Rhône), *Revue Géographique de l'Est*, 1, 57-76.
- BRAVARD, J.P. (1994) - L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles, *Revue de Géographie de Lyon*, 69, 1, 5-10.
- BRAY, M.J., CARTER, D.J., HOOKE, J.M. (1995) - Littoral cell definition and budgets for central southern England, *Journal of Coastal Research*, 11, 2, 381-400.
- BRETEL, P., LEVOY, F. (1993) - Techniques de quantification des transports éoliens sur les plages, 4ème Congrès Français de Sédimentologie, Résumés, Publication ASF, Paris, 19, 65-66.
- BRUUN, P. (1962) - Sea-level rise as a cause of shore erosion, Proc. Am. Soc. Civ. Eng., *Journal of Waterways and Harbors Division*, 88, 117-130.
- BRUUN, P. (1988) - The Bruun rule of erosion by sea-level rise : a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages, *Journal of Coastal Research*, 4, 627-648.
- BRUZZI, C. (1995) - Impacts morphosédimentaires des tempêtes sur quelques plages de Provence, Mémoire de D.E.A., Université de Provence, Aix-en-Provence, 120p.
- BRUZZI, C., PROVANSAL, M. - Impacts des tempêtes sur le cordon dunaire aménagé de la Flèche de la Gracieuse (Delta du Rhône, France méridionale), *Actes du Colloque international "Continuités et Ruptures sur les Littoraux Européens"*, Nantes 13-18 Nov. 1995, (sous presse a).
- BRUZZI, C., PROVANSAL, M. - Impact morphosédimentaire des tempêtes sur les côtes de Provence, *Quaternaire*, (sous presse b).
- BRUZZI, C. - Introduction méthodologique à l'étude des tempêtes. Exemple du littoral camarguais, *Méditerranée*, (sous presse).
- CAILLAUD, A., BOUDET, G., GIEULLES, D., BRIAND, O. (1990) - Le littoral de Salin de Giraud (Commune d'Arles), évolution et programme de travaux de stabilisation, *Comptes Rendus du Premier Symposium International de l'Association Européenne, EUROCOAST*, 9-13 Juillet 1990, 729-733.
- CAMPY, M., MACAIRE, J.J. (1989) - Géologie des formations superficielles, géodynamique - faciès - utilisation, Masson, Paris, 431p.
- CARITEY, C. (1995) - L'évolution de l'embouchure du Rhône du milieu du XVIIème siècle à la fin du XIXème, Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, Aix-en-Provence, 100p.
- CARRIO, C. (1988) - Contributions à l'étude dynamo-sédimentaire du delta rhodanien et du processus d'émergence de la plaine deltaïque associée. Exemple du domaine de la Palissade, Camargue, France, Thèse de 3ème Cycle, Université de Provence Aix-Marseille I.
- CHANTEPY, N. (1993) - Le 6è programme d'intervention et les plans d'action, *Revue de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse*, 45, 3-8.

- CLAUZON, G. (1974) - L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône, *Ann. de Géog.*, LXXIII^e Année, 456, 129-140.
- CLAUZON, G. (1982) - Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "desiccated deep-bassin" [Hsü, Cita et Ryan, 1973], *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXIV, 3, 597-610.
- CLAUZON, G., AGUILAR, J.P., MICHAUX, J. (1987) - Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées Orientales, France): exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304, Série II, 11, 585-590.
- CLAUZON, G. (1988) - Evolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron/ Basse Durance (Provence, France) : une mégaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne à la crise de salinité messinienne, *Géologie Alpine*, H.S.14, 215-226.
- CLAUZON, G., AMBERT, P., VAUDOUR, J. (1990) - Cartographie géomorphologique de la Basse-Provence rhodanienne, *Méditerranée*, 3-4, 75-82.
- CORBAU, C., HOWA, H., TESSIER, B., DE RESSEGUIER, A., CHAMLEY, H. (1994) - Evaluation du transport sédimentaire sur une plage macrotidale par traçage fluorescent, Dunkerque Est, France, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 319, Série II, 11, 1503-1509.
- COULET, E., BADAN, O., CHERAIN, Y., COMPAGNY, A., HAQUART, A., COWASLKY, H., LESCUYER, F., PASTUREL, P., PIMPANEAU, T., TORRE, F., VANDEWALLE, PH., YAVERCOVSKI, N. (1993) - Suivi scientifique, Réserve Nationale de Camargue-Société Nationale de Protection de la Nature, 145p.
- CROWELL, M., LEATHERMAN, S.P., BUCKLEY, M.K. (1991) - Historical shoreline change : error analysis and mapping accuracy, *Journal of Coastal Research*, 7-3, 839-852.
- CROWELL, M., LEATHERMAN, S.P., BUCKLEY, M.K. (1993) - Shoreline change rate analysis : long term versus short term data, *Shore & Beach*, 61, 2, 13-20.
- CSMSE (Compagnie du Salin du Midi et des Salines de l'Est) (1989) - Protection des bords de mer, Rapport d'activités du 23/10/1989, *Note interne*, 13p.
- CSMSE (Compagnie du Salin du Midi et des Salines de l'Est) (1992) - Le littoral des exploitations salinières en Camargue, Evolution et programme de travaux de stabilisation, Rapport d'activités du 01/06/1992, *Note interne*, 8p.
- DAL CIN, R., SIMEONI, U. (1994) - A model for determining the classification, vulnerability and the risk in the southern coastal zone of the Marche (Italy), *Journal of Coastal Research*, 10,1, 18-29.
- DARCHEN, J. (1976) - Ondes et marées de tempête, exemples d'interaction océano-atmosphère, *Met-Mar*, 91, 25-31
- DAVID, A. (1996) - Etude géomorphologique d'un paléochenal du Rhône en Basse Camargue au Petit Age Glaciaire : évolution sédimentaire des milieux fluviaux du Bras de Fer, Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, Aix-en-Provence, 128p.
- DAY, J.W (1993) - Short term sedimentation patterns in the Camargue, *Rapport interne*, 15p.
- DEGIOVANNI, C. (1973) - Etude de sédimentologie dynamique à la presqu'île de Sidi-Ferruch (Ouest Alger), Thèse de géologie marine et de sédimentologie, Université de Provence, 105p.
- DEVAUX, J.P. (1978) - Notice explicative de la carte phytosociologique de la Camargue au 1/50.000ème, *Revue de Biologie et Ecologie Méditerranéenne*, V, 4, 159-196.
- DE VRIEND, H.J. (1991) - Mathematical modelling and large scale coastal behaviour, *Journal of hydraulic research*, 29, 6, Part 1 and 2, 727-753.
- DE VRIEND, H.J., CAPOBIANCO, M., CHESHER, T., DE SWART, H.E., LATTEUX, B., STIVE, M.J.F (1993) - Approaches to long-term modelling of coastal morphology : a review, *Journal of Coastal Engineering*, 21, 225-269.
- DOLAN, R., FENSTER, M.S., HOLME, S.J. (1991) - Temporal analysis of shoreline recession and accretion, *Journal of Coastal Research*, 7-3, 723-744.

- DOLAN, R., DAVIS, R.E. (1992) - An intensity scale for atlantic coast northeast storms, *Journal of Coastal Research*, 8, 4, 840-853.
- DOLAN, R., DAVIS, R.E. (1994) - Coastal storm hazards, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 12, 103-114.
- DUBOIS, R.N. (1977) - Predicting beach erosion as a function of rising water level, *Journal of Geology*, 85, 470-476.
- DUBOIS, R.N. (1992) - A re-evaluation of Bruun's rule and supporting evidence, *Journal of Coastal Research*, 8, 3, 618-628.
- DUBOUL-RAVAZET, C. (1956) - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône, *Mém. Soc. Géol. de France*, 76, 234p.
- DUGAS, F. (1989) - Etude du transit sédimentaire par charriage dans le Rhône entre Beaucaire et Arles, ORSTOM et C.N.R., Montpellier, 65p.
- EMERY, K.O., AUBREY, D.G., GOLDSMITH, V. (1988) - Coastal neo-tectonics of the Mediterranean from tide-gauge records, *Marine Geology*, 81, 41-52.
- FOLK, R.L., WARD, W.C. (1957) - Brazos river bar : a study in the significant grain size parameters, *Journal of Sedimentology Petrology*, 27, 1, 3-26.
- FRIHY, O.E., FANOS, A.M., KHAFAGY, A.A., KOMAR, P.D. (1991) - Patterns of nearshore sediment transport along the Nile Delta, Egypt, *Coastal Engineering*, 15, 409-429.
- FUCELLA, J.E., DOLAN, R. (1996) - Magnitude of subaerial beach disturbance during northeast storms, *Journal of Coastal Research*, 12, 2, 420-429.
- GALLOWAY, W.E. (1975) - Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, in *Deltas*, Houston Geol. Soc., Brousard Ed., 87-98.
- GAUTIER, E. (1994) - Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine - l'exemple du Buëch (Alpes du Sud), *Revue de Géographie de Lyon*, 69, 1, 57-62.
- GENSOUS, B., TESSON, M., ARNOLD, M. (1993) - Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plate-forme orientale du Rhône (France) : confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 317, Série II, 803-810.
- GERARD, F. (1982) - La houle : théorie et prévision, *Met-Mar*, 117, 5-26.
- GOLDSMITH, V., BOWMAN, D., KILEY, K. (1982) - Sequential stage development of crescentic bars : Hahoterim beach, Southeastern Mediterranean, *Journal of Sedimentology Petrology*, 52, (1), 233-249.
- GOLDSMITH, V., ROSEN, P.S., GERTNER, Y. (1990) - Eolian transport measurements, winds and comparison with theoretical transport in Israeli coastal dunes, in : NORDSTROM, K.F., PSUTY, N.P., CARTER, B. (Eds), *Coastal dunes, form and process*, Chichester, Wiley and Sons Ltd, 79-101.
- GORNITZ, V. (1995) - Sea level rise : a review of recent past and near-future trends, *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 20, 7-20
- GOT, H., ALOISI, J.C., MONACO, A. (1985) - Sedimentary processes on deltas and shelves of the Mediterranean Sea, in *Geological evolution of the mediterranean basins*, WEZEL, F.C. and STANLEY, D.J., Eds., Pergamon Press, 355-376.
- GRACIA, V., JIMENEZ, J.A., SANCHEZ-ARCILLA, A. (1995) - Nearshore profiles along the Ebro delta coast. Implications for coastal processes, *Proceeding of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment*, MEDCOAST 95, October 24-27, 1995, Tarragona, Spain, E. Özhan Edit., 1131-1143.
- GRENIER, A., DUBOIS, J.J.M. (1990) - Evolution littorale récente par télédétection : synthèse méthodologique, *Photo Interprétation*, 90-6, 3-7.
- GROUPE CHADULE (1994) - Initiation aux pratiques statistiques en géographie, 3ème édit., Masson, 203p.

- GUILCHER, A. (1954) - Morphologie littorale et sous-marine, PUF, Paris, 216p.
- GUILHAUDIN, P. (1994) - Le Rhône : quels objectifs de gestion, présentation du Plan d'Action Rhône, *Revue de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse*, 48, 3-12.
- GUILLEMOT, E., THOMAS, Y.F. (1985) - Evolution de la flèche sableuse de Los Turunos (Espagne), *Photo Interprétation*, 85-4, 11-15.
- GUILLEN, J., PALANQUES, A. (1994) - Short-time evolution of a micro-tidal barrier-lagoon system affected by storm and overwashing : the Trabucador Bar (Ebro Delta, NW Mediterranean), *Z. Geomorph. N.F.*, 38, 3, 267-281.
- GUILLEN, J., JIMENEZ, J.A. (1995) - Processes behind the longshore variation of the sediment grain size in the Ebro delta coast, *Journal of Coastal Research*, 11, 1, 205-218.
- GUY, M. (1973) - La complexité de la sédimentation Holocène dans le delta du Rhône, *Photo-Interprétation*, 1, (6-7-8), 35-47.
- HENROT, E. (1996) - Caractérisation sédimentaire de quelques plages du delta du Rhône, Mémoire de D.E.A., Université de Provence, Aix-en-Provence, 81p.
- HENSEL, P., DAY, J.W., PONT, D., DAY, J.N. (1995) - Short-term sedimentation patterns in the Rhone river delta, France, *13 th International Estuarine Research Federation. Corpus Christi, Texas, USA*.
- HEQUETTE, A., HILL, P.R. (1993) - Storm-generated currents offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak beach, Canadian Beaufort Sea, *Marine Geology*, 113, 283-304.
- HESP, P. (1988) - Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in the southeast Australia, *Sedimentary Geology*, 55, 17-41.
- HEURTEAUX, P. (1987) - La dynamique des eaux souterraines des dunes de Camargue, *Ecologia Mediterranea*, XIII, 3, 23p.
- HJULSTRÖM, F. (1939) - Transportation of detritus by moving water. In *Trask P.D. ed., Recent marine sediments, Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 5-31.
- HOFFMAN, JS., KEYES, D., TITUS, J.G. (1983) - Projecting futur sea-level rise : methodology, estimates to the year 2100 and research needs, Washington, D.C., U.S. Environmental Protection Agency, 121p.
- HOLMAN. R.A., SALLENGER, A.H. (1993) - Sand bar generation : a discussion of the Duck experiment series, *Journal of Coastal Research*, SI, 15, 76-92.
- HSU, S.A. (1971) - Wind stress criteria in eolian sand transport, *J. geophys. Res.*, 76, 8684-86.
- HUNTLEY D.A., SHORT, A.D. (1992) - On the spacing between observed rip currents, *Coastal Engineering*, 17, 211-225.
- IVERSEN, J.D., WANG, W.P., RASMUSSEN, K.R., MIKKELSEN, H.E., HASIUK, J.F., LEACH, R.N. (1989) - The effect of roughness element on local saltation transport, 6th U.S. International Cnf. on Wind Eng. March 8-10, Houston, 10p.
- IPCC (INTERGOVERNEMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE). (1990) - Climate Change, The IPCC Scientific assessment, Cambridge, Cambridge University Press, 365p.
- JACOBSEN, E.E., SCHWARTZ, M.L. (1981) - The use of geomorphic indicators to determine the direction of net shore-drift, *Shore and Beach*, Oct. 81, 38-43.
- JIMENEZ, J.A., SANCHEZ-ARCILLA, A. (1993) - Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain, *Marine Geology*, 114, 105-118.
- JIMENEZ, J.A., SANCHEZ-ARCILLA, A. (1994) - Deltaic coastal fringe analysis common methodology, *MEDDELT, Impact of Climate Change on Northwestern Mediterranean Deltas*, LIM-UPC University of Catalonia (Spain), 28p.
- JIMENEZ, J.A., CAPOBIANCO, M., SUANEZ, S., RUOL, P., FRAUNIE, P., STIVE, M.J.F. (1995) - Coastal processes along the Ebro, Po and Rhone deltas, *MEDCOAST 95*, October 24-27, 1995, Tarragona, Spain, E. Özhan Edit., 827-840.
- JIMENEZ, J.A., SANCHEZ-ARCILLA, A., NIETO, F., VALDEMORO, H.I. - Water level oscillations at the Ebro delta coast and their implications for coastal processes, *Marine Geology (sous presse)*.

- JORDA, M. (1980) - Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes-de-Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques, *B.A.G.F.*, (472), 296-304.
- JORDA, M., PROVANSAL, M. (1996) - Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du S.E. (Alpes du Sud et Provence), *Bull. Soc. Géol. France*, 167, 1, 159-168.
- JUNIET, F. (1962) - Littoral de Camargue de la pointe de Beauduc au golfe de Fos. Evolution des profondeurs de 1959 à 1962 et orientation des études à venir, Ponts et Chaussées, Service Maritime des Bouches du Rhône, 92p.
- JURAMY, S., MONFORT, I. (1986) - L'évolution des lits fluviaux. L'exemple d'une rivière aménagée : la Durance, Doctorat de 3^{ème} cycle en Géographie Physique Appliquée, Université d'Aix-Marseille II, 2 vol., 576p.
- KLINGEMAN, P.C., BRAVARD, J.P., GIULIANI, Y. (1994) - Les impacts morphodynamiques sur un cours d'eau soumis à un aménagement hydroélectrique à dérivation : le Rhône en Chautagne, *Revue de Géographie de Lyon*, 69, 1, 73-87.
- KRUIT, C. (1955) - Sediments of the Rhône delta. Grain size and Microfauna, *Verhand. Konink. Neder. Geol. Minjnbouw.*, Dell XV BLZ., 359-501.
- KUNTE, P.D. (1994) - Potential usage of remote sensing data in studying the behaviour of shore drift along Kerala coast, India, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38, 613-624.
- LANDON, N., PIEGAY, H. (1994) - L'incision de deux affluents subméditerranéens du Rhône : la Drôme et l'Ardèche, *Revue de Géographie de Lyon*, 69, 1, 63-72.
- LEATHERMAN, S.P. (1978) - A new aeolian sand trap design, *Sedimentology*, 25, 303-306.
- LEE, G., NICHOLLS, R.J., BIRKEMEIER, W.A., LEATHERMAN, S.P. (1995) - A conceptual fairweather-storm model of a beach nearshore profile evolution at Duck, North Carolina, *Journal of Coastal Research*, 11, 4, 1157-1166.
- LEFEBVRE, D. (1980) - Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données, Thèse Doctorat 3^o cycle, Université P. et M. Curie, Paris 6, 163p.
- LEVOY, F. (1989) - Morpho-cinématique et évolution récente prévisionnelle du rivage de Montmartin-sur-Mer, *Photo Interprétation*, 1-1, 1-5.
- LEVOY, F. (1994) - Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales : l'exemple de la côte ouest du Cotentin, Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Caen, Basse-Normandie, 405p.
- L'HOMER, A., BAZILE, F., THOMMERET, J., THOMMERET, Y. (1981) - Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000BP à nos jours ; variation du niveau marin, *OCEANIS*, Vol.7, n°4, 389-408.
- L'HOMER, A. (1992) - Sea level changes and impacts on the Rhone delta coastal lowlands, in TOOLEY, M.J., JELGERSMA, S. (1992) - *Impacts of sea-level rise on european coastal lowlands*, Edit. Blackwell, UK, pp.136-152.
- LONG, B., ROSS, N. (1989) - Revue et classification des barres d'avant-côte, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, 175-187.
- LONGE, J.P. (1990) - Rehabilitation of "la flèche de la Gracieuse", *Comptes Rendus du Premier Symposium International de l'Association Européenne*, EUROCOAST, 9-13 Juillet 1990, 719-723.
- MANDIER, P. (1984) - Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire, *Bull. Labo. Rhod. de Géom.*, 15-16, 27-36.
- MASSELINK, G. (1992) - Longshore variation of the grain size distribution along the coast of the Rhone delta, Southern France : A test of the "Mc Laren Model", *Journal of Coastal Research*, 8, 2, 286-291.
- MCLAREN, P., BOWLES, D. (1985) - The effects of sediment transport on grain size distributions, *Journal Sedimentology Petrology*, 55, (4), 457-470.

- MIGNIOT, C. (1977) - Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments, *La Houille Blanche*, (1), 9-47.
- MIGNIOT, C., BOULOC, J. (1981) - Erosion et sédimentation en mer et en rivière, in *La pratique des sols et fondations*, sous la direction de G. FILLIAT, Edit. du Moniteur, 629-731.
- MIOSSEC, A. (1990) - Restauration et protection des massifs dunaires : une approche méthodologique, *BAGF*, 4, 307-320.
- MIOSSEC, A. (1995) - Le traitement du recul de la ligne de rivage en France : pratiques sociales autour d'un problème de nature, *Norois*, 165, 153-172.
- MIRAMONT, C. (1994) - Les lits fluviaux de la Moyenne Durance : morphogénèse et évolution des flux hydriques et détritiques au cours de la période historique, Mémoire de D.E.A, Université de Provence, 169p.
- MONACO, A. (1971) - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (golfe du Lion), Thèse d'Etat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 295p.
- MORHANGE, C. (1994) - La mobilité récente des littoraux provençaux : éléments d'analyse géomorphologique, Thèse de 3ème cycle, Université de Provence, 269p.
- MORTON, R.A., GIBEAUT, J.C., PAINE, J.G. (1995) - Meso-scale transfer of sand during and after storms : implications for prediction of shoreline movement, *Marine Geology*, 126, 161-179.
- MOULIS, D., BARBEL, P., RADULESCU, M. (1993) - Instabilité du trait de côte et recherche des conditions d'équilibre : le cas de la flèche de La Gracieuse (Bouches-du-Rhône), *Bull. Ecol.*, 24 (2-3-4), 104-107.
- MOULIS, D. (1995) - Flèche de la Gracieuse. Ouvrages de protection contre l'érosion, Port Autonome de Marseille - Ceprel (Montpellier), 27p.
- NAKATO, T. (1990) - Tests of selected sediment-transport formulas, *Journal of Hydraulic Engineering*, 116, 3, 362-379.
- NORDSTROM, K.F., PSUTY, N., CARTER, B. (1990) - Coastal dunes, form and process, Wiley, Chichester, 392p.
- NORDSTROM, K.F., JACKSON, N.L. (1995) - Temporal scales of landscape change following storms on a human-altered coast, New Jersey, USA, *Journal of Coastal Conservation*, 1, 51-62.
- OOMKENS, E. (1970) - Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex, in *Deltaic sedimentation modern and ancient*, J.P Morgan Ed., 198-211.
- ORTOLAN, G. (1977) - Schémas-types de circulation des masses d'eau dans le Golfe de Fos en fonction de divers paramètres agissants, *Rev. Inter. Océanogr. Médic.*, 47, 55-60.
- P.A.M. (PORT AUTONOME DE MARSEILLE). (1993) - Recherche de sites d'immersion de produits de dragages dans le Golfe de Fos, Port Autonome de Marseille, *Etude d'impact (TERSUD, E.R.A.M.M., COM)*, Novembre 1993, 90p.
- PARDE, M. (1925) - Le régime du Rhône, étude hydrologique, Thèse, Université de Grenoble, 2 Vol.,
- PASKOFF, R. (1989) - Les dunes du littoral, *La Recherche*, 2-2, 888-895.
- PASKOFF, R. (1993) - Côtes en danger, Masson, Paris, 250p.
- PASKOFF, R. (1994) - Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution, 2ème édit., Masson, Paris, 256p.
- PASSEGA, R. (1963) - Analyses granulométriques outil géologique pratique, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Novembre 63, 1489-1499.
- PASSEGA, R. (1964) - Grain size representation by CM patterns as a geological tool, *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 4, 830-847.
- PAUC, H. (1971) - Les courants de sortie des eaux du Rhône. Conséquences sédimentologiques, *Vie et Milieu*, XXII, 2(B), 239-246.

- PETHICK, J. (1984) - An introduction to coastal geomorphology, Edward Arnold, London, 260p.
- PICHARD, G. (1995) - Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique, *Méditerranée*, 3-4, 105-116.
- PIRAZZOLI, P.A. (1986) - Secular trends of Relative Sea-Level (RSL) changes indicated by tide gauge records, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 1, 1-26.
- P.N.O.C. (1994) - Programme National d'Océanographie Côtière, Rapport d'activité 1994, Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Marines, Université de Perpignan, 16p.
- POINSARD, D. (1992) - Effets des aménagements fluviaux sur les débits liquides et solides. L'exemple du Rhône dans les plaines de Miribel-Jonage et de Donzère-Mondragon, Thèse de 3ième cycle, Université de Lyon III, 501p.
- PONS, A., TONI, CL., TRIAT, H. (1979) - Edification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation, *Terre et Vie, Rev. Ecol.*, suppl. 2, 13-30.
- PONT, D. (1992) - Caractérisation de la charge solide en suspension du Rhône au niveau du palier d'Arles lors d'une crue d'importance moyenne, CNRS. URA 1451, Université Lyon I, 25p.
- PONT, D. (1993) - Vers une meilleure connaissance des apports du Rhône à la Méditerranée, *4ièmes Rencontres de l'Agence Régionale Pour l'Environnement*, PACA, 28-29-30 Octobre 1993, 16-24.
- PONT, D., BOMBLED, B. (1995) - Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 94-95, *7ièmes Rencontres de l'Agence Régionale Pour l'Environnement*, PACA, 24-27 Octobre 1995, Dignes-les-Bains, 283-292.
- PONT, D. (1996) - Evaluation of water fluxes and sediment supply, *Communication orale*, MEDDELDT, Final Meeting, Venizia October 2-5, 1996.
- PRINGLE, A.W. (1984) - Evolution of the east Burdekin delta coast, Queensland, Australia 1940-1980, *Z. Geomorph. N.F.*, 28-2, 129-154.
- PROVANSAL, M. (1993) - Les sédiments holocènes de l'étang de Berre, témoins de la construction du delta de l'Arc, *Travaux du Centre Camille Jullian, "Archéologie et Environnement de la Ste Victoire aux Alpilles"*, 14, 417-422.
- PROVANSAL, M. (1995) - Holocene sedimentary sequences in the Arc River delta and the Etang de Berre in Provence, southern France, in *Mediterranean Quaternary River Environments*, LEWIN, J., MACKLIN, M.G., WOODWARD, J.C., (Refered proceeding of an international conference, 28-29/09/92, G.B.), A.A. BALKEMA, Brookfield, 95, 159-165.
- PROVANSAL, M., SUANEZ, S., ARNAUD-FASSETTA, G., VELLA, C. (1996) - Geological evolution of the deltaic system (Rhône delta), *Rapport final MEDDELDT*, Université Aix-Marseille I, 12p.
- PUTSY, N.P. (1988) - Dune-beach interaction, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 3, 136p.
- PYE, K. (1983) - Coastal dunes, *Progress in Physical Geography*, 4, 531-557.
- QUELENNEC, R.E. (1987) - L'érosion côtière. Exemples, causes, aléas et risques induits, B.R.G.M., 87 SGN 757 MAR, 26p.
- RAPPORT CAMARGUE (1970) - Rapport Camargue: étude hydrologique, pédologique et de salinité, D.D.A., Compagnie Nationale d'Aménagement du Bas-Rhône Languedoc, 4 vol., 262p.
- RODITIS, J.C. (1993) - Caractérisation de la charge solide en suspension et alluvionnement du Rhône dans le secteur Beaucaire-Arles. Crues et transfert sédimentaire. Bilan actuel et évolution récente, Mémoire de D.E.A., Université de Provence, Aix-en-Provence, 130p.
- RODITIS, J.C., PONT, D. (1993) - Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta, *Méditerranée*, 3-4, 5-18.

- ROSEN, P.S. (1978) - A regional test of the Bruun's rule on shoreline erosion, *Marine Geology*, 26, M7-M16.
- ROUX, R.M. (1983) - Golfe de Fos : sédiments et dynamique sédimentaire, CNEXO, 82/6990, 2 vol., 44p.
- ROUX, M. (1983) - Les apports liquides et solides du canal EDF de St. Chamas dans l'étang de Berre, Rapport CNEXO, Centre Océanologique de Bretagne, 2T, 69p.
- ROUX, R.M., ARFI, R., LOELLET, C., STORA, G., BELLAN, G., ROMANA, L.A. (1985) - Golfe de Fos, bilan des connaissances écologiques, Etude Régionale Intégrée, L.G.M.S.A., C.O.M. et IFREMER, 99p.
- SANCHEZ-ARCILLA, A., STIVE, M.J.F., JIMENEZ, J.A., GARCIA, M.A. (1993) - Impact of sea-level rise in a Mediterranean delta : the Ebro delta case, Seachange 93, International Workshop, 19-23 April 1993, Netherland.
- SARRE, R.D. (1988) - Evaluation of aeolian sand transport equations using intertidal zone measurements, Saunton Sands, England, *Sedimentology*, 35, 671-679.
- SAVEY, P., DELEGLISE, R. (1967) - Les incidences de l'aménagement du tiers central du Bas-Rhône sur les transports solides par charriage et par suspension (2 communications). *Association Internationale d'Hydrologie Scientifique*, Berne (1967).
- SAVEY, P., POMMIER, M., MARVAUD, P. (1972) - Observations et mesures effectuées sur les coins salés du Grand et du Petit Rhône, *La Houille Blanche*, 2-3, 151-162.
- SCHWARTZ, M.L. (1965) - Laboratory study of sea-level rise as a cause of shore erosion, *Journal of Geology*, 73 (3), 528-534.
- SCHWARTZ, M.L. (1967) - The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion, *Journal of Geology*, 75 (1), 76-92.
- SCHWARTZ, M.L., WALLACE, R.S., JACOBSEN, E.E. (inconnu) - Net shore-drift in Puget Sound, *Engineering Geology in Washington*, II, 1137-1146.
- SHERMAN, D.J., BAUER, B.O. (1993) - Dynamics of beach-dune systems, *Progress in Physical Geography*, 17, 4, 413-447.
- SHORT, A.D. (1985) - Rip current type, spacing and persistence, Narrabeen beach Australia, *Marine Geology*, 65, 47-71.
- SHORT, A.D., HOGAN, C.L. (1992) - Rip currents and beach hazards : their impact on public safety and implications for the coastal management, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 12, 197-209.
- SHORT, A.D., AAGAARD, T. (1993) - Single and multi-bar beach change models, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 15, 141-157.
- SHOSHANY, M., DEGANI, A. (1992) - Shoreline detection by digital image processing of aerial photography, 8, 1, 29-34.
- SOGREAH. (1984a) - Stabilité de l'embouchure du Rhône, Port Autonome de Marseille (La Fossette), 35 1544 R2, 8p.
- SOGREAH. (1984b) - They de la Gracieuse. Etude préliminaire des ouvrages de contrôle de l'évolution du littoral, Port Autonome de Marseille (La Fossette), 45 0015 R1, 10p.
- SOGREAH. (1987) - Suivi des évolutions sédimentologiques dans le golfe de Fos. Evolutions récentes, définition d'un programme de suivi sur le terrain, Port Autonome de Marseille (La Fossette), 5 1085 R1, 11p.
- SOGREAH. (1988a) - Suivi des évolutions sédimentologiques dans le golfe de Fos. Protection de la partie terrestre de la flèche de la Gracieuse. Recherche de solutions et recommandations pour un tronçon expérimental de restauration, Port Autonome de Marseille (La Fossette), 5 1085 R3, 9p.
- SOGREAH. (1988b) - Suivi des évolutions sédimentologiques dans le Golfe de Fos. Nature des sédiments entre l'embouchure du Rhône et les darses du port de Fos, Port Autonome de Marseille (La Fossette), 5 1085 R4, 45p.

- SOGREAH (1994) - Etude de l'évolution du littoral sableux de la Camargue, projet de Rapport, 2 tomes, 206p. + figures.
- S.R.A. (Service des Recherches Archéologiques) (1995) - Delta du Rhône, Programme de recherche 1995-1997, 150p.
- S.R.A. (Service des Recherches Archéologiques) (1996) - Delta du Rhône, Programme de recherche 1995-1997, 180p.
- STANLEY, D.J. (1990) - Recent subsidence and northeast tilting of the Nile delta, Egypt, *Marine Geology*, 94, 147-154.
- STAPOR, F.W. (1971) - Sediment budgets on a compartmented low-to-moderate energy coast in northwest Florida, *Marine Geology*, 10, M1-M7.
- STIVE, M.J.F., DE VRIEND, H.J. (1995) - Modelling shoreface profile evolution, *Marine geology*, 126, 235-248.
- STONE, G.W., STAPOR, F.W., JAMES, P.M., MORGAN, J.P. (1992) - Multiple sediment sources and cellular, non-integrated, longshore drift system : Northwest Florida and southeast Alabama coast, UAS, *Marine Geology*, 105, 141-154.
- SUANEZ, S. (1993) - Etude des modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône : plages de Piémanson et Napoléon, Mémoire de D.E.A., Université de Provence, Aix-en-Provence, 128p.
- SUANEZ, S., PROVANSAL, M. (1993) - Etude des modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône : plages de Piémanson et Napoléon, *Méditerranée*, 3-4, 43-56.
- SUANEZ, S. (1995) - Quelques données nouvelles sur l'évolution mi-séculaire du littoral camarguais à l'embouchure du Rhône (France, Sud-Est), *BAGF*, 5, 440-454.
- SUANEZ, S., PROVANSAL, M. - Morphosedimentary behaviour of the deltaic fringe in comparison to the relative sea-level rise on the Rhone delta, *Quaternary Sciences Reviews (sous presse a)*.
- SUANEZ, S., PROVANSAL, M. - Large scale evolution of the littoral of the Rhone delta (Southeast France), *JCR (sous presse b)*.
- SUANEZ, S., PROVANSAL, M. - Dynamics of beach/dune systems : an example from the deltaic coast of the Rhone delta (Southeast France), *JCC (en révision)*.
- SUANEZ, S., SIMON, B. - Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral du delta du Rhône (France, Sud-Est), *Photo-Interprétation (en révision)*.
- SUANEZ, S., PROSPER-LAGET, V., PROVANSAL, M. (1996) - Variation relative du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille. Implications tectoniques et/ou climatiques, *CRAS. (soumis)*.
- SVASEK, J.N., TERWINDT, H.J. (1974) - Measurements of sand transport by wind on a natural beach, *Sedimentology*, 21, 311-322.
- TABEAUD, M., MENEZES, A. - Le climat de la mer Méditerranée occidentale de 1961 à 1992, *Met-Mar, (sous presse a)*.
- TABEAUD, M., MENEZES, A. - L'année 1990 en Méditerranée occidentale, *Met-Mar, (sous presse b)*.
- TAGGART, B.E., SCHWARTZ, M.L. (1988) - Net shore-drift direction determination : a systematic approach, *J. Shoreline Management*, 3, 285-309.
- TAMISIER, A. (1990) - Camargue, milieux et paysages, évolution de 1942 à 1984, *ARCANE*, Carte au 1/80.000e H.T., 32p.
- TERRIER, M., GIRAUD, Y. (1988) - Contribution à la connaissance néotectonique de la Provence, apports de la télédétection, des nivellements, de la microtectonique, *Rapport BRGM 88 SGN 388 GEG*.
- TERRIER, M. (1989) - Déformations tectoniques würmiennes aux abords de l'accident de Salon-Cavaillon, *Rapport BRGM, 89 SGN 092 GEG*, 24 p.

- TESSON, M., RAVENNE, C., ALLEN, G.P. (1990) - Application des concepts de stratigraphie séquentielle à un profil sismique haute résolution transverse à la plate-forme rhodanienne, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, Série II, 565-570.
- TESSON, M., ALLEN, G. (1995) - Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence de l'architecture et de la stratigraphie des dépôts de plate-forme péricratonique. Exemple du golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320, Série IIa, 39-46.
- TRIAT-LAVAL, H. (1978) - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la basse vallée du Rhône, Thèse de Doctorat ès Sciences, Faculté d'Aix-Marseille III, 344p.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U. (1957) - Dépôts sableux récents du littoral des Pays-Bas et du delta du Rhône, *Geol. Mijnb.*, 19ème Jaargang, 196-213.
- VELLA, C., PROVANSAL, M., BOURCIER, M. (1996) - Montée du niveau marin et sédimentation holocène sur la marge orientale du delta du Rhône, *soumis Bull. Soc. Géol. Fr.*
- VERNIER, E. (1972) - Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Fos, Thèse de 3ème cycle d'Océanographie, Université d'Aix-Marseille, 68p.
- VERNIER, E. (1976) - Edification et évolution de la flèche de la Gracieuse, Ouest du golfe de Fos, *Bull. B.R.G.M.* (2ème Série), IV, 2, 103-115.
- WANG, L., VERGER, F. (1985) - Classification des paysages et cinématique de la pointe d'Arçay par traitement automatique d'images aériennes et spatiales, *Photo Interprétation*, 85-4, 1-9.
- WEBER, O. (1989) - Les agents dynamiques et le transport sédimentaire dans la zone côtière, *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 45, 23-36.
- WIGLEY, T.M.L., RAPER, S.C.B. (1992) - Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios, *Nature*, 357, 293-300.
- WRIGHT, L.D., SHORT, A.D. (1984) - Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis, *Marine Geology*, 56, 93-118.
- WRIGHT, L.D., SHORT, A.D., GREEN, M.O. (1985) - Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones : an empirical predictive model, *Marine Geology*, 62, 339-364.
- WRIGHT, L.D., XU, J.P., MADSEN, O.S. (1994) - Accross-shelf benthic transports on the inner shelf of the Middle Atlantic Bight during the "Halloween storm" of 1991, *Marine Geology*, 118, 61-77.

TABLE DES FIGURES

TABLE DES FIGURES

Figure 1 - Présentation générale du delta du Rhône.....	4
Figure 2 - Carte de présentation du secteur d'étude compris entre la flèche de Beauduc à l'Ouest et la flèche de la Gracieuse à l'Est.	6
Figure 3 - Nomenclature des différentes unités morphologiques de la frange littorale (d'après DEGIOVANNI, 1973).....	8
Figure 4 - Nomenclature des différentes unités utilisée pour la frange littorale du delta du Rhône.....	9
Figure 5 - Schématisation et inter-actions entre les différentes unités morphologiques du système littoral.	14
Figure 6 - Classification des différents types de cordon dunaire en fonction de leur caractéristiques morphologiques.	16
Figure 7 - Classification des différents types de plages émergées en fonction de leur caractéristiques morphologiques.	19
Figure 8 - Classification des différents types de plages immergées en fonction de leur caractéristiques morphologiques (d'après WRIGHT et SHORT, 1984).....	21
Figure 9 - Profils bathymétriques effectués à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (d'après KRUIT, 1955).....	22
Figure 10 - Profils bathymétriques effectués à l'Est de l'embouchure du Rhône (d'après VERNIER, 1972 et la SOGREAH, 1984).	23
Figure 11 - Classification des différents types de plages immergées en fonction de leur caractéristiques morphologiques.	24
Figure 12 - Schémas de réfraction de la houle en fonction du linéaire côtier : cap et baie (d'après GERARD, 1982 et PETHICK, 1984).	24
Figure 13 - Plans des orthogonales de houles en fonction de la bathymétrie 25	25
Figure 14 - Schématisation des différentes unités morphologiques de part et d'autre de l'embouchure.	26
Figure 15 - Localisation des premiers aménagements entrepris par la CSMSE sur le littoral de Faraman (Ouest de l'embouchure du Rhône).	27
Figure 16 - Localisation des aménagements entrepris par la CSMSE dans les années 70 sur le littoral de Faraman (digue frontale + tétrapodes).	28
Figure 17 - Localisation et dates de la construction des épis sur le littoral de Faraman par la CSMSE.	28
Figure 18 - Localisation et dates de construction des aménagements effectués par la CSMSE entre la Courbe et la Baisse de Quenin.	30
Figure 19 - Chenal aux darses (PAM) menacé par l'allongement de la flèche de la Gracieuse entre 1944 et 1990.....	32
Figure 20 - Aménagement du poulier de la flèche de la Gracieuse (épis constitués de barges immergées).....	34
Figure 21 - Localisation des zones de fragilité (brèches) de la flèche de la Gracieuse (SOGREAH, 1984).....	34
Figure 22 - Coupe transversale du cordon dunaire artificiel de la flèche de la Gracieuse.	35
Figure 23 - Plan de réhabilitation du cordon dunaire de la flèche de la Gracieuse.	35
Figure 24 - Mesures de largeur de plage effectuées par la CSMSE sur le littoral de Faraman entre 1988 et 1989.....	36

Figure 25 - Découpage spatial de la frange littorale en fonction des caractéristiques morphologiques et " anthropiques "	39
Figure 26 - Organisation stratigraphique générale des dépôts fini-quaternaires de la marge est-rhodanienne (d'après GENSOUS <i>et al.</i> , 1993).....	41
Figure 27 - Géométrie des unités de dépôts du Quaternaire terminal (prismes superposés en éventail), (d'après TESSON et ALLEN, 1995).....	42
Figure 28 - Stratigraphie des dépôts tardi-glaciaires et holocènes de la plaine deltaïque (OOMKENS, 1970).	43
Figure 29 - Courbe de la remontée relative du niveau marin durant l'Holocène dans le delta du Rhône (d'après L'HOMER <i>et al.</i> , 1981).....	44
Figure 30 - Différentes étapes de la construction holocène du delta du Rhône (d'après L'HOMER <i>et al.</i> , 1981).	45
Figure 31 - Stratigraphie du remblayage holocène dans la zone orientale du delta (ALOISI et DUBOUL-RAZAVET, 1974).....	46
Figure 32 - Evolution de l'embouchure du Grand Rhône entre la fin du XVIIIème et le XXème siècle (d'après VERNIER, 1972).....	47
Figure 33 - Littoral du XIXème et XXème siècle à l'embouchure du Grand Rhône.....	48
Figure 34 - Isopaques des dépôts transgressifs holocènes (d'après KRUIT, 1955)	50
Figure 35 - Déformations de la plate-forme continentale d'Ouest en Est (d'après TESSON et ALLEN, 1995).	51
Figure 36 - Localisation des marégraphes du Grau de la Dent (delta du Rhône) et d'Endoume (Marseille).....	52
Figure 37 - Données marégraphiques séculaires enregistrées dans le delta du Rhône et à Marseille.	53
Figure 38 - Régression linéaire calculée sur la courbe de la montée relative du niveau marin dans le delta du Rhône.....	53
Figure 39 - Comparaison entre les courbes de la montée relative du niveau marin de Marseille et du delta du Rhône.....	54
Figure 40 - Synthèse des données sur les mouvements du sol dans le delta du Rhône (d'après PROVANSAL <i>et al.</i> , 1996).....	55
Figure 41 - Le cours du Rhône de sa source à la mer.	61
Figure 42 - Variations saisonnières des débits du Rhône (moyenne et maxima mensuels)	62
Figure 43 - Périodes retour des débits maxima du Rhône.....	63
Figure 44 - Périodes caractérisées par des crues décennales à cinquanteennales.	64
Figure 45 - Fréquence de crues $\geq 5.000\text{m}^3/\text{s}$	64
Figure 46 - Corrélation entre fréquences ($\geq 5.000\text{m}^3/\text{s}$) et débits maxima.	65
Figure 47 - Modes de transport de la charge de fond.	68
Figure 48 - Profil longitudinal du lit du Rhône de Barcarin à la barre d'embouchure (d'après CARRIO, 1988).	69
Figure 49 - Distribution décennale des crues et glaces du Bas Rhône depuis le Haut Moyen Age (d'après PICHARD, 1995).....	72
Figure 50 - Localisation des prélèvements effectués de l'embouchure au prodelta.	77
Figure 51 - Résultats sédimentologiques des prélèvements effectués sur le prodelta de Roustan.	78
Figure 52 - Résultats sédimentologiques des prélèvements effectués sur les atterrissements de part et d'autre de l'embouchure.	79
Figure 53 - Décalage chronologique des transferts sédimentaires à l'Est de l'embouchure.....	80
Figure 54 - Localisation des carottages effectués dans le prisme sédimentaire post XIXème.	80
Figure 55 - Résultats sédimentologiques des carottages effectués dans le prisme sédimentaire post XIXème (plage Napoléon).	82
Figure 56 - Résultats sédimentologiques des carottages effectués dans le prisme sédimentaire post XIXème (plage de Piémanson).	83

Figure 57 - Etapes de la progradation du delta du Rhône au PAG (d'après CARITEY, 1995)...	85
Figure 58 - Répartition granulométrique de l'amont d'Arles à l'embouchure.....	87
Figure 59 - Localisation des prélèvements superficiels effectués en 1994-95-96.	88
Figure 60 - Localisation des prélèvements sur le profil transversal de la plage.	89
Figure 61 - Répartition transversale des sédiments à la côte (d'après BERTRAND et L'HOMER, 1975).	90
Figure 62 - Répartition transversale des sédiments à l'Est de l'embouchure.	91
Figure 63 - Répartition transversale des sédiments à l'Ouest de l'embouchure.	92
Figure 64 - Comparaison des sables du Rhône et du littoral (d'après JUNIET, 1962).	94
Figure 65 - Distribution longitudinale des sédiments à la côte (d'après JUNIET, 1962).	94
Figure 66 - Distribution longitudinale des sédiments à la côte et application de la loi de MCLAREN et BOWLES (1985).....	95
Figure 67 - Image CM des sables de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.....	97
Figure 68 - Localisation des stations météorologiques Météo-France.....	100
Figure 69 - Distribution saisonnière des directions de vents.	101
Figure 70 - Distribution des différentes directions de vents de mer.....	103
Figure 71 - Fréquence des vents de mer ≥ 11 m/s entre 1962 et 1994.....	103
Figure 72 - Fréquence des vents de terre ≥ 11 m/s entre 1962 et 1994.	104
Figure 73 - Localisation des différents houlographes.....	106
Figure 74 - Régime des houles enregistré au Cap Couronne entre 1964-69.	107
Figure 75 - Distribution des hauteurs significatives (Hsig) par directions dominantes.	108
Figure 76 - Distribution des périodes significatives (Tsig) par directions dominantes.....	108
Figure 77 - Variations saisonnières de la houle enregistrée par la bouée de la Balancelle.	110
Figure 78 - Variations saisonnières de la houle enregistrée par la bouée du Golfe.....	110
Figure 79 - Variations saisonnières de l'énergie de la houle (bouées Golfe et Balancelle)	111
Figure 80 - Distribution saisonnière des houles de tempête.	112
Figure 81 - Classification des houles de tempête (1993-94-95).	114
Figure 82 - Houle de SE à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (d'après DUBOUL-RAZAVET, 1956).	116
Figure 83 - Houle de SE à l'Est de l'embouchure du Rhône (d'après VERNIER, 1972).	120
Figure 84 - Circulation générale à l'échelle du bassin méditerranéen occidental.....	123
Figure 85 - Courants liés aux vents dominants (d'après DUBOUL-RAZAVET, 1956).....	125
Figure 86 - Courants liés aux vents dominants (d'après VERNIER, 1972).....	126
Figure 87 - Sens de la progradation de la flèche de la Gracieuse.	128
Figure 88 - Sens de progradation de la flèche d'embouchure (Est de la plage de Piémanson).....	128
Figure 89 - Sens de progradation de la flèche de Beauduc.	129
Figure 90 - Cartographie des courants de dérive littorale.	132
Figure 91 - Genèse des courants sagittaux (d'après BOWEN, 1969).....	133
Figure 92 - Cartographie des courants sagittaux.	135
Figure 93 - Courants fluviaux à la sortie du Rhône (d'après PAUC, 1971).....	136
Figure 94 - Déformation du panache rhodanien en l'absence de vent.....	137
Figure 95 - Déformation du panache rhodanien par vent de NW (Mistral).....	137
Figure 96 - Déformation du panache rhodanien par vent de SE.....	138
Figure 97 - Mise en évidence de cycles ou oscillations marégraphiques entre 1905 et 1994.	140
Figure 98 - Variations saisonnières du niveau de la mer.	142
Figure 99 - Variations saisonnières des événements exceptionnels.....	144
Figure 100 - Périodes de retour des niveaux marins maxima en tenant compte des projections faites pour le prochain siècle.	145
Figure 101 - Evolution à long terme des différents agents de la morphogenèse littorale : synthèse.....	151

Figure 102 - Evaluation du transit sédimentaire longshore à l'Ouest de l'embouchure du Rhône (SOGREAH, 1994).	153
Figure 103 - Evolution mi-séculaire du trait de côte à l'Est de l'embouchure.	158
Figure 104 - Evolution mi-séculaire du trait de côte à l'Ouest de l'embouchure.	160
Figure 105 - Evolution du trait de côte en fréquence cumulée pour les profils P44, P45 et P46.	164
Figure 106 - Corrélation entre recul du trait de côte et nombre d'années (P44-P45-P46).	165
Figure 107 - Evolution du trait de côte (P44, P45, P46).	165
Figure 108 - Evolution du trait de côte en fréquences cumulées (Etangs de Ste Anne et de la Galère).	166
Figure 109 - Evolution du trait de côte dans le secteur aménagé du littoral de Faraman.	167
Figure 110 - Schématisation du transit sédimentaire à partir des secteurs en érosion et en accrétion.	169
Figure 111 - Evolution du bilan sédimentaire et du coefficient de variation de part et d'autre de l'embouchure.	171
Figure 112 - Localisation des différentes cellules hydrosédimentaires de part et d'autre de l'embouchure.	172
Figure 113 - Evolution du bilan sédimentaire par secteur à l'Ouest du Grau de la Dent.	173
Figure 114 - Evolution du bilan sédimentaire par secteur du Grau de la Dent à l'embouchure actuelle.	174
Figure 115 - Evolution du bilan sédimentaire par secteur à l'Est de l'embouchure.	176
Figure 116 - Localisation des profils bathymétriques à l'Est de l'embouchure.	180
Figure 117 - Evolution des profils bathymétriques à l'Est de l'embouchure.	181
Figure 118 - Evolution des fonds bathymétriques dans l'anse de Carreau.	183
Figure 119 - Evolution des fonds bathymétriques à l'Ouest de l'embouchure du Rhône.	184
Figure 120 - Découpage des profils verticaux (STIVE et DE VRIEND, 1995).	187
Figure 121 - Calcul de la limite de mobilité du profil vertical à l'Est de l'embouchure.	189
Figure 122 - Définition des différents systèmes hydrosédimentaires.	192
Figure 123 - Méthode de calcul des volumes sédimentaires déplacés (longshore).	193
Figure 124 - Estimation des transferts sédimentaires longshore à l'Est de l'embouchure.	196
Figure 125 - Estimation des transferts sédimentaires longshore à l'Ouest de l'embouchure.	199
Figure 126 - Evolution mi-séculaire du transit sédimentaire longshore à l'Est de l'embouchure et variation des différents agents morphogènes.	201
Figure 127 - Evolution mi-séculaire du transit sédimentaire longshore à l'Ouest de l'embouchure et variation des différents agents morphogènes.	202
Figure 128 - Localisation des profils de plage implantés pour l'observation des épisodes tempétueux.	207
Figure 129 - Résultats des profils de plage obtenus pour la tempête de Novembre 1994.	209
Figure 130 - Résultats des profils de plage obtenus pour la tempête de Janvier 1995.	210
Figure 131 - Déplacement du corps central de la flèche de la Gracieuse (1944-1994).	213
Figure 132 - Evolution des transferts sédimentaires et des surcotes.	214
Figure 133 - Corrélation entre les transferts sédimentaires et les surcotes.	215
Figure 134 - Localisation des stations de mesures implantées pour l'étude du transport éolien.	217
Figure 135 - Comparaison des taux de transport obtenus à partir des différentes formules.	221
Figure 136 - Types de piège utilisés pour la mesure du transport éolien.	223
Figure 137 - Position des pièges sur le profil transversal de la plage en fonction du vent dominant.	223
Figure 138 - Résultats des piègeages éoliens obtenus sur cinq épisodes venteux.	226
Figure 139 - Poids de sédiments prélevés en fonction de la hauteur du piège par vent de terre (Mistral).	228

Figure 140 - Bilans sédimentaires calculés sur le transport éolien à partir des mesures en 3D.....	231
Figure 141 - Variations saisonnières des agents morphodynamiques (vent, houle, marégraphie et débit du Rhône) entre Octobre 1994 et Août 1996.....	232
Figure 142 - Localisation des profils de plage utilisés pour l'étude des variations saisonnières de la frange littorale.....	234
Figure 143 - Variations saisonnières du profil de plage de type large (exemple : profils 4 et 10).....	235
Figure 144 - Variations saisonnières du profil de plage de type étroite (exemple : profils 2 et 7).....	236
Figure 145 - Variations saisonnières du profil de plage de l'embouchure (exemple : profils 5 et 6).....	237
Figure 146 - Variations saisonnières du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure.....	239
Figure 147 - Méthode de calcul des volumes sédimentaires (m^3/ml) à partir des profils de plage.....	240
Figure 148 - Variations saisonnières du bilan sédimentaire (m^2) calculé sur l'ensemble des profils de part et d'autre de l'embouchure.....	241
Figure 149 - Variations saisonnières du bilan sédimentaire (m^2) des plages émergée et immergée (plage totale - plage émergée) pour chaque profil.....	244
Figure 150 - Analyse des décalages chronologiques des transferts sédimentaires longshore sur la plage Napoléon.....	246
Figure 151 - Analyse des décalages chronologiques des transferts sédimentaires longshore sur la flèche de la Gracieuse.....	246
Figure 152 - Schéma de synthèse des transferts sédimentaires à l'Est de l'embouchure.....	250
Figure 153 - Schéma de synthèse des transferts sédimentaires à l'Est de l'embouchure.....	251
Figure 154 - Evolution des investissements réalisés pour la défense du littoral par la CSMSE259	
Figure 155 - Evolution du littoral de Faraman depuis le début du siècle et projections pour le futur.....	260
Figure 156 - Evolution mi-séculaire du littoral oriental du delta du Rhône et projections pour le futur ; comparaison avec la carte de L'HOMER (1992).....	262

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Inventaire des travaux de défense du littoral effectués par la CSMSE entre 1986 et 1995.....	29
Tableau 2 - Comparaison du débit moyen du Rhône avec ceux d'autres fleuves français et méditerranéen.....	66
Tableau 3 - Estimations de la charge solide en suspension (MES) transportée par le Rhône après les aménagements hydro-électriques du fleuve (1950-60).....	67
Tableau 4 - Pourcentages des MES transportées par le Rhône en fonction des différents débits (d'après PONT, 1996).	67
Tableau 5 - Estimations théoriques de la charge de fond transportée par le Rhône entre Lyon et Valence (in DUGAS, 1989).	70
Tableau 6 - Indicateurs granulométriques du matériel transporté par le Rhône actuel et le Rhône du Bras de Fer (d'après DAVID, 1996).	84
Tableau 7 - Inventaire des échantillons analysés en fonction des campagnes et unités morphologiques échantillonnées.....	89
Tableau 8 - Répartition des vents de mer dominants en fonction de la vitesse (source : Météo France).....	101
Tableau 9 - Répartition saisonnière des vitesses de vents, toutes directions confondues, entre 1962 et 1994.	102
Tableau 10 - Régimes des houles en fonction du vent (d'après VERNIER, 1972).	107
Tableau 11 - Inventaire des données images utilisées pour l'analyse diachronique.	156
Tableau 12 - Taux de recul et d'avancée du trait de côte à l'Est de l'embouchure.	159
Tableau 13 - Taux de recul et d'avancée du trait de côte à l'Ouest de l'embouchure (Grau de la Dent-embouchure).....	162
Tableau 14 - Taux de recul et d'avancée du trait de côte à l'Ouest de l'embouchure (Grau de la Dent-Beauduc).	163
Tableau 15 - Inventaire des cartes bathymétriques.	179
Tableau 16 - Calcul de la limite de mobilité à partir de la formule d'HALLERMEIRER.	190
Tableau 17 - Quantification des transferts cross-shore liés à la submersion (tempête de Novembre 1994)	211
Tableau 18- Quantification des transferts cross-shore liés à la submersion (tempête de Janvier 1995).	211
Tableau 19 - Transferts sédimentaires cross-shore estimés à partir du déplacement de la flèche de la Gracieuse.	213
Tableau 20 - Estimation des taux de transport à partir des formules de BAGNOLD et KAWAMURA appliquées sur le delta du Rhône.....	222
Tableau 21 - Inventaire des épisodes de vents retenus pour le piégeage des sédiments.	224
Tableau 22 - Estimations comparées des piégeages et des formules de BAGNOLD et KAWAMURA pour quelques épisodes de vents.....	227
Tableau 23 - Typologie du fonctionnement saisonnier de la frange littorale.....	233
Tableau 24 - Variations saisonnières du trait de côte pour le littoral de la flèche de la Gracieuse à la baisse de Quenin	238
Tableau 25 - Estimation du budget sédimentaire par an calculée à partir des variations morphosédimentaires saisonnières de la plage émergée et immergée (-1,5m).....	242
Tableau 26 - Schémas théoriques de fonctionnement de la plage.....	242

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 1 - Zone humide appelée dépression vaseuse d'arrière dune (sansouïre) - Plage Napoléon.....	11
Photo 2 - Trabas ou siffle-vents " non fonctionnel " - Plage de Piémanson.....	11
Photo 3 - Trabas ou siffle-vents fonctionnel en période de tempête - Plage de Piémanson.....	11
Photo 4 - Plage émergée ou aérienne (non submergée) constituée par une large zone déprimée plage Napoléon.....	12
Photo 5 - Plage émergée ou aérienne constituée par une large zone déprimée submergée par tempête - plage Napoléon.....	12
Photo 6 - Dune haute caractérisée par un couvert végétal dense (taux de couverture >90%) - plage Napoléon.....	17
Photo 7 - Dune basse érodée à faible taux de couverture végétale - plage de Piémanson.....	17
Photo 8 - Dune basse (nebkha) accumulée sur la végétation halophyte (salicornia) - plage Napoléon.....	17
Photo 9 - Cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse fixé par des brise-vents (ganivelles).....	17
Photo 10 - Cordon artificiel constitué d'une digue ensablée fixée par un géotextile - plage de la Baisse de Quenin.....	18
Photo 11 - Camping sauvage installé au pied du cordon dunaire actuel durant la période estivale - plage de Piémanson.....	18
Photo 12 - Dunes " fossiles " situées à l'arrière du cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse.....	18
Photo 13 - Vue aérienne des plages alvéolaires du littoral de Faraman (cliché Aériel, 1992).....	18
Photo 14 - Secteur aménagé du Grau de la Dent par la CSMSE - littoral de Faraman.....	31
Photo 15 - Tétrapodes installés dans le secteur de la Courbe - littoral de Faraman.....	31
Photo 16 - Epis à enrochements naturels installés par la CSMSE sur le littoral de Faraman.....	31
Photo 17 - Cordon artificiel de la Baisse de Quenin fixée par des enrochements.....	31
Photo 18 - Activités et surfréquentation touristiques sur la plage de Piémanson.....	33
Photo 19 - Installation de brise-vents (ganivelles) au pied du cordon - plage de Piémanson.....	33
Photo 20 - Barge immergée en bout de flèche de la Gracieuse.....	33
Photo 21 - Cordon artificiel de la flèche de la Gracieuse.....	33
Photo 22 - Incidence de la houle dans le secteur de la pointe de Beauduc (cliché IGN 26/05/1953).....	117
Photo 23 - Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur du golfe de Beauduc (cliché Aériel 07/07/1990).....	117
Photo 24 - Houles croisées dans le secteur de l'étang de Ste Anne (cliché Aériel 07/07/1990).....	117
Photo 25 - Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur de l'étang de la Galère (cliché IGN 26/05/1953).....	118
Photo 26 - Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur de l'étang de la Galère (cliché Aériel 07/07/1990).....	118
Photo 27 - Phénomènes de réfraction de la houle dans les secteurs de la Courbe et de la Baisse de Quenin (cliché Aériel 07/07/1990).....	118
Photo 28 - Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur de la plage de Piémanson (cliché Aériel 14/03/1989).....	119
Photo 29 - Phénomènes de réfraction de la houle dans le secteur de l'embouchure du Rhône (cliché Aériel 14/03/1989).....	119

Photo 30 - Phénomènes de réfraction de la houle sur la flèche de la Gracieuse (cliché Aériel 14/03/1989).....	121
Photo 31 - Phénomènes de réfraction et de diffraction de la houle au niveau du poulie de la flèche de la Gracieuse (cliché Aériel 04/10/1995).....	121
Photo 32 - Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest des épis dans le secteur de l'étang de Ste Anne indiquant le sens du transit sédimentaire longshore (cliché Aériel 12/05/1992).....	130
Photo 33 - Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest des épis dans le secteur de l'étang de Ste Anne indiquant le sens du transit sédimentaire longshore (cliché IGN 09/09/1995).....	130
Photo 34 - Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest des épis sur le littoral de Faraman indiquant le sens du transit sédimentaire longshore (cliché IGN 15/09/1979).....	131
Photo 35 - Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest des épis sur le littoral de Faraman indiquant le sens du transit sédimentaire longshore (cliché IGN 12/05/1992).....	131
Photo 36 - Mise en évidence des accumulations sédimentaires à l'Ouest des épis sur le littoral de Faraman indiquant le sens du transit sédimentaire longshore (cliché IGN 09/09/1995).....	131
Photo 37 - Plage immergée marquée par le passage d'une à deux barres littorales entre le secteur de l'étang de Ste Anne et l'étang de Beauduc (cliché IGN 24/08/1970).....	134
Photo 38 - Mise en évidence des barres littorales dans le secteur de la Baisse de Quenin (cliché Aériel 14/03/1989).....	134
Photo 39 - Mise en évidence des barres littorales dans le secteur de la plage de Piémanson (cliché Aériel 14/03/1989).....	134

GLOSSAIRE

GLOSSAIRE

- Grau* : terme local utilisé pour désigner les exutoires du fleuve.
MES : Matière En Suspension
Montille : terme local (Camargue) utilisé pour désigner les dunes.
Sansouïre : formation de plantes halophytes représentée par la Salicorne (la Salicorne à gros épis, *Arthrocnemum glaucum* et la Salicorne ligneuse *Salicornia fruticosa*)
They : terme local (Camargue) utilisé pour désigner les constructions sableuses aux embouchures du fleuve.
Trabas : terme employé pour caractériser les percées dans le cordon dunaire (RAPPORT CAMARGUE, 1970).

ORGANISMES

- CEPREL : *Centre d'Etudes pour la Protection du Littoral (Montpellier)*
 CETE : *CETE-Méditerranée (Centre d'Etudes Techniques et de l'Equipement)*
 C.N.R. : *Compagnie Nationale du Rhône*
 CSMSE : *Compagnie du Salin du Midi et des Salines de l'Est*
 DESMID : *Département d'Ecologie Sociale des Milieux Deltaïques (URA 1154, Arles)*
 LCHF : *Laboratoire Central d'Hydraulique de France*
 LSEET : *Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre (Université du Var, Toulon)*
 P.N.O.C. : *Programme National d'Océanographie Côtière*
 P.A.M. : *Port Autonome de Marseille*
 SOGREAH : *Société Grenobloise d'Applications Hydrauliques (Grenoble)*
 S.R.A. : *Service Régional de l'Archéologie*