



HAL
open science

Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône

Grégoire Maillet

► **To cite this version:**

Grégoire Maillet. Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône. Géomorphologie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 2005. Français. NNT: . tel-00011967

HAL Id: tel-00011967

<https://theses.hal.science/tel-00011967>

Submitted on 17 Mar 2006

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.

**FACULTE DES LETTRES ET
SCIENCES HUMAINES**

UFR des Sciences Géographiques et de
l'Aménagement

CEREGE

UMR 6635

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement
en Géosciences de l'Environnement

Ecole Doctorale « Espaces, Cultures et Sociétés » n°355

Spécialité : Géomorphologie

Thèse n°

**Relations sédimentaires récentes et actuelles
entre un fleuve et son delta
en milieu microtidal :
Exemple de l'embouchure du Rhône**

THESE

Présentée par **Grégoire Marie MAILLET**

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Aix-Marseille 1

(arrêté du 25 avril 2002)

Soutenance publique le **30 Septembre 2005**

Devant un jury composé de :

Mme Monique FORT
Mme Mireille PROVANSAL
M. Serge BERNE
M. Jean-Paul BRAVARD
M. Patrick L. FRIEND
M. Claude VELLA

Pr. de Géographie, UMR PRODIG, Paris 7
Pr. de Géographie, CEREGE, Aix-Marseille 1
Chercheur C3, IFREMER, Brest
Pr. de Géographie, LRGE, Lyon 2
Pr. Assistant, SOES, Southampton
Maître de Conférences, CEREGE, Aix-Marseille 1

Examineur
Directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Co-Directeur de thèse

**FACULTE DES LETTRES ET
SCIENCES HUMAINES**

UFR des Sciences Géographiques et de
l'Aménagement

**CEREGE
UMR 6635**

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement
en Géosciences de l'Environnement

Ecole Doctorale « Espaces, Cultures et Sociétés » n°355

Spécialité : Géomorphologie

Thèse n°

**Relations sédimentaires récentes et actuelles
entre un fleuve et son delta
en milieu microtidal :
Exemple de l'embouchure du Rhône**

THESE

Présentée par **Grégoire Marie MAILLET**

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Aix-Marseille 1
(arrêté du 25 avril 2002)

Soutenance publique le 30 Septembre 2005

Devant un jury composé de :

Mme Monique FORT
Mme Mireille PROVANSAL
M. Serge BERNE
M. Jean-Paul BRAVARD
M. Patrick L. FRIEND
M. Claude VELLA

Pr. de Géographie, UMR PRODIG, Paris 7
Pr. de Géographie, CEREGE, Aix-Marseille 1
Chercheur C3, IFREMER, Brest
Pr. de Géographie, LRGE, Lyon 2
Pr. Assistant, SOES, Southampton
Maître de Conférences, CEREGE, Aix-Marseille 1

Examineur
Directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Co-Directeur de thèse

**En hommage à mes parents
frère, sœurs et amis qui m'ont soutenu
en cette douloureuse année 2004-2005...**

AVANT PROPOS

A l'instar de mon travail de thèse, je me dois d'initier ce délicat exercice de remerciements par les facteurs globaux, avant d'exprimer ma gratitude à chaque personne qui a pesé, à un moment ou à un autre, dans cette aventure qui s'achève.

C'est donc avec modestie que je commencerai par remercier **le Ciel** de m'avoir fait don, notamment, d'un incroyable concours de circonstances. Cette étude a en effet bénéficié de conditions climatiques « *malheureusement très favorables* », puisque nous avons vu se succéder, entre 2001 et 2003, 4 crues à plus de 6 000 m³.s⁻¹, dont 3 qui ont dépassé les 10 000 m³.s⁻¹. S'en est suivi une période calme (hiver 2004 – Printemps 2005) qui m'a permis d'arrêter l'acquisition des données pour me consacrer à leur traitement. Ce calendrier climatique a ainsi été en parfait accord avec les nécessités de la réalisation d'une thèse, et la réussite de mon étude doit beaucoup à cette conjoncture.

Au delà des aléas naturels, ce travail a bénéficié du cadre des Actions Concertées Européennes Eurodelta (n° EVK3-CT-2001-20001) et Eurostrataform (n° EVK3-CT-2002-00079). C'est donc tout naturellement que je souhaite d'abord remercier **Fabio Trincardi** (CNR Bologne) et **Philip Weaver** (SOC, Southampton) coordinateurs respectifs de ces programmes, et à travers eux, toutes les personnes qui ont pris part activement à leur mise en place et à leur fonctionnement. Ces programmes m'auront permis d'évoluer dans un environnement scientifique propice aux échanges et collaborations nationaux et internationaux, et, ce qui n'est pas la moindre des choses, auront fortement contribué au financement des campagnes de terrain ainsi qu'à ma participation à de nombreux colloques, meetings et workshop.

Au chapitre des remerciements budgétaires, je demande respectueusement à Messieurs **Jack Lang**, **Luc Ferry**, **François Fillon**, et **Gilles de Robien**, ministres successifs de l'Enseignement Supérieur auxquels ma thèse aura survécu, et potentiels futurs employeurs, de bien vouloir accepter mes remerciements pour le pécule qu'ils m'ont alloué pour cette modeste contribution à la recherche française. Disponible dès la rentrée 2006, j'espère sincèrement que ces quelques années passées sous la bannière de leur ministère augurent d'une longue et fructueuse collaboration avec ceux-ci (d'avance merci !)...

D'un point de vue plus conventionnel, mais avec d'autant plus de respect et de sincérité, je souhaite exprimer toute ma gratitude à **Mireille Provansal**. Au delà de ses qualités notoires de directrice de thèse, c'est d'abord à elle que je dois d'avoir découvert, il y a 12 ans, la géomorphologie littorale sur les plages de Fos sur Mer. Me retrouver à travailler à ses côtés après toutes ces années est sans doute la meilleure preuve que je pouvais lui apporter de l'influence qu'elle a pu avoir sur moi et de la gratitude que j'en éprouve à son égard. Merci pour tout Mireille, ce fut une chance que de vous avoir comme directeur.

Dire simplement de **Claude Vella** qu'il a été co-directeur de cette thèse, serait bien dérisoire.

Faire un panégyrique sur sa personne serait, à l'inverse, contraire à sa simplicité et à sa discrétion. Compagnon de toutes les sorties terrains, de toutes les découvertes, de toutes les joies, de beaucoup de folies, mais aussi des doutes et des difficultés propres à toute thèse et à toute vie, il aura toujours été là pour me conseiller, me motiver, me faire partager ses idées, me soutenir, m'écouter, me supporter et m'engueuler aussi... C'est, depuis mon DEA qu'il a également dirigé, une relation bien plus que professionnelle qui se sera instaurée entre nous, et il aura fallu œuvrer dur pour s'imposer les distances qui conviennent au maintien de la subordination nécessaire à la réalisation d'une thèse. Très sincèrement, Claude, je te dois plus que cette thèse, et j'espère être, dans l'avenir, à la hauteur de l'amitié franche et sincère que tu m'as témoigné.

Je sais gré au Professeur **Jean-Paul Bravard**, de l'Université Lyon 2, d'avoir bien voulu consacrer son rare et précieux temps à la lecture et à l'évaluation de ma thèse. Je considère sincèrement comme un grand honneur de pouvoir échanger avec lui sur un sujet dont il est la figure scientifique incontournable. Et je garde de mes années universitaires lyonnaises un tel souvenir, que je ne peux m'empêcher d'associer sa présence au sein de mon jury à un brin de nostalgie, qui me rendra sans aucun doute très agréable ce futur exercice de soutenance publique.

Je me dois également de remercier **Serge Berné** à plus d'un titre. Le hasard et sa gentillesse m'ont permis de découvrir le LES à Brest en 1999 pour un stage de maîtrise. Un concours de circonstances nous a amené à nous croiser de nouveau dans les arcanes des programmes de recherches sur le Golfe du Lion. Bien au delà d'une simple collaboration ponctuelle, et d'un rapporteur avisé, j'ai trouvé auprès de lui et de son équipe un réel soutien scientifique, technique et moral. Je dois à sa prévenance des missions en mer inoubliables, de nombreuses données bathymétriques et sismiques, d'innombrables heures de labo et, surtout, l'impression habituellement si fugace d'être utile. Et si cette thèse fait en l'état aussi peu cas de ces données, qu'il se rassure en pensant que j'ai gardé le meilleur pour... quand je serai meilleur !

Madame Monique Fort, Professeur à Paris 7, en dépit de ses charges multiples et autrement plus importantes, me fait l'honneur de faire partie de ce jury. C'est une faveur à laquelle je suis très sensible et je tiens à l'assurer de toute ma gratitude. Qu'elle trouve ici l'expression de mes respectueux remerciements.

Je remercie également très sincèrement le Dr. **Patrick Friend** d'avoir accepté de juger ce travail. C'est une grande chance de pouvoir compter parmi les membres du jury une personne qui connaît bien l'embouchure du Rhône, la complexité des dynamiques qui la régissent, et qui m'a fait l'amitié de me faire bénéficier de ses idées sur la question et de ses compétences techniques pour faire tourner les appareils en mer. Je tiens ici à l'assurer de toute ma gratitude.

A l'Université de Provence, je souhaite remercier les directeurs successifs de l'UFR de Géographie (G. Ishkinazi, J-L Ballais et S. Daviet), les secrétariats et le personnel administratif qui font tourner la boutique (bonne retraite M. Melcchio). De même, j'adresse mon meilleur souvenir complice aux enseignants avec lesquels j'ai eu le plaisir de travailler, au premier rang desquels Jean-Luc Bonnefoy, Hélène Bruneton et Claire Bénéit.

Mes amis les intermittents de l'Enseignement Supérieur, et l'ambiance si particulière de la Fac me manqueront. Les « vieux » (Julien Le Tellier, Marie Goiffon, Caroline Norrant, Cécilia Meynet), les moins vieux (Clément Boutterin, Virginie Laurent, Romain Guillon, Albin Ullmann), et la « petite nouvelle » qui squattait allègrement mon bureau, mais qui devrait se passer aisément de mes longs monologues sur la pédagogie et les problèmes structurels de l'Université : Julie, j'espère bien vider encore quelques chopines en ta compagnie, tu es ma seule source de ragots vraiment fiables...

Toujours à la Fac, et de manière générale, je profite de cette occasion pour remercier la plupart des étudiants de Géographie et de l'IUP Environnement, qui ont eu le courage de me supporter durant ces 4 années. Ils se sont révélés être de véritables catalyseurs de mon dynamisme et, bien que je les retrouvais chaque année avec un peu d'appréhension, ce fut une réelle joie pour moi que de tenter de les intéresser aux statistiques ou de les initier à la grande problématique de la géomorphologie et des risques naturels.

Au CEREGE, un grand merci à l'équipe de direction pour son dévouement à faire du labo ce qu'il est. Merci pour votre patience et votre aptitude à modérer ou endurer mes « généreux débordements » au service des causes qui me semblaient justes. Merci au personnel administratif toujours disponible, et au personnel technique qui m'a consacré du temps et aura tenté au mieux de m'apprendre à me servir efficacement de mes 10 doigts. Merci enfin aux chercheurs qui ont eu la gentillesse de répondre à mes questions de néophyte touche-à-tout, et félicitation à ceux qui sont parvenu à travailler avec moi. Je ne retiendrai personnellement de mon séjour au Cerege que de très bon souvenirs.

Dans l'équipe géomorpho tecto, j'aurai apprécié les visites « juste comme ça » d'Olivier Bellier, la bonne humeur fantasque du Capitaine Morhange et les visites courtoises et gourmandes de Dominique Chardon. Je remercie vivement **Jules Fleury** pour sa disponibilité et toute l'aide qu'il m'a apporté dans le traitement des données, et la préparation des colloques. Ma thèse ne serait pas du tout ce qu'elle est sans sa grande maîtrise des SIG. Merci aussi à Sylvie de Freitas qui aura été une gestionnaire patiente et compréhensive, et une voisine bien agréable. Merci enfin à Adrien pour ses nombreux coups de mains « technologiques », et à Manu et Olivier pour les sorties sur le terrain.

Je me dois de réserver une place honorifique dans cette page à **François E.B. Sabatier**, que j'ai pu appeler « *franfran* » au début de ma thèse, alors qu'il n'avait pas soutenu la sienne, et qu'il me faut appeler « *patron* » au soir de celle-ci. Je te remercie sincèrement du continuel soutien amical et scientifique que tu m'as apporté, de ces petites phrases dites au bon moment, et surtout de la phallogratie subtile de tes interventions, qui ont largement contribué à assurer l'ambiance du bureau.

Les collègues étudiants du Cerege ont largement contribué à rendre agréable mon séjour au labo. Les docteurs et anciens : Anne, Aurélie, Benoît, Bruno, Christelle, Doriane, Enzo, Hugues, Jean-Philippe, Jérôme, Karine Georges, Karine Lot, mon ami Mohamed, Natacha, Sylvie, Violaine, et Laurent (qui sera ravi d'être classé dans les anciens), et les actuels Adrien, Emmanuel, Julie, Laetitia, Ludo, Lyse, Mariette, Olivier, Pierre, la lointaine et trop rare Sophie, Vincent C., Yannick, Yves. Le chemin partagé fut plus ou moins long, mais toujours agréable.

Je remercie chaleureusement, pour plein de bonnes choses, la présidente Cécile, les VP Anne et P.H., Véro et Guillaume secrétaires à vie, et Barbara, trésorière entre deux visites de son plombier, pour avoir lancé avec moi cette autoroute vers l'emploi, les fêtes et les sorties qu'est l'**ACET** (Asso. Cérégienne des Etudiants en Troisième cycle). Avec vous je regrette sa « privatisation » prématurée, mais pas les bons moments que l'on a partagé grâce à cet excellent prétexte.

Dans une veine similaire, je n'oublie pas **les copains du bureau 259** (Christine et Ismaël, mais aussi Laura, Sanaa et Stéphanie), qui m'ont aidé à perpétuer la tradition conviviale de garde manger / garde bouteille du Cerege, initiée par Claire Champignon, Claire Alary et El Moktar Hamidi, et transmise un temps par Edwige Pons puis par Vincent Cominreugar. Continuez à partager les apéro et les goûters, gardez et transmettez précieusement ce merveilleux disque des *Greatest Hits* de Bonnie Tyler. Le vrai progrès c'est une tradition qui se prolonge (c'est pas de moi, voyez avec Maurice Druon)...

A Ameline, Cédric, Damien, Elodie, Grégory, Gwereg, Julie, Matthieu, et Nelly, **stagiaires de DEUG, Licence, ou DEA**, qui ont apporté leur coup de main dans la réalisation d'une manipe de terrain ou le traitement de données (qu'ils ne trouveront pas toujours dans ce mémoire, parce qu'il faut bien s'arrêter à un moment), je vous dis merci beaucoup. Ce fut un plaisir que de me laisser influencer par vos idées, vos méthodes, vos humeurs, pour comprendre petit à petit ce que mes propres encadrants devaient endurer avec moi.

J'ai une pensée amicale pour les « **thésards du Rhône** », et notamment Célia Beaudouin, Patrick Ollivier, Bruno Lansard, Benoît Roland, François Dufois, Caroline Ulses, Rachel Hermand, Tony Rey et, plus proches encore, Guillaume Raccasi, et Carolyne Vassas, avec lesquels j'aurais aimé développer de plus larges collaborations. Seul le manque de temps et le déphasage de nos préoccupations communes m'en auront empêché. Il nous reste cependant la vie devant nous pour conjuguer nos efforts et confronter nos expériences. Alors ce n'est que partie remise.

A **IFREMER Brest**, j'ai pu trouver au département DRO /GM une formidable équipe, accueillante et compétente à chacune de mes visites et de mes passages éclairs. Ronan Apprioual, Bernard Dennielou, Gilbert Floch, René Kerbrat et Pierre Vagner, m'ont aidé dans mes balbutiements en traitement des données sédimentologiques et dans l'utilisation d'un granulomètre laser qui rechignait à analyser les quelques 4 000 échantillons que je lui apportais gentiment. Alain Normand, Benoit Loubrieu, Cathy Satra, Estelle Théreau, Fabienne Duval, et Anne-Sophie Alix m'ont apporté leur soutien

dans le traitement des données bathymétriques et sismiques. Qu'ils en soient ici remerciés chaleureusement. Merci à Nicole Uchard pour sa gentillesse et le soin qu'elle a mis à préparer administrativement mes divers séjours brestois. Avec Florence Cayocca, nous avons failli nous lancer dans la modélisation 3D des dynamiques à l'embouchure du Rhône. Alléchante perspective qui, je l'espère, n'est que reportée. Merci également à Marina Rabineau, Juan Baztan, Hervé Gilet, et Matthieu Gaudin, avec une mention spéciale à Johanna Lofi pour cette excellente collaboration franco-italienne dans l'organisation du congrès Comdelta. Merci enfin à Gilles TheStickyRice, juste pour le plaisir de l'avoir parfois croisé dans les couloirs, et aux équipages et scientifiques embarqués des missions sur le Suroît, l'Europe et le Thétys (INSU).

A **l'IRSN**, je suis reconnaissant à Sabine Charmasson, Mireille Arnaud, et l'homérique Yves Dimeglio, de m'avoir permis d'effectuer à leur côtés les missions Remora 2 et 3, et ainsi m'avoir « offert » plus de 20 carottes prodeltaïques à traiter. Vous serez forcément déçu de ne pas en voir l'illustration dans ce mémoire. Mais mon petit doigt me dit que notre agréable collaboration n'en est qu'à ses débuts... Je remercie tout particulièrement Mireille pour m'avoir légué le secret de la réussite d'une campagne en mer : promis, je n'oublierai jamais ces indispensables paquets de bonbons...

A **Perpignan**, Je tiens à saluer Bernard Gensous, Michel Tesson, Caroline Labaune (bon courage pour la dernière ligne droite !), et d'une manière générale, toute la « French Team » des colloques européens, notamment Bernadette Tessier et Agnès Baltzer, qui auront rendu les séjours extra-nationaux moins solitaires...

Je tiens également à remercier J.C. Briffaut qui nous a permis de faire du **Domaine de La Palissade**, dont il est le directeur, la base arrière pour nos raids nautiques sur l'embouchure. Je remercie aussi JJ Santicolli, garde chasse hors catégorie passionné par l'écologie et l'histoire de la Camargue, Gérald et Sophie qui ont accepté avec bienveillance notre présence sous leurs fenêtres, y compris les dimanches et jours fériés, et de manière générale, tout le personnel du Domaine qui s'est inquiété de ne pas nous voir revenir le soir, ou qui ont veillé sur le bateau en notre absence. Je remercie au passage le **Conservatoire du Littoral**, dont dépend la Palissade, pour le financement des carottages sur l'ancien grau de Pégoulie.

La collaboration avec le **Port Autonome de Marseille** aurait pu être plus fructueuse et le sera certainement dans le futur proche. Elle a donné lieu à des échanges de données et de prestations que je me suis efforcé de faire fructifier, et que je dois essentiellement au bienveillant intérêt que **Magali Devèze**, chef du service environnement, et **Frédéric Denivet**, responsable de la cellule bathymétrie, ont porté à mes travaux. Qu'ils reçoivent ici l'expression de toute ma gratitude. J'associe à ces remerciements Philippe Plantevin, de la société SOACSY du-batiment-d'à-côté, qui aura largement contribué à cette collaboration par sa compétence et son efficacité.

Je remercie vivement **G. Cuntz et P. Gauffrès du CETMEF**, pour m'avoir facilité l'accès aux quelques données de houles disponibles sur ma zone d'étude. Un grand et reconnaissant merci à **Michel Guillemard** du CETE Méditerranée pour sa science du carottage à terre, en mer et... ailleurs ! Ce fut un plaisir que de partager ces quelques moments toujours très conviviaux.

Georges Pichard, Jean-Louis Charrière et Christophe Caritey, chacun à leur niveau et dans leur domaine, m'ont orienté dans mes recherches de données historiques, et c'est avec beaucoup de joie que je soumetts à leur appétit scientifique l'analyse que j'ai pu en faire. Je les remercie sincèrement pour leur aide méthodologique, les données qu'ils m'ont fourni et leurs précieux conseils.

Un immense merci également à **Papy et Rosa Cerboni**, pour leur accueil toujours souriant, leur grande générosité, et le prêt pas toujours conscient, mais toujours implicitement consenti, du « Team Golfus ». Merci au marin averti et suppléant bienveillant qu'est Monsieur Vella Père.

A **l'UCBL (Lyon 1)**, je souhaite principalement rendre hommage à **Paul Bernier et Serge Ferry**, qui par leurs qualités humaines et pédagogiques, et leur passion contagieuse de la sédimentologie, m'ont amenés à délaisser les plages du Jurassique pour celles qui nous sont davantage contemporaines. Une pensée amicale (c'est le mot !) également pour ma grande famille de **l'AEBL** (Arnaud, Christelle, David, Estelle, Fabrice, Gaspard, Gérard, Guillaume, Jean-Sam, Julien, Laure, Laurence, Manu, Marilyne, Matthieu, Mumu, P.H., Sophie, Ysis, Steff (infographiste bienveillante à ses heures perdues), et les autres que j'oublie), en compagnie desquels j'ai pu apprendre à comprendre et apprécier l'Université et l'Amitié. Qui aurait cru que j'irai jusque là...

Enfin pour achever cet agréable exercice, et tant qu'à être dans la rétrospective introspective de ma vie, que **Bruno Levasseur et Marie-Paule Vannier** trouvent en ce mémoire de nouvelles conséquences de leur engouement et intérêt pour la géologie et la géographie, qu'ils ont admirablement su transmettre, tout au long de leur carrière, à d'insouciantes garnements.

Ouf...

MEMBRES DU JURY DE THESE

SERGE BERNE

Rapporteur

IFREMER, DRO/GM,

BP 70,

29280 Plouzané, France

Tel : +33 (0)2 98 22 42 49, Fax : +33 (0)2 98 22 45 70

Mèl : Serge. Berne@ifremer.fr

<http://www.ifremer.fr/drogm/Gm/Dept/Labo/enused.html>

Chercheur IFREMER C3, habilité à diriger les recherches, au Laboratoire Environnements Sédimentaires (LES - Direction des Recherches Océaniques, Département Géosciences Marines) à IFREMER Brest, ses principales activités de recherche concernent l'étude des processus et des enregistrements sédimentaires marins, le rôle et l'impact des variations du niveau de la mer et des variations climatiques au Plio-quaternaire sur la mise en place des corps sédimentaires depuis les deltas jusqu'aux grands fonds océaniques.

Outre les activités de recherche, il mène avec son laboratoire des activités à caractère systématique ou à caractère de service (ex : carte bathymétrique du Golfe du Lion en 2002), qui ont des liens avec les principales thématiques de recherche du LES.

Spécialiste de la sédimentation silicoclastique récente sur les marges continentales, il concentre actuellement ses recherches dans le Golfe du Lion, et en Mer de Chine. Impliqué dans de nombreux programmes de recherches nationaux et internationaux (EUROSTRATAFORM, EURODELTA, GDR MARGES...), il coordonne jusqu'en 2006 le programme PROMESS qui a donné lieu aux premiers forages scientifiques européens profonds, qui permettront de valider les hypothèses chronostratigraphiques émises pour expliquer la mise en place des marges continentales du Golfe du Lion et de la Mer Adriatique.

JEAN-PAUL BRAVARD

Rapporteur

Université Lumière-Lyon 2

UMR 5600, Environnement, ville et société (EVS)

5 avenue Pierre Mendès France

69676 BRON Cedex

Tel : +33 (0)4 78 77 23 23 Poste 20 39, Fax : +33 (0)4 78 77 24 26

Mèl : jean-paul.bravard@univ-lyon2.fr

http://ghhat.univ-lyon2.fr/article.php3?id_article=388

Professeur de Géographie Physique à l'Université Lumière Lyon 2, et directeur du LRGE (Laboratoire rhodanien de géographie de l'environnement) UMR 5600, il assume de nombreuses responsabilités scientifiques et administratives, notamment la présidence de la Zone Atelier Bassin du Rhône (Programme Environnement, Vie et Société du CNRS <http://www.graie.org/zabr/index.htm>).

Membre senior de l'Institut Universitaire de France depuis 2001, et décoré de la médaille d'argent du CNRS en 2004, il a largement contribué à l'essor de la géographie physique en France, et notamment de la morphodynamique fluviale. Il a développé cette spécialité dans sa double dimension, conceptuelle et appliquée, en établissant de nombreuses collaborations avec les disciplines scientifiques connexes, au sein des Sciences Humaines et Sociales (géographie, histoire, archéologie...), mais également au delà, avec les communautés des écologues, des géologues, des hydrauliciens...

A l'initiative de nombreux partenariats opérationnels, programmes interdisciplinaires et internationaux, il est reconnu comme un spécialiste de la sédimentologie du Rhône et de ses affluents, notamment dans l'étude de l'écologie fluviale, des paléo-environnements fluviaux holocènes, de l'impacts des aménagements...

MONIQUE FORT*Examineur**Université Paris7-Denis Diderot,**UFR GHSS, Case 7001,**2 Place Jussieu,**75 251 Paris Cedex 05 France**Tel : +33 (0)1 44 27 76 69**Mèl : fort@paris7.jussieu.fr**http://prodig.univ-paris1.fr/umr/fiches_chercheurs/fiche_fort.htm*

Professeur de Géographie Physique à l'Université Denis Diderot Paris 7 et responsable de l'équipe DYNAMIRIS (Dynamique des Milieux et Risques) UMR 8586, elle est fortement impliquée dans les instances scientifiques et administratives universitaires, à l'échelon local, national et international.

Elle s'intéresse principalement aux dynamiques des milieux physiques et des paysages, ainsi qu'aux risques naturels (glissements de terrain, inondations) dans les régions de montagne et leurs piémonts, avec des domaines d'application dans les chaînes Alpine et Himalayenne. Sa conception résolument pluridisciplinaire de la recherche s'illustre dans les nombreuses collaborations qu'elle entretient avec les différentes disciplines des Sciences Humaines et Sociales, (UPR 299 du CNRS par exemple), et s'articule autour d'une approche systémique du milieu étudié.

Membre de la commission « Diversity in Mountain systems » de l'Union Géographique Internationale, et Vice-Présidente du Groupe Français de Géomorphologie, elle contribue à de nombreux comités éditoriaux (Mountain Research and Development, Erdkunde, Revue de Géographie Alpine, Géomorphologie : relief, processus, environnement...).

PATRICK L. FRIEND*Examineur**University of Southampton**School of Ocean and Earth Science**National Oceanography Centre**Southampton SO14 3ZH, Angleterre**Tel : +44 (0)23 80596467, Fax : +44 (0)23 80593059**Mèl : P.L.Friend@soton.ac.uk**<http://www.soton.ac.uk/~plf1/>*

Membre de l'équipe Sediment Dynamics Research, basée à la School of Ocean and Earth Science du Centre National d'Océanographie de Southampton (N.O.C.S.), ses thématiques de recherches concernent les dynamiques sédimentaires littorales. Son travail de recherche présente des finalités fondamentales au travers de l'étude et de la modélisation des transits particuliers entre les fleuves et la mer, mais rejoint souvent le domaine appliqué lorsqu'il aborde la stabilité et la qualité de l'environnement littoral, et qu'il contribue au développement d'usines marée-motrices.

Membre de l'Association Internationale des Sédimentologues (IAS) et de l'Association Internationale de Conversion de l'Energie Thermale Océanique (OTEC), il est actuellement fortement impliqué dans les programmes européens EURODELTA, BIOFLOW et EUROSTRATAFORM, au sein desquels il effectue notamment l'acquisition de données en domaine littoral (courantologie, données sonar, prélèvements sédimentaires...), et développe une modélisation des panaches fluviaux (modèle SEDTRANS95). A partir de Mars 2006, il occupera le poste d'Assistant Research Professor à l'Université d'Odense, Danemark.

SOMMAIRE

AVANT PROPOS	I
MEMBRES DU JURY	VII
SOMMAIRE	
INTRODUCTION GENERALE	1
 PREMIERE PARTIE : FONCTIONNEMENT MORPHOSEDIMENTAIRE DES EMOUCHURES DELTAÏQUES : ETAT DE LA QUESTION	
 Chapitre 1 : Fonctionnement général des deltas et de leur(s) embouchure(s)	
1.1 Organisation des dépôts deltaïques	13
1.2 Les composantes morphodynamiques des deltas	16
1.2.1 La plaine deltaïque	16
1.2.2 Le delta sous-marin	17
1.3 Typologie des embouchures	19
1.3.1 Embouchures dominées par le fleuve	19
1.3.2 Embouchures dominées par les houles	20
1.4 Ambiguïtés de sens	23
1.4.1 Front deltaïque / Front de delta	23
1.4.2 Delta subaquatique / Prodelta	24
1.4.3 Espace disponible : accommodation vs accumulation	25
1.5 Conclusion partielle	27
 Chapitre 2 : Présentation du site d'étude	
2.1. Contexte géomorphologique de l'embouchure du Rhône	29
2.1.1. Organisation et morphologie du "Système" Rhône	29
2.1.2. Morphologie du delta aérien	35
2.2. L'embouchure : à l'interface entre le fleuve et la mer	39
2.2.1. Les conditions naturelles de forçage	39
2.2.1.1. <i>Caractéristiques générales des débits du Bas-Rhône</i>	39
2.2.1.2. <i>Les données météo-marines</i>	46
2.2.1.3. <i>La mobilité littorale naturelle</i>	47
2.2.2. Les conditions historiques de forçage	50
2.2.2.1. <i>Les données fluviales</i>	50
2.2.2.2. <i>Les données météo-marines</i>	61
2.2.3. Eléments de tendances évolutives	65
2.2.3.1. <i>Le débit liquide</i>	65
2.2.3.2. <i>Le débit solide</i>	66
2.2.3.3. <i>Variations de débit solide à l'embouchure</i>	69

DEUXIEME PARTIE : EVOLUTION ET CONTROLES MORPHOSEDIMENTAIRES DE LA MARGE LITTORALE DU DELTA DU RHONE

Chapitre 3 : Sabatier F., **Maillet G.**, Fleury J., Antonelli C., Suanez S., Provansal M. et Vella C. Long term relationships between river sediment input and littoral bathymetric change in a microtidal deltaic system (Rhône delta shoreline, Mediterranean sea, SE France). *Marine Geology*. **Soumis.** **75**

Chapitre 4 : **Maillet G.**, Sabatier F., Fleury J., Rousseau D., Vella C., et Provansal M. Connexions entre un fleuve et son delta Partie 1 : Evolution du trait de côte du Delta du Rhône depuis le milieu du 19^{ème} siècle. *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*. **Soumis.** **108**

TROISIEME PARTIE : L'ARTIFICIALISATION DE L'EMBOUCHURE DU RHONE ET SES EFFETS MORPHOSEDIMENTAIRES

Chapitre 5 : Provansal M., **Maillet G.**, et Antonelli C., 2005. La géomorphologie entre nature et société: retour sur un vieux débat à propos de l'histoire récente du delta du Rhône (du bas Rhône). *Dossiers d'Archéologie Méridionale*. **Sous presse.** **134**

Chapitre 6 : **Maillet G.**, Vella C., et Provansal M. Connexions entre un fleuve et son delta Partie 2: Evolution de l'embouchure du Rhône depuis le début du 18^{ème} siècle. *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*. **Soumis.** **158**

Chapitre 7 : **Maillet G.**, Rizzo E., Revil A. et Vella C., 2005. High resolution ERT applied in sand-bed channel mouth infilling. The test site of Pégoulie channel in the Rhône Delta, France. *Marine Geophysical Research*. **Sous presse.** **182**

QUATRIEME PARTIE : PROCESSUS MORPHOSEDIMENTAIRES ACTUELS A L'EMBOUCHURE DU GRAND RHONE

Chapitre 8 : **Maillet G.**, Vella C., Berné S., Friend P.L., Amos C.L., Fleury J. et Normand A. Morphological changes induced by the December 2003 flood at the present mouth of the Rhône river (southern France). *Marine Geology*. **Soumis.** **197**

Chapitre 9 : **Maillet G.**, Vella C., Sabatier F., Poizot E., et Méar Y. Dynamiques sédimentaires en période de crue dans une embouchure microtidale. Application à l'embouchure du Rhône, France. *ECSS*. **Soumis.** **228**

CINQUIEME PARTIE : SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALES **256**

Chapitre 10 : Synthèse **257**

CONCLUSION GENERALE : **289**

NOUVEAU CHAPITRE DE THESE **296**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES **315**

INTRODUCTION GENERALE

Situé à l'interface entre terre, mer et atmosphère, l'espace littoral est le siège d'interactions multiples entre les agents hydrologiques, biologiques et anthropiques qui établissent et entretiennent un équilibre dynamique complexe et fragile. La haute productivité biologique, liée aux échanges entre les milieux marins et terrestres, a représenté très tôt un attrait pour les sociétés humaines. Longtemps dévolue aux activités liées à la pêche, la frange littorale subit désormais le développement d'un grand nombre d'activités économiques, sociales et culturelles spécifiques aux zones côtières. Les sociétés, de plus en plus littorales, dépendent donc en grande partie de la préservation des équilibres écologiques majeurs qui déterminent le potentiel de renouvellement des ressources naturelles, mais aussi du maintien de l'équilibre dynamique qui conditionne la stabilité relative du trait de côte.

Les études globales ont montré, depuis quelques années, les risques potentiels représentés par cette forte pression anthropique couplée à un éventuel relèvement du niveau marin. Plus directement, on constate aujourd'hui que le milieu littoral fait l'objet d'intérêts souvent contradictoires et que les politiques d'aménagement ont souvent un effet différent de celui recherché quant à l'équilibre du milieu.

Les zones deltaïques, en tant que zones littorales, **n'échappent pas à cette situation**. Bien au contraire, leur double servitude au fleuve et à la mer impose une situation encore plus alarmante. En effet, si tout domaine côtier se trouve exposé à des risques naturels majeurs – tempêtes, raz de marée – et à des risques de pollutions accidentelles ou chroniques, d'origines marine ou terrestre, il faut ajouter pour les milieux deltaïques (1) une importante vulnérabilité aux crues (inondations), (2) une sensibilité extrême aux variations du niveau marin, sous le double effet de l'augmentation des températures atmosphériques et du tassement sur eux-mêmes des dépôts sédimentaires constituant le delta, et (3) une forte dépendance aux fluctuations des apports terrigènes.

Les études générales menées sur l'évolution des littoraux deltaïques dans le monde (Wright et Coleman, 1973 ; Milliman et Meade, 1983 ; Orton et Reading, 1993 ; Postma, 1995 ; Mulder et Syvitski, 1996 ; Meybeck et al, 2003 ; Syvitsky et al, 2003 ; Walling et Fang, 2002 ; Syvitski et al., 2005...) pointent cette vulnérabilité

comme un phénomène mondial (Fig. 0.1), dépendant donc principalement de facteurs globaux.

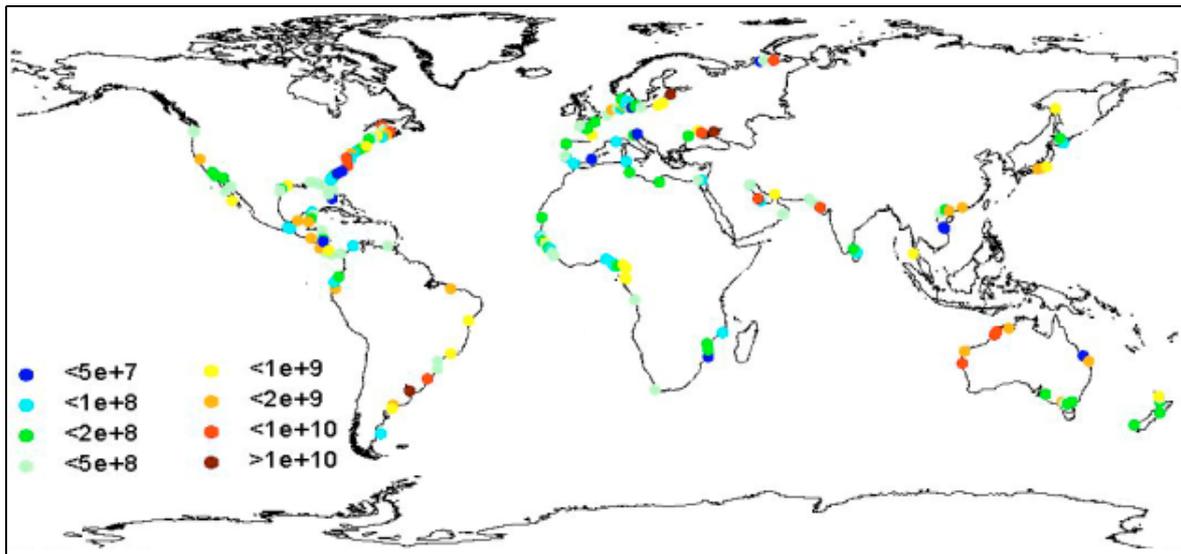


Fig. 0.1 : Vulnérabilité mondiale des zones deltaïques. Volume de sédiment nécessaire pour conserver l'état actuel des littoraux (m^3) (modifié d'après Mulder et Syvitski, 1996)

Selon Galloway (1975), les caractéristiques de la marée, des houles et du fleuve, sont les trois paramètres fondamentaux conditionnant la morphologie deltaïque (Fig. 0.2). Or divers auteurs ont observés une tendance actuelle à l'augmentation relative de l'influence des dynamiques marines (Wright et Coleman, 1973 ; Postma, 1995 ; Mulder et Syvitski, 1996 ; Ta et al., 2002 ; Bellotti et al., 2004 ; Stefani et Vincenzi, 2005). Heap et al., 2004, quant à eux, précisent cette idée en montrant que le paramètre pertinent à étudier pour comprendre les récents changements deltaïques est l'évolution du ratio énergie des houles / apports terrigènes.

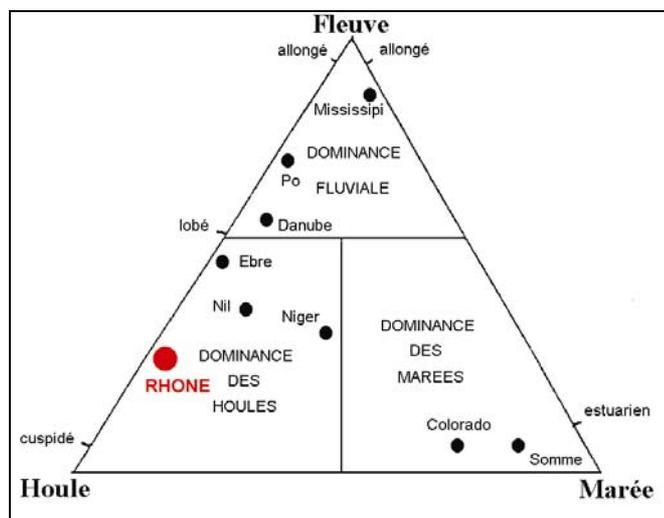


Fig. 0.2 : Classification des deltas d'après Galloway, 1975.

Ayant mis en évidence que les mécanismes fluviaux et les processus littoraux sont les deux forçages essentiels contraignant les apports sédimentaires et la morphologie deltaïque, la liaison entre les deux domaines demandait à être établie par une étude plus spécialement tournée vers le devenir de la charge sableuse à l'embouchure du fleuve.

0.1 Contexte général

L'objectif déclaré de cette étude est donc d'aborder de manière aussi intégrée que possible cette question des relations sédimentaires entre un fleuve et son delta, en tentant de faire par ce travail la connexion entre les études menées en domaine fluvial, à l'amont de l'embouchure, et celles menées en mer.

0.1.1 Pertinence du site d'étude

Cette étude, axée sur la compréhension du **fonctionnement d'une embouchure**, a été menée sur le Delta du Rhône, en raison :

- Du caractère quasi négligeable des dynamiques tidales qui permet de ne tenir compte que des dynamiques fluviales et des caractéristiques des houles,
- De l'importance du fond cartographique historique disponible sur cet espace (Pichard, 1999, 2002), et du travail réalisé sur l'édification holocène du delta (Berné et al., 2002 ; Vella, 2005),
- De la très forte influence du climat méditerranéens sur le Rhône aval, qui restreint les périodes de transit sédimentaire aux seules périodes de crues.
- De la bonne connaissance préalable de la zone, obtenue par la synthèse d'une dizaine de mémoires de thèse traitant des dynamiques sédimentaires fluviales ou marines dans le Rhône ou sur le littoral de son delta

❖ *A la "source" des apports sédimentaires ,la thèse de **C. Antonelli (2002)** vise à comprendre le fonctionnement du Rhône dans sa partie deltaïque et à quantifier le débit solide actuel du fleuve. Elle apporte également des informations sur les transformations du chenal depuis 150 ans, permettant ainsi d'établir une continuité avec les travaux des universitaires lyonnais et parisiens sur l'évolution et les caractéristiques du Rhône et de ses affluents amonts et médians (Bravard, 1987 ; Peiry, 1988 ;*

Salvador, 1991 ; Poinsard, 1992 ; Piégay, 1995 ; Landon, 1999 ; Liébault, 2003), et avals (Gautier, 1992 ; Miramont, 1998).

- ❖ *Au débouché du fleuve, les thèses de **C. Carrio (1988), A. Touzani (1998) ; Thill (1999) ; Schaaff (2003) et Lansard (2004)** explicitent les mécanismes de sédimentation et de remobilisation de la phase particulaire fine (matières en suspension) à l'embouchure, faisant ainsi suite aux travaux précurseurs de Monaco (1971), et Aloïsi (1986) à l'échelle du Golfe du Lion.*
- ❖ *Au "terme" (temporaire) du transport de la fraction grossière, les thèses de **S. Suanez (1997), Bruzzi (1998) et F. Sabatier (2001)** étudient le fonctionnement du littoral deltaïque rhodanien et ses tendances évolutives à court et moyen terme.*

Le choix du Delta du Rhône comme zone d'étude s'est ainsi révélé efficient, d'autant que nous avons « bénéficié » durant cette thèse de 4 crues $> 5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, dont trois d'occurrence supérieure à 50 ans. Ainsi, avons nous pu valider les mécanismes déduits de l'étude de l'évolution historique du fleuve et de son delta, par la mesure et la modélisation des mécanismes actuels.

0.1.2 Contexte environnemental

Concernant le fonctionnement global du delta, nous disposons au début de cette étude d'un cadre général assez précis. **Au niveau du fleuve**, de nombreux auteurs tels Bravard et Peiry (1993) ou Liébault et Piégay (2001) ont mis en évidence une tendance à la réduction des apports solides dans les affluents du Rhône au cours des deux derniers siècles. Cette tendance est confirmée par ces auteurs et d'autres (Pont et al., 2002 ; Antonelli et al., 2004) sur le Rhône aval, qui est le secteur du fleuve le plus à même de fournir des évaluations des apports sédimentaires à la mer. Actuellement, ces apports sont estimés à **11 000 $\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ actuellement** (IRS, 2000) pour la charge de fond, et entre **2 et 17 Millions de tonnes** (Antonelli, 2001 ; Pont et al., 2002) pour la charge en suspension.

Au niveau du domaine marin, les travaux de Sabatier (2001) et de Sabatier et Suanez (2003) ont montré que les apports sédimentaires fluviaux étaient très peu redistribués par les houles sur le littoral deltaïque (Fig. 0.3), en raison d'un fonctionnement des dynamiques littorales en cellules hydrosédimentaires très peu perméables entre elles (Fig. 0.4).

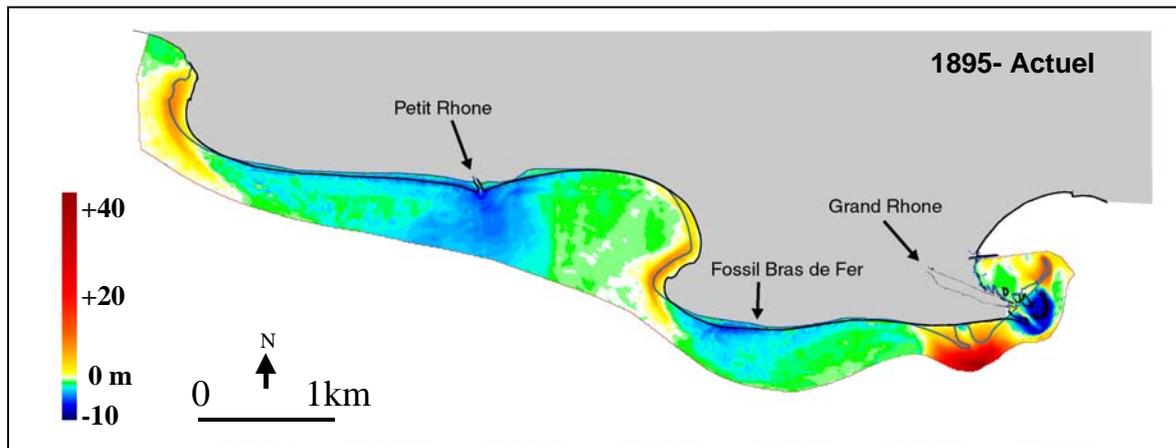


Fig. 0.3 : Evolution bathymétrique de la zone [0 ; -20m] au large du delta du Rhône entre 1895 et la période actuelle (d'après Sabatier, 2001).

La quantification des volumes déposés à l'embouchure et redistribués en mer reste très difficile à obtenir précisément, et l'intégration des volumes obtenus par différence bathymétrique à l'échelle séculaire permet à Sabatier (2001) d'avancer le chiffre de $3.41.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ pour quantifier le volume moyen accumulé à l'embouchure du Rhône.

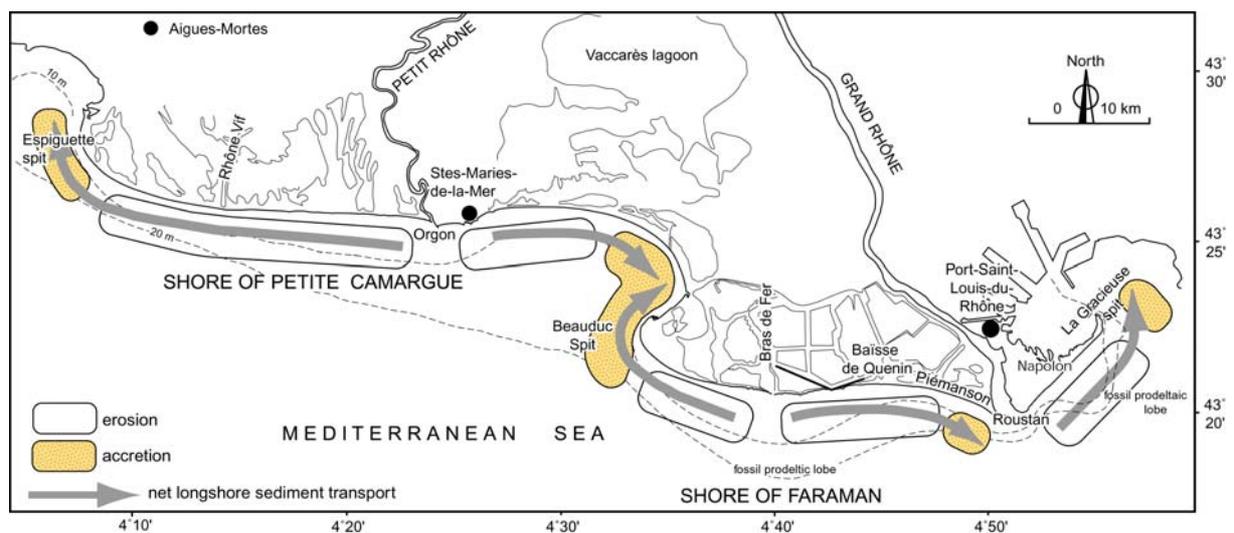


Fig. 0.4 : Organisation du transport sédimentaire par la dérive littorale le long du delta du Rhône (modifié d'après Sabatier et Suanez, 2003).

Le bilan sédimentaire qu'il est possible d'établir sur les bases de ces études (Fig. 0.5) permet une première approche quantitative des transferts sédimentaires entre le fleuve et son delta. D'un point de vue qualitatif, il met en évidence les très fortes incertitudes sur les mesures, qui laissent de nombreux points d'interrogation dans ce bilan, notamment en ce qui concerne les exportations vers le littoral adjacent à l'embouchure et la plateforme continentale. D'un point de vue plus quantitatif, il montre un déficit sédimentaire d'environ 50 millions de m³/an.

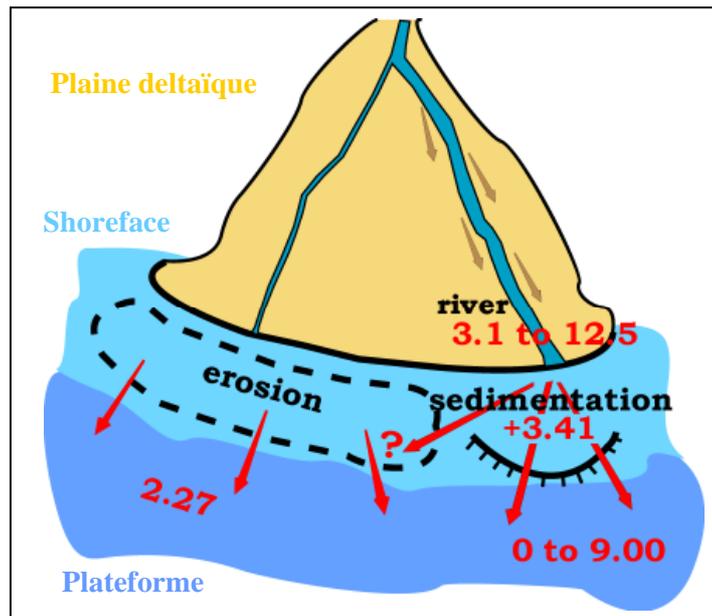


Fig. 0.5 : Budget sédimentaire global du delta du Rhône au 20^{ème} siècle (valeurs en millions de m³)

0.2 Problématique de recherche et Méthodologie

Dans ce contexte marqué par des incertitudes liées à la fois aux volumes sédimentaires concernés et aux modalités de leur déplacement, nous avons axé notre problématique sur l'amélioration des évaluations des apports à la mer et la détermination des modalités de la redistribution. Pour ce faire, cette étude s'organise **en quatre parties distinctes** (Fig. 0.6) :

1. Après être revenu brièvement sur le fonctionnement typique des embouchures microtidales, cette première partie introductive situe l'embouchure du Rhône dans son contexte spatial et temporel global,
2. les tendances évolutives du delta du Rhône à l'échelle séculaire seront appréhendées sur la base de l'étude des variations bathymétrique de la zone [0 ; -20m] depuis 1841 (approche 3D), et de la dynamique du trait de côte du delta depuis 1823 (approche 2D).
3. Puis nous nous focaliserons sur le secteur de l'embouchure du Grand Rhône, qu'il est possible d'étudier en 2D depuis le début du 18^{ème} siècle, et en 3D depuis plus de 100 ans.
4. Enfin, en conservant cette échelle spatiale, nous tenterons de contraindre les observations faites sur le long terme par l'étude de l'évolution bathymétrique du lobe actif et des mécanismes actuels de transit sédimentaire en période de crue (i.e. périodes d'apports sédimentaires).

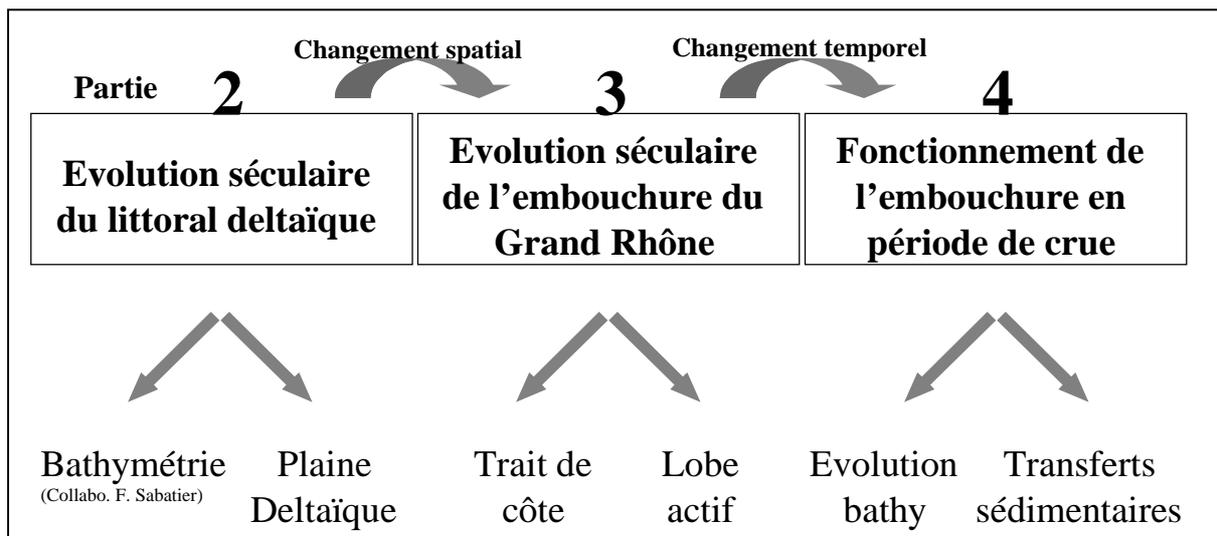


Fig. 0.6 : Organisation de l'étude en fonction des changements d'échelles spatiales et temporelles.

Les parties 2 et 3 de cette étude se basent principalement sur l'analyse de données cartographiques, parfois très anciennes. Après un important travail de recherche bibliographique dans les archives des collectivités territoriales, ministères, chambres de commerce et d'industries, EPIC¹ ou EDSP², chaque carte topographique et bathymétrique présentant un intérêt a été numérisée, digitalisée puis recalée dans l'espace de manière à se situer dans un référentiel commun (logiciels MapInfo 6.5© et ER Mapper® 6.0). Dans la mesure du possible, cette dernière action s'est traduite par un géo-référencement, qui s'est cependant souvent révélé impossible à établir dans des systèmes de coordonnées actuels. Les marges d'erreur associées à cette méthodologie sont reportées dans la table 0.1.

Marges d'erreur	19^{ème} siècle	20^{ème} siècle
X-Y	± 10m	± 10m
Z	± 0.6m	± 0.2m

Table 0.1 : Marges d'erreur attribuées à l'analyse des cartes historiques (d'après Mc Bride et al., 1995 ; Sabatier, 2001)

Les résultats, obtenus par superposition des cartes (pour les études 2D) ou de Modèles Numériques de Terrain (pour les études 3D), ont permis de dégager des tendances évolutives volumiques (chapitre 3) ou surfaciques (chapitres 4 et 6) spatialisées. Ces tendances ont ensuite pu être comparées aux données bibliographiques des débits liquides et solides du Rhône, connues ou découvertes par nous. Une étude de l'architecture des dépôts séculaires à l'embouchure a également été tentée (carottages, sismique réflexion), mais sans résultat exploitable dans le cadre de ce travail. Par contre, l'utilisation d'outils géophysiques pour reconstituer le comblement de l'ancienne embouchure du Rhône a permis de mettre en évidence les modalités de comblement d'une embouchure, dans sa phase ultime de fonctionnement (chapitre 7)

Les mécanismes reliant le fleuve et son delta ont pu être déduits de la confrontation de l'ensemble de ces données, nous permettant ainsi de fixer les objectifs et d'établir le protocole de l'étude des dynamiques actuelles (Partie 4).

¹ EPIC : Etablissement Public à caractère Industriel et Commercial

² EDSP : Etablissement à Délégation de Service Public

Cette quatrième partie concerne l'étude des processus fluviaux évènementiels. On se reportera au travail de Bruzzi (1998, 1999) pour l'étude de l'impact des tempêtes sur l'embouchure du Rhône et le littoral adjacent. La méthodologie mise en place pour étudier l'évolution morphosédimentaire de l'embouchure du Rhône en période de crue est basée sur une approche indirecte. En effet, la puissance et la spontanéité qui caractérisent, par définition, ces évènements empêchent toute mesure in situ durant ces période de forte hydrologie. Nous avons donc opté pour une reconstitution des processus sédimentaires durant ces périodes par :

- l'étude des évolutions bathymétriques générées par les évènements (suivi et comparaisons bathymétrique mono et multifaisceaux) (chapitre 8),
- la mesure des hétérogénéités spatiales des dynamiques hors période de crue (courantomètres, ADCP, sonar latéral) (chapitre 8),
- la modélisation des transits sédimentaires, basée sur l'évolution de la granulométrie (Gao et Collins, 1992) (chapitre 9).

0.3 Intérêt pour la communauté scientifique

Les données acquises au cours de cette étude nous ont permis de rédiger 7 articles, publiés, sous presse ou soumis, qui sont autant de chapitres à cette thèse.

Cette étude a pu bénéficier d'un contexte scientifique international favorable, puisqu'elle a coïncidé avec le démarrage des projets de recherche européens **Eurodelta** (**E**uropean Co-ordination on Mediterranean and Black Sea **Pro**deltas) (www.pangaea.de/Projects/EURODELTA) et **Eurostrataform** (**E**uropean Margin **Strata** **F**ormation) (www.soc.soton.ac.uk/CHD/EUROSTRATAFORM/). Dans la mesure du possible, nous avons essayé de l'orienter afin d'obtenir des résultats compatibles avec les problématiques de recherche de ces programmes. Ainsi, 3 des 7 articles présentés dans le cadre de cette thèse sont publiés ou soumis dans des numéros thématiques de revues, diligentés par les responsables de ces programmes.

Ces données ont également alimenté les observatoires tels que **ORME** (**O**bservatoire **R**égional **M**éditerranéen de l'**E**nvironnement), l'**ORE RESYST** (**O**bservatoire de **R**echerche en **E**nvironnement - **R**Eponses d'un **S**YSTème deltaïque aux forçages externes), ou les bases de données de l' **IFR PMSE** (**P**ôle **M**éditerranéen

des **S**ciences de l'**E**nvironnement). Elles aideront également au calibrage de modèles hydrosédimentaires développés à proximité du littoral (thèse de C. Vassas, Cerege, en cours), ou à l'échelle du Golfe du Lion (thèse de F. Dufoix, IRSN/IFREMER, en cours). Enfin, elles ont été rendues publiques au cours de nombreuses réunions, colloques, salons associant scientifiques, décideurs, entreprises, collectivités territoriales, élus locaux et associations de particuliers.

PREMIERE PARTIE :

**FONCTIONNEMENT MORPHOSEDIMENTAIRE DES
EMBOUCHURES DELTAÏQUES : ETAT DE LA QUESTION**

**Chapitre 1 : Fonctionnement général des deltas
et de leur(s) embouchure(s)**

L'origine du mot "**delta**" remonte au 5^{ème} siècle avant J.C. Il a été utilisé pour la première fois par Hérodote pour désigner, par analogie à la forme triangulaire de la lettre grecque, la plaine alluviale du Nil. En français, "delta" est attesté dès le 13^{ème} siècle comme un nom géographique, en parlant du Nil. C'est au 19^{ème} siècle que le mot deviendra un nom commun signifiant « terre entre deux embouchures » (dictionnaire de Boiste, 6^{ème} édition, 1823).

Pourtant le delta, dans son acception scientifique actuelle, est un édifice sédimentaire qui se développe au delà de la seule plaine deltaïque émergée et constitue la partie superficielle de corps sédimentaires dont l'accumulation s'effectue à l'échelle des temps géologiques, au grès des variations du niveau marin relatif.

1.1 Organisation des dépôts deltaïques

L'ensemble des deltas encore actifs s'est édifié au cours de l'Holocène. Pour la plupart, leur constitution est héritée des processus de sédimentation liés à la montée de la mer depuis 18 000 BP. Ainsi, la mer, en remontant, submerge progressivement les prismes sédimentaires de bas niveau, mis en place sur le plateau continental lors des régressions des derniers maximums glaciaires (Fig. 1.1). Elle dépose des corps sédimentaires littoraux transgressifs discontinus, étagés sur la plate-forme interne (cordons sableux et formations lagunaires). Une accélération de la montée relative du niveau marin entre 15 000 et 7 000 BP (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1993) crée un espace disponible pour l'accumulation des apports fluviaux (espace d'accommodation, Jervey, 1988 ; Muto et Steel, 2000). Cette période (Intervalle Transgressif, Fig. 1.1) permet l'édification vers le continent de corps rétrogradants (recul du trait de côte), qui vont se superposer (aggradation) tant que l'espace disponible n'est pas comblé (conditions si le ratio $TS / V < 1$ avec TS : taux de sédimentation et V : vitesse de montée du niveau marin relatif).

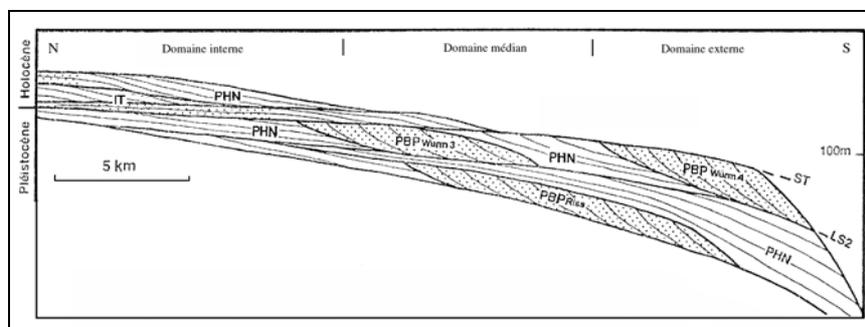


Fig. 1.1 : Organisation séquentielle des dépôts quaternaires dans le Golfe du Lion; PHN : Prisme de Haut Niveau, LS2 : Limite de séquence sans émergence, PBP : Prisme de Bordure de Plate-forme, ST : Surface Transgressive, IT : Intervalle Transgressif, (d'après Aloisi et Mougenot, 1989).

Sur les marges océaniques stables, l'ascension du niveau marin est ralentie vers 7 000 - 6 000 BP (Jelgersma, 1961)¹. L'affaiblissement du forçage eustatique ($TS / V > 1$) permet alors le comblement de l'espace d'accommodation, puis l'émersion des dépôts. Ceci conduit à l'expression morphologique de la partie aérienne du delta, celle là même qu'Hérodote appelait "delta".

Le delta représenté en coupe se présente donc comme une plate-forme progradante, composée d'une plaine émergée qui se raccorde à la plate-forme continentale par un talus prononcé (fig. 1.2). Il est important cependant de replacer la taille de ces édifices sédimentaires vis à vis de la marge continentale sur laquelle ils se développent, afin de bien situer les échelles et d'éviter les confusions entre talus continental et talus deltaïque.

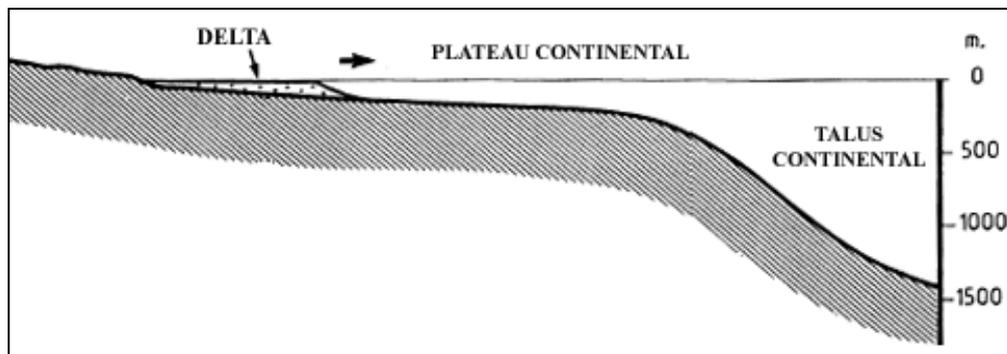


Fig. 1.2 : Echelle relative des deltas par rapport à la plate-forme et au talus continental (d'après Vanney et Stanley, 1983)

La variété des réponses morphologiques à la compétition entre les dynamiques marines et fluviales qui s'exercent sur la partie émergée du delta a conduit de nombreux auteurs à proposer des classifications de deltas plus ou moins élaborées, de la simple subdivision en 3 types de Galloway (1975) aux 12 types proposés par Postma (1995) (voir les synthèses de Reineck et Singh, 1980 ; Collela et Prior, 1990 ; Bhattacharya et Walker, 1992 ; Orton et Reading, 1993 ; Suter, 1994 ; Reading et Collison, 1996 ; Hori et al., 2002).

Quoiqu'il en soit, les auteurs s'accordent tous autour **des principaux facteurs de contrôle de la formation des deltas** que sont :

- les caractéristiques du bassin versant,
- les débits liquide et solide,

¹ Cette tendance peut être localement modulée par le jeu local de la tectonique ou des compensations glacio-hydrostatiques (Lambeck et Johnson, 1995)

- la morphologie du fleuve et les déplacements des embouchures,
- la granulométrie des apports,
- les contrastes de densité à l'embouchure des fleuves,
- les mécanismes tectono-subsidents,
- l'importance relative des processus liés à la marée et à la houle,
- la pente sous-marine
- et l'évolution historique du niveau marin.

Chaque delta est sous l'influence de ces dynamiques, et réagit spécifiquement en fonction de l'impact respectif de chacune. Mais quelle que soit sa forme, au fur et à mesure des apports fluviaux, un delta se développe, prograde et s'organise selon un schéma morphologique constant. Ce cadre général regroupe deux environnements (Fig. 1.3) : (1) **la partie aérienne**, caractérisée par une plaine que le fleuve édifie et façonne au gré de ses déplacements latéraux, et (2) **la partie sous-marine**, qui se dépose sous la forme d'un **lobe sédimentaire**, dont la granulométrie s'affine vers le large. **L'embouchure**, quant à elle, point de connexion entre ces deux domaines, constitue la plaque tournante de ce système.

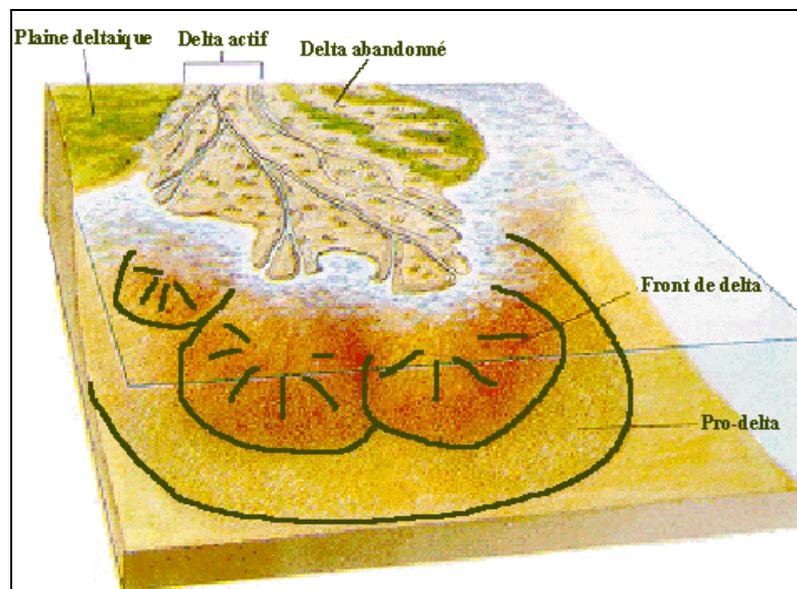


Fig 1.3 : Organisation d'un delta. Lorsque les lobes sont coalescents, le front de delta est constitué de l'ensemble des fronts de chacun des lobes, de même pour le / les prodelta(s).

1.2 Les composantes morphodynamiques des deltas

1.2.1 La plaine deltaïque

Partie visible du delta, et bien souvent confondue au moins sémantiquement avec lui, **la plaine deltaïque est le prolongement de la plaine alluviale**. C'est la partie sommitale de l'édifice deltaïque, étendue de terre émergée, d'une altitude voisine de celle de la mer. Elle est parcourue par un réseau de chenaux, actifs ou abandonnés, séparés par des surfaces émergées, des plans d'eau très peu profonds d'origine marécageuses ou liés à la formation de lagunes.

L'organisation de la plaine deltaïque est très sensible aux contraintes hydrosédimentaires (Schumm, 1993 ; Blum et Törnquist, 2000). En période de faibles apports sédimentaires ou de baisse du niveau marin, le chenal a tendance à inciser les dépôts deltaïques sous-jacents (Schumm et al.,1984). En contexte de flux solides abondants (Fig. 1.4), les sédiments grossiers sont partiellement piégés dans le chenal, où ils provoquent l'apparition d'un "style fluvial tressé" et l'exhaussement du plancher alluvial (Fig. 1.4₂). Ces mutations réduisent les possibilités de transfert sédimentaire, diminuent l'afflux sédimentaire à l'embouchure et peuvent aboutir, lors d'une forte crue, à un débordement du fleuve au travers de ses berges (Fig. 1.4₃). Un nouveau chenal se développe alors à partir de la crevasse, en contrebas de l'ancien lit surélevé et colmaté (Farrell, 2001). Ce processus, qui entraîne le déplacement du chenal (avulsion) et, par voie de conséquence, la

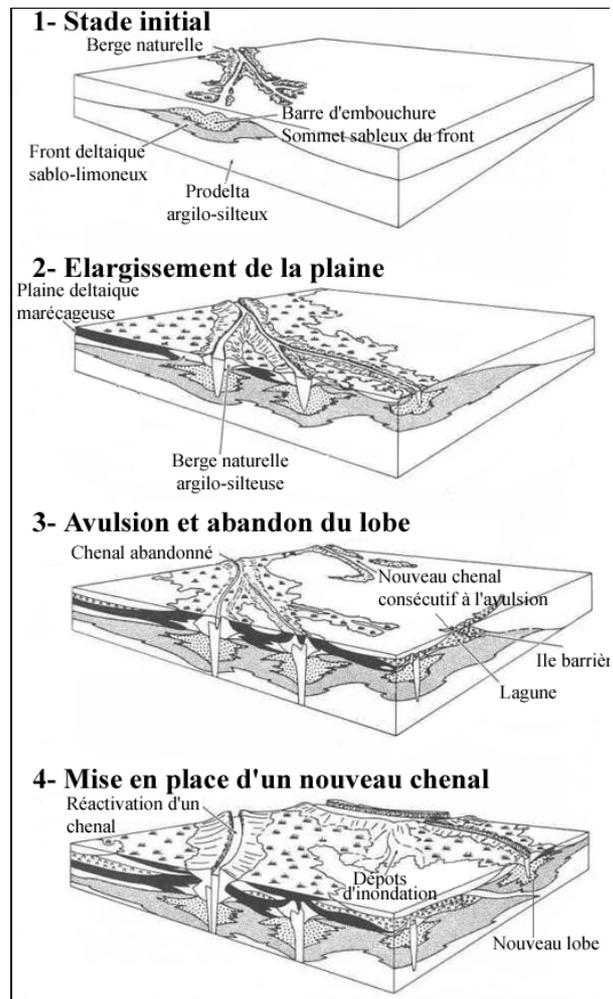


Fig 1.4 : Développement d'un delta : succession de lobes (d'après Frazier et Osanik, 1969)

migration des embouchures et des zones de dépôt, est un facteur essentiel de la construction des deltas (Frasier et Osanik, 1969 ; Robert, 1997). L'ancien lobe, qui n'est plus alimenté, est abandonné aux dynamiques érosives du bassin (houles et courants), car l'avancée du delta s'opère désormais à partir de la nouvelle embouchure, au front de laquelle un nouveau lobe se forme (Fig. 1.44). L'ancienne embouchure, quant à elle, est progressivement remaniée et « lissée » par les dynamiques côtières.

Sur la base d'une revue des grands deltas mondiaux, Hori et al. (2002) proposent un schéma fonctionnel différent pour les deltas "dominés" par le fleuve ou la houle et les deltas macro-tidaux. Les premiers seraient affectés par des avulsions à l'échelle de "superlobes", où le point de rupture se situe dans la plaine deltaïque, alors que les seconds ne se déplacent qu'au niveau des distributaires proches de l'embouchure. Cette typologie a le mérite de souligner qu'il existe vraisemblablement plusieurs types d'avulsion, pour lesquels le forçage fluvial ou marin intervient différemment. Mais l'analyse concrète de la plupart des deltas montre que le rythme du déplacement des embouchures est irrégulier, variable selon les régions et les périodes. On verra donc plus loin qu'en dernier lieu, ce sont les variations des flux liquides et solides, donc des forçages allocycliques, qui déterminent la mobilité littorale des deltas (Wright et Coleman, 1973 ; Boyd et al., 1989 ; Walling et Fang, 2002).

1.2.2 Le delta sous-marin

Le delta sous-marin (subaqueous delta) est donc la partie de l'édifice deltaïque constituée de l'ensemble des lobes d'épandage actuels et anciens d'un fleuve. Il s'édifie au droit d'une embouchure active (Fig. 1.3), mais doit être considéré à l'échelle du delta. De plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, il est composé d'une partie sommitale, le **front deltaïque** (delta-front), et d'une partie basale, le **prodelta** (Fig. 1.5). La différence entre ces deux unités tient essentiellement dans la granulométrie des dépôts, et les spécificités morphodynamiques qui en découlent.

Le front deltaïque, ou front de delta, s'exprime dans la morphologie générale des dépôts de plate-forme comme la partie sommitale du talus qui borde la plaine deltaïque. De pente assez prononcée en raison de la granulométrie grossière des sédiments (Table 1.1), **le front deltaïque constitue un terme-puits** important

pour l'alimentation du flux solide littoral. Au niveau des embouchures actives, il est alimenté en sédiment grossier par la charge de fond du fleuve. S'édifie alors, à son sommet, une barre d'embouchure sub-émergeante. Dans les zones de lobes abandonnés (Fig. 1.3₃), il est le siège d'une érosion intense. Généralement situé au dessus de la limite d'action des houles, il concentre l'énergie de ces dernières sur le secteur de l'ancienne embouchure par réfraction, contribuant ainsi au démantèlement et au recul de la côte.

Caractéristiques du front deltaïque	Rhône	Mississippi	Fraser
Pente moyenne (°)	4.13	0.7 ¹	1.5 ²
Pente maximale (°)	15	15 ³	10 ⁴
Débit liquide moyen (m ³ .s ⁻¹)	1 710	19 000 ⁵	3 400 ⁴

Table 1.1 : Comparaison des caractéristiques de quelques front deltaïques.
¹ : Coleman et al, 1998a ; ² : Hill and Christian, 2003 ; ³ Shepard, 1955 ; ⁴ Mathews and Shepard, 1962 ; ⁵ Wiseman et al., 1996

A la même échelle que le front deltaïque, **le prodelta** est la zone la plus externe et la plus profonde du delta sous-marin (Fig. 1.5). Il s'y dépose les sédiments les plus fins issus de la décantation des particules les plus fines. L'existence de chenaux et de phénomènes de glissements sous-marins est bien documentée sur les prodeltas (Mississippi : Prior and Coleman, 1978, Lindsay et al., 1984, Bouma et al., 1991 ; Coleman et al, 1998b - Fraser delta : Shepard et Milliman, 1978 ; Hart et al., 1992). Ces sédiments fins sont gorgés d'eau, ce qui limite l'inclinaison des dépôts et provoque ces glissements (Postma, 1984 ; Li et al., 2001 ; Canals et al., 2004...).

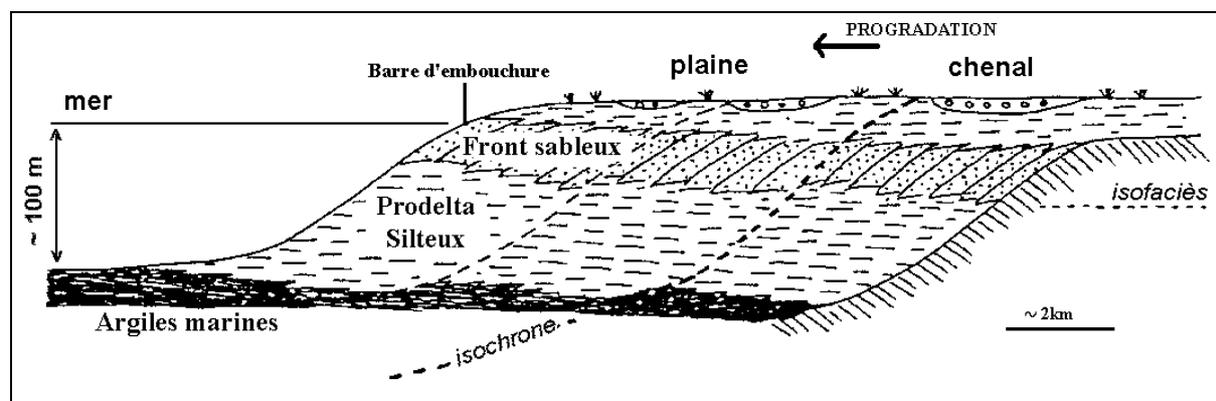


Fig. 1.5 : Séquence lithologique formée par la progradation d'un delta. L'épaisseur de la séquence avant compaction sera égale à la profondeur d'eau dans laquelle le delta prograde (d'après Orton et Reading, 1993).

De plus, les taux d'accumulation importants (jusqu'à plusieurs dizaines de cm par an) (Li et al., 1998 ; Radakovitch et al, 1998 ; Beaudouin et al., 2005), provoquent une rétention de gaz (méthane notamment) issus de la décomposition de la matière organique piégée entre les couches argileuses. De ce fait, les prodeltas ont fait l'objet d'une attention particulière de la part des compagnies pétrolières en recherche constante de nouveaux réservoirs de gaz et d'hydrocarbures (Allen et Mercier, 1987). Le prodelta fait progressivement place aux dépôts marins du plateau continental, ou le recouvre totalement lorsque les apports sédimentaires sont exceptionnels et/ou le plateau étroit (cas de l'Amazone, par exemple : Nittrouer et Demaster, 1986).

1.3 Typologie des embouchures

Considérant le nombre important de variables, on peut estimer que la majeure partie des deltas actuels échappera manifestement toujours à toute tentative de classification (Liu et al., 1998 ; Ta et al., 2002.). Pour autant, à l'échelle de l'embouchure, il est possible de conserver la classification élaborée par Galloway (1975), sur la base de l'influence respective du fleuve, des houles et de la marée (Davis et Clifton, 1987).

L'embouchure est donc une zone d'interface où le fleuve pénètre dans la mer en y déposant les sédiments qu'il transporte. Ces sédiments sont repris et dispersés en mer et sur le littoral, selon des modalités qui diffèrent en fonction des agents hydrodynamiques prépondérants du bassin de réception. L'embouchure se différencie de l'estuaire par l'importance de l'influence de la marée. Lorsque cette dernière est prépondérante, l'exutoire est un estuaire ; lorsque le fleuve ou les houles dominant, on parle d'embouchure (Elliot et McLusky, 2002). Notre étude se situant en contexte microtidal, nous ne présenterons pas les estuaires.

Embouchures dominées par les apports fluviaux

Ce type d'embouchures reflète des conditions où l'énergie constructive du fleuve l'emporte sur les dynamiques marines, d'où la forme de pattes d'oiseau (cas typique du delta du Mississippi). Ces morphologies résultent de deux phénomènes (fig. 1.6) :

- le dépôt de sédiments grossiers en levées subaquatiques parallèles au chenal, qui participent à l'allongement rapide du profil en long du chenal,

- et la formation d'une barre d'embouchure au front de l'exutoire, qui limite l'action des houles et la remontée d'eaux de mer dans le fleuve (coin salé).

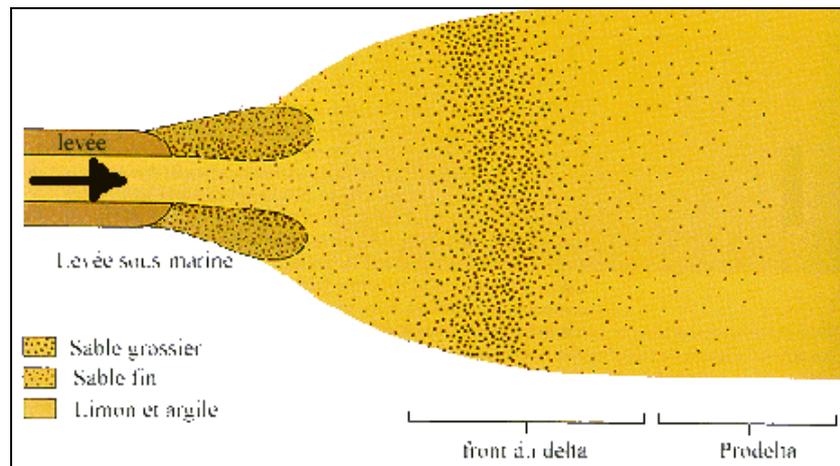


Fig. 1.6 : Organisation de l'embouchure d'un delta dominé par le fleuve (d'après Wright, 1977)

Les dimensions et la forme de la barre d'embouchure dépendent de la puissance du fleuve, de l'abondance de la charge grossière, de l'énergie et de la direction dominante des houles (Wright, 1977). En milieu microtidal, si l'énergie du fleuve n'est pas trop forte, les levées se rejoignent au milieu du chenal pour former une barre convexe vers la mer, percée de chenaux temporaires, mobiles et peu profonds. La rencontre des eaux douces et salées, de densités différentes, amène à une stratification de la colonne d'eau.

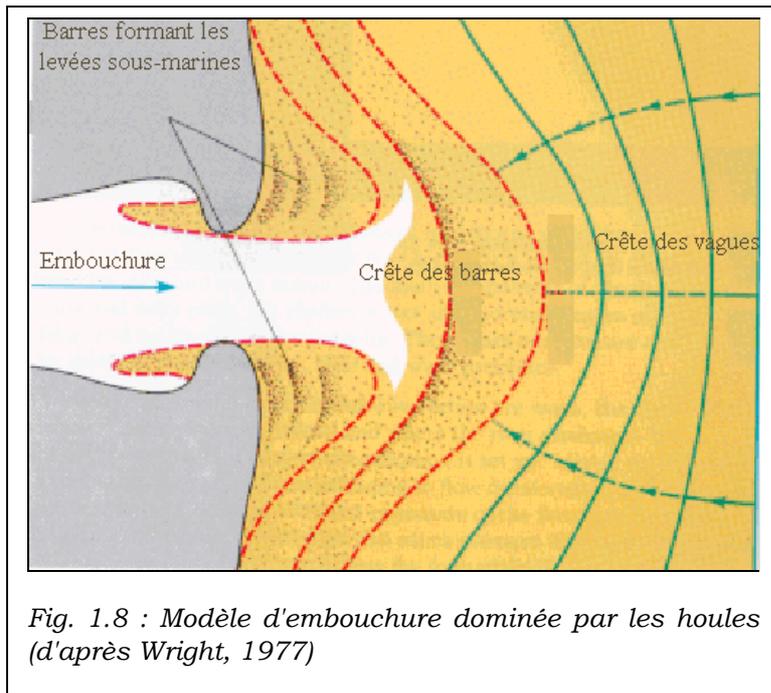
Les flux d'eau douce, moins denses dans la majorité des fleuves hors milieu glaciaire, passent au dessus des eaux salées pour former un **panache** de particules fines (Fig. 1.7) (Buckley et O'Kane, 1992) pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres carrés, selon la hauteur de la barre et la vitesse du courant fluvial.



Fig. 1.7 : Panache du Rhône en période de crue. Cliché anonyme.

Embouchures dominées par les houles

Les vagues approchant de l'embouchure sont confrontées à l'effet du courant fluvial contraire. Elles sont alors ralenties et réfractées sur le sommet du front deltaïque (fig. 1.8), provoquant un retroussement de la barre d'embouchure sur elle-même. Cette barre est la morphologie distinctive des embouchures dominées par les houles (Wright, 1977 ; Roy et al., 1994 ; Cooper, 2001). Elle se présente sous la



forme d'un large croissant sub-affleurant, caractérisé par un profil transverse asymétrique, avec une pente amont assez faible, mais en contre-pente par rapport au sens d'écoulement du fleuve, et une pente aval très inclinée. Elle obstrue totalement le fleuve, qui doit creuser un chenal au travers pour arriver jusqu'à la mer. Cette réfraction a ainsi pour effet de

concentrer l'énergie des houles sur le sommet de la barre d'embouchure, empêchant la sédimentation de particules fines (Mulder et Syvitski, 1995).

Dans ce type d'embouchures dominées par les houles, l'exportation des particules fines via le panache est complexe. Elle est en effet dépendante, à la fois de l'afflux d'eau douce, mais aussi des propriétés physiques de l'eau de mer (température, salinité, vitesse...). Ainsi le panache se présente davantage sous la forme d'un système stratifié (fig. 1.10), composé (1) d'une couche superficielle (le panache stricto-sensus) et (2) de couches intermédiaires, lenticulaires, moins chargées et instables, épaisses de quelques mètres, et alimentées par la chute depuis la couche superficielle de suspensions organo-minérales bloquées par les gradients de densité (Aloisi et al, 1982). Une troisième couche (3), la plus profonde, constitue un néphéloïde de fond, composé à la fois des produits de décantation des couches supérieures et des particules remises en suspension par les courants marins, la bioturbation, et, dans certaines zones, le chalutage (Meade, 1972).

Le profil des deltas dominés par les vagues est caractérisé par des plages de sable rectilignes, résultat de remaniement constant entretenu par la houle. **Seule une mince protubérance se forme à l'embouchure**, et ces deltas s'avancent moins loin en mer que les deltas de types "fleuve dominant".

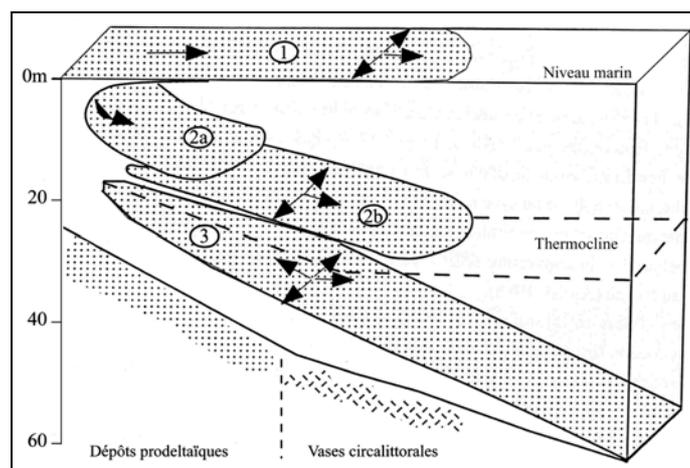


Fig. 1.10 : Système turbide stratifié en milieu dominé par les houles, en relation avec la structuration hydrologique de l'eau du bassin récepteur. Les nombres font référence au texte. Les flèches indiquent le sens de mouvement des particules (d'après Aloisi et al., 1982).

Selon la répartition des forces entre les dynamiques fluviales et marines, selon l'hétérogénéité des apports sédimentaires et selon l'occurrence respective des événements les plus morphogènes (crues et tempêtes), l'avancée de l'embouchure en mer peut s'effectuer de manière symétrique, asymétrique ou totalement déviée (Bhattacharya et Giosan, 2003), (fig. 1.9).

De nombreux deltas soumis à la houle existent dans le monde. Ils peuvent être entièrement dominés par les houles, tel que le Sénégal (Coleman, 1975), l'Orange en Afrique du Sud (Cooper, 2001) ou le Grijelva au Mexique (Psuty, 1967). Mais ils peuvent également être à effet mixte houle-fleuve, comme la plupart des grands deltas méditerranéens (le Pô -Nelson, 1970- ; L'Ebre - Maldonado, 1975 - ; le Nil - Stanley et Maldonado, 1977 - ; le Rhône - Oomkens, 1967).

- **Si les apports solides sont importants**, les houles orthogonales forment plusieurs lignes d'îlots coalescents, progressivement rattachés au littoral, qui prend alors un tracé en pointe (le Tibre : Bellotti et al., 1994, l'Ebre : Guillen et Palanques, 1993 ; Jiménez et al., 1997).
- **Les houles obliques peuvent quant à elles remanier la barre en flèche** à pointe libre, qui déplace et déforme le flux expulsé au point parfois de fermer totalement le chenal (Fleuve Irmino en Sicile : Amore et Randazzo, 1997 ; fleuve Ouémé au Bénin : Anthony et al., 2002 ; et la revue des embouchures Sud-Africaines de Andrew et Cooper, 1990 et Cooper 2001).

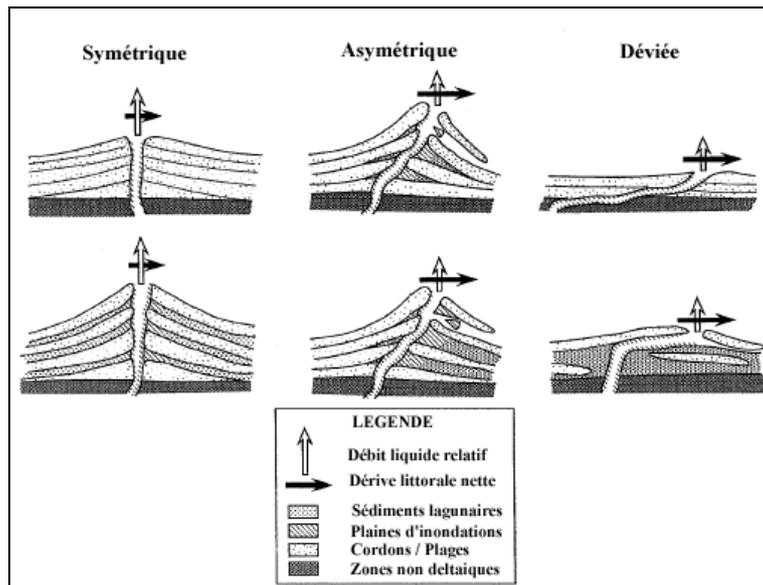


Fig. 1.9 : Organisation de la redistribution sédimentaire dans une embouchure dominée par les houles. Selon le rapport entre le débit liquide du fleuve et la compétence de la dérive littorale, le lobe en mer avance de manière symétrique, asymétrique, ou complètement déviée (d'après Bhattacharya et Giosan, 2003)

1.4 Problèmes de terminologie

Le recours fréquent à une terminologie anglo-saxonne dans les publications internationales rend parfois difficile l'utilisation du vocabulaire français, qui n'est pas toujours en phase avec l'évolution des concepts scientifiques et du sens des termes utilisés. De plus, avec le développement des recherches sur les zones littorales, la multiplication des communautés de chercheurs de cultures différentes obscurcit la signification des termes, ce qui n'est pas sans provoquer, parfois, des dérives du vocabulaire employé. Notre volonté n'est cependant pas d'entrer dans le débat (Friedman et Sander, 2000) opposant séquences morphologiques de dépôt (topset, foreset, bottomset) (Gilbert, 1890 ; Fisk, 1961) et séquences génétiques de dépôt (toplap, downlap, onlap) (Hart et Long, 1996 ; Porebski et Steel, 2003), mais d'explicitier les "néologismes", de supprimer les ambiguïtés, et de préciser le sens des termes que nous serons amenés à utiliser dans cette étude.

Front deltaïque / Front de delta

L'essentiel de l'incertitude liée au vocabulaire utilisé pour les deltas dominés par le fleuve ou par les houles réside dans les différentes échelles d'approche. L'idée est bien illustrée par la polysémie du terme "front deltaïque" (en Français) ou "delta-front" (en Anglais). Pour certains, le "delta-front" correspond à **une zone à l'échelle**

de l'édifice deltaïque correspondant à la limite d'avancée maximale de l'accumulation sédimentaire visible dans la topographie sous-marine (Moore, 1966). Pour d'autres, il s'agit d'une "**bande étroite**, à pente faible vers le large, qui borde la plaine deltaïque et accumule une bonne partie des apports fluviaux" (Allen et Mercier, 1987). Enfin, il peut s'agir de la "**pente située entre la barre d'embouchure et les dépôts prodeltaïques d'un lobe**, bornée par les limites d'action des houles de beau temps et de tempêtes" (Coleman et al. 1980). Il s'agit donc du "lobe-front", également nommé "bar-front", "foreset slope" ou "delta-foreslope" selon l'approche. Enfin Prothero et Schwab (1996) nomment "delta-front" la zone qui comprend la barre d'embouchure et la zone de delta-front selon la définition de Coleman et al. (1980).

Or, nous avons présenté précédemment le front deltaïque comme **la forme regroupant l'ensemble des zones les plus pentées de la partie sous marine du delta**, autrement dit les fronts des lobes. Dans le cas d'un fleuve à une seule embouchure fixe, ou durant une phase régressive (Muto et Steel, 2001), les lobes sont regroupés et se superposent les uns aux autres. L'aire du front deltaïque et celle des fronts de lobes est identique, et l'amalgame peut être fait. Mais dans le cas de fleuves à plusieurs distributaires contemporains, ou durant une phase transgressive, les mouvements latéraux des lobes sont plus prononcés et les fronts de lobes actifs et abandonnés constituent un front de delta qui n'est pas continu. Le delta du Mississippi, dominé par les apports fluviaux, a par exemple développé au moins 6 lobes depuis 7 500 ans, dont deux sont actuellement contemporains, mais espacés de plus de 150 km (Coleman et al., 1998). En contexte mixte, dominé par le fleuve et les houles, le principe reste le même, par exemple sur le Pô (Correggiari et al., 2005). Aussi, nous ne devrions avoir recours au terme "front de delta" que lors des études à l'échelle du delta, ou alors parler de "lobe" ou de "front deltaïque actif".

Delta subaquatique / Prodelta

Les termes de "delta subaquatique" ("subaqueous delta" ou "sub-delta" en anglais) et "prodelta" sont parfois utilisés pour désigner la partie immergée du delta (Arnaud-Fassetta, 2003 pour le Rhône), ou pour parler du lobe (Wells et Coleman, 1987). Ils sont également fréquemment utilisés dans les études actuelles sur les marges continentales dans deux sens substantiellement différents, présentant la même ambiguïté d'échelle que le terme "front deltaïque". Dans certains cas, un delta subaquatique est "**un édifice progradant** qui peut être ou ne pas être directement relié à un distributaire fluvial, et qui se présente sous la forme d'une

zone relativement plate à des profondeurs variables en mer" (Cattaneo et al., 2003 sur le Pô). Dans d'autres cas, le terme s'applique à la partie sous-marine d'un delta, pour désigner "**les dépôts fins situés sous la limite d'action des houles** se constituant en ceinture de vase" (Diaz et al., 1996 sur l'Ebre). Enfin, certains associent l'ensemble barre d'embouchure / front de delta / prodelta sous la terminologie PSE (Prisme Sédimentaire Epicontinental), avec le domaine prodeltaïque défini comme "la zone située au delà de la première rupture de pente, **à fort gradient angulaire**", dont l'extension latérale est limitée à la proximité de l'embouchure (Aloïsi, 1986 ; Charmasson, 1998 pour le Rhône). Ce type de distinction peut parfois semer la confusion notamment dans les études qui ne traitent ni de stratigraphie à l'échelle de plusieurs milliers d'années (utilisation de la première acception), ni de processus actuels (utilisation de la seconde acception). La confusion, entretenue par la fréquente difficulté à distinguer morphologiquement les limites exactes du prodelta, est totale lorsque le terme "delta subaquatique" est utilisée comme synonyme de "prodelta". Notamment lorsque certains auteurs l'utilisent pour pouvoir différencier ensuite "prodelta supérieur" de "prodelta inférieur" (Bellotti et al., 1994 sur le Tibre ; Touzani et Giresse, 2002 sur le Rhône).

Espace disponible : accommodation versus accumulation

L'espace d'accommodation est un concept de stratigraphie séquentielle caractérisant l'espace total disponible pour le stockage de sédiment dans un bassin sédimentaire (Jervey, 1988). En première approximation, il s'agit du volume délimité par la position du niveau marin, du substrat, et de la capacité d'extension latérale des dépôts. Ce volume est susceptible de varier si le niveau marin est modifié (eustatisme), si le fond du bassin bouge (subsidence), sous l'effet des apports sédimentaires qui comblent cet espace et des dynamiques qui remobilisent les dépôts (Muto et Steel, 2000). L'utilisation de ce terme implique donc des processus à long terme, permettant l'expression des forçages sus-cités. Dans le cadre de notre étude, ce volume disponible pour la sédimentation est un paramètre que nous jugeons important à l'échelle bi-ou pluriséculaire. Cependant, à cette échelle, le seul paramètre évoluant notablement est la quantité de sédiment apportée par le fleuve. Aussi, le terme d'"espace d'accommodation" se prête mal à la situation, et nous lui avons préféré le terme d'"**espace d'accumulation**", sans qu'il faille y voir, pour autant une volonté d'imposer un concept qui ne reste valable que dans des cas ponctuels comme celui de notre étude (afin de ne pas tomber dans les dérives énoncées ci-dessus).

En définitive, en accord avec la terminologie actuelle la plus utilisée sur la zonation morphologique des deltas sous-marins, nous considérons les unités sédimentaires non sur la base des processus qui leur ont donné naissance mais sur l'aspect morphologique des dépôts (Scruton, 1960).

Les acceptions les plus fréquemment utilisées de nos jours sur les zones d'embouchures étant, du continent à la mer, "**delta plain**", "**mouth-bar**", "**delta-front**" et "**prodelta**", nous nous conformerons à cet usage. Il est en effet désormais difficilement envisageable de remettre en cause cette terminologie. Pourtant les deux derniers termes font référence à l'édifice deltaïque entier pour désigner parfois des dépôts qui sont à l'échelle d'un lobe. Ceci augmente les possibilités d'erreurs de compréhension, notamment lorsque l'on aborde la recherche de manière conceptuelle, et que la limite entre séquences génétiques et morphologiques n'est pas bien explicitée. C'est pourquoi, il est possible que, dans ce travail qui associe processus séculaires et évènementiels, il nous arrive de distinguer le terme "delta subaquatique" ("subaqueous delta") du terme "lobe subaquatique" ("subaqueous lobe") ; ce dernier s'appliquant mieux à la situation du delta du Rhône dominé par une embouchure fixe (constitution d'un seul lobe) depuis plus de 150 ans.

1.5 Conclusion partielle

Notre problématique d'étude est à l'interface de deux systèmes dynamiques, le fleuve et la mer, qui ont chacun leur sensibilité à certains forçages, et une réponse plus ou moins longue et plus ou moins forte à leur influence. On se doit donc de considérer à la fois les mécanismes qui régissent le fonctionnement des domaines **fluvial** et **marin**, mais également de se positionner à des échelles temporelles qui vont de l'évolution pluriséculaire à la réaction événementielle.

Dans ce cadre général, la zone d'embouchure se révèle être la zone stratégique de relais entre ces deux domaines. Elle échappe en partie aux influences du bassin versant : c'est la part de variation autocyclique liée principalement à l'allongement du profil en long. Mais elle ne peut s'affranchir d'une influence allocyclique, dépendante du climat et de l'anthropisation.

Dans le cadre d'une étude sur le fonctionnement actuel et récent de l'embouchure, la connaissance de ces deux influences se révèle indispensable pour expliciter le fonctionnement de notre hydrosystème à sa sortie d'un événement climatique comme le Petit Age Glaciaire. Nous allons donc tenter, dans ce second chapitre de **recenser et présenter l'ensemble des données disponibles** pour, à la fois, caractériser ces dynamiques, mais également, et dans la mesure du possible, en définir les tendances évolutives.

Chapitre 2 : Présentation du site d'étude

Zone clef dans le système de transfert continent / océan, l'embouchure du Rhône est un point de convergence entre la géologie stratigraphique et la géomorphologie dynamique, entre l'approche actuelle et historique, entre l'océanologie et l'hydrologie fluviale. Il est ainsi difficile de présenter la zone sous un seul de ces points de vue. La présentation qui suit abordera par conséquent le continuum amont /aval du système, au travers de l'organisation du bassin versant et de l'édifice deltaïque du Rhône. Ensuite, nous présenterons la zone d'étude dans le détail, en explicitant les morphologies observées et leurs influences sur les processus. Enfin, nous nous attacherons à recenser les différents forçages qui s'exercent sur l'embouchure du Rhône, et à en quantifier l'importance et la variation au cours des derniers siècles.

2.1 Contexte géomorphologique de l'embouchure du Rhône

2.1.1 Organisation et morphologie du "Système Rhône"

Le delta du Rhône se situe à l'aval d'un vaste bassin versant de 95 500 km², qui conditionne son fonctionnement hydro-sédimentaire (Fig. 2.1). La variété des faciès lithologiques (Fig. 2.2), des climats, du couvert végétal mais également des activités anthropiques confère au fleuve des caractéristiques variables dans l'espace et dans le temps.

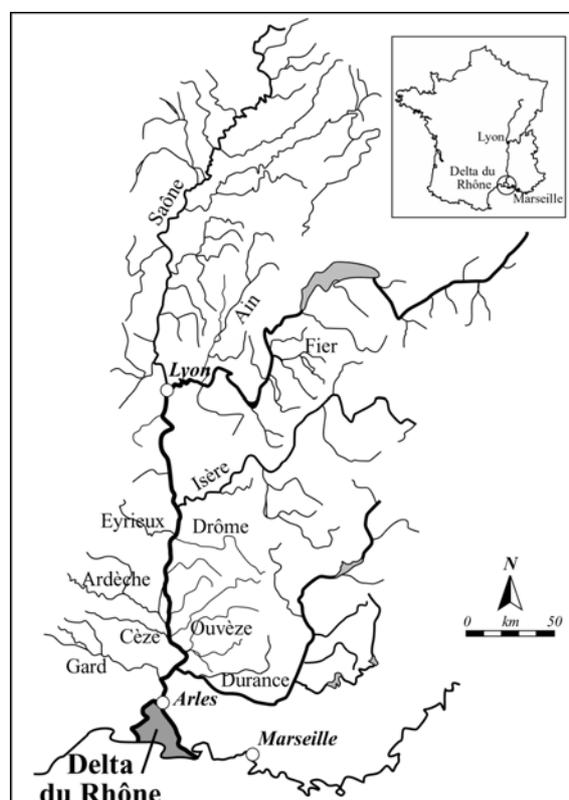
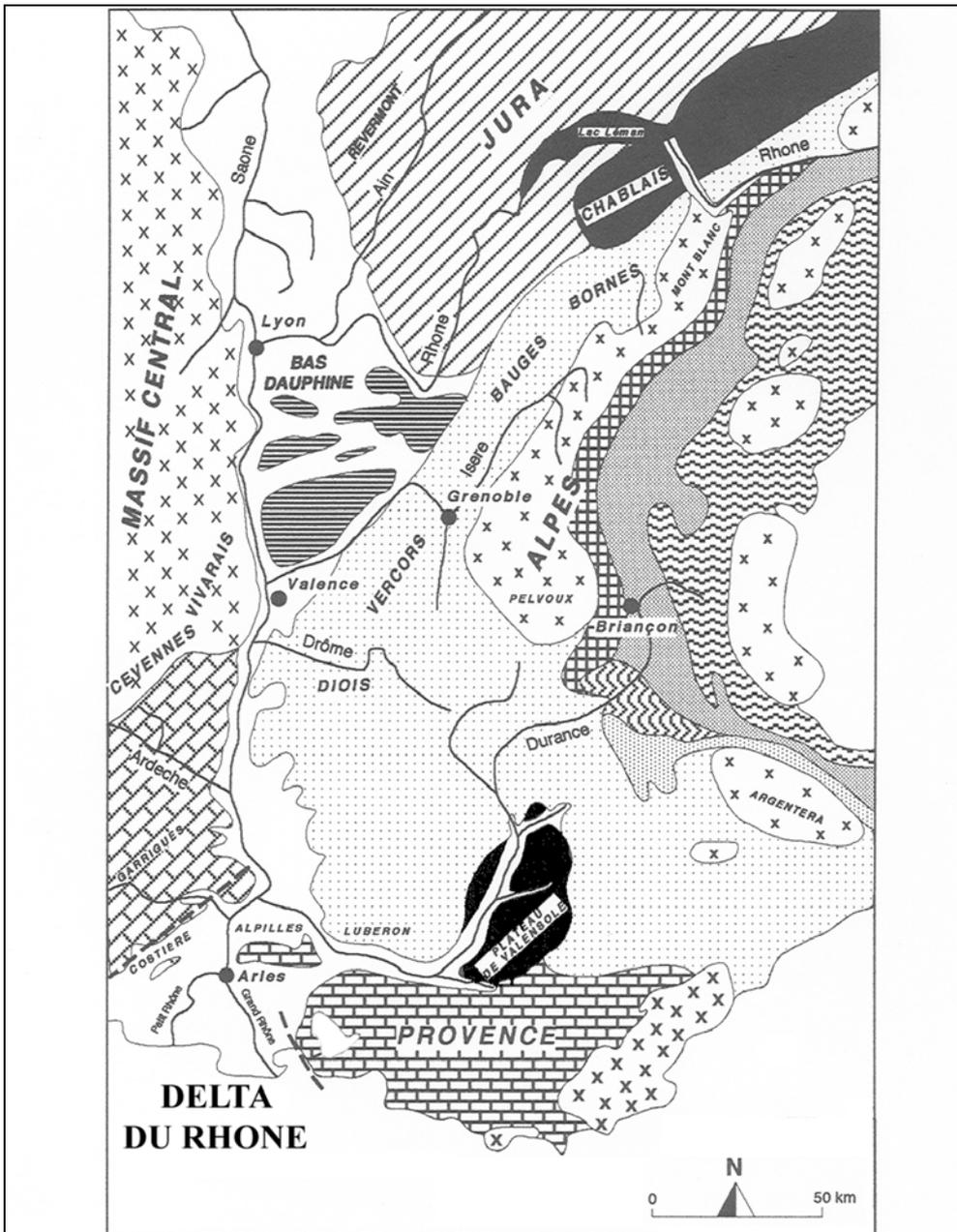


Fig. 2.1 : Contexte géographique et hydrographique du Delta du Rhône



UNITES GEOLOGIQUES REGIONALES

ALPES OCCIDENTALES

Zone interne

- Massifs cristallins internes
- Shistes lustrés
- Calcaires massifs et quartzites Briançonnais
- Calcaires et flyshs à faciès diversifié
- Flyshs de l'Ubaye / Embrunais
- Nappe de flyshs franco-suisse (Chablais)

Zone subalpine

- Calcaires et calcaires marneux mésozoïques plissés
- Molasse, conglomérats et marnes néogènes de Valensole
- Conglomérats et calcaires du bas Dauphiné

JURA

- Chaînes plissées calcaire de type alpin

BASSE PROVENCE

- Massifs cristallins provençaux
- Basse Provence calcaire plissée

MASSIF CENTRAL

- Cristallin, métamorphique et volcanique

BAS LANGUEDOC CALCAIRE

- Avant-pays calcaire des Cévennes (Garrigues)

Formations quaternaires

- Principales failles affectant la région du delta du Rhône

Fig. 2.2 : La diversité géologique du bassin versant du Rhône (d'après Arnaud-Fassetta, 1998)

Le bassin versant rhodanien s'étend de la source du Rhône¹, à 1735 m d'altitude au pied du mont de la Fourche en Suisse, jusqu'à son double exutoire en Méditerranée. Il présente une forte dissymétrie vers l'est, conférant au milieu montagnard alpin une importance capitale dans la détermination du régime hydrologique du fleuve.

En traversant le Jura méridional calcaire, le Rhône conserve une pente importante ($\pm 3\%$) (Fig. 2.3), et reste confiné dans une plaine étroite. Lorsqu'il arrive dans les terrains néogènes meubles en amont de Lyon, sa plaine s'élargit et sa pente diminue de moitié. Au sud de Lyon, après avoir reçu les apports de la Saône et leur signature typique du Massif Central cristallin, le Rhône s'encaisse entre les massifs calcaires des Alpes Externes, à l'est, et les calcaires mésozoïques des contreforts méridionaux du Massif Central. Dans cette section, les pentes varient de 0.45 à 0.80‰, au gré des ruptures de pente liées à la présence d'affleurements rocheux (Fig. 2.3). A partir de la confluence Rhône / Ardèche, la plaine s'élargit de nouveau et la pente commence à s'infléchir légèrement, pour devenir très faible au niveau d'Arles, et ainsi faire perdre beaucoup de sa compétence au Rhône.

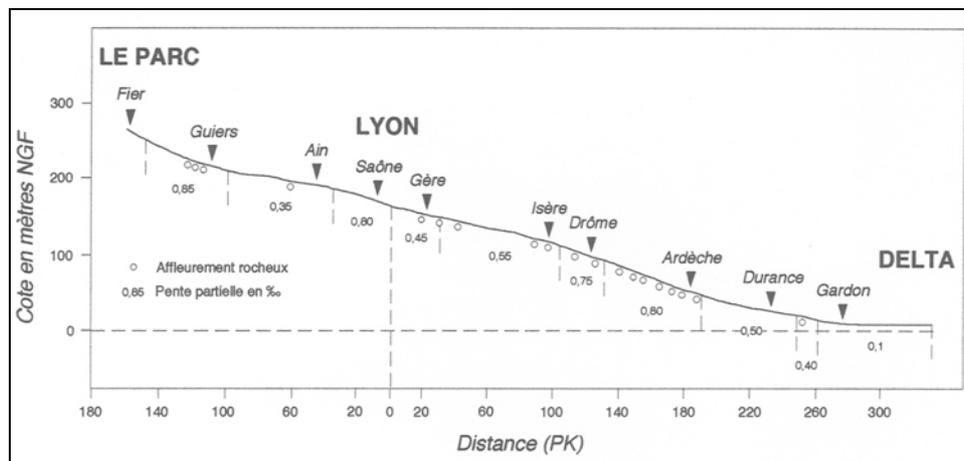


Fig. 2.3 : Profil du Rhône dans sa partie française, le long de sa ligne d'étiage (Arnaud-Fassetta, 1998).

L'accumulation des flux solides rhodaniens est à l'origine de la constitution d'un édifice deltaïque qui affleure au sud d'Arles, mais se développe sur toute la marge continentale du Golfe du Lion (fig.2.4).

¹ L'origine et la signification du nom de ce fleuve sont encore sujettes à discussion. Les partisans de la langue celtique veulent que *Rhodanus* ou *Rodanus* vienne de *Rhōdan*, qui signifie "tourner vivement" ; mais la forme de ce nom paraît plus grecque que celtique, et Pline l'Ancien estimait que le Rhône tire son nom de *Rhoda* ou *Rhodanusia*, colonie de Rhodiens bâtie jadis à l'une de ses embouchures, aux environs d'Aigues-Mortes.

Actuellement, **ces flux représentent plus de 80% des apports sédimentaires du Golfe du Lion**, qui se révèle être une zone clef fondamentale dans l'étude de l'évolution géologique et historique du bassin versant du Rhône et de ses caractéristiques. Ce Golfe est actuellement soumis à des taux de sédimentation moyens relativement faibles, de quelques millimètres par an (Zuo et al., 1991 ; Zuo et al., 1997). Le néphéloïde benthique (Fig. 1.10) constitue la principale voie d'exportation de la fraction fine de la charge solide rhodanienne (Aloisi et al., 1982 ; Chassefiere, 1990 ; Durrieu de Madron et al., 1990 ; Naudin et al., 1992 ; Naudin et al., 1997). La circulation générale contraint la dispersion du matériel particulaire vers le sud-ouest du plateau continental (Milot, 1990, 1999 ; Monaco et al., 1990, 1999 ; Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001). Les nombreux canyons qui entaillent le talus continental (Fig. 2.4) jouent également un rôle prépondérant dans l'exportation du matériel particulaire du plateau continental vers le bassin Nord Méditerranéen, en canalisant une partie des flux de matières particulaires véhiculées par le néphéloïde benthique (Milot et Monaco, 1984 ; Durrieu de Madron, 1994 ; Berné et Loubrieu, 1999 ; Droz et al., 2001).

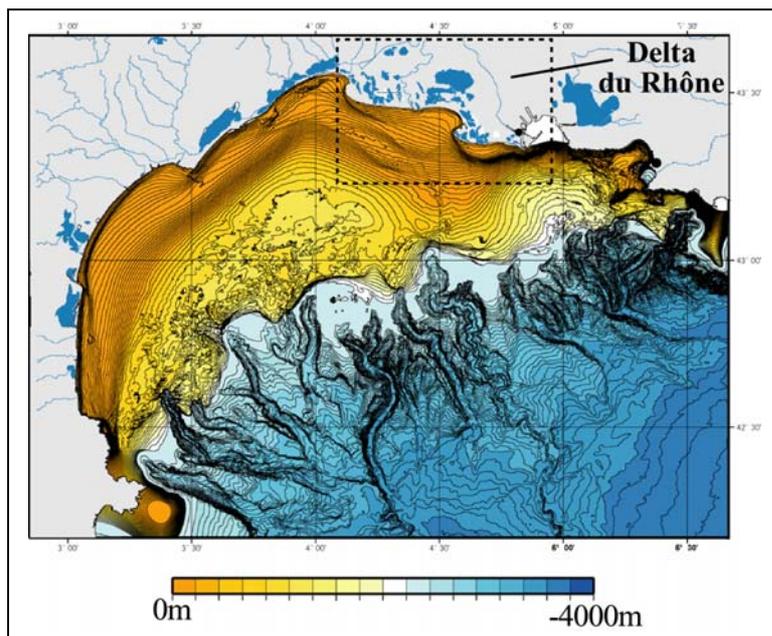


Fig. 2.4 : Morphologie de l'édifice deltaïque sous marin : synthèse bathymétrique du Golfe du Lion (Berné et al., 2002)

Les modèles stratigraphiques décrivant l'organisation et la nature des dépôts sédimentaires dans le Golfe mettent en évidence une organisation des dépôts post-glaciaires en un ensemble transgressif et rétrogradant (Berné et al., 2002 ; Marsset et Bellec, 2002 ; Gensous et Tesson, 2003), constitué de plusieurs successions de prismes de haut niveau silto-argileux à cliniformes faiblement pentés, et de prismes de bordure de plate-forme, prismes sableux infralittoraux et littoraux à pendages obliques tangentiels élevés (Berné et al., 1998.). L'appareil deltaïque rhodanien est donc un ensemble de prismes de haut niveau, qui émerge au niveau de la plaine deltaïque.

Les modèles stratigraphiques décrivant l'organisation et la nature des dépôts sédimentaires dans le Golfe mettent en évidence une organisation des dépôts post-glaciaires en un ensemble transgressif et rétrogradant (Berné et al., 2002 ; Marsset et Bellec, 2002 ; Gensous et Tesson, 2003), constitué de plusieurs successions de prismes de haut niveau silto-argileux à cliniformes faiblement pentés, et de prismes de bordure de plate-

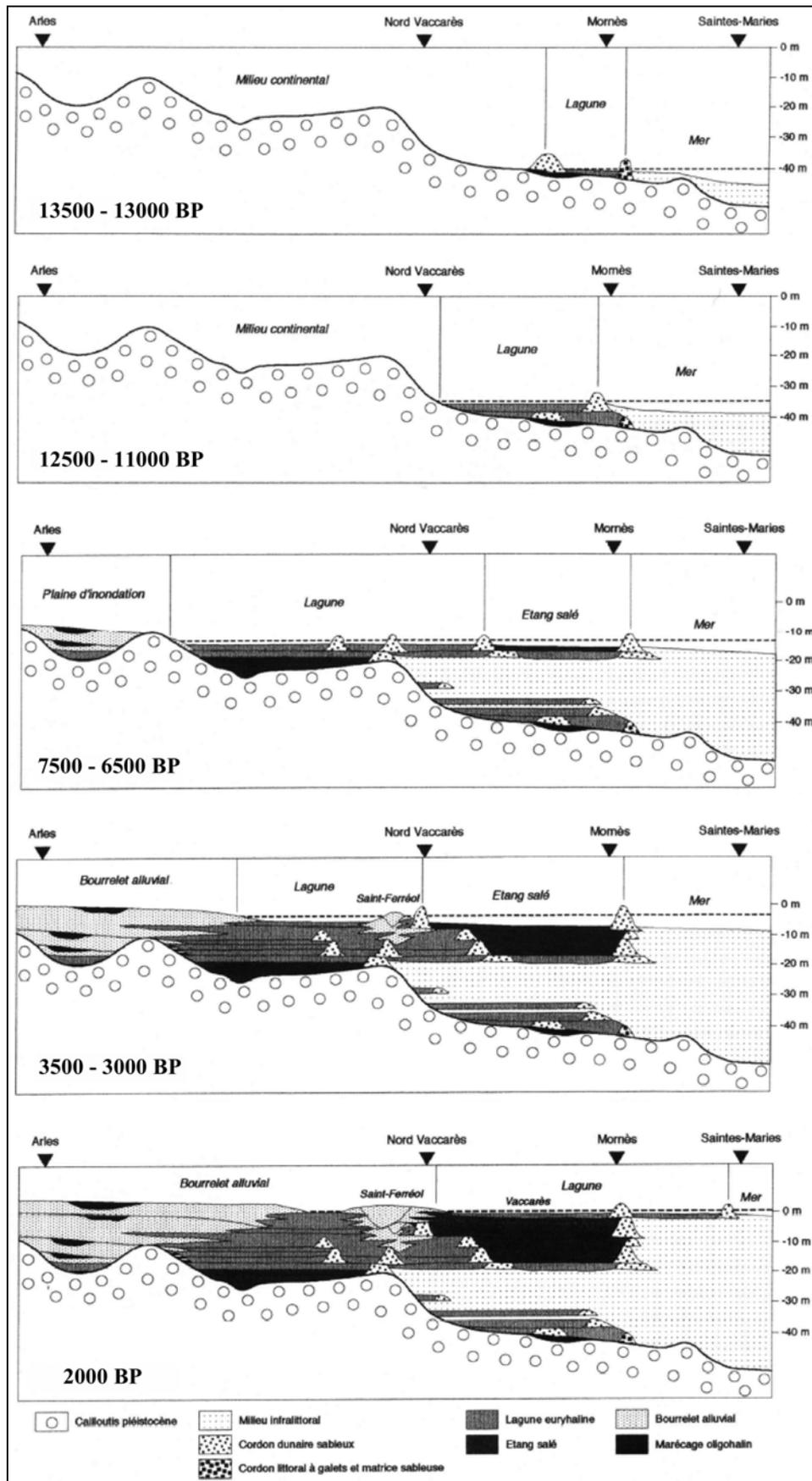


Fig. 2.5 : L'édification holocène du delta du Rhône, d'après Pons et al., 1979, dans Arnaud-Fassetta, 1998.

Les grandes étapes de la mise en place du Delta du Rhône (Fig. 2.5) montrent le dépôt successif de prismes sableux, en "onlap" sur le cailloutis pléistocène constituant le substratum du Delta. Les séquences transgressives se succèdent au rythme de la remontée flandrienne, avec la mise en place de cordons dunaires et de dépôts lagunaires durant les phases de ralentissement ou de stagnation du niveau marin.

A partir de 4000 BP, un net ralentissement de la remontée du niveau marin, assimilable à un arrêt de la transgression (Vella et Provansal, 2000), permet la mise en place de corps progradants, en "overlap" sur les prismes transgressifs. Ces dépôts s'organisent au gré des avulsions fluviales, qui vont former des lobes successifs selon les modalités décrites au premier chapitre (Fig. 2.6). Sept lobes ont ainsi été mis en évidence (Berné et al., 2002), dont certains, bilobés, témoignent du fonctionnement synchrone de deux embouchures. Les épisodes majeurs d'avulsion ont provoqué l'abandon de ces lobes successifs et permis le remaniement des dépôts les plus superficiels en flèches littorales, derrière lesquelles des lagunes, telles que l'étang de Vaccarès, ont pu se mettre en place.

Les accumulations actuelles constituent la phase ultime de cette construction. Le lobe moderne se développe sur les contreforts des lobes des Rhône du Grand Passon, et du Bras de Fer (Provansal et al., 2003). Au droit de l'embouchure actuelle du Grand Rhône, la faible puissance du lobe actif, malgré une très faible redistribution sédimentaire (Sabatier, 2001), témoigne de la raréfaction des apports sédimentaires rhodaniens. Ceci est peut être un symptôme précurseur d'une phase de transition marquant la fin de l'édification du lobe moderne.

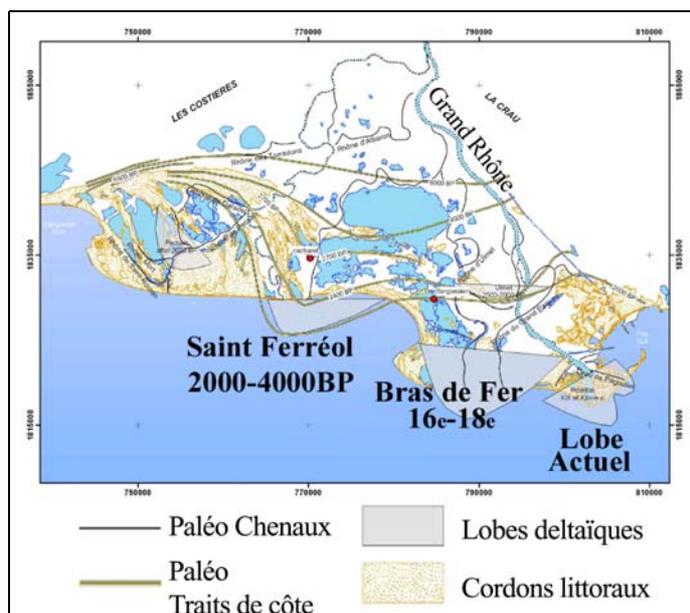


Fig. 2.6 : Organisation des lobes affleurant sur la plaine deltaïque (Vella et al., 2005).

2.1.2 Morphologie du delta aérien

De nos jours, le delta aérien du Rhône est souvent restreint à l'île de Camargue², limitée à l'ouest par le Petit Rhône et à l'est par le Grand Rhône. Structurellement, le delta aérien s'étend des contreforts des Alpilles et de la Montagnette au nord, aux Costières de Nîmes et de Générac à l'ouest. A l'est, la frontière avec la plaine de la Crau est assez franche, bien que l'histoire de ces deux plaines soit assez indissociable durant une grande partie du Quaternaire. Sur le Littoral, l'extension du delta vers l'est est arrêtée par les premiers contreforts crétacés et tertiaires de Port de Bouc. Par contre, la transition occidentale avec les lagunes et lidos du Languedoc est progressive, sans coupure topographique franche. Dans des limites ainsi définies, la plaine deltaïque du Rhône correspond approximativement au tracé des anciens bras du Rhône (Fig. 2.7), et représente de ce fait **une unité morphologique bien identifiable malgré une morphologie essentiellement horizontale**. En effet, les points les plus élevés atteignent au mieux +4 m NGF et les zones déprimées s'abaissent peu au dessous du niveau de la mer (-2 m NGF au Vaccarès). Ces dénivellations sont réparties de manière irrégulière sur la plaine et s'observent au gré des déplacements des anciens chenaux et des cordons littoraux (appelés localement "montilles").

Dans cette immensité plane ($\approx 1800 \text{ km}^2$), on distingue usuellement deux parties (Russell, 1942) : le delta amont, au nord du Vaccarès, dominé par les terrains cultivés et les étangs d'eau douce, et le delta aval qui, en contexte méditerranéen de déficit hydrique (600 mm / an), est composé essentiellement de lagunes temporaires, séparées par des montilles et des basses terres où se développe une végétation halophile basse (sansouïre).

L'exutoire actuel du Grand Rhône, appelé localement "grau", se situe à la pointe sud-est de la plaine deltaïque (Fig. 2.7). Cette embouchure fonctionne de manière continue depuis 1892, mais n'est que l'une des multiples embouchures que le Rhône a créées sur le littoral camarguais.

Les chenaux les plus actifs au cours des derniers siècles sont tous situés dans la partie orientale du delta, qu'ils ont fait largement prograder. A la fin du 16^{ème} siècle, le Rhône s'écoulait par **le chenal du Bras de Fer** (Arnaud-Fassetta, 2003), et

² Deux origines sont évoquées pour expliquer ce nom. Il proviendrait de "*Camaria*", qui se corrompt par la suite dans celui de Camargue, en hommage à Caius Marius, premier "ingénieur" de Camargue, qui empêcha l'invasion des Cimbres et des Teutons et fit creuser un canal joignant la mer au Rhône, les *Fossae Mariana*. On le fait également dériver de "*Cara marca*", par allusion à la fertilité du terroir, et cette étymologie remonte jusqu'à Gervais de Tilbury (1155-1234), grand maréchal de France sous l'empereur Othon IV.

apportait au littoral un volume sédimentaire grossier important, en raison des conditions érosives agressives qui caractérisent le Petit Age Glaciaire. Il édifie alors un lobe assez important, encore visible dans la morphologie actuelle (Fig. 2.4).

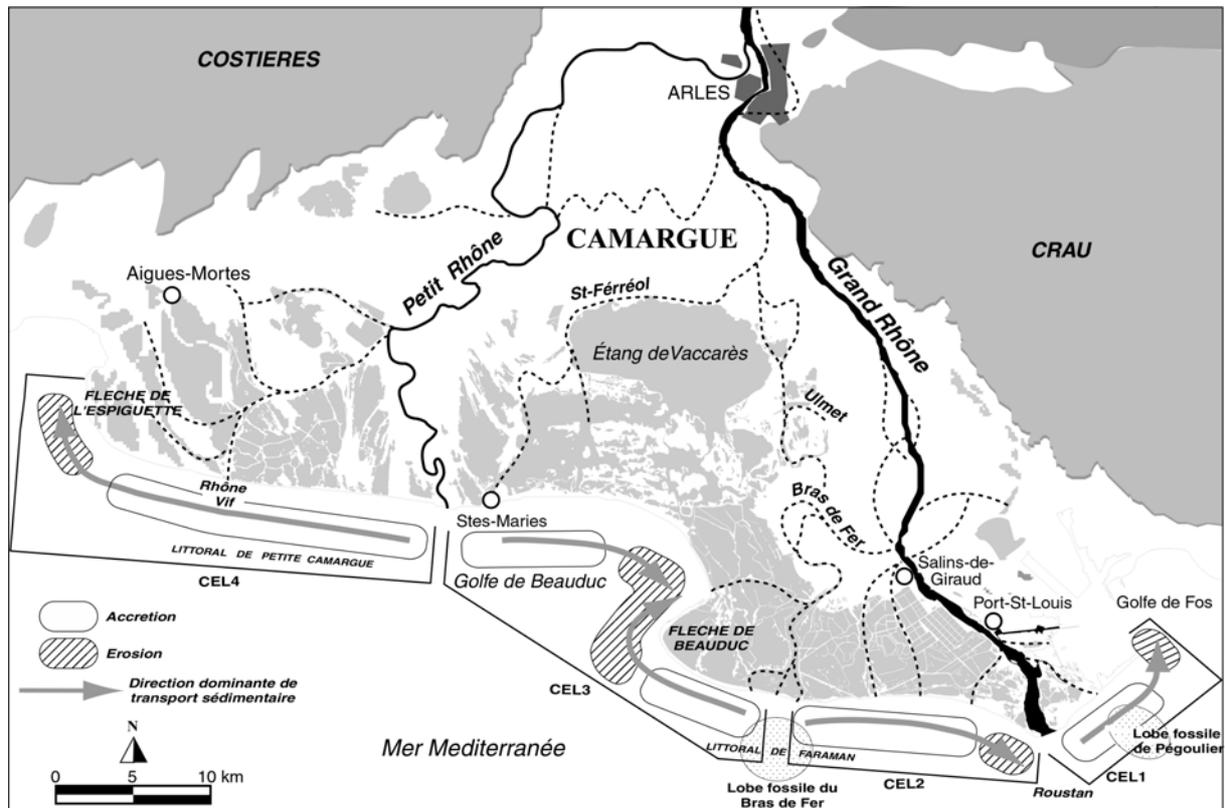


Fig. 2.7 : Synthèse des dynamiques affectant la plaine deltaïque et le littoral (d'après Vella, 1999 ; Sabatier et Suanez, 2003).

Ce n'est qu'au début du **18^{ème} siècle**, suite à l'occurrence d'une série de crues importantes dans un chenal très encombré, que l'avulsion se produit et que **le lobe moderne commence à s'édifier**. La ville de Port Saint Louis, voit le jour officiellement en 1904 (1886 pour la paroisse), mais se développe dès 1740, avec l'édification de la Tour Saint Louis, marquant la position de l'embouchure de l'époque. Au cours du siècle suivant, le littoral gagne sur la mer, le lobe s'empâte, et le fleuve s'écoule en mer par trois embouchures : d'ouest en est, Piémanson, Roustan et Pégoulier (Fig. 2.8).

Afin de faciliter la navigation fluviale (voir Troisième Partie), les graus de Roustan et Piémanson sont obstrués en 1855 par des palissades, et seul Pégoulier est maintenu, concentrant ainsi l'essentiel des flux liquides et solides du Rhône. Moins de 20 ans après, pour faire face aux problèmes récurrents d'ensablement du chenal, le canal Saint Louis est ouvert. Puis, en 1892, la réouverture du Grau de Roustan est décidée. Le chenal est réactivé, tandis que celui de Pégoulier se colmate

progressivement pour n'être plus aujourd'hui qu'une zone basse totalement déconnectée des flux rhodaniens (y compris pendant les fortes crues).



Fig. 2.8 : L'embouchure actuelle du Grand Rhône : le Grau de Roustan. On peut observer notamment le sommet sub-affleurant de la barre d'embouchure. Fond : orthophoto 1998, IGN

Les dynamiques sédimentaires qui affectent l'embouchure du Rhône sont à replacer dans un contexte global (Fig. 2.7). Le littoral du delta du Rhône montre une succession de zones d'érosion et de zones de dépôts, qui peuvent être regroupées au sein de cellules hydro-sédimentaires (Stapor, 1974). De manière générale, les flèches littorales constituent des "termes puits" pour les sédiments, tandis que les lobes actifs et anciens sont les pourvoyeurs des volumes sédimentaires.

A l'embouchure du Petit Rhône, le lobe sous-marin, pourtant encore actif, est très fortement réduit en raison de la récente diminution des apports fluviaux et d'une morphologie fluviale peu propice aux écoulements. Les zones littorales limitrophes qui devraient bénéficier de ces apports sont donc actuellement en érosion (Chapitre 3), et posent de véritables problèmes de gestion (aux Saintes-Maries de la Mer par exemple).

A l'embouchure de Roustan, l'évolution bathymétrique observée grâce à la superposition différentielle des MNT historiques (Fig. 2.9), nous permet de constater

que le lobe est encore assez développé, et sert de soubassement à l'avancée du trait de côte. La zone d'embouchure est, de plus, alimentée par les produits du démantèlement du lobe fossile du Bras de Fer, grâce à une dérive littorale orientée vers l'est. Cette dérive littorale a également pour conséquence l'édification de la flèche de la Gracieuse, par remobilisation des stocks sédimentaires des lobes de Roustan et de Pégoulie.

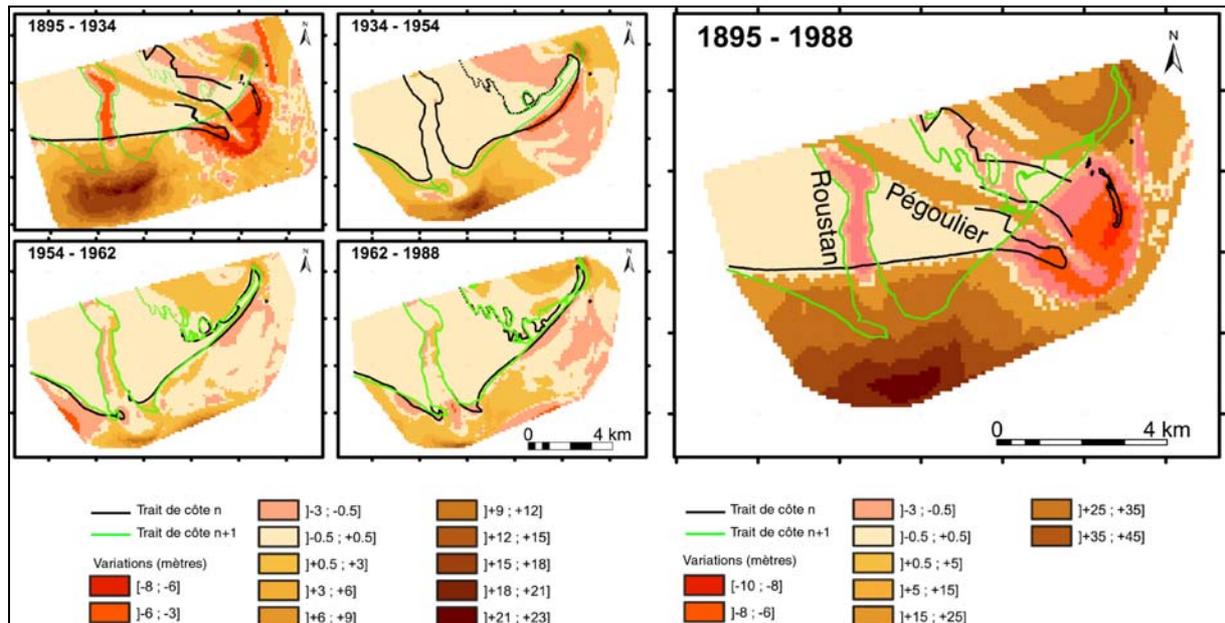


Fig. 2.9 : Evolution du rivage et des fonds marins du lobe actuel du Grand Rhône, par superposition de MNT. L'érosion du lobe de Pégoulie est très rapide, après l'ouverture du grau de Roustan. Cette érosion permet l'édification de la flèche de la Gracieuse, puis la rectification du trait de côte (visible en [1934-1954])

2.2 L'embouchure : à l'interface entre le fleuve et la mer

Quelle que soit sa localisation, une embouchure représente une rupture dynamique forte dans l'écoulement du fleuve et une interruption morphologique majeure du linéaire côtier, où les sédiments, apportés par le fleuve et transportés le long de la côte sous l'action des vagues, interagissent avec les forts courants fluviaux au droit du chenal. Une présentation complète de cette zone nécessiterait donc une revue détaillée, et sans doute un peu longue, de l'ensemble des caractéristiques des différents forçages fluviaux et marins. Les données morphologiques et quantitatives nécessaires à chaque chapitre étant notifiées au fur et à mesure, nous limitons la présentation de ces forçages au cadre général, en insistant particulièrement sur l'évolution de ces forçages au cours du temps. Ceci afin de replacer la situation particulière du Rhône dans le cadre général temporel présenté dans le précédent chapitre.

2.2.1 Les conditions actuelles de forçage

2.2.1.1 Caractéristiques générales du Bas-Rhône

Actuellement deux stations de mesure des débits liquides sont en activité sur le Bas-Rhône, à Beaucaire et en Arles. La station de **Beaucaire** est utilisée dans cette étude comme référent pour les débits totaux du Rhône, tandis que celle d'**Arles**, située après la diffluence camarguaise, permet de caractériser les débits du Grand Rhône. Il s'écoule actuellement en Arles environ 4/5 du débit liquide mesuré à la station de Beaucaire (Ibanez et al., 1997). Au cours de cette étude, nous ferons appel à ces deux sources statistiques, bien que la station d'Arles soit celle qui mesure les débits concernant l'embouchure étudiée, car cette dernière ne fournit des données qu'à intervalles irréguliers.

Avant de présenter brièvement l'hydrologie actuelle du Rhône, dont nous empruntons la majorité des données à la thèse de C. Antonelli (2002), nous présentons synthétiquement les débits caractéristiques, qui seront fréquemment repris et développés au début des chapitres suivants.

- Débits caractéristiques du Rhône à Beaucaire.

DEBITS (m ³ .s ⁻¹)		BEAUCAIRE	ARLES	Maximum connu	Période de mesure
Débit caractéristique d'étiage		520		320	1920-2002
Débit annuel moyen		1714	1474	2466	1920-2001
Débit de plein bord*		6000	4800		
Débits de crue	2 ans	5500		[12000 - 13000]**	1920-2000
	10 ans	8400			
	100 ans	11300			

Table 2.1 : Principales caractéristiques des débits rhodaniens au 20^{ème} siècle (d'après Antonelli, 2002). *Selon Bravard et Petit (1997). ** Selon validation en cours de la crue de décembre 2003.

- Hétérogénéité des crues

Quatre types différents ont pu être mis en évidence (Pardé, 1925).

- (1) **Les crues de type océanique** affectent la partie septentrionale du bassin versant. Elles sont caractérisées par un gradient de montée faible, une durée longue et une charge solide modérée. Elles surviennent principalement en hiver, d'octobre à mars. Le débit associé se situe généralement entre 4000 et 5000 m³.s⁻¹.
- (2) **Les crues de type cévenol** sont liées à de fortes précipitations sur les bassins versants notamment de l'Ardèche, des Gardons, de l'Eyrieux, de l'Escoutaye. Elles sont extrêmement rapides (type flash-flood) et se distinguent par des débits liquides et solides très importants, y compris en sédiments grossiers. Elles surviennent essentiellement à l'automne et au printemps et atteignent fréquemment 9000 m³.s⁻¹ à Beaucaire.
- (3) **Les crues de type méditerranéen extensif** génèrent des événements assez violents qui résultent de pluies brèves et intenses sur la partie aval du bassin versant (Cévennes et Alpes du sud). Les débits sont importants (entre 9000 et 9500 m³.s⁻¹) et la charge solide en suspension très élevée, en raison de la forte contribution de la Durance.
- (4) Enfin, **les crues généralisées** surviennent lorsque tout le bassin versant du Rhône est concerné par les précipitations. Elles surviennent surtout à l'automne et sont généralement longues, moins énergétiques que les autres crues mais cumulent souvent les crues des différents sous-bassins pour atteindre les débits les plus élevés observés sur le Rhône (11000 m³.s⁻¹ en 1994 ; ≈12000-13000 m³.s⁻¹ en 2003)

Plusieurs auteurs ont montré la variabilité des événements de crue au cours du 20^{ème} siècle (Pardé, 1925 ; Pont et Bombled, 1995 ; Suanez, 1997 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Antonelli, 2002 ; Pont *et al.*, 2002), caractérisé par des périodes particulièrement calmes (aucune crue $>5000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ entre 1965 et 1975) et des décennies paroxysmales (1950-1960 ; 1993-2003). Cette variabilité hydrologique est fondamentale pour l'étude qui nous concerne, car **80% du transit sédimentaire dans le fleuve s'effectue durant ces périodes de crue**, qui sont, de plus, les seules périodes morphogènes pour le fleuve.

- *Temps de transfert des masses d'eau*

La vitesse d'écoulement du Rhône est évidemment fonction de la largeur du chenal, de la position sur le profil en travers et de la pente de la ligne d'eau, qui varie notamment selon la position sur le profil en long, et dans une moindre mesure, du débit (Antonelli, 2002). Dans le Bas-Rhône, pour des débits variants de 1200 à 3200 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, les vitesses de surface sont constantes et assez faibles, de l'ordre de **1.7 m.s⁻¹ en Arles**, et diminuent progressivement vers l'embouchure, pour atteindre des vitesses de l'ordre de **0.5 m.s⁻¹ à Port Saint Louis**. En période de crue, les vitesses instantanées peuvent dépasser les **3 m.s⁻¹** (11 km.h^{-1}), mais dépassent rarement les 1.6 m.s^{-1} , établissant un temps de transfert des masses d'eau inférieur à 12 h entre Valence et Beaucaire et inférieur à 18 h entre Lyon et Beaucaire pour les crues annuelles (Pont et Blombed, 1997).

- *Variations saisonnières*

La compilation de l'évolution des débits liquides du Rhône au cours du 20^{ème} siècle (faisceau orange-rouge, Fig.2.10) montre que **le fleuve a débit saisonnier très contrasté. Il reste cependant plus homogène que les autres fleuves de Méditerranée Nord Occidentale**, en raison de l'hétérogénéité de son vaste bassin versant (Ebre : Ibanez et al. 1997 ; Têt : Serrat et al., 2001 ; Aude : Gaume et al., 2004 ; Vidourle : Delrieu et al., 2005...). Ainsi, à Beaucaire, le climat méditerranéen s'exprime par une saison estivale de basses eaux, retardée au printemps par les apports des affluents nord alpins et les pluies océaniques sur la tête septentrionale du bassin versant. A titre d'exemple, durant l'été caniculaire de 2003, le Rhône a enregistré en Arles des débits moyens mensuels de 860, 580, 728 et 602 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, respectivement pour les mois de juin, juillet août et septembre, et n'a comptabilisé que 18 jours non consécutifs sous son débit caractéristique d'étiage, sans jamais descendre en dessous de 400 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Ceci montre la contribution des affluents

alpines, alimentés par la fonte des neiges directement proportionnelle à l'augmentation des températures durant les étés

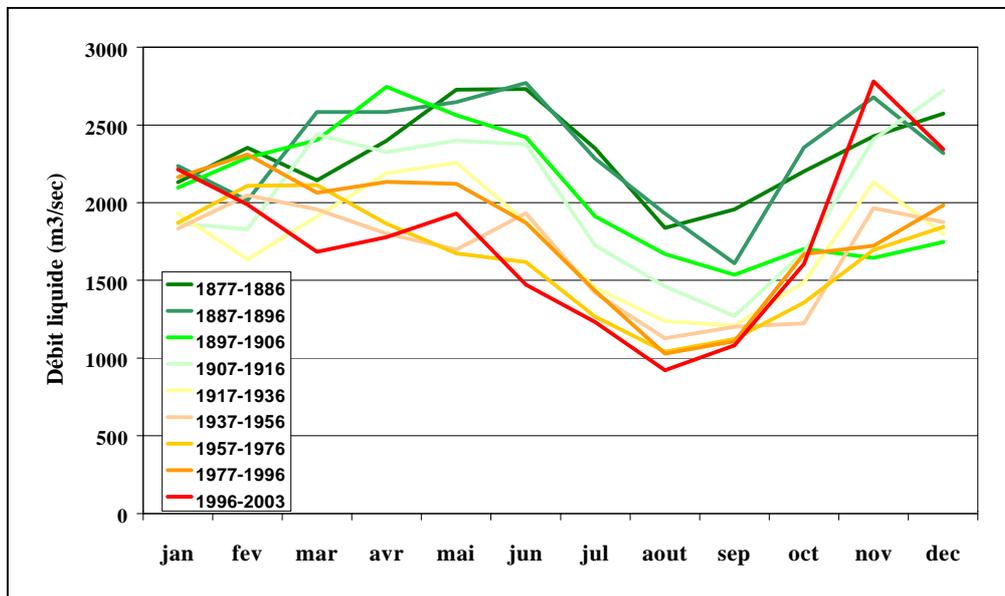


Fig. 2.10 : Evolution des répartitions saisonnières des débits du Rhône à Beaucaire par périodes, comparant la fin du 19^{ème} siècle et le 20^{ème} siècle (Données compilées d'après Guerard, 1895 ; Pardé, 1925 ; Données Compagnie Nationale du Rhône disponibles sur : <http://www.rivdis.sr.unh.edu/maps/>).

- Variabilité amont/aval du substrat fluvial

Le Rhône deltaïque est caractérisé par **quatre types de fonds** : fonds à galets, fonds sableux, fonds à limons compacts et fonds vaseux (Arnaud-Fassetta et al., 2003). Nous les présentons brièvement par ordre de fréquence.

Les fonds sableux sont en effet les plus fréquents ; ils constituent respectivement 59% des fonds dans le Grand Rhône. Leur médiane granulométrique s'établit autour de 0.5 mm (sables moyens à fins). L'analyse des quartz au microscope électronique à balayage (Georges et Antonelli, 2003) permet d'identifier l'origine et/ou les milieux de sédimentation de ces stocks sableux. Elle montre

- un premier stock provenant de la remobilisation de dépôts tertiaires du Rhône (molasse) et/ou quaternaires de Durance ou des loess du Gardon.
- Apparaît ensuite un second stade d'évolution sur ces grains, caractérisé par des traces d'actions pédogénétiques (pellicules siliceuses d'altération, dépôts argileux,...), dont la présence pourrait être liée au remaniement des berges en réponses à d'anciennes ou de récentes crues.

- A hauteur de Port Saint Louis, quelques grains sont recouverts de réseaux de dissolution anastomosés, de figures de dissolution orientées exploitant la néogénèse synonyme d'une influence marine, marquée dans le fleuve avec la remontée du coin salé lors des périodes d'étiage.

Les galets, qui couvrent 27% du linéaire fluvial, affichent une médiane granulométrique comprise entre 80 mm et 30 mm. Ils ne sont présents que dans les secteurs de haute énergie du Grand Rhône, et la majorité des auteurs s'accordent à dire qu'ils ne descendent pas au delà du Seuil de Terrin (PK294), 7 km à l'aval d'Arles (Guérard, 1895 ; Pardé, 1925 ; Antonelli, 2002 ; Arnaud-Fassetta et al., 2003). La zone source de ces galets reste incertaine. Les sources majeures potentielles sont un remaniement du cailloutis durancien pléistocène qui sert de substratum à la plaine deltaïque holocène, un remaniement des cordons littoraux holocènes, et peut être tout simplement un remaniement des deux. Arnaud-Fassetta et al. (2003) observent que des exportations de galets au delà du Seuil de Terrin sont théoriquement possibles. Dugas (1989) a d'ailleurs noté que des galets prélevés aux PK 296 ; 298 ; et 304 ont un cortège minéralogique proche du cortège des nappes pléistocènes du cailloutis. Mais il identifie également des faciès appartenant aux grès paléogènes, aux calcaires mésozoïques sub-alpins, et aux quartzites, rejoignant en cela les travaux de Chamley (1971) et Rateyev et al. (1981). De surcroît, la présence de granit et de rhyolithe en faible quantité atteste d'une probable origine alpine de certains de ces galets, et élargit de ce fait la vision d'apports grossiers intégralement locaux.

Les limons compacts (12-17% des dépôts) sont essentiellement localisés dans les mouilles. Ils affichent des médianes granulométriques (D_{50}) comprises entre 0,08 mm et 0,01 mm. Leur faciès de limons massifs ou finement laminés, compacts, à forte bioturbation et à faunes typiquement palustre, indique qu'il s'agit de formations fossiles (plaine d'inondation), exhumées, dans lesquelles s'emboîte l'enveloppe du lit fluvial actuel.

Enfin, **les vases** sont les dépôts les moins observés sur le Grand Rhône (2-4%). Elles sont constituées de limons argileux organiques plus ou moins sableux ($D_{50} = 0,077-0,019$ mm). Strictement observée dans les derniers kilomètres du fleuve, leur présence s'explique par l'incursion du coin salé qui joue un rôle

déterminant dans la floculation des argiles sur le fond du chenal fluvial (Carrio, 1988 ; Thill et al., 2001).

Le profil granulométrique longitudinal décroissant des fonds du Rhône est donc conforme à la décroissance amont-aval des puissances fluviales. La rupture morphologique du Seuil de Terrin constitue un pallier dans le transit de la charge de fond, et opère un tri granulométrique très important en retenant les particules les plus grossières. Ainsi, en aval de Terrin, la médiane granulométrique décroît très rapidement de 70-45 mm à 0,65 mm en quelques kilomètres seulement. La sédimentologie de surface de la partie terminale du chenal et de l'embouchure du Grand Rhône sera abordée au chapitre 9.

- *Evolution de la charge solide au 20^{ème} siècle*

Le Rhône Amont, qui charriait naturellement une grande quantité d'alluvions, se caractérisait au 18^{ème} siècle, et au 19^{ème} siècle dans une moindre mesure, par un lit en tresse très mobile (Fruget, 1992 ; Klingeman et al., 1998). La fréquence d'occurrence des conditions de charriage (100 à 200 jours par an) favorisait une évolution permanente des bras vifs constituant le lit fluvial. L'endiguement insubmersible du fleuve, les fosses d'extractions réalisées en amont du fleuve et dans de nombreux affluents, et la mise en eau des aménagements hydroélectriques, ont eu pour conséquence de réduire la capacité de charriage du fleuve. 5 millions de m³.an⁻¹, représentant 5 à 10 fois les apports naturels au fleuve, ont été extraits en moyenne sur les principaux affluents du Rhône entre 1960 et 2000 (Antonelli, 2002). On estime ainsi que la charge de fond, constituée essentiellement de sable et de gravier, est passée de 200 000 m³.an⁻¹ au début du 20^{ème} siècle à **11 000 m³.an⁻¹ actuellement** (IRS, 2000).

Ce constat est néanmoins à pondérer par le rôle de plus en plus important que jouent les matières en suspension dans l'évolution des formes du fleuve et dans l'alimentation du delta (Hensel et al., 1998 ; Naizot et al., 2001). Cette charge en suspension a été l'objet d'une attention particulière durant la seconde partie du 20^{ème} siècle, tant dans le fleuve (cf Table 2.4), que lors de sa diffusion en mer sous forme de panache (Estournel et al., 2001 ; Alliot et al., 2003 ; Arnoux-Chiavassa et al., 2003 ; Younes et al, 2003 ; Perriñez, 2005 pour les plus récents).

Ainsi, les valeurs actuellement admises concernant le volume de la charge solide en suspension diffèrent selon les méthodes d'analyses utilisées, mais permettent de

définir une fourchette de variation. L'utilisation de formules de transport empiriques donne **10 Millions de tonnes par an** (IRS, 2000). A partir de mesures expérimentales des flux solides, le volume annuel varie de 2 à 17 Millions de tonnes, avec un consensus autour de **8 Millions de tonnes** (Pont et Bardin, 1996 ; Antonelli, 2002). Enfin, les mesures des débits liquides et estimations des concentrations sédimentaires associées, donnent une fourchette d'estimation entre **7 et 12 Millions de tonnes** (SOGREAH, 1989 ; Pont et al., 2002).

La nature et la taille des matières en suspension varient beaucoup en fonction de l'origine principale des flux liquides. Durant la crue océanique de 1992, Roditis et Pont (1993) observent que plus de 50% des MES proviennent des bassins du Haut-Rhône et de la Saône. Inversement, au cours de la crue méditerranéenne extensive de 1994, Pont et al. (2002) identifient une abondance d'argiles calovo-oxfordiennes, caractéristiques du bassin versant de la Durance. De manière générale, les matières en suspension sont composées principalement d'illite (50%) et de chlorite (30%), et dans une moindre mesure de kaolinite, smectite et d'un complexe inter-stratifié illite-smectite (Thill et al., 2001 ; Pont et al., 2002). On observe rarement plus de 5% de sables fins en suspension totale dans la colonne d'eau (Roditis et Pont, 1993). Enfin, les teneurs en carbonates sont faibles, souvent inférieures à 10% (Georges et Antonelli, 2003), hormis dans la charge de fond, qui peut être composée de coquilles et atteindre des teneurs en CaCO_3 de 25 à 30% (Maillet, 2001).

2.2.1.2. Les données météo-marines

Le traitement statistique des enregistrements météo-marin a été effectué de manière approfondie dans le delta du Rhône par Suanez (1997) et Sabatier (2001). Le niveau marin, s'élève de **2.1 mm par an** (Suanez et Provansal, 1998), ce qui peut être considéré comme stable dans le temps (Mulder et Syvitski, 1996). Le manque de séries de longue durée a cependant été une forte entrave à ce travail, même si Shoonees (2000) estime à 5 à 8 ans la durée suffisante d'enregistrement des houles pour être utilisée valablement dans les modélisations.

En effet, **l'absence d'enregistrement des houles à proximité du littoral du delta et de l'embouchure du Rhône est une importante contrainte pour notre présente étude**, qui devrait pouvoir s'appuyer sur une forte étude statistique de l'influence respective des dynamiques marines et fluviales. Le recours à la modélisation, à partir des données de houle au large, de vent et de bathymétrie, s'avère donc indispensable. Pourtant, cette approche n'a pu être développée dans le présent travail : un travail correct et utile nécessitant des compétences impossibles à développer dans le temps imparti pour ce travail.

Concernant les données disponibles, les vents soufflant sur le delta peuvent être regroupés en deux catégories : les Vents de terre (Mistral et Tramontane pour les plus fréquents), et les vents de mer (Fig. 2.11a). Les vents de nord-ouest sont les plus fréquents (46%) et sont à l'origine des champs de houles provenant du secteur sud-ouest (Fig. 2.11b).

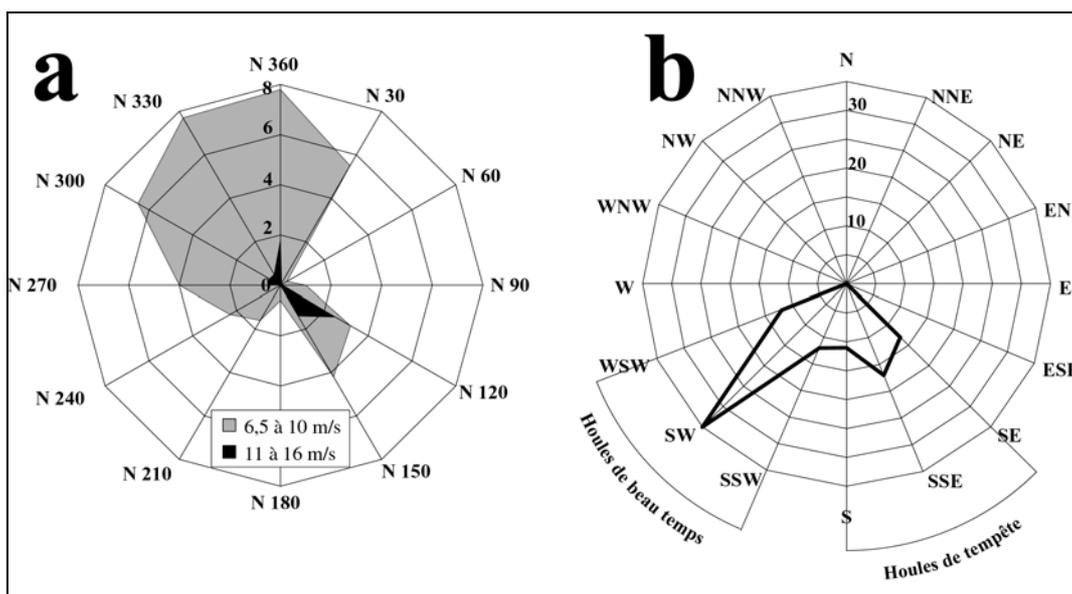


Fig. 2.11 : Conditions météo-marines caractérisant la seconde moitié du 20^{ème} siècle. (a) : Fréquences des vents aux Saintes Maries de la Mer, 1993-1998 (Sabatier, 2001). (b) : Fréquences des houles à Cap Couronne, 1964-1969 (Vernier, 1976).

Les vents de secteur sud-sud-est à sud-est ne représentent que 22% des occurrences, mais sont proportionnellement plus forts et peuvent atteindre des vitesses supérieures à **25 m.s⁻¹**. Ces vents sont à l'origine des fortes houles de tempêtes de sud-est qui peuvent avoir une énergie dépassant les 2.10^8 J.m^{-2} , une hauteur annuelle maximale d'environ 4 m (Fig. 2.13). Les houles de tempête de période de retour centennale atteignent tout de même **8 m de hauteur** (Allen et Delannoy, 1990). A la côte, au droit de l'embouchure du Grand Rhône, les houles ont une hauteur significative annuelle de 3 m et décennale de 3.8 m. Leur période modale est d'environ 7 s, et peut atteindre au maximum **12 s**.

Les précipitations, dont l'impact sur les crues a déjà été évoqué et celui sur l'érosion du littoral discuté par Sabatier et al (2002), sont très contrastées à l'échelle saisonnière, en raison du climat méditerranéen (moyenne des précipitations en Arles, hiver : 125 mm ; printemps : 160 mm ; été : 100 mm ; automne : 235 mm ; annuelle : 610 mm) (Hanot, 1998). A l'échelle du bassin versant du Rhône, la moyenne annuelle s'établit autour de 843 mm, et les précipitations restent stables à l'échelle séculaire (Fig. 2.12), ce qui est compatible avec la stagnation des débits moyens annuels du fleuve depuis 1920.

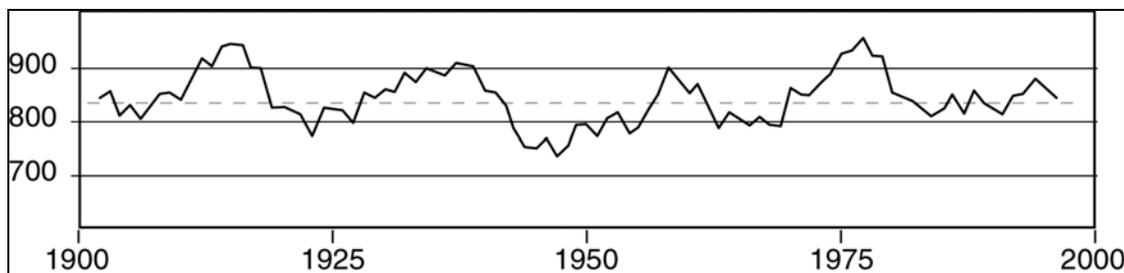


Fig. 2.12 : Précipitations moyennes sur le bassin versant du Rhône (en mm) au cours du 20^{ème} siècle. La ligne en pointillés représente la tendance séculaire (Ludwig et Meybeck, 2003)

Aux fins de comparaison, nous avons reproduit ci-après le document de synthèse de Sabatier (2001) (Fig. 2.13), qui présente l'ensemble des paramètres marins qui caractérisent "l'ambiance" des conditions de forçages sur le littoral du Delta du Rhône et sur son embouchure.

2.2.1.3. La mobilité littorale actuelle

De l'échelle séculaire à décennale, la dérive littorale redistribue les sédiments enlevés aux secteurs en érosion (Plage Napoléon, Faraman, Petite Camargue), qui s'accumulent sur les trois flèches de la Gracieuse, de Beauduc et de l'Espiguette, et dans le Golfe de Beauduc (Sabatier et Suanez, 2003). Ce fonctionnement longitudinal (érosion-transport-dépôt) s'inscrit dans un fonctionnement en "cellules sédimentaires", dont les limites sont stables à l'échelle séculaire. Le littoral du delta fonctionne cependant comme un système ouvert, recevant les apports du Rhône et alimentant les cordons littoraux du Languedoc et les zones plus profondes de la plate-forme du Golfe du Lion.

Des échelles de temps saisonnières à événementielles, les vents, les houles et les surcôtes déterminent des échanges saisonniers entre la dune, la plage et l'avant-côte. Les plages «maigrissent» naturellement en hiver, au profit des barres d'avant-côte sableuses, qui les «engraissent» en retour en été (Morellato et al., 2005). Ce balancement, signe de «bonne santé» du système, lorsque la plage est suffisamment alimentée en sables, nécessite un espace de mobilité suffisant (au minimum 100 m entre la mer et la dune en Camargue) pour amortir efficacement les houles hivernales, faute de quoi un processus régressif est irrémédiablement engagé. Les tempêtes, dont les effets ont été spectaculaires en 1982 et 1997, ne déstabilisent donc pas nécessairement le littoral de façon durable (Bruzzi, 1999). Sur les secteurs bien alimentés en sables, le rétablissement du profil intervient au cours de l'été. Par contre sur les secteurs enrochés, déjà déficitaires, les équipements aggravent le plus souvent les impacts des fortes houles.

La mobilité est donc le mode naturel de fonctionnement du littoral du delta, à différentes échelles de temps et d'espace. Sur le littoral, elle s'inscrit entre des "limites" morphologiques qui vont du sommet de la dune à la limite inférieure du prisme littoral entre -4 et -10 m. Or le maintien de cet "état d'équilibre dynamique" du système est actuellement difficile, non seulement à cause d'échanges sédimentaires au delà de ces limites morphologiques, mais aussi à cause de déséquilibres causés par l'évolution des conditions de forçages séculaires.

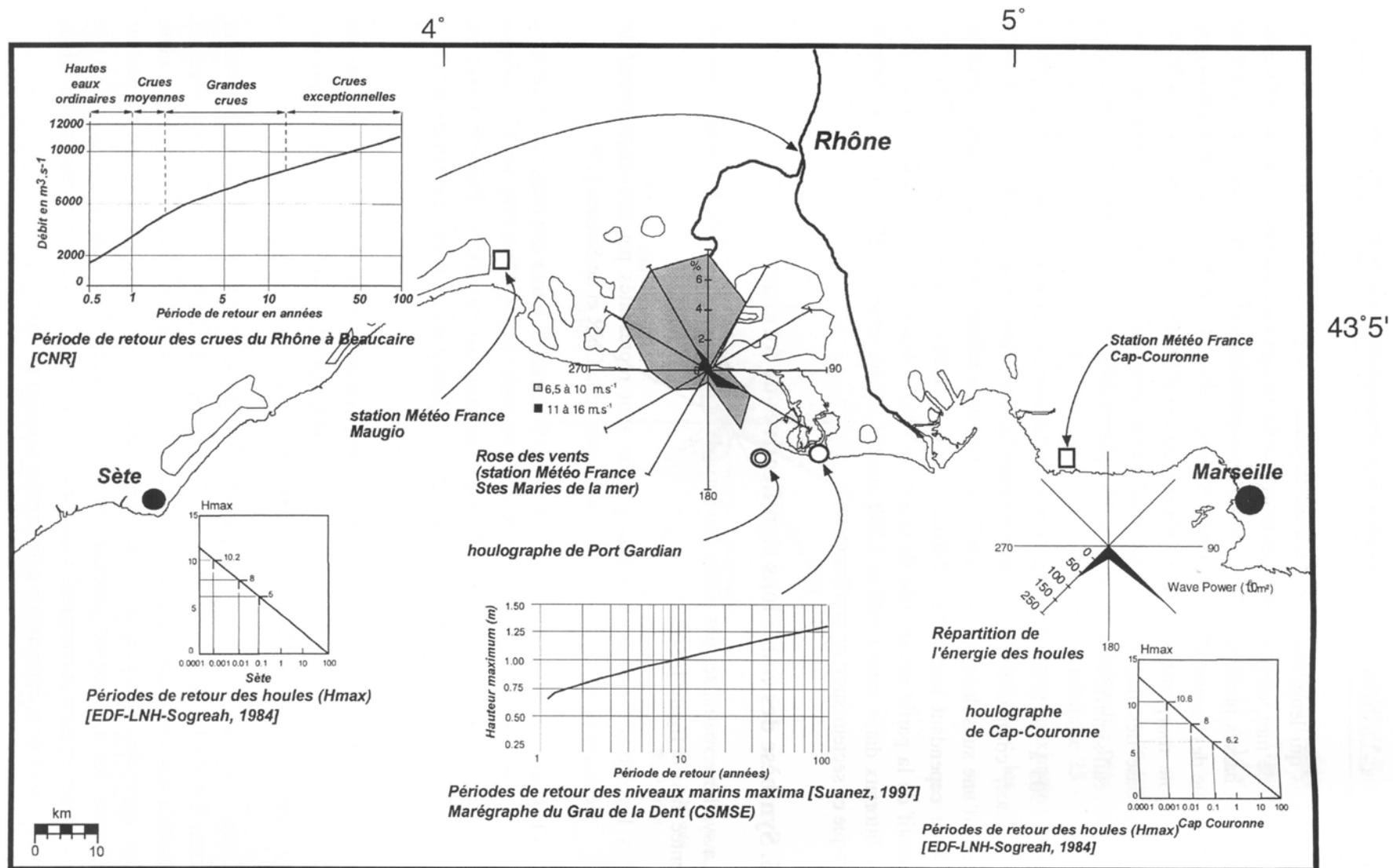


Fig. 2.13 : Synthèse des conditions de forçages météo-marines sur le Delta du Rhône (D'après Sabatier, 2001)

2.2.2. Les conditions historiques de forçage

Aborder une étude géomorphologique à l'échelle historique, bi à tri-séculaire dans notre cas, offre la possibilité d'exploiter des fonds documentaires et des données d'archives présentant les résultats d'études similaires à la notre, menées en leur temps. Le soin porté à ces études et à la présentation des protocoles utilisés nous permettent de comparer valablement nos résultats aux précédents, et ainsi, de mettre en évidence de potentielles tendances évolutives. C'est ce que nous nous proposons de réaliser ici, en comparant les données bibliographiques historiques aux données actuelles.

2.2.2.1. Les données fluviales

Les apport solides sont susceptibles d'alimenter la progradation du delta s'ils sont en quantité suffisante et si, en même temps, la charge solide atteint l'embouchure sans être piégée dans le chenal et ses annexes.

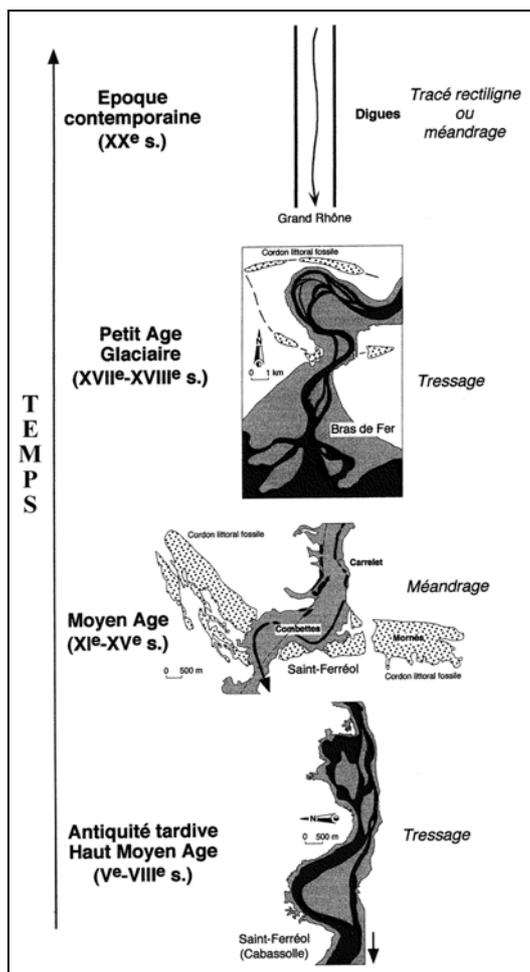


Fig. 2.14 : Evolution du style fluvial dans le delta du Rhône depuis l'antiquité (d'après Arnaud-Fassetta, 1998).

Cette dernière condition dépend principalement du style fluvial, qui favorisera le transport pour un chenal rectiligne comme l'est celui du Grand Rhône actuel, ou le limitera dans le cas d'un chenal en tresse ou à méandre. Or le style fluvial est une adaptation morphologique des cours d'eau aux variations des flux liquides et solides (Starkel, 1983 ; Peiry, 1988 ; Bravard, 1991 ; Salvador, 1991), comme en témoigne l'évolution du Rhône sur les derniers siècles (fig. 2.14).

Au cours des trois derniers millénaires, les cours d'eau du bassin versant rhodanien ont connu plusieurs phases majeures de forte activité fluviale, caractérisées par un exhaussement de plusieurs mètres de l'espace de divagation

des rivières à chenaux multiples et par une augmentation du débit solide, notamment de la charge de fond. Les premières périodes correspondent au 1^{er} Age de Fer (2800 à 2600 BP) (Provansal, 1992 ; Arnaud-Fassetta, 2002), à l'Empire romain (Provansal et al ; 1999 ; Bruneton et al, 2001) et au Haut Moyen Age, mais restent mal connues. La période la mieux connue, en revanche, se situe à la fin du Moyen-Age, au 14^{ème} siècle, et se termine dans la seconde moitié du 19^{ème} siècle, à la fin du Petit Age Glaciaire (Bravard, 1991 ; Bravard et Piery, 1993 ; Provansal et al., 1999 ; Arnaud-Fassetta, 2003). A cette période, le fonctionnement du Rhône est symptomatique d'une dégradation climatique sur l'ensemble du bassin versant, caractérisée par l'abaissement des fronts glaciaires et de la limite de la forêt (Le Roy Ladurie, 1983 ; Brochier, 1983 ; Bravard, 1989 ; Tessier et al., 1993 ; Provansal, 1995...). Les conditions très énergétiques, associées à une sur-occupation agricole dans les montagnes (Sclafert, 1959), permettent l'érosion puis le transport massif de matériel jusqu'à l'embouchure du fleuve, pour constituer le lobe du Bras de Fer (Fig. 2.1). La fin du Petit Age Glaciaire montre un bassin versant beaucoup moins homogène, avec des réactions diverses voire contraires des sous bassins versants (Sivan et al., 2002). Arnaud-Fassetta et Provansal(1999) observent à ce propos, à partir de l'origine des minéraux qui colmatent l'aval du Bras de Fer, que la rive droite du Rhône (sous-bassin cévenol) est beaucoup plus soumise à l'érosion que les versants sud-alpins.

Le changement climatique survenu depuis la fin du Petit Age Glaciaire est sans doute le facteur global ayant le plus d'influence sur l'évolution récente et actuelle des débits liquides et solides du Rhône. De nombreuses études ont clairement mis en évidence la diminution progressive de l'activité fluviale dans le bassin versant, et une augmentation par palliers de l'influence anthropique sur l'évolution du système fluvial (Bravard, 1991 ; Gautier, 1992 ; Peiry et al., 1994 ; Miramont et Guilbert, 1997 ; Landon, 1999 ; Liébault et Piégay, 2002 ; Pont et al., 2002...). L'amélioration du climat à partir de la seconde moitié du 19^{ème} siècle se traduit ainsi (1) par une diminution progressive de l'activité hydrodynamique des cours d'eau, tant par le rythme que par l'ampleur des crues et (2) par une réduction des apports solides du fait de l'extinction naturelle de nombreux petits torrents.

(1) Le régime hydrologique

L'instrumentation "moderne" du Rhône débute après la Première Guerre Mondiale, avec la mise en place progressive des stations de relevés systématiques du débit liquide (une vingtaine de stations sur le Rhône français actuellement, la

station de Beaucaire pour le Bas-Rhône et celle d'Arles pour le Grand Rhône) et la création de la Compagnie Nationale du Rhône en 1933. Avant cette période, nous disposons de peu de données issues de mesures. M. Bret³, de la Société Royale de Médecine fut le premier à mesurer quotidiennement les hauteurs du Rhône, entre 1783 et 1788, mais il faut attendre le milieu du 19^{ème} siècle, et l'essor de la navigation fluviale avec l'invention de la machinerie à vapeur, pour que les Ponts et Chaussées s'intéressent aux caractéristiques fluviales et ne se contentent plus de mesures ponctuelles ou qualitatives.

Ainsi, grâce aux travaux de Surell (1847) et Guérard (1895), pouvons nous disposer de mesures réelles à partir de 1840 ; données que Pardé (1925) a fait fructifier au travers de ses nombreuses études de potamologie. Plus récemment, grâce aux travaux d'historiens comme Pichard (1995), nous disposons de données quantitatives, qui sont des restitutions, à partir de chroniques de l'époque, de débits et d'occurrences de crues calibrés de manière à être comparés aux données actuelles.

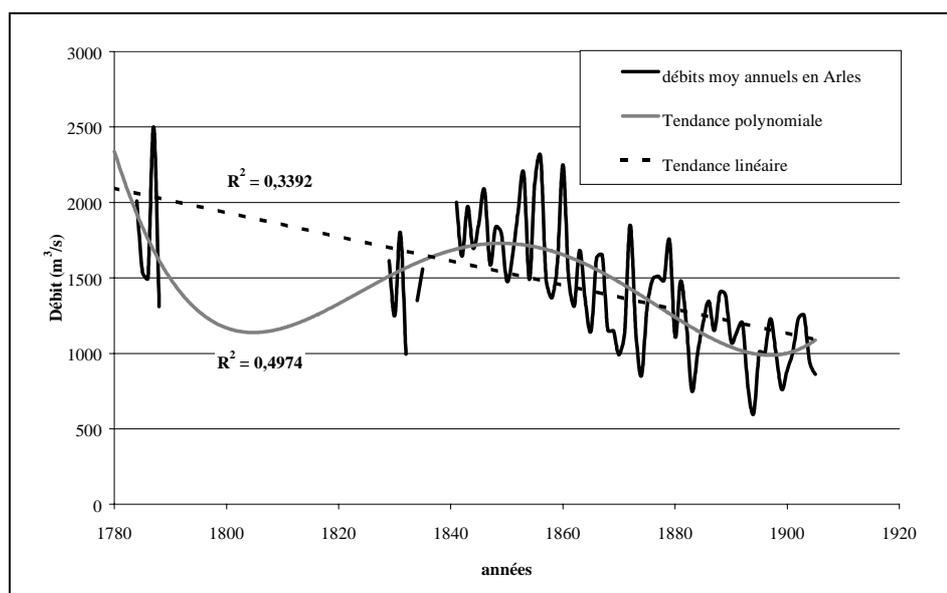


Fig. 2.15 : débits moyens annuels restitués à partir des chroniques de relevés du niveau du fleuve en Arles, 1780-1905 (données Pichard, non publiées).

Pardé (1925), après avoir étudié le régime hydrologique des principaux affluents du Rhône, considère que **son débit liquide aux 18^{ème} et 19^{ème} siècles décroît progressivement**. A la vue de l'évolution sur la période 1780-1905 (Fig. 2.15), et au delà de la tendance à la réduction des débits liquides qu'elle exprime, il est possible d'envisager une tendance sinusoïdale, qui pourrait exprimer un phénomène

³ Archives de la Société Royale de Médecine, Académie de Médecine, Paris.

d'ajustement du cours d'eau autour d'une tendance hydrologique globalement décroissante. Les lacunes, la relative faible amplitude temporelle de cette chronique, et les réserves aujourd'hui apportées sur ces restitutions (Antonelli et al., 2004) ne nous permettent cependant pas de trancher en replaçant cette évolution dans un contexte plus large.

L'évolution de la répartition saisonnière moyenne des débits (en vert, Fig. 2.10) montre globalement **une tendance à la diminution des débits sur l'année**, hormis de janvier à mai, où aucune évolution dans le temps ne semble se dessiner. Cette réduction d'abondance en été et à l'automne ne s'explique pas par une diminution des précipitations totales sur le Bas-Rhône durant ces périodes (Fig. 2.16).

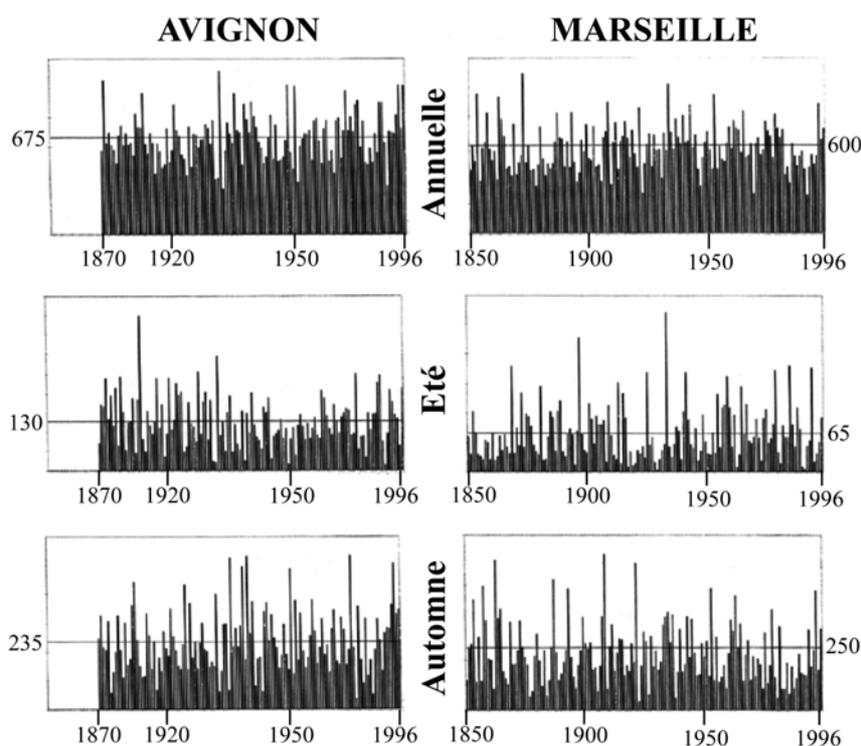


Fig. 2.16 Evolution des précipitations dans la région du Bas-Rhône aux 19^{ème} et 20^{ème} siècles. Les chiffres en ordonnée correspondent aux moyennes par période en mm. (Hanot, 1998)

Elle pourrait résulter d'une diminution globale des pluies d'été à l'échelle du bassin versant (Pfister, 1980) et d'une moins bonne rétention des eaux sous forme de neige et de glace, qui seraient évacuées plus tôt dans l'année, au cours du printemps. La comparaison avec les données du 20^{ème} siècle montre que cette tendance se poursuit de nos jours.

Les chroniques des crues du Rhône remontent loin dans le temps, tant ces évènements ont d'impacts sur la vie sociale et professionnelle des riverains. Pichard (1995) a ainsi pu établir une chronique des occurrences de crues depuis le début du 16^{ème} siècle, qui fait référence aujourd'hui sur le régime hydrologique passé du Rhône (Fig. 2.17). Cette chronologie est importante dans la mesure où les crues réalisent la majorité du transit sédimentaire (Pont, 1993 ; Pont et Bombled, 1995) et sont seules réellement aptes à modifier profondément et rapidement la morphologie du fleuve. Elle montre bien **la diminution des fréquences de crues, et confirme l'affaiblissement des dynamiques fluviales au cours des trois derniers siècles**. Cette courbe, également établie à partir des hauteurs d'eau en Arles (et non de débits) mérite encore d'être discutée et améliorée, sachant la tendance contemporaine à l'incision du chenal (Poinsart, 1992 ; Klingeman et al., 1994 ; Antonelli et al., 2003 ; Arnaud-Fassetta, 2003), en particulier en Arles (Antonelli et al., 2004), qui a sans doute contribué à amplifier le phénomène de diminution des débits. Aussi, convient il de porter sur ces variations un regard essentiellement qualitatif.

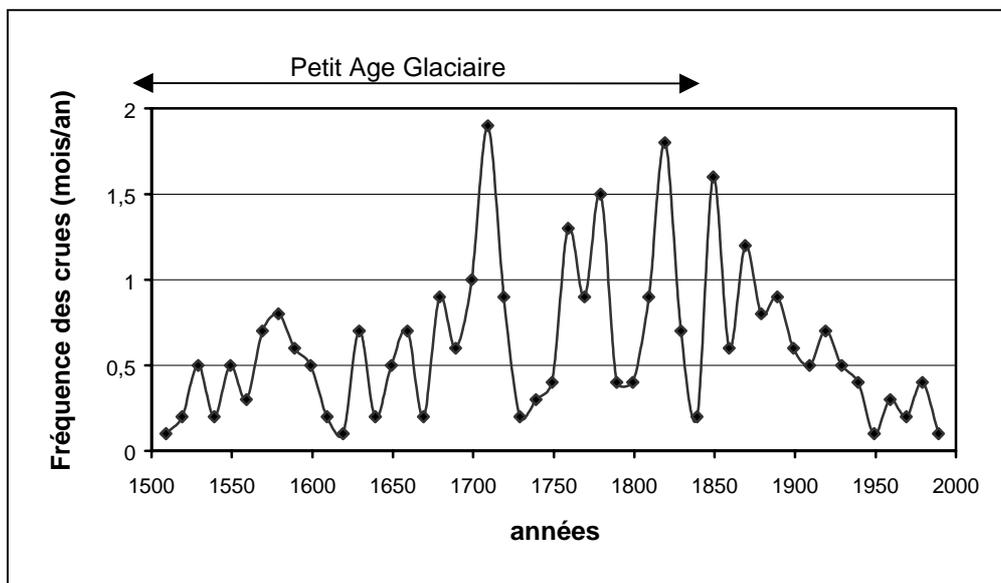


Fig. 2.17 : Fréquence des crues sur le Rhône depuis de 14^{ème} siècle, reconstituée d'après les archives historiques (Pichard, 1995).

Les caractéristiques du régime de crue du Rhône au 19^{ème} siècle sont bien connues grâce aux travaux de Pardé (1925). Il recense au moins **18 crues de plus de 6 mètres** à l'échelle de Beaucaire, ce qui correspond à un débit supérieur à 6500 m³.s⁻¹ pour Pardé et de 8100 m³.s⁻¹ pour Pichard⁴, et au moins 66 crues de

⁴ D'après "Les débits aux échelles d'Arles, Fourques et Beaucaire en 1868", Archives Départementales du Vaucluse - 3S20 Navigation

plus de 5 mètres à Beaucaire (respectivement $5000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et $6350 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Il note une répartition inégale de ces phénomènes dans les divers mois de l'année en fonction des hauteurs de crue considérées (Fig. 2.18). L'examen des crues supérieures à 4 m confirme que les crues d'automne et d'hiver sont les plus fréquentes (71%) et que les sécheresses estivales sont des obstacles à la formation des crues. On peut noter, de plus, une très forte récurrence des crues supérieures à 5 m à l'automne, et particulièrement au mois d'octobre (une crue >5 m sur quatre, plus d'une crue >6 m sur trois), qui est le mois le plus pluvieux sur le sous-bassin méditerranéen du Rhône.

Le Bas-Rhône est donc sous l'influence très forte du climat méditerranéen, et **l'occurrence des crues à ce niveau du Rhône est davantage à mettre en relation avec la pluviométrie instantanée régionale qu'avec un facteur climatique global à l'échelle du bassin versant.** Cette concentration des crues en quelques mois est caractéristique de nombreux fleuves de Méditerranée Nord-Occidentale (le Pô : Marchetti, 2001 ; l'Ebre : Guillen et Palanques, 1992).

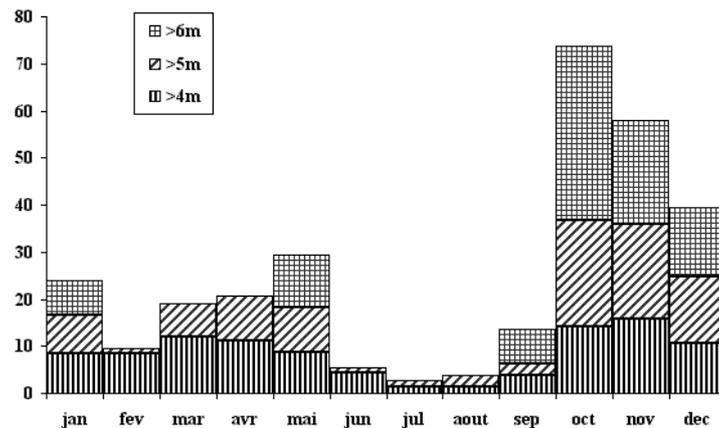


Fig. 2.18 : Répartition saisonnière des crues en Arles, pour la période 1849-1919 en % mensuels (d'après Pardé, 1925).

Pour autant, si le 19^{ème} siècle semble très marqué par les crues, une tendance au regroupement de ces dernières par périodes paroxysmales s'observe (Table 2.2). Si l'on considère les 93 mois avec crues > 4 m en Arles dénombrées par Pichard au cours du 19^{ème} siècle, on note une recrudescence des crues, principalement durant les périodes [1812-1817], [1839-1846] et [1860-1868] avec 12 mois avec crues.

Périodes	Nombre de mois avec crues	Rapport (mois avec crues / an)
1812-1817	17	3.4
1818-1838	10	0.5
1839-1846	14	2
1847-1859	8	0.6
1860-1868	12	1.5
1873-1881	3	0.4
1882-1888	8	1.3
1889-1900	6	0.5

Table 2.2 : Répartition des crues supérieures à 4 m en Arles au cours du 19^{ème} siècle. Les périodes en gras indiquent les périodes de forte occurrence (ratio >1) (d'après Pardé, 1925).

Inversement, les périodes [1818-1838], [1873-1881] et [1889-1900] sont des périodes hydrologiquement calmes, dont certaines comme [1828-1834] sont indemnes de toute crue importante. Au cours de ces années, le débit rhodanien fonctionne tout de même selon l'organisation saisonnière évoquée précédemment (Fig. 2.19), avec parfois des sécheresses automnales et des années où les débits maximaux sont inférieurs au débit de crue annuelle, comme en 1869-1870.

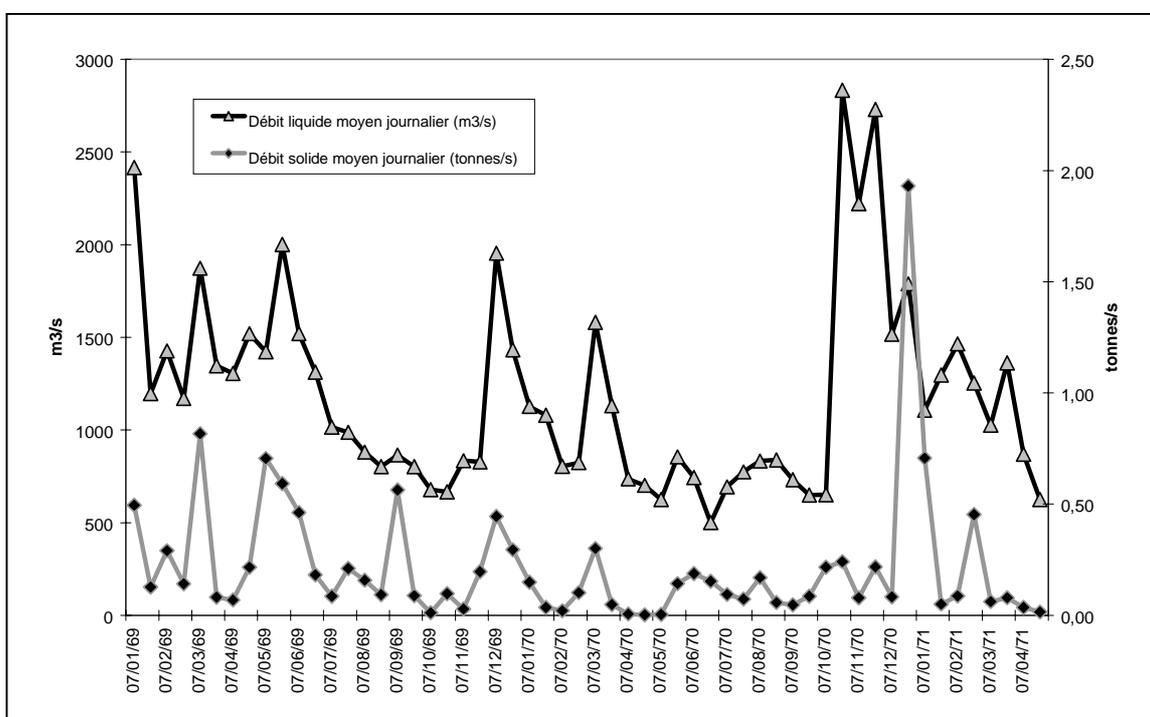


Fig. 2.19 : Débits liquide et solide du Rhône en Arles entre 1869 et 1871. Mesures journalières moyennées sur 15 jours (Guérard, 1895).

(2) Les débits solides

Les études sur la charge solide du Rhône sont nombreuses (Table 2.4) et s'accordent à considérer les débits liquides du 19^{ème} siècles comme particulièrement élevés. Leurs estimations se basent toutes sur deux études références.

1. **Surell (1847)** est la principale source bibliographique utilisée pour quantifier la charge solide du début du 19^{ème}. Bethemont (1972), Suanez (1997), Pont et al. (2002) et beaucoup d'autres ont retenu le chiffre de 22 millions, souvent notifié en tonnes, ou sans unité. Dans son ouvrage sur l'amélioration de l'embouchure du Grand Rhône, Surell estime en fait, sur la base de relevés effectués à plusieurs endroits, à différents débits et corrigés des variations en profondeur liées à la stratification du transit sédimentaire fluvial, que le volume annuel d'alluvions charriées par le Rhône est 2500 fois inférieur au volume liquide. Sur la base d'un débit moyen annuel de $1718 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, il en déduit un débit solide (limons et sables) de 21 millions de mètres cubes pour le Rhône (21.6 si l'on ne tient pas compte des arrondis de l'auteur) et 17 millions (les 4/5^{ème}) pour le Grand Rhône. Considérant une masse volumique variant entre 1.6 g/cm^3 (Komar, 1988) et 2.65 g/cm^3 (Corregiari et al., 2005), **la charge solide totale annuelle du Rhône serait comprise entre 33 et 55 Millions de tonnes par an entre 1809 et 1837**. A noter, enfin, que Surell observe dès les années 1850 une incision du chenal entre Arles et la mer, qu'il met en évidence en constatant que les débits solides à l'embouchure sont plus importants qu'en Arles alors qu'aucun affluent ne vient associer sa charge solide à celle du Rhône. De même, il considère que sur les 17 Millions de $\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ qui transitent chaque année dans le Grand Rhône, 15 Millions sédimentent à proximité de l'embouchure et 2 Millions sont exportés "loin dans la mer".
2. **Pardé (1925)** a également effectué un travail colossal de détermination de la charge solide des principaux affluents du Rhône, par reprises bibliographiques ou mesures directes. Par addition de ces débits, il estime celui du Rhône lui-même. Ses études, menées au début du 20^{ème} siècle, sont importantes du fait qu'il synthétise des données obtenues dans un laps de temps assez court (≈ 50 ans) et surtout, du fait qu'elles sont les seules avant celles entreprises par Gemaehling et al. en 1957, c'est à dire après la mise en place des principaux barrages hydrauliques sur le fleuve.

Il estime ainsi la charge **en suspension** du Rhône entre **25 et 30 Millions de tonnes** (Table 2.3), mais considère son estimation comme grossière, et préconise plutôt de considérer une fourchette entre **15 et 40 Millions de tonnes** (Pardé, 1934).

Affluent	MES x10⁶ tonnes
Rhône à Lyon	1.2
Saône	3 à 3.5
Isère	6 à 7
Durance	>12
Autres affluents entre Beaucaire et Lyon	3 à 5
TOTAL	25<Qtotal<30

Table 2.3 : Quantification des apports solides au Rhône à l'aval de Lyon (Pardé, 1925).

Au delà de ces deux études, il existe tout de même d'autres données, très rarement prises en compte à notre connaissance, présentant un intérêt au moins aussi déterminant.

1. **La note du Marquis de Roys (1851)**, détaille la nature et le volume de la charge solide du Rhône à l'entrée dans son delta en fonction du débit. En période d'hydrologie moyenne (320 jours par an), la charge de fond, composée de gravier et de sable pur très micacé, est estimée à 0.7 Millions de m³.an⁻¹. Les matières en suspension se composent "pour ¼ de calcaire et pour ¾ d'argile un peu sableuse" et sont estimées à 2.3 Millions de m³.an⁻¹ sur la base d'un rapport débit solide / débit liquide de 1/1000, selon la méthode validée par Surell (1847). En période de crue (45 jours par an), la proportion débit solide / débit liquide passe à 4/1000, ce qui donne une charge solide estimée à 6 Millions de m³.an⁻¹. Au total, donc, de Roys estime à **9 Millions de m³.an⁻¹ la quantité totale de sédiment qui parvient à l'entrée du delta du Rhône**. Au delà de la nette infériorité des chiffres avancés par rapport aux études précitées, l'originalité de cette étude est l'attention particulière que l'auteur a porté à l'exhaussement des berges, des plaines d'inondations et de la plupart des marges fluviales pour déterminer un bilan érosif le plus précis possible. Sur la base de calculs de taux de sédimentation à partir de constructions romaines enfouies, de comblements de chenaux, d'exhaussements de berges et d'épaisseurs de sédimentation dans la plaine d'inondation suite aux grandes crues de 1840-1842, et après avoir retranché à ces valeurs le volume de matière organique en excès dans ces dépôts (-25% du volume), il avance le chiffre

de **15 Millions de m³.an⁻¹**, soit une élévation de +1 mm des 1 500 000 hectares de zones inondables définies pour le Rhône. Au total, ce sont donc **24 Millions de m³ qui transiteraient dans le Rhône chaque année**, et seulement un peu plus du tiers qui parviendrait à la mer. A noter que, sur la base de cette estimation et de celle de l'épaisseur du delta du Rhône (\approx 60 m), de Roy propose de donner un âge de 5 000 ans à l'édifice deltaïque, ce qui, au regard des travaux effectués par L'Homer et al. (1981) puis Vella (2005), n'est absolument pas fantaisiste.

2. Enfin, **la monographie de l'Ingénieur Guérard (1895)** donne une nouvelle estimation de la charge solide pour la seconde moitié du 19^{ème} siècle, basée sur une double approche. Disposant de bathymétries détaillées du littoral du Delta en 1841 et en 1872, il a calculé le volume déposé sur la zone de recouvrement des bathymétries durant les 31 ans qui séparent les deux campagnes de mesure. En restreignant sa mesure au lobe actif (d'est en ouest, du Golfe de Fos à l'actuelle embouchure de Roustan), il obtient le chiffre très précis de 489 663 980 m³ soit environ **15,8 Millions de m³.an⁻¹**. Ce chiffre ne diffère pas significativement de celui obtenu par Surell. Aussi, Guérard reprend volontiers à son compte l'estimation de Surell (15,8 Mt sédimentés et 2 Mt exportés en mer) pour évaluer à **18 Millions de m³ le volume total de sédiments apportés à l'embouchure**, soit un ratio débit solide / débit liquide de 1/2166. Ce chiffre peut être converti en masse dans le but de le comparer avec les données actuelles. Compte tenu d'une masse volumique de 2.6 (Correggiari et al., 2005) et d'une porosité de 80% pour les sédiments du prodelta (Lansard, 2004), d'une masse volumique de 1.6 pour les matières en suspension (Thill et al., 2001), le débit solide total estimé pour la période 1841-1872 serait :

$$15.8 \times 20\% \times 2.6 + 2.3 \times 1.6 = \mathbf{11.9 \text{ Millions de tonnes.an}^{-1}}.$$

Parallèlement, Guérard a effectué des mesures journalières de débit et de charge en suspension pendant 27 mois consécutifs au niveau de la Tour Saint Louis. Ses prélèvements de matière en suspension ont été effectués à 15 m de la berge et sous 2 m d'eau, par immersion de bouteilles. Les sédiments recueillis sur un filtre ont été traités à l'école des Ponts et Chaussées afin de déterminer les caractéristiques minérales et chimiques des MES (Alumine et protoxyde de fer solubles dans les acides faibles,

Résidus insolubles dans les acides faibles, Carbonate de chaux, Azotate, Carbone, Eau combinée et matières non dosées), leur volume et le débit liquide moyen journalier du Rhône. Ces deux dernières variables sont consignées dans la Figure 2.6. Par addition des mesures journalières, on obtient des valeurs de charge en suspension de **8.36 Millions de tonnes en 1869** et **5.76 Millions de tonnes pour 1870** (Table 2.4). Soit un rapport débit solide / débit liquide de 1/7500 et 1/9800 respectivement, pour des années hydrologiques assez calmes.

Au final, nous disposons de quatre estimations sérieuses de la charge solide du fleuve au 19^{ème} siècle, qui ne nous permettent pas de caractériser clairement les débits solides du 19^{ème}, tant la variabilité temporelle et spatiale des débits et les différentes techniques utilisées induisent de biais.

AUTEURS	MATIERE EN SUSPENSION		CHARGE DE FOND		PERIODE CONCERNEE
	Masse (10 ⁶ .T.an ⁻¹)	Volumes (10 ⁶ .m ³ .an ⁻¹)	Masse (10 ⁶ .T.an ⁻¹)	Volumes (10 ⁶ .m ³ .an ⁻¹)	
Surell, 1847	27.2	17.0			1809-1837
De Roy, 1851	10.1	6.3	7.02	2.7	1841-1851
Guérard, 1895	8.36	5.22			1869
Guérard, 1895	5.76	3.60			1870
Guérard, 1895*	11.9 x 10 ⁶ .T.an ⁻¹ / 18 x 10⁶. m³.an⁻¹				1841-1872
Parde, 1925	25-30	18.75			Première partie du 20 ^{ème} siècle
Gemaehling et al., 1957			1.9	0.73	
Lorgere, 1957	13	8.12			
Henry et Gemaehling, 1958			3.1	1.20	
Van Straaten, 1959	5.5	3.44			
Gemaehling, 1962			0.91	0.35	
Baraillet et Bonnet, 1964	11.8	7.37			1956-1957
Larras, 1964	33.6	21			
Savey et Deleglise, 1967	5.1	3.19	0.26 to 0.13	0.1 to 0.05	1967
Colleman et Wright, 1975	64	40			
Pauc, 1976	2.2	1.37			
Blanc, 1977	2.2	1.37			
Ramette et Heuzel, 1982			0.06	0.022	
Milliman et Meade, 1983	31.0	19.37			Avant les barrages
El Habr et Golterman, 1987	2.6	1.62			
Leveau et Coste, 1987	6.0	3.75			1987
Cottureau, 1988			0.91	0.35	
Dugas, 1989	0.003 to 1.92	0.002 to 1.2		0.41 to 1.38	Synthèse de plusieurs travaux
Roditis, 1993	7.2	4.5			
Roditis et Pont, 1993	8	5			Pendant 7 mois en 1992
Bellaiche et Mart, 1995					
Pont et Blombed, 1995	13.93	8.7			1994-1995
Arnaud-fassetta, 1997			5	1.91	1993
Arnaud-fassetta, 1997			10.7	4.12	1994
SOGREAH, 1999	13	8.12			Sept 1956 à Sept 1957
Antonelli 2002	6.8-11.8	4.25-6.9	0.6	0.23	1961 à 1996 / Mai 2000 à Mai 2001
Pont et al., 2002	7.4	4.62			1967 à 1996

Table 2.4 : Synthèse bibliographique des différentes tentatives de quantification de la charge solide du Rhône. Les valeurs en gras sont celles fournies par les auteurs, les conversions tonnes / mètres cube sont faites avec une masse volumique de 1.6 pour les MES et 2.6 pour la charge de fond.* Charge solide totale recalculée d'après Guérard (1895), voir texte.

2.2.2.2. Les données météo-marines

L'évolution morphologique du littoral du delta dépend des quantités de sédiments disponibles (le débit solide), mais également de la dispersion des apports récents le long du littoral, des remaniements de stocks sédimentaires anciens et des pertes occasionnées par les tempêtes. Les conditions météo-marines, dans un delta dominé par les houles, se révèlent donc un forçage essentiel voire primordial dans la quantification et la compréhension des évolutions du littoral deltaïque.

Malheureusement, nous ne disposons que de très peu d'informations sur les conditions marines avant le 20^{ème} siècle.

La première étude que nous avons retrouvée date de **1636**. Il s'agit d'un échange de correspondance entre M. de Peiresc (1580 - 1637), l'auteur du courrier, et le R.P. T. d'Arcos, prêtre provençal érudit, connu pour ses travaux archéologiques et linguistiques. Cette lettre traite de manière descriptive de la géographie de la Provence et notamment de l'ensablement des embouchures et des exportations de sable en mer. Charles Lenthéric (1881), dans son chapitre 3 : "La barre et les embouchures du fleuve" établit un premier diagnostic symptomatique, d'une approche assez naturaliste, du littoral de la Camargue, mais ne fait références aux forçages climatiques et marins que de manière vague.

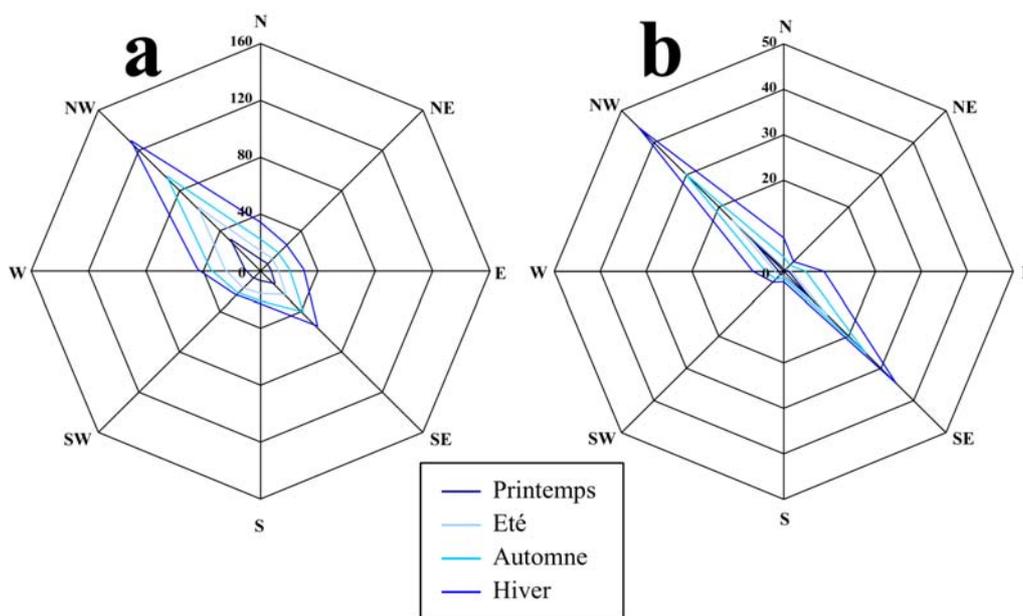


Fig. 2.20 : Conditions météo-marines caractérisant la seconde moitié du 19^{ème} siècle à Port-Saint-Louis du Rhône. (a) : Fréquences des vents en nombre de jours par an, du 1^{er} décembre 1864 au 31 novembre 1876. (b) : Fréquences relatives des grosses mers du 1^{er} Janvier 1865 au 1^{er} janvier 1877 (Guérard, 1895).

(1) Les données de vents et de houles

Il faut attendre la fin du 19^{ème} siècle pour que Guérard (1895) présente des données mesurées de vents et de "grosses mers" (Fig. 2.20). Elles montrent la prédominance **des vents de nord-ouest** (Mistral, Tramontane, Largade) **qui soufflent 128 jours par an, et des vents de sud-est présents 56 jours par an**. Actuellement ces vents de nord-ouest provoquent à la côte la formation de houles de sud-ouest. L'absence de ces houles dans le graphique de Guérard est étonnante, ces dernières étant prépondérantes de nos jours. De même, l'existence de houles en provenance du nord-ouest n'est pas envisageable à proximité d'un littoral orienté est-ouest. Aussi, nous estimons que ces houles ont dû être relevées au large, dans le but de s'affranchir de la perturbation liée à la réfraction à proximité des côtes.

Si l'on se penche un peu plus en détail sur les vents, selon les données de l'Observatoire d'Arles, ceux de nord-nord-ouest soufflent de moins en moins fréquemment, et de moins en moins fort de la fin du 19^{ème} au début du 20^{ème} siècle (Table 2.5) (Bénévent, 1930). Gazand (1924) signale de plus que, "autrefois", ils soufflaient pendant plus des deux tiers de l'année, ce qui nous amènerait à une moyenne annuelle supérieure à 243 jours.

Périodes	Vents de NNW		Vents d'Est et Sud
	Nb de jours par an	Nb de jours > 36 km/h	Nb de jours par an
1892 à 1900	260	50	75
1900 à 1913	230	65	95
1913 à 1919	195	55	60
1919 à 1925	180	37	52

Table 2.5 : Fréquence et origine des vents de NNW et provenant du secteur Est à Sud, pour la période 1892 à 1925 (Bénévent, 1930)

(2) Les données courantologiques

Aucune donnée quantitative de courantologie n'est connue au 19^{ème} siècle et dans la première moitié du siècle suivant. L'approche des scientifiques est, au moins depuis de Peiresc (1636), **uniquement basée sur l'étude de la morphologie littorale et le raisonnement morpho-dynamique qui en découle**. Ainsi, l'ensemble des auteurs (de Peiresc, 1636 ; Arnoul, 1678 ; Delgros, 1831 ; Lenthéric ; 1876, Guérard, 1895 ; Blanchard, 1911 ; François, 1937, Russell, 1942...) s'accorde à noter la prépondérance, voire l'unicité d'un courant permanent d'est en ouest. Ces observations s'expriment fréquemment sur les cartes du littoral deltaïque, sur la base de flèches et cordons littoraux déformés dans le sens de la dérive (Fig. 2.21). Il faut attendre le milieu du 20^{ème} siècle, avec les premières mesures de Duboul-Razavet (1956). Elle met en effet en évidence **une compartimentation des**

courants littoraux, et observe les mécanismes d'inversion de la dérive littorale en fonction des directions de vents et de houles.

(3) Les tempêtes

L'analyse statistique de l'évolution des fréquences de tempêtes en Méditerranée est bien plus restreinte que sur les autres côtes françaises, en raison d'un manque conséquent de bases de données météorologiques (Pirazzoli, 2002). Si la violence des crues frappe les populations au point de devenir les vecteurs de mythes terrifiants (la Tarasque dans le Bas-Rhône, la Machecroûte à Lyon...) (Reyt, 2000 ; Cœur et al., 2002), les tempêtes laissent dans la mémoire des populations littorales des empreintes sans doute encore plus durables. Ce pourrait être un avantage pour l'historien qui souhaite établir une chronique des tempêtes, puisque leur souvenir s'ancre dans une tradition orale particulièrement fertile (Brasseur, 1998).



Fig. 2.21 : Extrait de la carte de Mithon, datée de 1734, montrant (1) l'embouchure du Rhône du Bras de Fer à l'ouest, obturée par le développement d'une flèche littorale vers l'ouest et (2) à l'est, l'embouchure du Canal des Launes, appelé à devenir le Grand Rhône actuel, où la déviation vers l'ouest des levées de berge est représentée de manière ostensible.

Malheureusement la conscience des événements climatiques, et de leur violence, reste bien trop subjective pour que l'on puisse raisonnablement en valider le recensement. Ne disposant d'aucune chronique de houles avant la seconde moitié du 20^{ème} siècle, Bruzzi (1998) a utilisé les statistiques de naufrages marins pour obtenir une estimation de l'évolution de la fréquence des tempêtes (Fig. 2.22). Aussi, toute précautions prises concernant les biais liés à la conservation, à la

disponibilité et à la pertinence des archives de naufrages, il est possible d'imaginer **une augmentation relative du nombre de tempêtes au cours des six derniers siècles.**

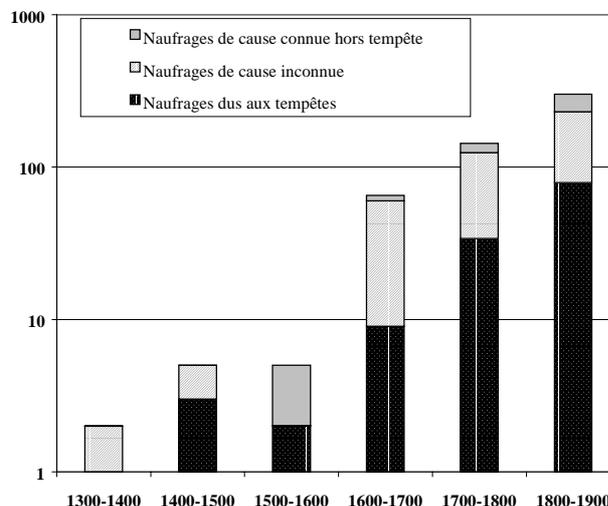


Fig. 2.22 : Chronique des causes de naufrages du 14^{ème} au 19^{ème} siècle. (d'après Illouze, 1988)

2.2.3. Eléments de tendances évolutives

2.2.3.1. Le débit liquide

Nous avons montré les variations d'occurrence des crues proposées par Pichard (1995), ainsi que la reconstitution hydrologique qu'il faisait pour les débits moyens du Rhône aux siècles derniers (Fig. 2.15 et 2.17). Ces travaux montrent une diminution des débits moyens du 18^{ème} au 19^{ème} siècle et une tendance générale à la diminution du nombre des crues.

Nous avons déjà abordé la question de la pertinence de ces chroniques de débit, basées sur des reconstitutions biaisées par les variations de morphologie du chenal en Arles (Antonelli et al., 2004). La figure 2.23 nous montre d'une part, le décalage important entre les débits annuels de la fin du 19^{ème} et ceux des années 1920, et d'autre part la différence nette de tendance entre ces deux séries statistiques. Nous disposons de plus de deux mesures intéressantes des débits liquides au 19^{ème} siècle, avec Surell (1847) qui mesure un débit moyen annuel du Rhône à Beaucaire à 1718 m³.s⁻¹ sur la période [1820-1847], et Guérard (1895) qui

calcule le volume total annuel des eaux en Arles (Grand Rhône seul) à 39.217 Milliards de m³ pour l'année 1869 et 35.254 Milliards de m³ pour l'année 1870⁵.

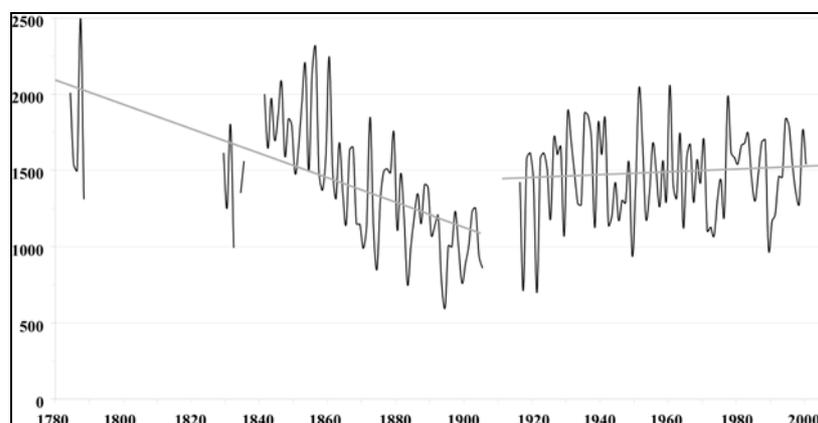


Fig. 2.23 : Comparaison des chroniques de débits moyens annuels reconstituées à partir des hauteurs du fleuve en Arles au 18^{ème} et 19^{ème} siècle par Pichard (non publié) et des débits moyens annuels mesurés par la CNR depuis 1920 en Arles.

Face à ce manque de concordance avec les chroniques de Pichard, et ne pouvant expliquer le "pallier" du 20^{ème} siècle, nous reprendrons à notre compte les conclusions d'Antonelli et al. (2004) selon lesquelles il est probable que les travaux futurs de correction des chroniques historiques par les taux d'incision du chenal devraient **atténuer la décroissance hydrologique généralement admise entre le 19^{ème} et le 20^{ème} siècle, sans pour autant la remettre en cause totalement.**

2.2.3.2. Le débit solide

Les travaux antérieurs et la "littérature" semblent donc mettre en évidence une diminution des apports solides au cours des derniers siècles. Cette évolution est constatée indirectement (1) par la mutation des lits fluviaux (Fig. 2.24), caractérisée principalement par des phénomènes d'incision, et/ou de rétraction (Peiry, 1988 ; Bravard, 1989 ; Klingeman et al., 1998 ; Antonelli, 2002 ; Bravard, 2002 ; Bravard et Magny, 2002 et références internes...), et (2) par le recul du trait de côte (Blanc, 1996 ; Suanez, 1997 ; Sabatier, 2001 ; Chapitres 3 et 4 de cette étude). Cette diminution serait, de plus, montrée par la comparaison des mesures les plus élevées acquises au 19^{ème} siècle (Surell et Pardé) avec celles réalisées au 20^{ème} siècle (Table 2.4). Cette tendance serait également confirmée par les travaux des historiens sur la diminution de l'occurrence et de la puissance des crues (Champion

⁵ Ce chiffre correspond à des débits de 1243 et 1118 m³.s⁻¹, soit 1480 et 1331 m³.s⁻¹ à Beaucaire, si l'on tient compte d'une répartition de 84% et 16% respectivement pour le Grand Rhône et le Petit Rhône, ainsi que proposé par Guérard (1895). Ces débits sont inférieurs à ceux de Surell, mais Guérard précise que ces deux années de mesures sont particulièrement calmes.

M., 1862 ; Pichard, 1995), caractérisant la sortie du Petit Age Glaciaire (Bravard et Peiry, 1993 ; Gautier, 1994 ; Pont et Bombled, 1995 ; Miramont et Guilbert, 1997 ; Llasat, 2002 ; Sheffer et al., 2003). Enfin, la diminution "naturelle" des apports solides serait aggravée ou amplifiée dans la seconde partie du 20^{ème} siècle par les ouvrages, en particulier hydro-électriques, et les prélèvements de matériaux dans les cours d'eau, qui segmentent le transit de la charge de fond.

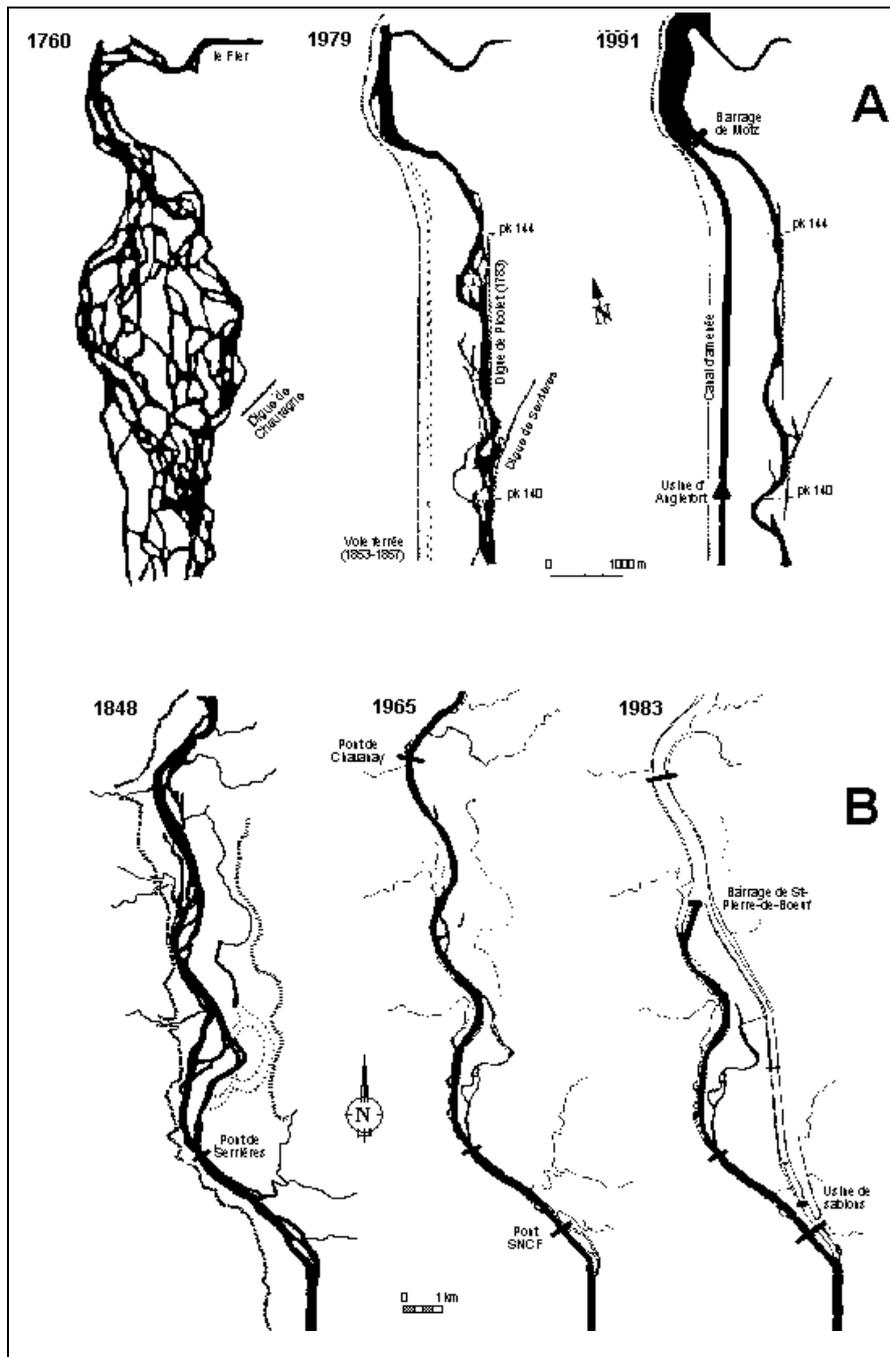


Fig. 2.24. Evolution morphologique des plaines alluviales de Chautagne sur le Haut-Rhône (A - D'après Klingeman et al., 1998) et de Péage-de-Roussillon sur le Rhône Moyen (B - D'après Fruget, 1992) avant les endiguements du 19^{ème} siècle, après les endiguements du 19^{ème} siècle et après l'aménagement CNR.

Pour autant est il vraiment possible de trancher la question? En effet, si l'on observe des mutations dans les cours d'eau, une diminution des crues et un aménagement des rivières propices à un ralentissement du transport sédimentaire, pour autant **l'argument principal sur la comparaison des débits solides estimés au 19^{ème} et 20^{ème} siècle est davantage sujet à caution :**

- D'une part parce que la variabilité annuelle et saisonnière des cours d'eau est si importante, que les mesures ponctuelles, effectuées en période de déficit hydrique ou en période de recrudescence des crues, ne peuvent être retenues comme significatives d'une tendance quelconque (Arnaud- Fassetta et Provansal, 1999 ; Serrat et al., 2001 ; Pont et al., 2002 ; Antonelli et al., 2005).
- D'autre part, car les nouvelles données d'archives caractérisant le 19^{ème} siècle (de Roys et Guérard), présentées ci-dessus, évaluent les matières en suspension et la charge de fond dans des ordres de grandeur totalement similaires aux études de quantification les plus récentes pour la fin du 20^{ème} siècle (Antonelli, 2002 ; Pont et al., 2002).

Ainsi, sur la base de ces données, serions nous tentés de **relativiser nettement l'importance de la diminution séculaire des apports solides rhodaniens à la mer**, qui, si elle est effective, ne l'est sans doute pas d'un facteur 5 en moins d'un siècle, comme certaines données peuvent le laisser penser (Table 2.4).

2.2.3.3. Variations de débit solide à l'embouchure

Pour tenter d'apporter quelques éléments nouveaux sur le sujet, sans pour autant les vouloir déterminants, nous avons également tenté **une estimation de ces variations de débit solide, sur la base d'une étude historique des variations de volumes sédimentés à l'embouchure du Grand Rhône**. Cette méthode, basée sur la superposition de MNT bathymétriques, a été initiée sur le delta du Rhône par Suanez (1997), puis Bruzzi (1998) et Sabatier (2001), et sera reprise à l'échelle du delta dans le 3^{ème} chapitre de cette étude. Les résultats depuis le milieu du 19^{ème} siècle (Fig. 2.25) montrent une diminution progressive de la sédimentation en valeur absolue (de 6 Millions de tonnes à -0.3 Millions de tonnes), tandis que les valeurs rapportées à la surface (assimilables à un taux de sédimentation vertical moyen annuel) restent relativement stables jusque durant la période [1954-1962], à partir de laquelle elles s'abaissent également progressivement.

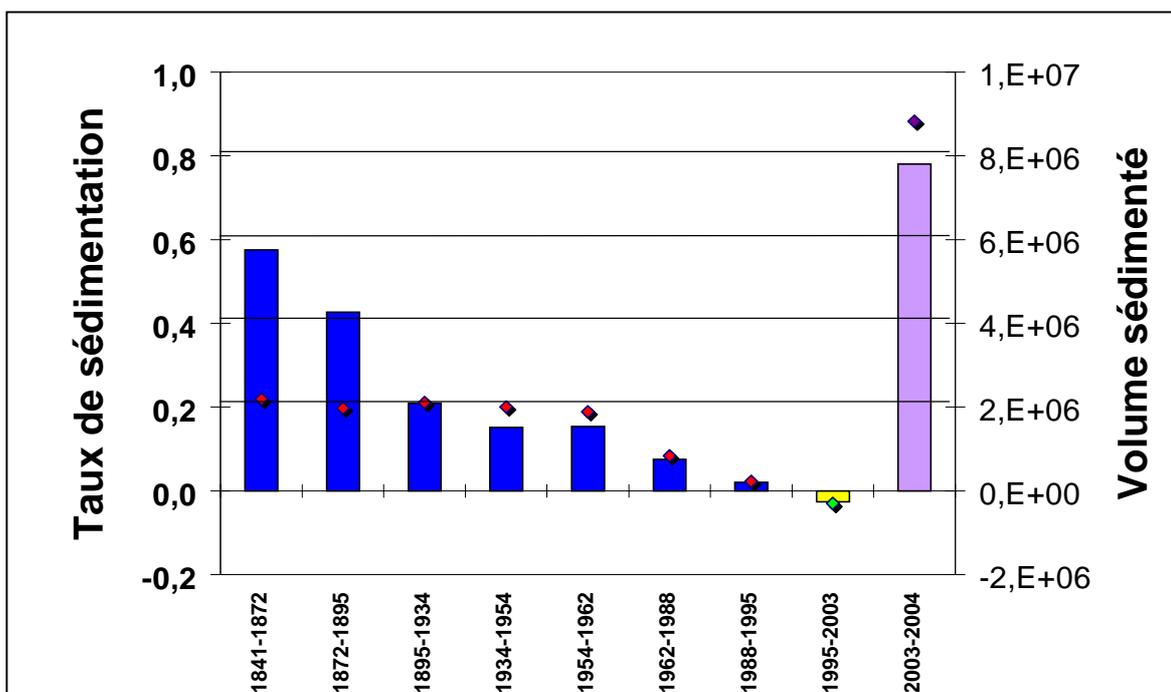


Fig. 2.25 : Evolution des volumes sédimentés à l'embouchure du Grand Rhône depuis le milieu du 19^{ème} siècle. La valeur pour la crue de décembre 2003 est donnée à titre indicatif. Les taux de sédimentation sont exprimés en $m^3.m^{-2}.an^{-1}$, et les volumes sédimentés en $m^3.an^{-1}$.

Ainsi, la diminution des volumes sédimentés à l'embouchure nous permet de mettre en évidence l'évolution de plusieurs facteurs :

- (1) Les volumes apportés par le Rhône au 19^{ème} siècle sont **2 à 3 fois supérieurs** à ceux qui parviennent à l'embouchure au 20^{ème} siècle.

- (2) **Ces volumes se répartissent sur une surface plus importante** au 19^{ème} siècle, comme en témoigne la constance des valeurs de sédimentation par unité de surface (rappelons que jusqu'en 1855, trois embouchures coexistent au niveau du lobe moderne).
- (3) Un changement important intervient au milieu du 20^{ème} siècle, qui va très fortement limiter la sédimentation et, à terme, positionner le lobe actif en position d'érosion (-0.27 millions de m³.an⁻¹).

Deux facteurs peuvent être mis en cause pour expliquer cette brusque dégradation de la sédimentation à l'embouchure. Le premier concerne une recrudescence des houles depuis 50 ans qui renforceraient progressivement leur action destructrice sur la partie sommitale du lobe. La seconde fait appel à une diminution de la charge solide, en réponse à la mise en place des barrages hydroélectriques sur le Rhône qui débute en 1944.

La figure 2.26 détaille l'évolution bathymétrique de l'embouchure au 20^{ème} siècle. Selon une approche morphodynamique, nous pouvons observer que

- les premiers déficits sédimentaires entre 1895 et 1934 se font uniquement dans le chenal fluvial. La raison de cette importante incision est à mettre en relation avec la réouverture du grau de Roustan en 1892. La situation du chenal à ce moment correspond à une lagune assez rectiligne, déconnectée de la mer et du fleuve, que le Rhône va petit à petit inciser pour en faire son cours d'eau principal au détriment du Grau de pégoulier qui se colmate (voir chapitre 7). Il découle de cette "chasse" sédimentaire une avancée très importante du trait de côte sur la mer.
- Progressivement le chenal se stabilise, même si le trait de côte avance encore régulièrement. Un début d'érosion est observé à la fois à l'intérieur de l'embouchure, sous l'effet de l'allongement du profil du fleuve, et également dans la partie ouest de l'embouchure qui bénéficie pourtant des apports de la dérive littorale (Sabatier et Suanez, 2001).
- Cette tendance à l'érosion se perpétue tout au long du 20^{ème} siècle, pour se généraliser à l'ensemble des zones littorales (ouest et est) ainsi qu'à l'intérieur de la barre d'embouchure.
- Tout au long de la période considérée, seul le sommet de la barre d'embouchure et le front deltaïque restent en accumulation constante jusqu'à aujourd'hui.

Cette évolution est significative, non pas d'une aggravation de l'énergie des houles, car ce serait le sommet de la barre, en tant que zone la plus exposée, qui subirait l'érosion la plus importante, mais d'**un déficit net en sédiments grossiers** qui sont les seuls à se déposer dans cet environnement (chapitre 9).

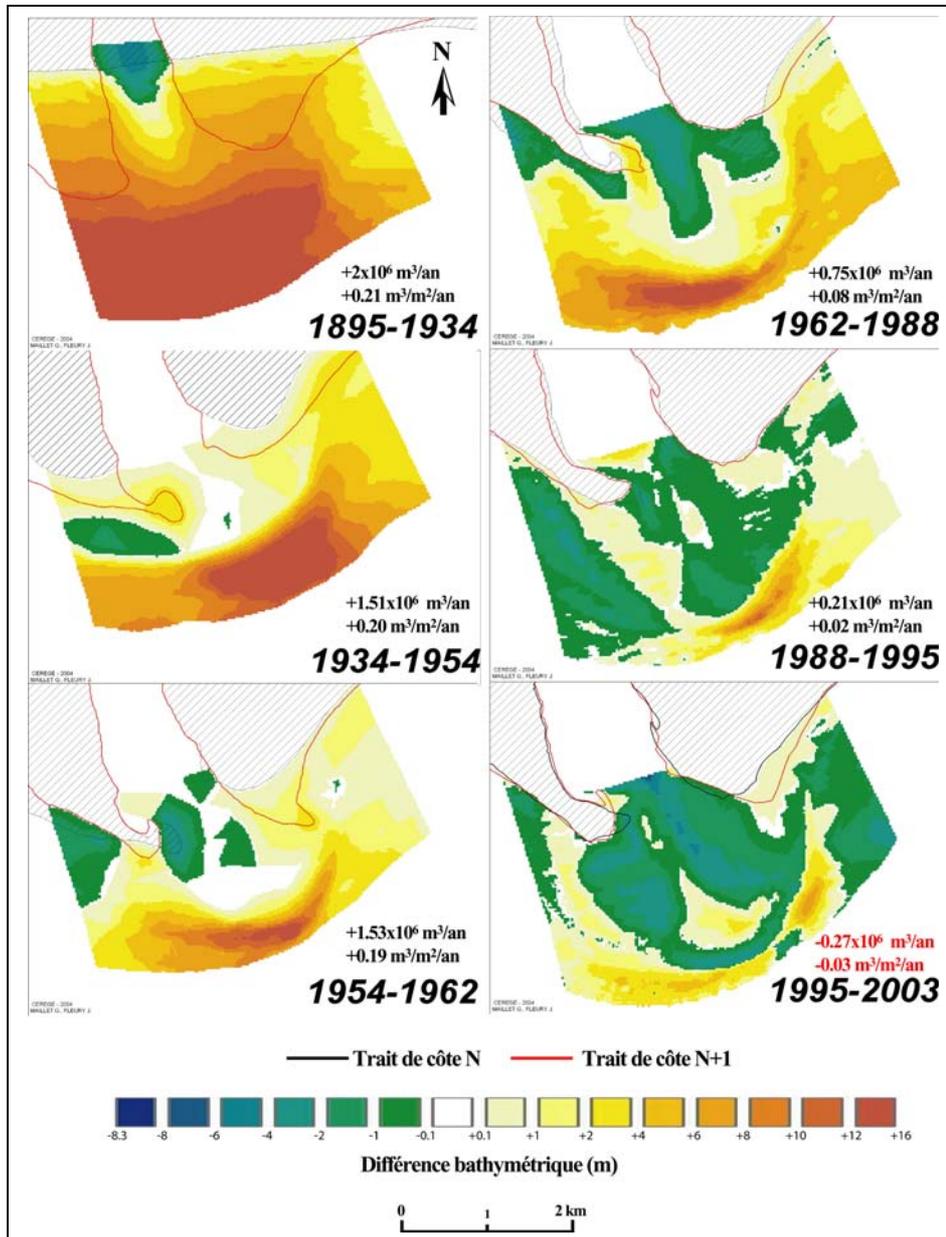


Fig. 2.26 : Evolution de la sédimentation à l'embouchure du Grand Rhône, dans la zone [0-20m] (données Port Autonome de Marseille, sauf 1895 et 2003). La période 1995-2003 est la première à montrer un secteur globalement en déficit sédimentaire.

Nous confirmons ainsi qu'il semble y avoir en effet **une diminution du débit solide du Rhône entre le 19^{ème} et le 20^{ème} siècle, que cette tendance ne semble pas se confirmer durant la première partie du 20^{ème} siècle, mais s'accélérer dans la seconde partie**, sous l'effet d'une réduction très importante de la charge de fond, principale source d'approvisionnement sédimentaire de l'embouchure. Ceci nous permet de mettre en évidence le rôle des aménagements hydroélectriques réalisés en amont du Rhône, qui court-circuitent ou ralentissent très fortement le transit de la charge de fond. Enfin, si l'on tient compte des mesures de MES effectuées par Guérard (1895) durant 27 mois, et des chiffres avancés pour la fin du 20^{ème} siècle (Antonelli, 2002 ; Pont et al., 2002...), on peut raisonnablement estimer que **la diminution des fréquences de crues et les aménagements fluviaux n'ont pas affecté de manière notable la circulation des matières en suspension.**

DEUXIEME PARTIE :

**EVOLUTION ET CONTROLES MORPHOSEDIMENTAIRES DE
LA MARGE LITTORALE DU DELTA DU RHONE**

La **partie 1**, consacrée au fonctionnement morphosédimentaire des deltas et à la présentation du contexte hydrosédimentaire actuel et récent de celui du Rhône a mis en évidence trois points fondamentaux :

- 1- Le mécanisme d'avulsion permet l'extension des deltas, par la formation à (aux) embouchure(s) du fleuve de lobes sédimentaires contemporains ou successifs.
- 2- Pour le Rhône, comme pour tous les grands deltas méditerranéens holocènes, l'absence de variation significative du niveau marin à long terme (6000 BP) et à court terme (marées) permet la mise en place de l'édifice deltaïque sous le seul contrôle du fleuve et des houles.
- 3- L'évolution des volumes sédimentaires transportés par les fleuves jusqu'aux embouchures est contrainte par des facteurs naturels et sociétaux, qui peuvent causer des variations positives ou négatives très importantes de la charge solide, à toutes échelles spatiales et temporelles.

Bien que bien démontrée à l'échelle mondiale (Syvitski et al., 2005), l'influence de l'anthropisation sur la diminution des apports sédimentaires à la mer n'est cependant pas clairement définie sur le Rhône. Depuis le 19^{ème} siècle, La tendance à la réduction de sa charge solide semble avérée, mais il reste difficile d'estimer la baisse respective des différentes fractions granulométriques, et la part effective des sédiments qui parviennent réellement à la mer.

Il s'agit donc, dans ce contexte d'incertitude sur la nature et la valeur de la charge solide apportée à la mer, de déterminer l'influence de ces apports sur l'évolution du littoral deltaïque en quantifiant les gains et pertes littorales depuis la fin du Petit Age Glaciaire.

Dans un premier temps (Chapitre 3), nous étudierons conjointement les variations historiques du trait de côte et les variations bathymétriques sur la marge littorale (0 ; -20m), avant de mettre en relation les variations historiques du trait de côte avec l'hydrodynamisme du fleuve **(Chapitre 4)**.

Chapitre 3

Long-term relationships between river sediment input and changes in shoreface bathymetry in a microtidal deltaic system (Rhône delta, Mediterranean Sea, France)

François Sabatier, **Grégoire Maillet**, Mireille Provansal, Thomas-Jules Fleury, Marcel Stive, Serge Suanez, and Claude Vella

Soumis le 02/05/05

Marine Geology

**LONG-TERM RELATIONSHIPS BETWEEN RIVER SEDIMENT INPUT AND
CHANGES IN SHOREFACE BATHYMETRY IN A MICROTIDAL DELTAIC SYSTEM
(RHÔNE DELTA, MEDITERRANEAN SEA, FRANCE).**

François Sabatier^{a,b,*}, Grégoire Maillet^b, Mireille Provansal^b, Thomas-Jules Fleury^b, Serge Suanez^c and
Claude Vella^b

^a Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering, Hydraulic Engineering Section, Stevinweg 1, 2628 CN Delft, The Netherlands, sabatier@cerege.fr, m.j.f.stive@ct.tudelft.nl

^b Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences et de l'Environnement, UMR CNRS 6635, Europôle de l'Arbois, B.P.80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France

sabatier@cerege.fr, maillet@cerege.fr, provansal@cerege.fr, fleury@cerege.fr, vella@cerege.fr

^c Géolittomer Brest, UMR 6554 CNRS, IUEM, Technopôle Brest Iroise Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France, serge.suanez@univ-brest.fr

Corresponding author : Tel : +33 (0)442 971 576, Fax : +33 (0)442 971 595

Abstract : Since several decades, the littoral of the Rhône delta is retreating and describe a littoral drift cell organisation. In a global context of decreasing of river sediment input, we analysed long-term shoreline (1872–1895–1944–1953–1962–1977–1989) and bathymetric (1841–1872–1895–1974) changes to (1) quantify the accumulation of the Rhône prodeltaic lobe, (2) determine the evolution of fossil prodeltaic lobes and (3) establish long-term relationships between river sediment discharge, the shoreface and the continental shelf. The analysis of the shoreline and the bathymetric changes allows to separate the littoral of the Rhône delta in two sectors. The first section (east of Baisse de Quenin) is located at the vicinity of the main river mouth and is river-dominated, meanwhile the second section (weast of Baisse de Quenin) is wave-dominated. In the wave-dominated section, the river sediment input are minor importance and the net sedimentary budget of the upper part (between 0 to -10 m depth) under equilibrium trough time confirm the alongshore redistribution of the sediments describe by the littoral drift cell organisation. The lower part of the shoreface (between -10 to -20 m) display a positive sedimentary budget during the second part of the 19th century and a negative sedimentary budget during 20th century. This situation change can be explained by the decreasing river sediment supply during plumes and by an offshore sediment transport feeding the continental shelf.

Our results show a reduction of the sedimentation of the prodeltaic lobe at the main river mouth, since 150 years from a factor (12.63 to $3.41 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$). At the minor mouth of the river, erosion dominates and speeds up during the same period (-0.53 to $-1.34 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$). These evolutions are found to directly result from the river sediment input decrease. Since the middle of the 19th century, in relation with climatic changes (end of the Little Ice Age), the frequency of major floods has been consistently decreasing on the Rhône, as on the other main European rivers. At the same time, land-use changes and reforestation in the catchment are reducing the solid discharge, notably the bedload. This trend has been reinforced since the 1950s by dam construction and dredging activities. All fossil prodeltaic lobes (Pégoulie, Bras de Fer, Petit Rhône-St Férreol) show the same trend : when the river is no longer discharging at their mouth, after a natural or anthropic river shift, they all become subject to erosion. The fossil sediments of the prodeltaic lobe of Petit Rhône-St Férreol, Bras de Fer and Pégoulie are moved alongshore to build the Espiguette, Beauduc and Gracieuse spit according to the littoral cell organisation as initially defined by several authors. During the 20th century, active sediment supply from the river to the beaches is estimated to be $0.05 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$, which represents 1.5 % of the prodeltaic lobe sedimentation.

Our results indicate that there is a large accumulation of sediment in the area around a growing prodeltaic lobe, associated with a reduced contribution to longshore sediment transport. Following a shift in the river channel and mouth, the prodeltaic lobe is reworked by waves and its sediment contributes partially to the growth of the spits. This suggests that there is a "time-shift" between the input of river sediment to the sea and the build up of a beach. Nowadays as (1) a river shift is not possible, because the river channels are controlled by dykes and human intervention, (2) the decrease of river sediment input and (3) the fossil prodeltaic lobes constitute sedimentary reservoirs that are gradually being used up, the chronic erosion of the coastline is thus likely to continue in the future.

Keywords : shoreline, bathymetry, prodeltaic lobe, large scale coastal behaviour

3.1 Introduction

When a river discharges into the sea, delta building will occur if the input of sediment exceeds the marine erosion able to remove the deposited material. Understanding and assessing the input of river sediment to the sea, as well as its littoral distribution, represent an important challenge since major deltas all around the world are undergoing an erosional regime (Stone and Donley, 1998). Although different delta morphologies exist according to the type of river, wave or tide regime (Coleman and Wright, 1975, Galloway, 1975), each delta is unique (Wright et al., 1985).

In microtidal Mediterranean environments, previous studies have already tried to establish a relationship between fluvial input and sediment redistribution in the littoral zone, e.g. the deltas of the Danube (Giosan et al., 1999), Ebro (Jiménez and Sanchez, 1993; Guillén and Palanques, 1997), Nile (Stanley and Warne, 1998), Pô (Cencini, 1998) and Rhône (Blanc, 1977; Suanez and Provansal, 1998; 1999; Sabatier and Suanez, 2003). By using old maps, bathymetric profiles, aerial photographs, longshore sediment transport equations and box models, these studies have led towards establishing shoreline changes and the quantification of littoral cells. If river sediment input decreases or if the river mouth changes its location, the prodeltaic lobe starts to be destroyed by wave action and the shoreline migrates landwards (Kolb and Van Lopik, 1966; Wells and Coleman, 1987; Li et al., 2000, Pranzini, 2001). The reworked material from the pre-existing prodeltaic lobe is re-distributed over the shoreface according to wave action and sediment grain size (Stive and De Vriend, 1995). However, studies have seldom addressed the relationships and interactions between fluvial sediment input and the building of associated prodeltaic lobes. In any case, even though the decreasing river sediment discharge to the sea in relation to climatic change, re-forestation and dams is often described as responsible for coastal erosion (Guillén and Palanques, 1993; Milliman, 1997; Pont et al., 2002), the connection between the fluvial sediment inputs, the deltaic lobes and the shoreface is not well established.

At the present, the Rhône delta is a « wave-dominated delta » according to Galloway's (1975) terminology. Nevertheless, the river sediment load may play an important role in controlling shoreline location and coastal sediment budget (Suanez and Simon, 1997, Suanez and Provansal, 1998, Sabatier and Suanez, 2003). Since the middle of the 19th century, in relation with climatic changes (end of the Little Ice Age), the frequency

of major floods has been consistently decreasing on the Rhône, as on the other main European rivers (Probst, 1989; Pichard, 1995; Arnaud-Fassetta et Provansal, 1999). At the same time, land-use changes and reforestation in the catchment are reducing the solid discharge, notably the bedload (Jorda, 1983; Bravard, 1989; Miramont et Guilbert, 1997; Warner, 2000). This trend has been reinforced since the 1950s by dam construction and dredging activities (Poinsard, 1992; Klingeman et al., 1994; Gautier., 1994; IRS, 2000). Previous works (Arnaud-Fassetta, 1997; Antonelli et al., 2004) have show that the deltaic response of the river channel is a general incision of the bed between the end of the 19th century and the end of 20th century. However, the effects of decreasing fluvial sediment discharge on the evolution of the prodeltaic lobes and the shoreface are poorly understood on this time scale. In this study, we analyse long-term (150 years) shoreline and bathymetric changes to (1) quantify the accumulation of the Rhône prodeltaic lobe, (2) determine the evolution of fossil prodeltaic lobes and (3) establish long-term relationships between river sediment discharge, the shoreface and the continental shelf.

3.2 Environmental settings

3.2.1 The Rhône river

The present Rhône river is divided in two main arms : the eastern branch (Grand Rhône, 50 km in length) and the western branch (Petit Rhône, 70 km in length), both discharging into the Mediterranean Sea by the Roustan and Orgon mouths, respectively (Fig. 1). The breakdown of the river discharge is 10–15 % for the Petit Rhône and 85–90% for the Grand Rhône (Surrel, 1847). The mean annual discharge (measurements from 1960 to 1996) is $1710 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ without any general trend during the 20th century (Antonelli et al., 2004), but the frequency of major floods has been decreasing since the beginning of the 19th century (Pichard, 1995) (Fig 2). Return period discharges for 2, 10 and 100 years are 6000, 8300 and $11200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectively (Pont et al., 2002). 80% of the solid discharge is related to liquid discharge when the flood is higher than $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Pont and Bardin, 1996).

Several authors have estimated the Bedload Sediment Transport (BST) and/or the Suspended Sediment Transport (SST) of the Rhône river (Surrel, 1847; Parde, 1935; Van Straaten, 1959; Savey and Deleglise, 1967; Pauc, 1976; Aloisi et al., 1977; Blanc,

1977; Milliman and Meade, 1983; El-Habr and Golterman, 1987; Dugas, 1989; Roditis and Pont, 1993; Pont and Blombéd, 1995; Antonelli et Provansal, 2002a; Antonelli et Provansal, 2002b Pont et al., 2002).

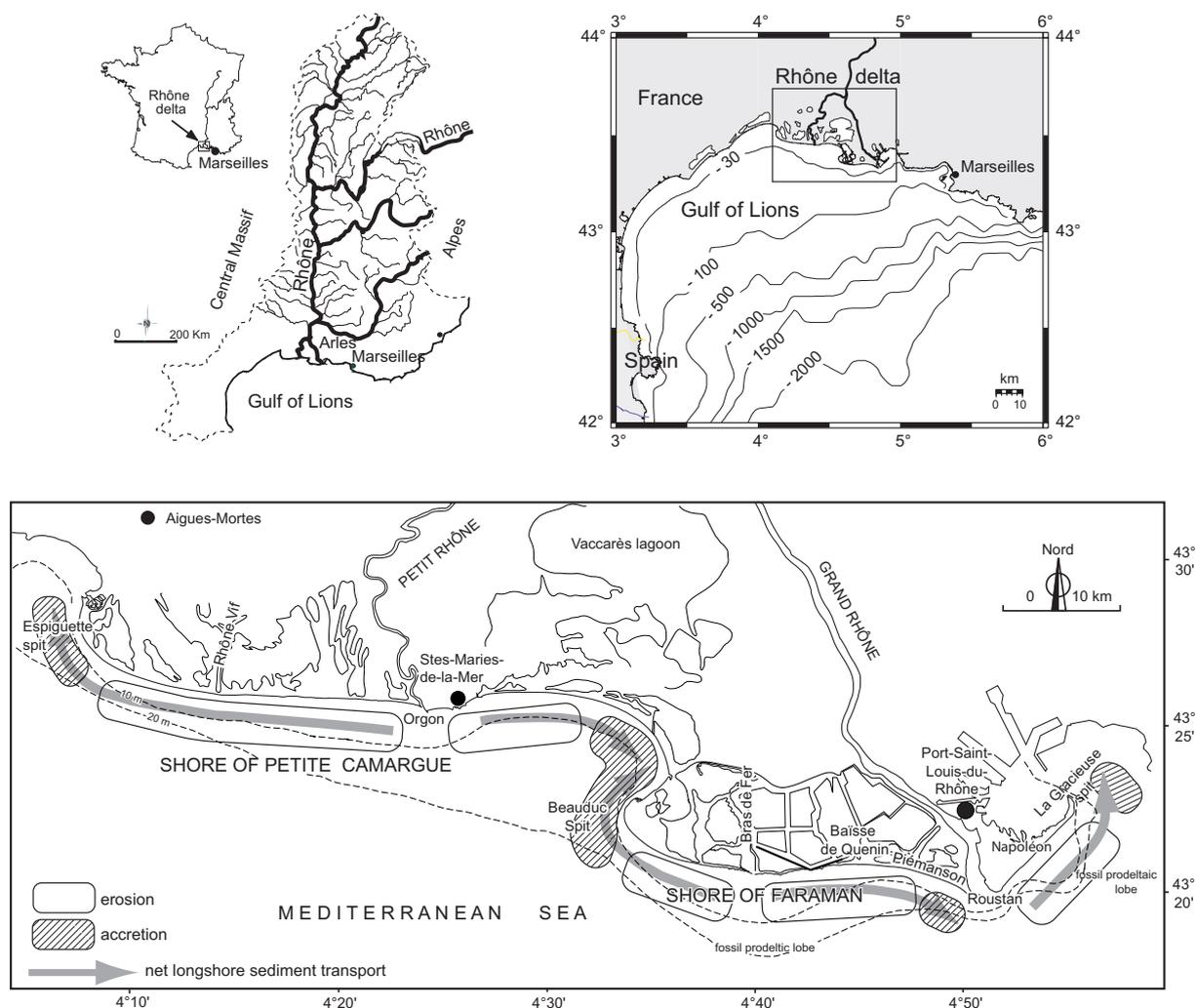


FIG. 3.1 – Location map and littoral drift cell pattern (modified from Sabatier and Suanéz, 2003)

Studies carried out since the end of the 19th century have used different methodologies and especially focus on the SST, but they all indicate a general decreasing trend (Pichard, 1995) in good correlation with the tributaries (Fig. 2). From the beginning of the 19th century to the first part of the 20th century, before the construction of dams, the mean SST is estimated to range between 31.0 to 27.2 Mt.yr⁻¹. Sogreah (1999) re-evaluated previous measurements between 1956 to 1958 and argued for a mean SST value of about 13.0 Mt.yr⁻¹ for the middle part of the 20th century. While Pont et al. (2002) proposed a mean SST value of about 7.4 Mt.yr⁻¹ for the period 1962–1996, Antonelli and Provansal

(2002a) demonstrated that the field measurements of Pont et al. (2002) underestimated sediment transport and the authors proposed a mean value of 9.6 Mt.yr⁻¹ between 1980 to 2000.

3.2.2 Successive river mouths and construction of Rhône prodeltaic lobes

Although the present Rhône is divided into two main arms, the river and mouths had different locations during the construction of the Holocene Rhône delta (Russel, 1942; Kruit, 1955, Oomkens, 1970, L'Homer et al., 1981, Arnaud-Fassetta, 1998, Vella and Provansal, 2000; Vella et al., accepted in revision).

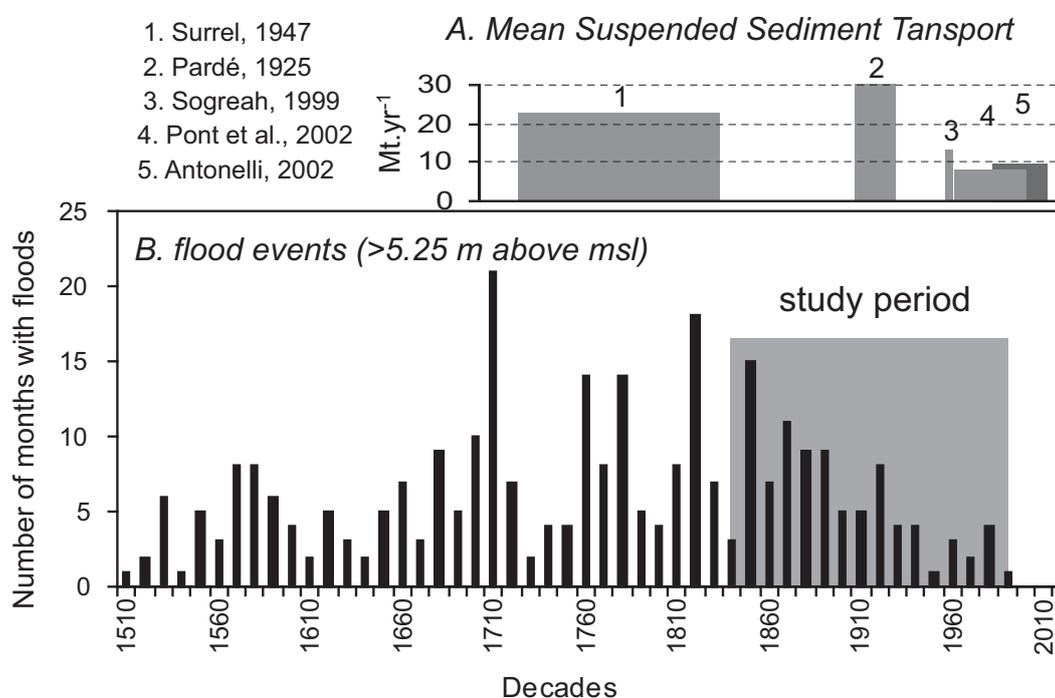


FIG. 3.2 – Decrease in river floods and suspended sediment input to the sea. A : mean SST from different authors ; B : frequency of floods at Arles (modified from Pichard, 1995).

At this time scale, all these authors provide evidence that the shoreline advance is connected to the river mouth position and river sediment input. Since 4000 yrs BP, the Rhône river has developed several successive arms and mouths, and the present deltaic plain displays remnants of these fossil structures that have been re-examined by Vella et al. (accepted in revision), who give a new chronology for the sub-surface sedimentary ridge of the Rhône deltaic plain. Successive displacements of the river mouths have thus given rise to the offshore abandonment of fossil prodeltaic lobes : St Ferreol (Cal. 2845–2420 BC to 1st Century AD.), Grand Passon-Bras de Fer (12th century to 1711) and Pégoulier

(1711 to 1892). These latter can be identified at the present day through the lobe-type pattern of their bathymetry, such as exhibited by the prodeltaic lobes at the Roustan and Orgon mouths (Fig. 1). However, there remain some uncertainties on the existence of the fossil prodeltaic lobe of the Rhône Vif (1532 to 1552), identified according to L'Homer (1993) from the sedimentology and morphology. This artificial mouth with low discharge remained open for only 20 years, which seems very short to build up a prodeltaic lobe.

Since 1552, the location of the Petit Rhône mouth (Orgon) has been fixed on the west side of Saintes-Maries-de-la-Mer (L'Homer et al., 1981). The current shoreline began to take its present shape from the beginning of the 18th century. Following an important flood in 1711, the Rhône of the Bras de Fer channel changed course towards the east and assumed its present-day configuration as the Grand Rhône (Fig. 3).

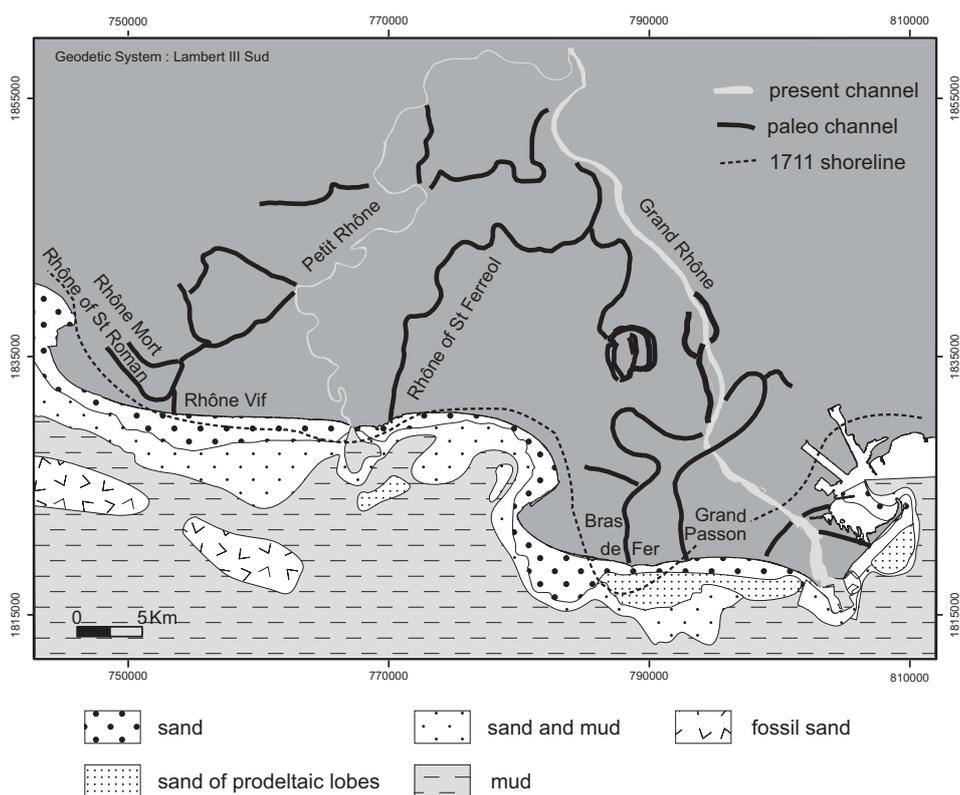


FIG. 3.3 – Shifts in the mouths of the Rhône (modified from Vella et al., accepted in revision) and sedimentology of the seabed (modified from Blanc, 1977).

Since 1711, although the location of the Grand Rhône channel has remained the same, the number and location of the local main mouths has changed (Fig. 4). Between 1711 and 1852, the Grand Rhône had three separate and concomitant mouths : Piémanson, Roustan and Pégoulier. In 1855, the Piémanson and Roustan mouths were closed by

dykes in order to concentrate water and sediment discharge into the Pégoulier. In 1892, engineering works re-opened the Roustan mouth for navigation. The re-opening of the Roustan mouth and the subsequent shifting of the sediment discharge through it led to the start of the filling in of the Pégoulier channel. Meanwhile, the Pégoulier mouth was closed off by longshore sediment transport deposits. However, since 1892, the Grand Rhône has continued to discharge at the same mouth (Roustan).

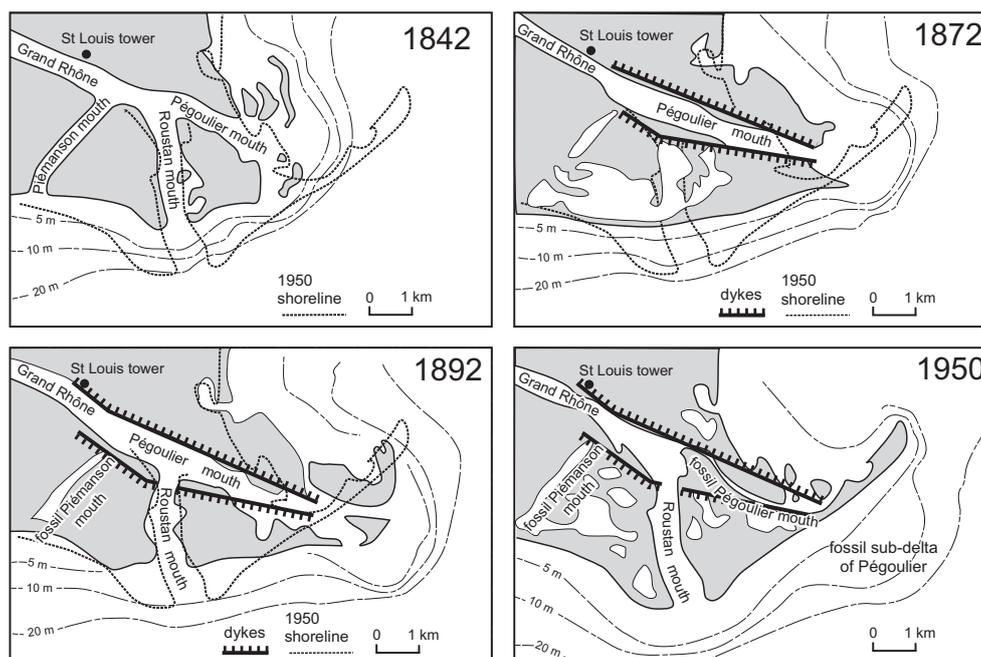


FIG. 3.4 – Evolution of the mouth of the Grand Rhône between 1842 and 1950 (from Vernier, 1976).

3.2.3 The nearshore and shelf domain

The wave regime is divided into three dominant directions : SW (30% calm waves generated by offshore winds), SSE (16%) and SE (11% storm waves generated by onshore winds). The modal significant wave height (H_{sig}) is close to 0.6 m, with a significant period (T_{sig}) of 4 s. Storm waves with annual and decennial recurrence are much stronger, with H_{sig} ranging from 3.3 m to 4.6 m and associated periods of 6.5 and 7.5 seconds. The tidal range, ± 0.30 m, is considered negligible in our study.

The nearshore zone is generally characterised by the presence of two or three bars. Beaches of the surf zone are of the "Dissipative" and "Longshore-Bar-Trough" types, according to the classification of Wright and Short (1984). The coast of the Rhône delta can be considered as a closed box since the Gracieuse and Espiguette spits (on the eastern

and western sides, respectively) act as sediment traps. Between these two boundaries, the Rhône delta shoreline shows a littoral drift cell pattern (Blanc, 1977; Sabatier and Suanez, 2003) in which accretional areas (Gracieuse spit, Beauduc spit and gulf and Espiguette spit) are supplied by sand from erosional areas (Napoleon, Faraman and Petite Camargue beaches) (Fig. 1). This littoral drift cell pattern is caused by strong longshore sediment transport in relation to oblique storm waves (SE sector). Both present and fossil prodeltaic lobes have caused orthogonal wave concentration and divergent longshore sediment transport. While some authors have proposed a quantification of local medium-term longshore sediment transport (Blanc, 1977; Suanez and Bruzzi, 1999), the overall long-term sediment budget has never been estimated. The shelf domain extends from 40 to 150 m water depth, with a mean slope of 0.5% and a mean width of 40 km. The water circulation across the shelf takes place via the Liguro- Provençal current, which is oriented NE-SW.

Figure 3 represents the marine sedimentology of the Rhône delta, for which Blanc (1977) proposes a synthesis taken up again by L'Homer (1993). The mean grain size of the beachface sediment is about 0.2 mm (Masselink 1992; Sabatier, 2001) and decreases seaward (Aloisi et al., 1977; Blanc, 1977). Silts dominate at depths greater than approximately -20 m, except in the gulf of Beauduc where they are observed at shallower depths. This latter sector corresponds to a sheltered zone where the fine material can form a deposit. An outstanding feature concerning the fossil prodelta lobes of Pégoulie, Piémanson and Bras de Fer, which are identifiable by their sedimentology, is that they are composed of coarse sands (Fig. 3). In the Petite Camargue, however, Blanc (1977) suggests the existence of fossil prodeltaic sands, even though no mouth is known in the sector, apart from the poorly established mouth of the Rhône Vif. The continental shelf is composed of muds, except in some sectors where fossil sands crop out at around -80 m water depth (Aloisi et al., 1977).

3.3 Background on sedimentary connections between the river and marine domains

In the area around the Grand Rhône mouth, Suanez and Bruzzi, (1999) used a box model based on converting shoreline change into volumes by a closure depth integration methodology (Jimenez and Sanchez-Arcilla, 1993) to quantify the sedimentary connec-

tions between the river and the shoreface. According to this method, the sand input of the Rhône to the eastern part of the littoral zone (Gracieuse spit) averaged about $0.016 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ between 1944 and 1995. Suanez and Bruzzi, (1999) argue for a complex relationship between river sediment input and shoreline changes because no linear connections were evidenced. However, these preliminary conclusions are principally based on the mass conservation equation (Pelnaud Considère, 1956) to convert shoreline movements into submarine volume changes, which is usually defined for long straight beaches and not for river mouth areas. Moreover, while the mass conservation equation is useful for simple evaluations, it does not clearly take account of beach and shoreface processes and can give erroneous results (Thieller et al., 2000). Over the same time interval (1988–1995), Suanez et al. (1998) calculated the accumulation of the Roustan prodelta lobe at between 2.6 to $4.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ using bathymetric comparisons (0 to -20 m depths). These values are particular because the time period concerned is marked by exceptional floods with a 100-year return period (1993–1994), which prevents us from interpreting the results from the viewpoint of large-scale coastal behaviour. Nevertheless, the amounts of prodeltaic lobe sedimentation and sand input from the river to the littoral budget are very different, suggesting there is little active fluvial sediment contribution to the beach system. In contrast, Blanc (1977); Masselink (1992) and Suanez and Bruzzi (1999) suggested that fossil prodeltaic lobes are crucial in coastal sediment transport processes because they can feed the surf zone and contribute to the littoral sediment budget, at least for the coarse-grained fraction. Consequently, the Rhône river sand contribution to the beach is not yet clearly evaluated.

On the shelf, offshore deposition of fluvial sediment is demonstrated by Zuo et al. (1997); Radakovitch et al. (1998); Durrieu de Madron et al., (2000) and Touzani and Giresse (2002), who used ^{210}Pb and ^{137}Cs dating methods on cores between -20 to -100 m water depth. The analysis of cores indicates rapid sedimentation in the proximal part of the prodelta (average rate of $40 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$), with values between 0.2 and $0.6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ at depths ranging between -20 to -50 m in the more distal parts. Sedimentation rates fall to $0.1\text{-}0.25 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ in the deeper areas (Radakovitch et al., 1998; Durrieu de Madron et al., 2000). Authors studying the shelf argue for three different sediment sources, i.e. : Rhône sediment input, biogenic productivity and atmospheric input. Previous studies

have linked particulate matter and organic carbon budget between the shelf and the slope (Durrieu de Madron et al., 2000), but no relationship has been investigated between the shoreface and the shelf.

In summary, previous studies evaluating the contribution of the Rhône in the sediment supply to the littoral zone are based on a rather imprecise methodology (mass conservation equation) and concern only the middle of the 20th century. On the other hand, studies quantifying sedimentation around the mouth (prodeltaic lobe) of the Grand Rhône are based on the comparison of bathymetric surveys relating to only one limited period of eight years. Moreover, the sedimentation rates measured by geochemistry relate to only the continental shelf, the lower part of the prodeltaic lobe and of the shoreface and, since this methodology is not applicable at shallower depths rich in sands. Lastly, none of these previous studies allows us to appreciate and quantify the long-term impact of the reduction in sedimentary input of the Rhône to the sea. To make up for these spatial, temporal and methodological shortcomings, the present study analyses the variations in bathymetric surveys between 1841 and 1974 while also taking account of shoreline position between 1872 and 1987–1989–1990. The aim is to characterize the long-term prodeltaic lobe behaviour as well as the sediment budget of the shoreface and the river-shoreface-shelf system of the Rhône delta.

3.4 Methodology

Movements of the shoreline are analysed starting from the charts and aerial photographs already used by Sabatier and Suanez (2003), to which we added the shorelines of 1872 acquired for this study. The method of treatment, involving digitization, numerisation and integration into a GIS (Geographic Information System), is described in Sabatier and Suanez (2003), and is based on the work of Leatherman (2003). A total of seven positions of the shoreline were georeferenced between 1872 and 1987–1989–1990 (Table 1). The data after 1987–1989–1990 were not used because they are more recent than the bathymetric surveys of the 20th century, which did not allow a combined analysis of the variations of the shoreline and seabed. Moreover, Sabatier and Suanez (2003) showed the very important role of the coastal defence structures built at the end of the 1980s that modify the sedimentary budget of the Rhône delta coast. The bathymetric analysis would

not be able to take this effect into account since the surveys predated the construction of the defence. The complete dataset is used to calculate the distance of coastline retreat or advance, the mean shoreline variations and its associated standard deviation, as well as areas lost or gained by the littoral fringe.

In order to determine and quantify the long-term bathymetric changes of the Rhône delta, we analysed bathymetric data from four time intervals. All data were collected by the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), except for the data from near the Roustan mouth collected in 1988 by the Port Autonome de Marseille (PAM). The data sets span from the middle of the 19th century to the end of the 20th century (1841–1872–1895 and 1974–1982–1988, Table 1). The set from 1841 covers the littoral zone between the Grand Rhône and the Petit Rhône, so it cannot be used in evaluating the littoral budget for the whole Rhône delta. The other data sets cover the whole Rhône delta nearshore zone. The last bathymetric survey is a compilation of several dates to obtain a more complete bathymetric morphology of the Rhône delta shoreface in 1974–1982 and 1988.

Date	Type of data	Source
1872	Levelling of terrain by theodolite	EPSHOM (Brest)
1895	Levelling of terrain by theodolite	EPSHOM (Brest)
1944	Aerial photography (scale 1:15,000)	Centre Camille Julian (University of Provence)
1953-1954-1955	Aerial photography (scale 1:25,000 and 1:30,000)	IGN
1960-1962	Aerial photography (scale 1:25,000 and 1:30,000)	IGN
1977	Aerial photography (scale 1:25,000 and 1:30,000)	IGN
1987-1989-1990	Aerial photography (scale 1:25,000 and 1:30,000)	IGN

TAB. 3.1 – Type and source of the 7 shoreline positions used in this study.

For simplification, we refer to all the 20th century data as "1974" in the text. All soundings are digitized and corrected to the common French horizontal and vertical reference system (Lambert III Sud and 0 National Elevation Level) using GIS and image processing software. The secular vertical evolution of the sea level, +2.01 mm per year during the 20th century (Suanez et al., 1997) is corrected on all data sets. The X and Y coordinate errors are estimated at ± 10 m. The vertical errors integrating error measurements, tides

and waves are estimated at +0.76 and -0.56 m for the 19th century data set and ± 0.20 for the 20th century data set. For each period, we computed a Digital Terrain Modelling (DTM). A common bathymetric contour of 20 m is taken as a deeper boundary because this contour is common to the sets of bathymetric data. This depth is also consistent with the theoretical significant wave base estimated at -21.9 m depth by the common rule $L_o/4$ of Komar (1998) using a decennial storm return period (where L_o is the deep wave length). Thus, we can assume that we include the major part of the shoreface influenced by waves.

The amount of erosion or sedimentation between two periods is determined by DTM comparison. The sediment budget is obtained by the difference between the accretional and erosional volumes : net positive and negative values suggest sediment input and output, respectively. We calculated a breakdown by depth of the budget at around 10 m in order to investigate the behaviour of the shoreface between the upper part, where longshore drift in the surf zone is prevalent, and the lower part, where longshore processes decrease and cross-shore processes increase (Wright et al., 1991 ; Stive and De Vriend, 1995 ; Zeiler et al., 2000 ; Hequette et al., 2002). Thus, we can compare the behaviours of the upper shoreface (0 to -10 m depth) and the lower shoreface (-10 to -20 m depth).

3.5 Results

3.5.1 Long-term shoreline changes

The variations of the shoreline since 1872 (Fig. 5) indicate zones of maximum advance around the mouth of the Grand Rhône (2300 m) and sandy spits (Espiguette : 1700 m and Beauduc : 1000 m) while the shores of Faraman and Saintes-Maries-de-la-Mer have retreated by 600 and 250 m, respectively. The comparison of the mean shoreline changes position with its standard deviation allows us to distinguish two zones : the sector at the mouth of the Grand Rhône, showing large temporal variability, and the rest of the coastline, where there are continual variations of the shoreline, either retreating or advancing (Fig. 5). This pattern leads us to separate the area around the mouths of the Grand Rhône up to the Baisse de Quenin, from the rest of the coastline.

East to the Baisse de Quenin, the net surface changes (Fig. 6A) show considerable variations ($-20,600$ to $+105,000 \text{ m}^2.\text{yr}^{-1}$) through time because of the decreasing sediment inputs and of the mouth location changes (Piémanson, Roustan and Pégoulier, see figure 4) which induce rapid shoreline advances for the new mouth location and phases of shoreline retreat following the shift of a mouth. Since 1895 this last process is responsible of the erosion on the central part of La Gracieuse spit (Fig 5) and the formation of the spit (Suanez and Provansal, 1998 ; Sabatier and Suanez, 2003). Because of engineering works, to control the mouth location, and lap on time between river sediment input to the sea and beach construction, we didn't find any trend or clear link between the floods and the long term surface changes.

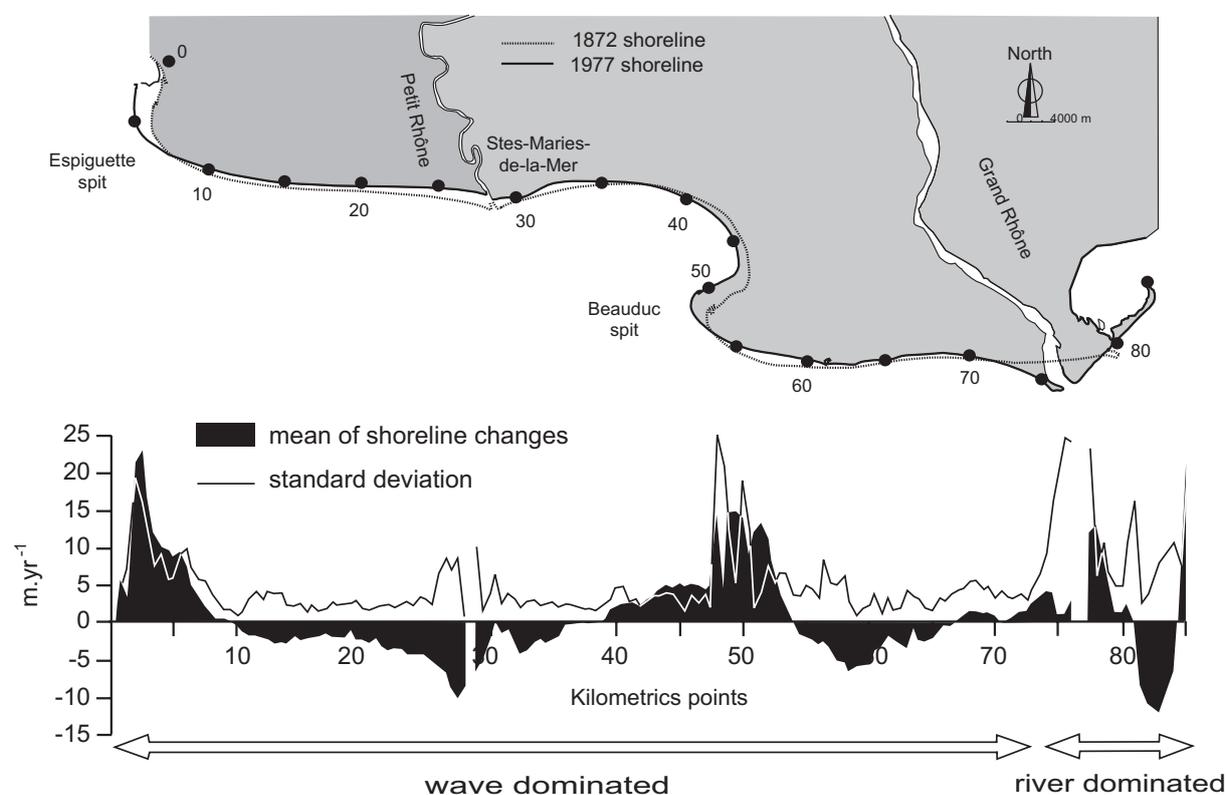


FIG. 3.5 – Long-term shoreline changes between 1872 and 1987–1989–1990.

West to the Baisse de Quenin, the sectors in erosion and accretion exhibit a different long-term evolution. The accretional area, which corresponds to the Beauduc and Espiguette spits as well as the beaches of the Gulf of Beauduc, is constant with time and varies from $92,000$ to $134,000 \text{ m}^2.\text{yr}^{-1}$ (Fig. 6B). On the other hand, the evolution of erosional areas is more irregular and varies from $-69,000$ to $-193,000 \text{ m}^2.\text{yr}^{-1}$. The trend of erosional area increases until 1963, and then decreases slowly during the second half

of the 20th century (Fig. 6B). This reduction of surface erosion started in the same time than the construction of dams and suggests the absence of connection between the west part of the Baisse de Quenin to the river sediment input and/or a time shift between river works and shoreline changes.

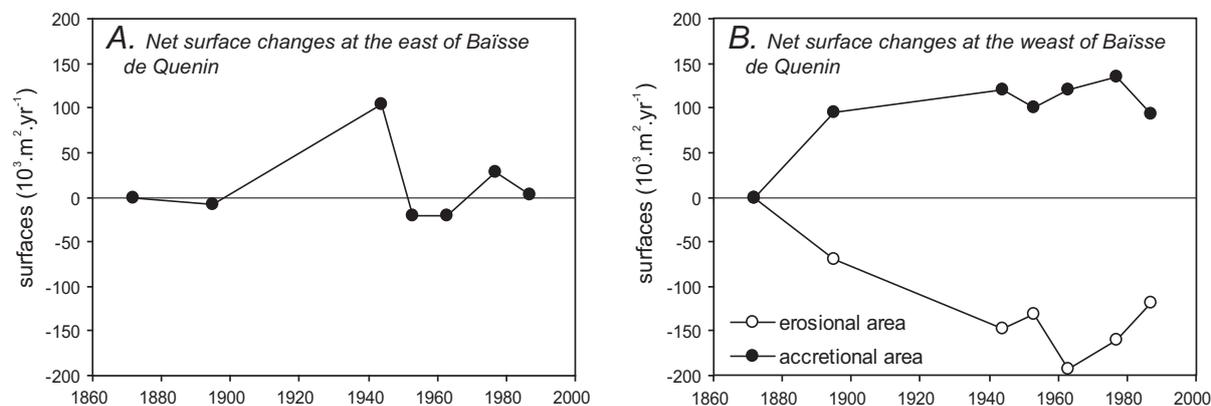


FIG. 3.6 – Land areas gained and lost on the littoral fringe (net surfaces). A : sector around mouths of the Grand Rhône (east of Baisse de Quenin) ; B : coastal sectors undergoing accumulation and erosion (west of Baisse de Quenin).

3.5.2 Quantification of changes in prodeltaic lobes

The long-term bathymetric changes (Fig. 7) show that the net accumulation at the Grand Rhône mouths decrease consistently with time, yielding values of 12.63 ; 8.37 and 3.40 x 10⁶.m³.yr⁻¹ for the periods 1841–1872, 1872–1895 and 1895–1974, respectively. In contrast to the Grand Rhône, the offshore areas of the Petit Rhône mouth and prodeltaic lobe are being increasingly eroded, with values of -0.54 ; -1.07 and -1.34 x 10⁶.m³.yr⁻¹ for the same respective periods. This erosion combines the Petit Rhône and St Ferréol fossil prodeltaic lobe, without any eventual distinction between them.

All fossil prodeltaic lobes show the same trend : when the river is no longer discharging at their mouth, after a natural or anthropic river shift, they all become subject to erosion (Fig. 7). The erosion of the Bras de Fer fossil prodeltaic lobe, which probably started after the eastward shift of the Grand Rhône in 1711, is now slowly decreasing with time (e.g. : -1.30 ; -1.14 and -1.02 x 10⁶.m³.yr⁻¹ for 1841–1872, 1872–1895 and 1895–1974 respectively). Between 1841 and 1895, the erosion of the prodeltaic lobes of Piémanson and Roustan started after the artificial closure of their mouth, and only ceased after the re-opening of the Roustan mouth in 1892. Erosion started at that time on the Pégoulier fossil prodeltaic lobe and is continuing at the present day (Suanez et al., 1998).

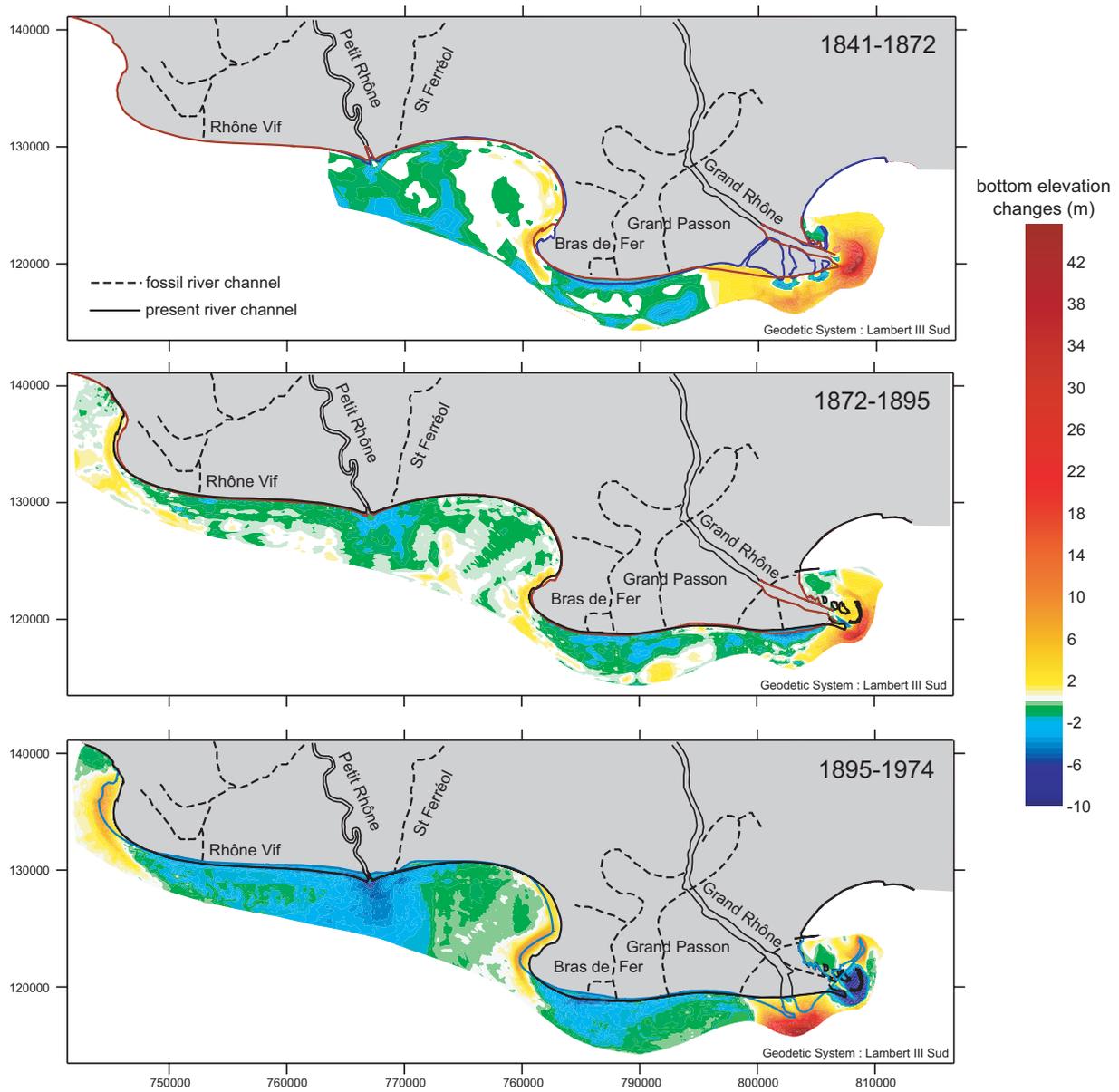


FIG. 3.7 – Maps showing comparison of bathymetric patterns.

3.5.3 Relationships between prodeltaic lobes erosion and spits construction

The fossil sediments of the prodeltaic lobe of Petit Rhône-St Férreol, Bras de Fer and Pégoulie are moved alongshore to build the Espiguette, Beauduc and Gracieuse spits according to the littoral cell organisation (Suanez and Provansal, 1998; Sabatier and Suanez, 2003). The pattern of the accretion of the Beauduc and Espiguette spits takes the same form (Fig. 7).

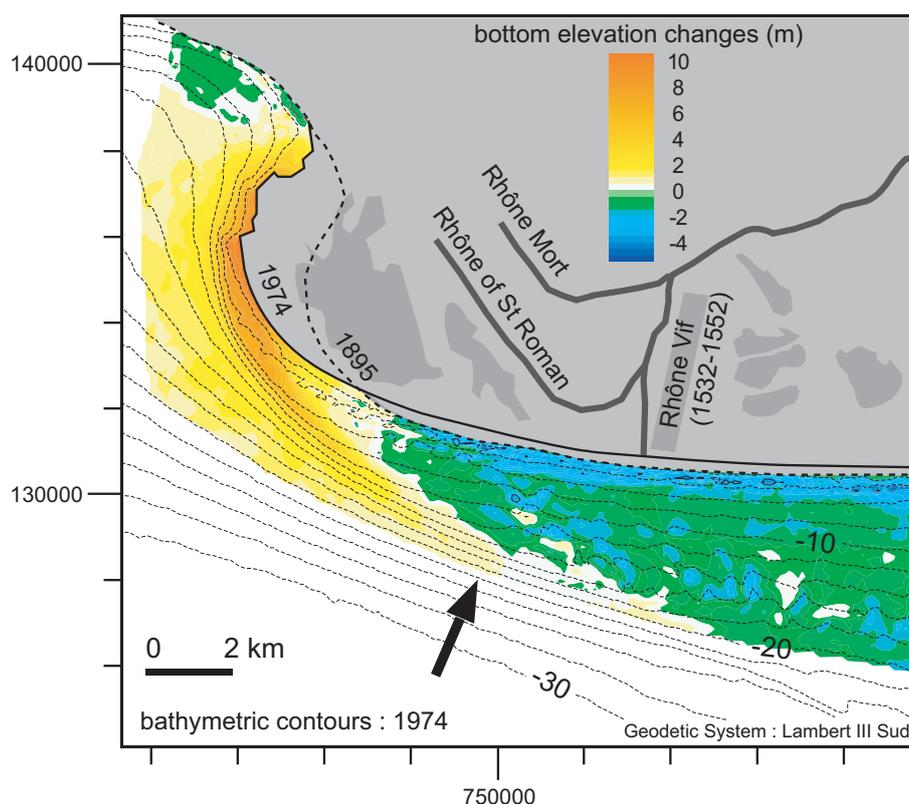


FIG. 3.8 – Sub-marine accumulation of the Espiguette as far as the Rhône Vif between 1895 and 1974.

The maximum accumulation takes place where the shore is advancing more rapidly (top of the spit), but a comparison of bathymetric data indicates as well that the accumulation of the spit is taking place upstream of the longshore drift and also extends offshore down to approximately -20 m by forming a bathymetric profile with a marked slope (around 6% meanwhile the slope of the shoreface is around 1–2%, see arrow Fig. 8). In the case of the Espiguette spit (Fig. 8), this slope morphology was used as an argument to identify an hypothetical fossil prodeltaic lobe of the Rhône Vif (L'Homer, 1993; Berné et al., 2002) that we call into question here. In reality, it appears that this morphology corresponds to the accumulation of the spit and not to a fossil prodeltaic lobe (Fig. 8).

3.5.4 River sediment contribution to the beaches

To the east of the Roustan mouth, it is possible to quantify the sedimentary contribution of the Grand Rhône river to the beaches between mouth and the Gracieuse spit. The sedimentary budget of this littoral cell (Fig. 1) shows an erosion of the fossil Pégoulier prodeltaic lobe of about $-0.54 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ and an accumulation of the Poulieu spit of about $+0.59 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. Thus, we can infer that the mean long-term sediment contribution of Grand Rhône river to the littoral drift is equal to $0.05 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. In comparison with present sedimentation in the Roustan prodeltaic lobe ($+3.41 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$), this value represents merely 1.5% of the lobe sedimentation. We conclude that considerable sedimentation takes place on the active prodeltaic lobe, but there is little longshore redistribution of the sediments. This method could not be applied to determine the contribution of the Grand Rhône to the littoral budget in the eastern sector between 1872 and 1895 because the net longshore sediment transport around the Piémanson, Pégoulier and Roustan mouths is unclear during this period.

3.5.5 Shoreface sediment budget

Since bathymetric data for the whole littoral zone are just available for the periods 1872–1895 and 1895–1974, we can only estimate two overall sedimentary budgets. Overwash and aeolian sediment transport were not taken into account because previous studies have shown that these processes are negligible in comparison to submarine processes in a long-term sediment budget (Sabatier, 2001).

For both the time intervals 1872–1895 and 1895–1974, the overall sediment budget is positive, but it decreases by a factor of 7.4 when the two periods are compared (from $+11.10$ to $+1.50 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$, respectively) (Fig. 9). This is because of the reduction of sedimentation in the Grand Rhône prodeltaic lobe (Pégoulier and Roustan prodeltas) due to the decreasing river sediment transport (Fig. 2). According to our previous results based on shoreline change and bottom elevation changes (Fig. 5 and 7), we calculated separate sediment budgets for areas dominated by river sediment input and for shoreface areas less influenced by the river, with a separation located around Baisse de Quenin. In this study, the term "shoreface" refers to the western side, which is little affected by sedimentation from the Rhône and more connected to the waves action. The Petit Rhône prodeltaic lobe stays included in the shoreface budget quantification because it is under

an erosional regime and it is not possible to establish the sediment input to the sea by the Orgon mouth.

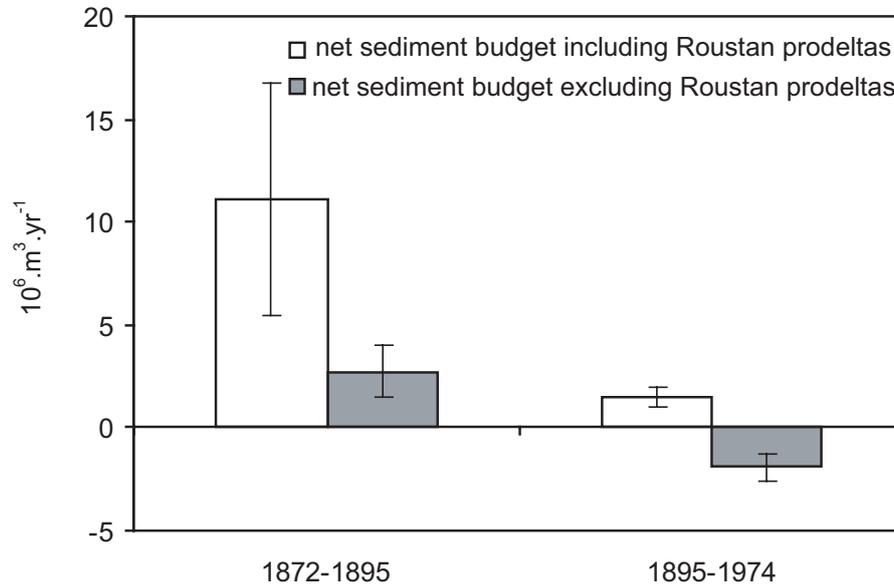


FIG. 3.9 – Sediment budget of the Grand Rhône prodeltas and shoreface.

The sediment budget of the shoreface zone remains positive ($+2.73 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) during the first time interval but become negative ($-1.94 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) for the second time interval in relation to a decrease of erosion (-3.03 to $-4.21 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) as well as in accumulation ($+5.77$ to $+2.27 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) (Fig. 9).

In detail, the upper shoreface (0-10 m), between 1872 and 1895, shows fairly similar values between accumulative and erosional regimes, yielding a slightly net positive budget ($+0.34 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) (Fig. 10). In contrast, the lower shoreface gained more sediment during the same period and the net sedimentary budget is significantly positive ($+2.39 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$). Between 1895 and 1974, the opposite trend is observed (Fig. 10). The net sedimentary budget of the upper shoreface is slightly in erosion ($-0.28 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) meanwhile the lower shoreface display strong erosional regime ($-1.60 \text{ net} \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$). We can consider that the net budget of the upper shoreface is in equilibrium through time, while the lower shoreface net budget indicates inputs and outputs of sediment during the two time intervals, reflecting the general decrease of flood events and river sediment transport during the 2th century.

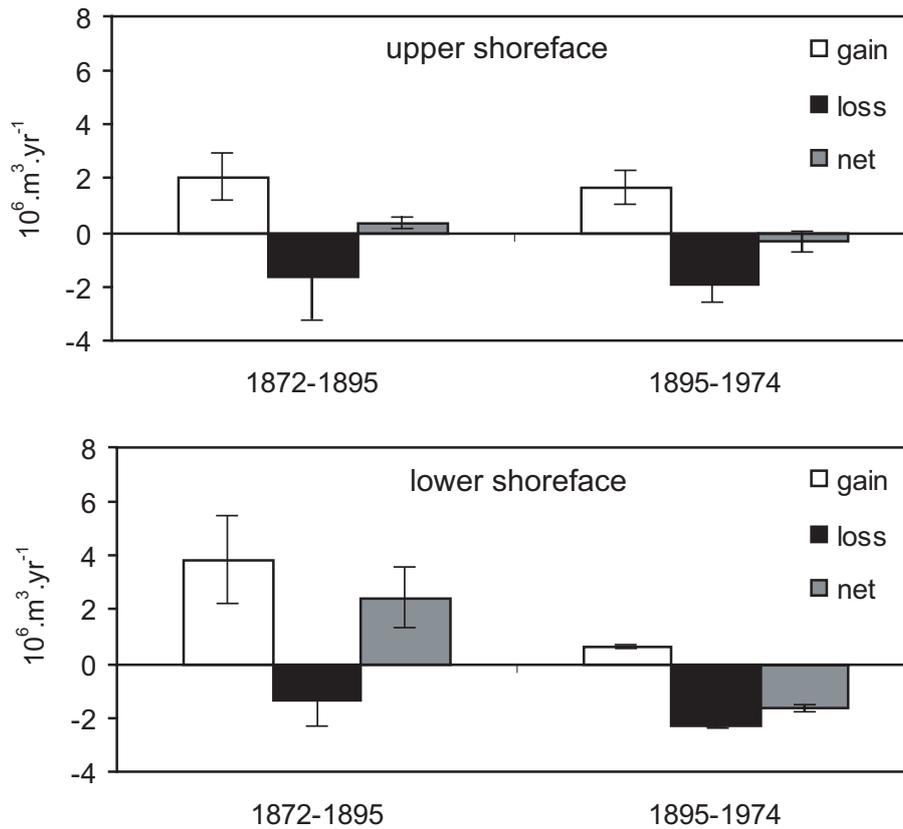


FIG. 3.10 – Sediment budget of the upper and lower shoreface

3.6 Discussion

3.6.1 A river and a wave -dominated delta

The line of separation at the Baisse de Quenin opposes two sectors with different dynamics based on the variations of shoreline position and the evolution of bathymetry. The first sector, east of the Baisse de Quenin, corresponds to the various mouths of the Grand Rhône, and is dominated by the sedimentary input of the river. The second sector, to the west of this limit, is dominated by wave action that erodes and deposits the sediments (Figs. 5 and 7).

Concerning the shoreline and the upper shoreface, the sedimentary input of the Rhône is strictly limited to the beaches east of Baisse de Quenin. The net upper shoreface budget, between 1872–1895 and 1895–1974, without the Grand Rhône prodeltaic lobes, appears slightly positive or negative and can be considered in equilibrium without significant inputs into the system. It is well known that the upper shoreface, defined in our study

between the shoreline and the -10 m depth contour, is strongly affected by waves action and longshore sediment transport (Komar, 1998) when the waves are oblique which is the case along the Rhône delta shoreline with the SE storm waves. The equilibrium budget implies a longshore sediment redistribution between erosional and accretional area, thus supporting the littoral cell organisation proposed by Sabatier and Suanez (2003).

3.6.2 The adjustment of a deltaic system to the external forces

The decrease in Grand Rhône prodelta accumulation is related to the reduced frequency of floods (Fig. 2). Erosion is increasing on the Petit Rhône prodeltaic lobe because river sediment input to the sea is decreasing. In this area, the action of the sea (waves) was able to erode the coast at least since 1841. Our analysis points out that the decrease of river sediment input to the sea had started before the construction of dams. Firstly, this decrease is related to climatic change (end of Little Ice Age) demonstrated by the reduction in the occurrence of major floods (Pichard, 1995) and confirming the results of Pont et al. (2002). Secondly, the changes in soil management in the catchment area (reforestation of alpine hill slopes, decline in agricultural population) have reduced the amount of river sediment. This early slowing down in river sediment transport is combined with increasing stream power and boundary shear stress caused by engineering works (bank revetment, groynes, hydraulic deflectors) (Arnaud-Fassetta, 2003), leading to channel adjustments (channel incision) downstream of Arles since 1860 (Antonelli 2002b; Arnaud-Fassetta, 2003; Antonelli et al., 2004). After 1950, dam construction and dredging activities halted or dramatically reduced the coarse bed load transport, producing channel incision and morphological changes in the upstream Rhône and its tributaries (Bravard and Peiry, 1993).

However, these works did not trap all the suspended sediment transport (SST) (IRS, 2000), suggesting a limited effect due to hydroelectric dams on the lower Rhône River, where a slowing-down in the incision rate has been detected ever since the 1960s (Antonelli et al., 2004). We note that there is also a reduction in the erosion of the beaches starting from this date (Fig. 6b). This is probably due to the fact that the deltaic system is readjusted with climatic and anthropic forcing factors. This adaptation is evidenced by the behaviour of the prodeltaic lobes, such as Bras de Fer, because their erosion rates

decrease with time, implying that fossil prodeltaic lobe morphology is going towards an equilibrium profile by adapting to the forcing agents. Thus, fossil prodeltaic lobes can be considered as time-limited sediment sources, depending on their size and exposure to waves.

3.6.3 Connections between the river, active prodeltaic lobe, shoreface and shelf of the Rhône system

Based on our results and previous studies on deltaic river channel incision and estimation of sediment transport, an overall long-term sediment budget can be proposed for the river-mouth-shoreface-shelf of the Rhône system (Fig. 11).

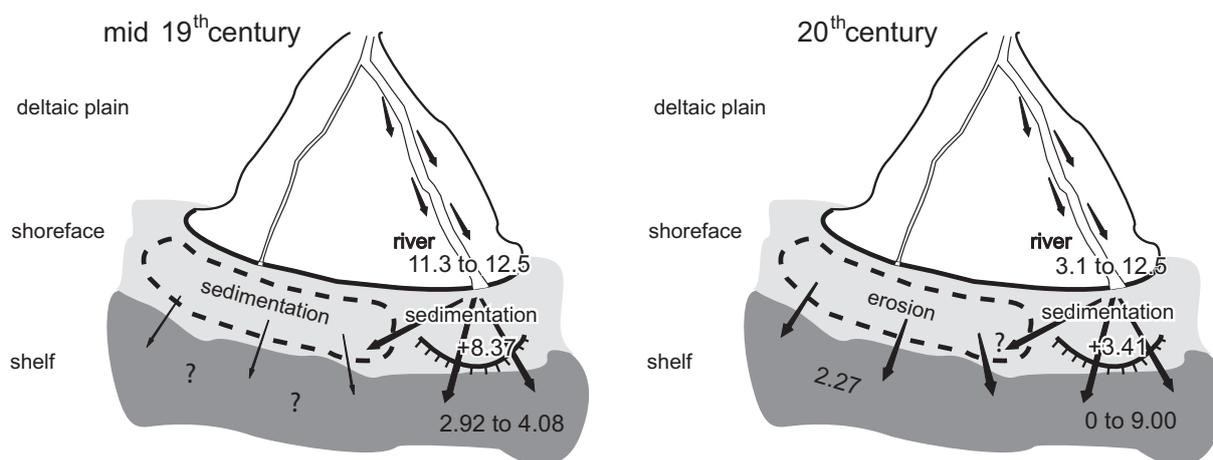


FIG. 3.11 – River-Mouth-Shoreface-Shelf sediment budget for the mid 19th century and during the 20th century (values expressed in $10^6 \cdot \text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$)

We first need to determine a mean river sediment transport, which then can be compared with the shoreface changes and considered as input to the marine domain. On large rivers, the distribution of BST and SST is usually considered as 10% and 90%, respectively, of the total sediment transport (Milliman and Meade, 1983). This approximation is of the same order of magnitude if we base our estimations on the exceptional floods of 1993 and 1994 (Arnaud-Fassetta, 1997 and Antonelli, 2002b), which indicate values of about 13% and 87% for BST and SST, respectively. Thus, we used this ratio to estimate the total sediment load transported by the river but we kept in mind that these values should be considered as an order of magnitude (the weight -tonne- is converted into volumes - m^3 - by using a grain density of about $2.65 \text{ kg} \cdot \text{m}^3$).

From the middle of the 19th up to the first part of the 20th century, before the construction of dams, few authors had estimated the Rhone river sediment transport (Surell, 1847 ; Parde, 1935 ; Milliman and Meade, 1983). Meanwhile, using different estimation methodologies by the authors, the total sediment transport of the Rhône during the 19th century and before the construction of dams probably lies around 11.3 to $12.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ (Fig.2). Moreover, we do not have any information on the evolution of the bed, which can either trap sediments in transit (by accretion) or, on the contrary, supply sediments (by incision) which then move towards the sea. Thus, as the net sedimentation of the Grand Rhône prodelta is about $8.37 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ during the period 1872–1895, we estimate the river sediment by-pass via the prodelta at between 4.10 and $2.90 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. In the lower shoreface area (-10 to -20 m), the sediment budget is positive for the period 1872–1895. Since the net upper shoreface budget is in equilibrium, the sediments in the lower shoreface cannot come from the upper zone. Onshore sediment transport from zones deeper than -20 m can hardly be expected, so we consider that the net accumulation of the lower shoreface is derived from the Rhône river sediment input. The lower shoreface of the Rhône delta can receive river sediment discharge extending out to sea via plumes as observed in other comparable deltaic environments (Jiménez et al., 1999). The supplies of the Rhône river to the shelf is thus estimated of about 2.9 to $4.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ (Fig. 11).

It is difficult to propose a mean value for the 20th century because of decreasing river floods during this period and the lack of reliable data, so we estimate river sediment transport as ranging between 3.1 and $12.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. Based on bathymetric profile line comparisons (1907 and 1991), Arnaud-Fassetta (1998) estimated a negative sediment budget for the Grand Rhône of about $0.06 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. Since the Grand Rhône channel is under an erosional regime, we may assume that it can supply the coastal zone. Arnaud-Fassetta (2003) suggested that sediment transport was facilitated by channelization of the Rhône during the 20th century. While we do not take into account bank morphology and narrowing, field measurements indicate that these features are partially artificial and that their influence is negligible at the considered time scale (Arnaud-Fassetta, 2003). Moreover, civil engineering works since 1867 along the two arms have limited the extent of flooding, and sedimentation on the deltaic plain has been significantly reduced. It therefore

appears reasonable to consider that the incised bed-material is transported downstream and acts as source of sediment supply to the sea. Because there are no long-term river bathymetric profile lines available for the Petit Rhône, the sediment budget of this arm is not evaluated. Nevertheless, it should not have any strong influence on the overall sediment budget at this time scale because the Petit Rhône is a minor arm and its sinuous morphology probably favours accumulation in the channel (Arnaud-Fassetta, 1998; Antonelli, et al., 2004).

By subtracting the river sediment input to the sea (sediment transport added to the channel erosion) from the prodeltaic lobe accumulation ($+3.41 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$), we can estimate a maximum prodeltaic lobe by-pass of about $9.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. Between 1895 and 1974, the shoreface sediment budget suggests net equilibrium of the upper part and net offshore loss on the lower part ($2.27 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$), probably caused undertow and downwelling as observed on others sites (Hequette and Hill, 1993; Jiménez et al., 1999; Hequette et al., 2002). During the 20th century, with decreasing river sediment discharge, the sediment input to the sea was insufficient to compensate for the loss of sediment farther offshore. We cannot infer that, while offshore sediment transport occurred during 1895–1974, no such transport would have occurred during 1872–1895. Indeed, our results are based on bathymetric comparisons, which indicate the net evolution. We thus consider that offshore sediment transport would have occurred during both periods, but during the 19th century this movement was counterbalanced by considerable river discharge of suspended sediment during plumes. River sediments are also being deposited offshore, on the shelf, where a positive sedimentation rate has been demonstrated (Zuo et al., 1997; Radakovitch et al., 1998; Durrieu Demadron et al., 2000; Touzani and Giresse, 2002). These authors argue for an important contribution of the Rhône River to shelf sedimentation. However, the offshore loss of sediment from the shoreface, estimated at $2.27 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ in this study from bathymetric comparisons, will also contribute to the shelf sedimentation (Fig. 11).

To conclude, we point out that our analysis and interpretations are based on a comparison of bathymetric sounding over the long term and only yield orders of magnitude. Field measurements during storms and floods most probably reflect sedimentary exchanges bet-

ween the mouth zone and the shoreface, as well as between the upper and lower shoreface, as already observed in the Ebro delta (Jiménez et al., 1999) in a environment comparable with the delta of the Rhône. It is also well known that coarse sediments move onshore and fine sediments off-shore during storms (Stive and De Vriend, 1995). While this segregation probably occurs on the shoreface of the Rhône delta, such processes have never yet been measured on this site. Our work present some short comings but it is however necessary to understand the long-term sedimentary exchanges and the large scale coastal behaviour in a microtidal deltaic system.

3.7 Conclusion

The present analysis is based on the evolution of the shoreline and the long-term bathymetry (150 years), leading to some novel insights into the relations between the river, active and fossil prodeltaic lobes, shoreface and continental shelf. First of all, we show that the reduction in the sedimentary inputs of the Rhône to the sea over the last 150 years has resulted in a reduction in sedimentation at the mouth. We also clearly show that this reduction began before the construction of dams. Our results indicate that there is a large accumulation of sediment in the area around a growing prodeltaic lobe, associated with a reduced contribution to longshore sediment transport. Following a shift in the river channel and mouth, the prodeltaic lobe is reworked by waves and its sediment contributes partially to the growth of spits. This suggests that there is a "time-shift" between the input of river sediment to the sea and the build up of a beach. In an initial stage, the sediments are trapped in the prodeltaic lobe, and later, when the mouth location has shifted, they are reworked to build spits. During the Holocene and up to the modern period, the river channel has shifted many times through natural and anthropic processes to build up the present deltaic plain and shoreface morphology. Nowadays, as the rivers channels are controlled by dykes and human intervention, a river shift is not possible (assuming that the dykes can resist the strongest flood events). Under these conditions, and with the decreased input of fluvial load into the sea, it thus appears unlikely that river sediments can contribute to the beaches of the Rhône delta coast. Moreover, the fossil prodeltaic lobes constitute sedimentary reservoirs that are gradually being used up. The chronic erosion of the coastline, which is caused by a deficit in sediment, a very weak supply and the redistribution of the river sediments, is thus likely to continue in the future.

Acknowledgements This work is a contribution to EuroStrataform European Program (number EVK3-CT2002-20079) and French ORE-CNRS-RESYST programme. The first author is supported by a Marie Curie Individual Fellowship from the E.U. (EVK3-CT-2002-50015). The authors thank the Etablissement Principal du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (EPSHOM) and the Port Autonome de Marseille (PAM) for providing the bathymetrics data. Marcel Stive is acknowledged for his scientific help and profitable discussions.

Literature cited

Aloisi, J.C., Auffret, G.A., Auffret, J.P., Barousseau, J.P., Hommeril, P., Larsonneur, C., and Monaco, A., 1977. Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français, Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, 2, 183-195.

Antonelli C. and M. Provansal, 2002a. Vers une ré-évaluation des matières en suspension de Rhône aval par acquisition de mesures sur toute la colonne d'eau. *Geomorphology : from expert opinion to modelling*.

Antonelli C. and. Provansal M, 2002b. Characterisation and assesement of sand fluxes in the lower Rhône river, France. *River Flow 2002*, Louvain (Belgium).

Antonelli C., Provansal M., and Vella C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France ; *Geomorphology*, 57, 385-402.

Arnaud-Fassetta G., 1997. Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuelle (delta du Rhône, France du sud). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 3, 237-256.

Arnaud-Fassetta G., 1998. Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. Thèse de Doctorat en Géographie Physique, Université de Provence, Aix-en-Provence, 329 pp.

Arnaud-Fassetta G., and Provansal M. 1999. High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586-1725 AD) in the Rhône Delta (Mediterranean France). *Relationship to the catchment basin*, *Hydrobiologia*, 410, 241- 250.

Arnaud-Fassetta G., 2003. River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age : geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena*, 51 (2), 141-172.

Baraillet L., and Bonnet M., 1964. Golfe de Fos : évolution des fonds le long de la flèche de la Gracieuse. Rapport d'étude SOGREAH, n° 8724, Grenoble, 26p.

Berné S., Carré D., Loubrieu B., Mazé J.P., and Normand A., 2002. Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion. IFREMER, Brest (4 bathymetric maps at the 1/100000 scale). Vol..1, 48p.

Blanc J., 1977. Recherche en sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi. Pub. Centre National pour l'Exploitation des Océans, 75(1193), 69p.

Bravard J.P., 1989. La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Age et à l'époque moderne. Revue de Géographie de Liège, 25, 145-157.

Bravard J.-P., and Peiry J.-L., 1993. La disparition du tressage dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19^e -20^e siècles). Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd 88, 67-79.

Cencini C., 1998. Physical processes and human activities in the evolution of the Po Delta, Italy. Journal of Coastal Research, 14 (3), 774-793.

Charmasson S., 1998. Cycle du combustible nucléaire et milieu marin. Devenir des effluents Rhodaniens en Méditerranée et des déchets immergés en Atlantique Nord-Est. Ph-D Thesis, University Aix-Marseille III - C.E.A. (Commissariat à l'énergie Atomique), Gif-sur-Yvette, France, 365 pp.

Coleman J.M., and Wright L.D., 1975. Modern river deltas : variability of processes and sandstones bodies. In : Broussard M.L., ed. Deltas, model for exploration, Houston, Geol. Soc., 99-150.

Cottureau C., 1988. Leçons tirées de l'aménagement du Rhône sur l'hydrobiologie, la qualité de l'eau et le débit solide. Commission Internationale des Grands Barrages, San Francisco.

Dugas S. F., 1989. Etude du transit sédimentaire par charriage dans le Rhône entre Beaucaire et Arles. 1^{ière} partie, Rapp. Instit. Franç. De Rech. Scient. Pour le Dev. En Coop. & Comp. Natio. Rhône, département DEC, Montpellier, 65p.

Durrieu de Madron X., A. Abassi, S. Heussner, A. Monaco, J.C. Aloisi, O. Radakovitch, P. Giresse, R. Buscaïl and P. Kerhervé, 2000. Particulate matter and organic carbon budgets for the Gulf of Lions (NW Mediterranean). Oceanologica Acta, 23 (6), 717-730.

El Habr H, and Golterman H.L., 1987. Input of nutrient and suspended matter into the Golfe du Lion and the Camargue by river Rhône. Revue des Sciences de l'Eau, 6, 395-422.

Galloway W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In : B. Ed. (Editor), Deltas. Houston Geol. Soc., 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 (1/94), 57-62.

Gemaehling C., Ginocchio R., and Chabert J., 1957. Comparaison entre les évaluations théoriques et expérimentales du débit solide dans le tiers central du Rhône. Publication de l'Association Internationale de Recherche Hydraulique (AIRH). 7^e congrès. Lisbonne, Vol. D, 13p.

Giosan L., Bokuniewicz H., Panin N., and Postolache I., 1999, Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube delta coast, J. Coastal Res., 15 (4), 859-871.

Guerard A., 1885. Etude sur l'amélioration des embouchures des fleuves dans les mers sans marée, note 1, Mémoire de l'Institut des Ingénieurs civils de Londres, vol. LXXXII, session 1884-85, Part. IV. 52p.

Guillen J., and Palanques A., 1993. Longshore bar and trough systems in a microtidal, storm wave dominated coast : the Ebro delta (NW Mediterranean). *Marine Geology* 115, 239-252.

Guillen J., and Palanques A., 1997. A shoreface zonation in the Ebro delta based on grain size distribution. *Journal of Coastal Research* 13 (3), 867-878.

Henry M., and Gemaehling C., 1958. Les mouvements des matériaux du lit du Rhône à la suite de la mise en eau de la dérivation de Donzère-Mondragon. *La Houille Blanche*, 1, 5-24.

Hequette A., and Hill P.R., 1993. Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak beach, Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology*, 111, 283-304.

Hequette A., Desrosiers M., Hill P.R., and Forbes L., 2002. The Influence of Coastal Morphology on Shoreface Sediment Transport under Storm-Combined Flows, Canadian Beaufort Sea., *Journal of Coastal Research*, 17 (3), 507-516.

IRS, 2000. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. volet 1 : Etude du transport solide, 3 vol., 300 pp.

Jiménez J.A. and Sánchez-Arcilla A., 1993. Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain. *Marine Geology*, 114, 105-118.

Jiménez J. A., Sánchez-Arcilla A., Valdemoro H.I., Gracia V., and Nieto F., 1997. Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology* 144, 59-79.

Jiménez J. A., Guillén, V. Gracia, A. Palanques, M. A. García, A. Sánchez-Arcilla, P. Puig, J. Puigdefábregas, and G. Rodríguez 1999. Water and sediment fluxes on the Ebro Delta shoreface : on the role of low frequency currents. *Marine Geology*, 157, 219-239.

Jorda M., 1985. La torrencialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahiers ligures de Préhistoire et de Protohistoire*, 2, 11-28.

Klingeman P.C., Bravard J-P. et Giuliani Y., 1994. Les impacts morphodynamiques sur un cours d'eau soumis à un aménagement hydroélectrique à dérivation : le Rhône en Chautagne (France), *Revue de Géographie de Lyon*, 69 (1/94), 73-87.

Kolb C.R., and Van Lopik, J.R., 1966. Depositional environment of Mississippi River Delta plain - Southeastern Louisiana. In : Shirley, M.L. (Editor) *Deltas in their Geologic Framework*, Houston Geological Society, Houston, TX, 17-61.

Komar P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd Ed, Prentice Hall. 544 pp.

Kruit C., 1955. Sediments of the Rhône delta grain size and microfauna. *Verhand konink.*

Leatherman S.P. 2003. Shoreline change mapping and management along the U.S. east coast. *Journal of Coastal Research*, SI (38), 5-13.

L'Homer A., Bazile F., Thommeret J., and Thommeret Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7,000 BP à nos jours ; variations du niveau marin. *Oceanis*, 7 (4), 389-408.

L'Homer A., 1993, Notice de la carte géologique au 1/50 000, feuille du Grau du Roi. BRGM, 93 p.

Li G., Zhuang K. and Wei H., 2000. Sedimentation in the Yellow River delta. Part III. Seabed erosion and diapirism in the abandoned subaqueous delta lobe, *Marine Geology*, 168, 129-144.

Masselink G., 1992. Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhône delta, Southern France : a test of the "Mc Laren model". *Journal of Coastal Research*, 8 (2), 286-291.

Milliman J.D., and Meade R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21.

Milliman J.D., 1997. Blessed dams or damned dams? *Nature*, 386, 325-327.

Miramont C., and Guilbert X., 1997. Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en Moyenne Durance (France du sud-est). *Géomorphologie : reliefs, processus et environnement*, 4, 235-338.

Oomkens E., 1970. Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. In : J.P.M. Ed. (Editor), *Deltaic sedimentation modern and ancient*, 198-211.

Pardé M., 1925. Le régime du Rhône, étude hydrologique, *Etude et travaux de l'Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble*, Phd thesis, Université de Grenoble, 2 vol., 1323p.

Pauc H.E., 1976. Comportement dynamique des matériaux en suspension. Etude de divers secteurs du Golfe du Lion. *Bulletin de la Société Naturelle d'Afrique du Nord*, Alger, 67, 151-169.

Pelnard Considere R., 1956. Essai de théorie de l'Evolution des Formes de Rivage en Plages de Sable et de Galets, 4th Journées de l'Hydraulique, *Les Energies de la Mer*, Question III, Rapport N°. 1, 289-298.

Pichard G., 1995. Les crues sur le bas-Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydroclimatique. *Méditerranée*, 3-4, 105-116.

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. Ph. D. Thesis, Lyon III University, 501 p.

Pont D., and Blombéd B., 1995. Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 1994 - 1995. 7^e rencontres de l'Agence Régionale Pour l'Environnement, PACA, 24-27 Octobre 1995, Digne les bains, 283-292.

- Pont D., and Bardin, O., 1996. Liquid and solid inputs from the Rhone into the Ile de Camargue and its hydrological functioning, In : Final Workshop MEDDELTA, Venezia (Italy), Oct. 2-6, 1996, Vol.I, The past and the Present, pp.4.29-4.46
- Pont D., Simonnet J.P., and Walter A.V., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean : consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône river, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 1-18.
- Pranzini E. 2001. Updrift river mouth migration on cusped deltas : two examples from the coast of Tuscany (Italy). *Geomorphology* , 38, 1-2, 125-132.
- Probst J.L., 1989, Hydroclimatic fluctuations of some European rivers since 1800. In Petts G.E. (Ed), *Historical change of large alluvial rivers : Western Europe*. Chichester, Wiley, 41-55.
- Radakovitch O., Charmasson S., Arnaud M., and Bouisset P., 1998. ^{210}Pb and Caesium Accumulation in the Rhône Delta Sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 48, 77-92.
- Ramette M., and Heuzel, 1982. Le Rhône à Lyon. Etude de l'entraînement des galets à l'aide de traceurs radioactifs. *La Houille Blanche n° spécial A*, 389-399.
- Roditis J.C., and Pont D., 1993. Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta. *Méditerranée* 3.4, 5-18. Russell, J.R., 1942. Geomorphology of the Rhône delta. *Annals of the association of american geographers*, XXXII, 2, 149-254.
- Sabatier F. 2001. Fonctionnement et dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du Rhône. Ph. D. thesis, Université d'Aix-Marseille III, 272 p.
- Sabatier F., and Suanez S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-300.
- Savey P, and Deleglise R., 1967. Les incidences de l'aménagement du tiers central du Bas-Rhône sur les transports solides par charriage et par suspension. *International Association on Hydrology Scientific Publication (IAHS)*, 75, 462-476.
- Sogreah, 1999. Aqueduc du Rhône à Barcelone, investigation supplémentaires. RMC8, Impacts sur les sédiments du Rhône. Rapport 55 0470/JLR/R3 VA, 82p.
- Stanley D.J, and Warne A.G., 1998. Nile Delta in its destruction phase. *Journal of Coastal Research*, 14 (3), 794-825.
- Stive M. J. F. and de Vriend H. J., 1995. Modelling shoreface profile evolution." *Marine Geology*, 126, 235-248.
- Stone G. W., and Donley J., 1998. The World Deltas Conference : A tribute to the Late Professor James Plummer Morgan : 1919-1995. *Journal of Coastal Research*, 13(3), 695-697.
- Suanez S., Prosper-Laget V., Provansal M., 1997. Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille. Implications climatiques et/ou tectoniques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, IIa, 324, 639-646.

- Suanez S., Bruzzi C., and Arnoux-Chiavassa S., 1998 -Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage napoléon et flèche de la Gracieuse), Géomorphologie, relief, processus, environnement, 4, 291-312.
- Suanez S., and Provansal M., 1998. Large scale shoreline change, Rhone delta. *Journal of Coastal Research*, 14, 493-503.
- Suanez S., and Bruzzi C., 1999. Shoreline management and its implications for coastal processes in the eastern part of the Rhône delta. *Journal of Coastal Conservation*, 5 (1), 1-12.
- Suanez S., and Simon B., 1999. Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral oriental du delta du Rhône (France, Sud-Est). *Photo-Interprétation*, 3-4, 147-176.
- Surell M., 1847. Mémoire sur l'amélioration des bouches du Rhône, imprimerie cévenole, Nîmes, 1-8.
- Thieler E.R., Pilkey, O.H., Young, R.S., Bush, D.M. and Chai, F., 2000. The use of mathematical models to predict beach behavior for U.S. coastal engineering : a critical review. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 48-70.
- Touzani A., and Giresse P., 2002. The Rhône River Prodelta : Short-Term (100-103 Year) Sedimentation Patterns and Human Impact. *Journal of Coastal Research* : Vol. 18, N°1, 102-117.
- Van Straaten L.M.J.U., 1959. Littoral and submarine morphology of the Rhone delta. *Proc. Coastal Geog. Conf.*, Baton Rouge, Louisiana State University, 233-264.
- Vella C., and Provansal M. 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6,500 yr on the Southern eastern Rhône delta, France. *Marine Geology*, 170, 27-
- Vella C., Fleury T.-J., Raccasi G., Provansal M., Sabatier F., Bourcier M., Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. accepted in revision. *Marine Geology*.
- Vernier E., 1976. Edification et évolution de la flèche de la Gracieuse, Ouest du Golfe de Fos, *Bull. B.R.G.M. (2^e série)*, 4, 103-115.
- Warner R.F., 2000. Gross channel change along the Durance river, southern France, over the last 100 years using cartographic data. *Regulated river : research and management*, 16, 141-157.
- Wells J.T., and Coleman M., 1987. Wetland loss and the subdelta life cycle. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 25, 111-125.
- Wright L.D., and Short A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.
- Wright L.D., Short A.D., and Green, M.O., 1985. Short-term changes in the morphodynamics states of beaches and surf zones : an empirical predictive model. *Marine Geology*, 62, 339-364.
- Wright L. D., Boon J. D., Kim S. C., and List J. H., 1991. Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology*, 96, 19-51.

Zeiler M., Schulz-ohlberg J., and Figge, K., 2000. Mobile sand deposits and shoreface sediment dynamics in the inner German Bight (North Sea). *Marine Geology*, 170, 363-380.

Zuo Z., Eisma D., Gieles, R., and Beks, J., 1997. Accumulation rates and sediment deposition in the northwestern Mediterranean Sea. *Deep-Sea-Research II*, 44(3-4), 597-609.

Chapitre 4

Connexions entre le Rhône et son Delta. Partie 1 : Evolution du trait de côte du Delta du Rhône depuis le milieu du 19^e siècle.

Grégoire Maillet, François Sabatier, Damien Rousseau, Mireille Provansal, Claude Vella,
et Jules Fleury

Soumis le 22/06/2005s

Géomorphologie, Reliefs, Processus, Environnement

CONNEXIONS ENTRE LE RHÔNE ET SON DELTA. PARTIE 1 : EVOLUTION DU
TRAIT DE CÔTE DU DELTA DU RHÔNE DEPUIS LE MILIEU DU 19^E SIÈCLE.
*Connections between the Rhône River and his Delta Part 1 : Rhône Delta
shoreline changes since the middle of the 19th century.*

Grégoire Maillet¹, François Sabatier^{2,1}, Damien Rousseau¹, Mireille Provansal¹,
Claude Vella¹, et Jules Fleury¹

1 CEREGE, Université de Provence, Aix-Marseille 1, BP 80 13545 Aix en Provence cedex 04, FR

2 Delft University of Technology - Faculty of Civil Engineering - Hydraulic Engineering Section - Stevinweg
1 - 2628 CN Delft - The Netherlands

maillet@cerege.fr, sabatier@cerege.fr, dprousseau@hotmail.com, provansal@cerege.fr,
vella@cerege.fr, fleury@cerege.fr

Auteur correspondant : Tel : 33 442 971 537, Fax : 33 442 971 595

4.1 Introduction

A l'instar de nombreux autres deltas, le Delta du Rhône est un environnement écologiquement riche activement exploité par l'agriculture, principalement pour la production de riz et de sel. La population du Delta est d'environ 7 000 habitants permanents mais dépasse fréquemment les 15 000 personnes durant la période estivale. Cette forte activité touristique balnéaire, ainsi que les importantes ressources économiques et environnementales présentes dans le Delta sont actuellement menacées par une érosion littorale significative (Paskoff, 2004). Pour tenter d'expliquer cette dégradation, il est nécessaire de replacer les évolutions actuelles du trait de côte (Sabatier et Suanez, 2003) dans un contexte historique plus large. Or, depuis 150 ans environ, différents indicateurs témoignent d'un changement climatique, essentiellement caractérisé par un réchauffement atmosphérique (Bradley et Jones 1993, Magny 1995, IPCC 2001). Cette période fait suite à un épisode pluri-séculaire, désigné sous le terme de Petit Age Glaciaire, qui, selon les marqueurs retenus, débute au cours du 14^e siècle et s'achève à la fin du 19^e siècle (Crowley 2000, Reynaud et Vincent, 2002). Ces modifications climatiques, en entraînant un changement dans l'équilibre des forces qui modèlent les deltas (houles, marées et fleuve d'après la classification de Galloway, 1975), s'expriment fortement dans la morphologie deltaïque tout au long du 19^e

siècle. Mais le 19^e siècle est également la période de profonds bouleversements sociétaux qui conduisent à d'importantes mutations morphologiques parfois antagonistes (Provansal et al., 2005).

Ce travail est une étude en deux parties sur la relation hydrosédimentaire entre un fleuve et son delta. L'objectif de la première partie est de caractériser la dynamique spatio-temporelle du littoral du delta du Rhône au cours du 19^e siècle, qui apparaît comme une période de transition dans la perception et l'utilité que les hommes ont du fleuve. C'est en effet une période-clef dans des mutations de l'hydrosystème fluvial et deltaïque qui évolue d'un contexte de société rurale dans le bassin versant à une mainmise totale des ingénieurs sur le fleuve sous l'effet progressif des évolutions scientifiques et technologiques. Ainsi, l'impact humain, de passif ou intégré au fonctionnement naturel du bassin versant, devient un facteur dynamique des modifications des relations entre le fleuve et le delta (Berendsen et Stouthamer, 2000 ; Stouthamer, 2001). Nous disposons pour cette étude d'un ensemble de cartes topographiques historiques du littoral du Delta, dont la comparaison permet d'évaluer les mutations du système deltaïque, et de proposer quelques interprétations sur les moteurs de cette évolution.

Par la suite, la partie 2 (Maillet et al., 2005a) se focalisera sur le comportement spécifique du secteur de l'embouchure active qui subit encore plus l'influence des forçages fluviaux-marins.

4.2 Données générales

4.2.1 Caractéristiques générales

Le Rhône, l'un des plus grands fleuves méditerranéens, draine un bassin versant de 97 800 km² inscrit dans les zones climatiques alpines, océaniques et méditerranéennes. Ce fleuve s'écoule depuis la chaîne des Alpes jusqu'au sud de la France, et forme un delta dans sa partie terminale (Figure 1).

Durant les 6 000 dernières années, ce large delta a progradé de plus de 25 km, depuis le nord de l'étang de Vaccarès jusqu'à l'actuelle ligne de rivage (L'homer et al., 1981). Ces dépôts correspondent à la partie sommitale du prisme de haut niveau marin (highstand system tract), développé à la faveur du ralentissement de la remontée du niveau

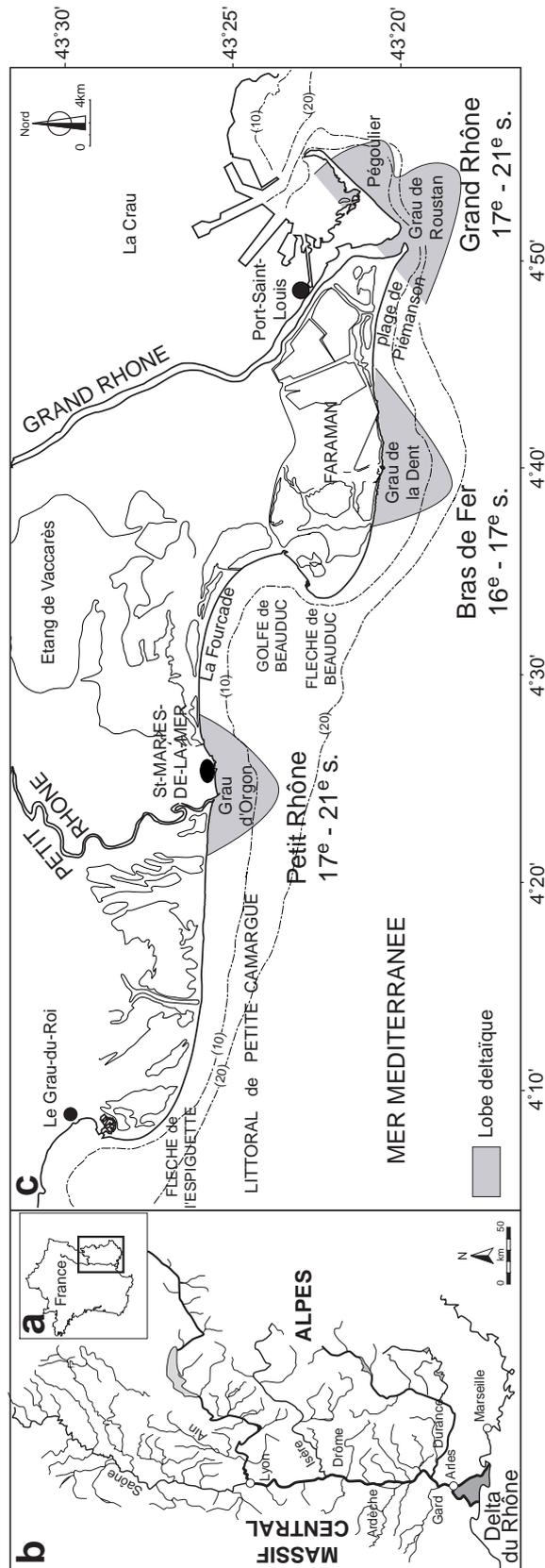


FIG. 4.1 – Carte de localisation du site étudié et des toponymes utilisés. (a) Localisation du bassin versant du Rhône. (b) Organisation du bassin versant du Rhône, principalement développé en aire alpine, et localisation du delta du Rhône. (c) Le delta du Rhône : localisation des principaux lobes deltaïques mis en place depuis le 17^e siècle.

marin depuis 6 000 BP (Dubar et Anthony, 1993; Vella et Provansal, 2000). L'avancée la plus importante se situe entre 4 000 et 2 000 BP, et résulte de la conjonction entre une quasi-stabilité du niveau marin (Vella et Provansal, 2000), un fort apport sédimentaire (L'Homer, 1991) et un faible espace d'accumulation (Vella, 2005).

Entre 1586 et 1711 (Arnaud-Fassetta 2003), le Rhône construit un lobe proéminent, appelé le lobe du Bras de Fer (Figure 1), puis dévie dans un canal d'irrigation pour former l'actuel chenal du Grand Rhône. Depuis cette période, le Rhône n'a plus subi d'avulsion et s'écoule dans la plaine deltaïque par deux bras. Ces deux bras sont totalement endigués depuis les années 1860. Les embouchures, éloignées de plus de 40 km, sont reliées par une digue construite dès 1859 en arrière du littoral deltaïque, chargée de réguler l'intrusion des eaux marines dans le delta.

A l'ouest, l'embouchure du Petit Rhône, appelée grau d'Orgon, existe depuis l'an 1550 (L'Homer et al, 1981). Ce bras du fleuve draine 10% du débit liquide total au travers d'un cours très sinueux (indice de sinuosité $I_s = \lambda/L$ compris entre 1.5 et 4.5). A l'est, l'embouchure du Grand Rhône, nommée grau de Roustan, expulse 90% des volumes d'eau et constitue l'exutoire d'un chenal assez rectiligne ($1.06 < I_s < 1.2$). Cette embouchure est restée pluri-chenalisée (de 3 à 6 graus) jusqu'en 1855 où un seul grau est conservé et les autres barrés.

De nos jours, le delta du Rhône est considéré comme un delta influencé par les houles, selon la terminologie de Galloway (1975) et comme un delta de type 8 (mouthbar-type delta of low-gradient highly stable suspension-load river with levees) selon la classification de Postma (1995). La plaine deltaïque couvre une superficie de 1 742 km². Elle est séparée de la mer par un cordon littoral sableux d'environ 90 km entre les flèches de La Gracieuse et de l'Espiguette (Figure 1).

4.2.2 Dynamiques et évolution des forçages sur le trait de côte

En ce qui concerne les conditions éoliennes qui affectent le delta du Rhône, les vents continentaux (Mistral, Tramontane) sont les plus fréquents (70% du temps) et les plus forts (vitesse moyenne : 8 à 11 m.s⁻¹ ; vitesse maximale > 28 m.s⁻¹). Les vents de mer les plus fréquents sont de secteur est à sud-est (Levant, Eissero) et sont particulièrement violents (>20 m.s⁻¹) durant les tempêtes d'équinoxe. Les vents moyens génèrent un courant de dérive littorale orienté vers l'ouest pour la partie occidentale du delta, et orienté vers

l'est pour la partie orientale. Ces courants sont notamment responsables de la formation des flèches littorales de la Gracieuse à l'est et du système Beauduc / Espiguette à l'ouest (Figure 1). Le littoral est caractérisé par un très faible marnage (30 cm) et un niveau marin s'élevant de 2.1 mm.an^{-1} depuis 1905 (Suanez et Provansal, 1998), valeur considérée comme stable par Mulder et Syvitski (1996). En accord avec la terminologie de Wright et Short (1984), les plages du delta du Rhône sont de type "dissipatif" (Sabatier, 2001). Le littoral subit un climat de houle caractérisé actuellement par des vagues de haute énergie (2.10^8 J.m^2 , Sabatier, 2001), mais il est impossible de déterminer l'influence du changement climatique sur ce facteur de mobilité. Les chroniques historiques restent tout aussi imprécises sur l'évolution des fréquences et de l'intensité des tempêtes. Bruzzi (1998) note une recrudescence des naufrages entre [1750–1800], [1800–1850] et [1850–1900], mais observe que la proportion de naufrages liés aux tempêtes reste stable sur les 3 périodes considérées (autours de 20%). Aussi, l'augmentation du nombre de naufrages semble principalement corrélable à l'expansion de la navigation commerciale et de plaisance, mais la réalité des évolutions des tempêtes depuis le milieu du 19^e siècle reste méconnue.

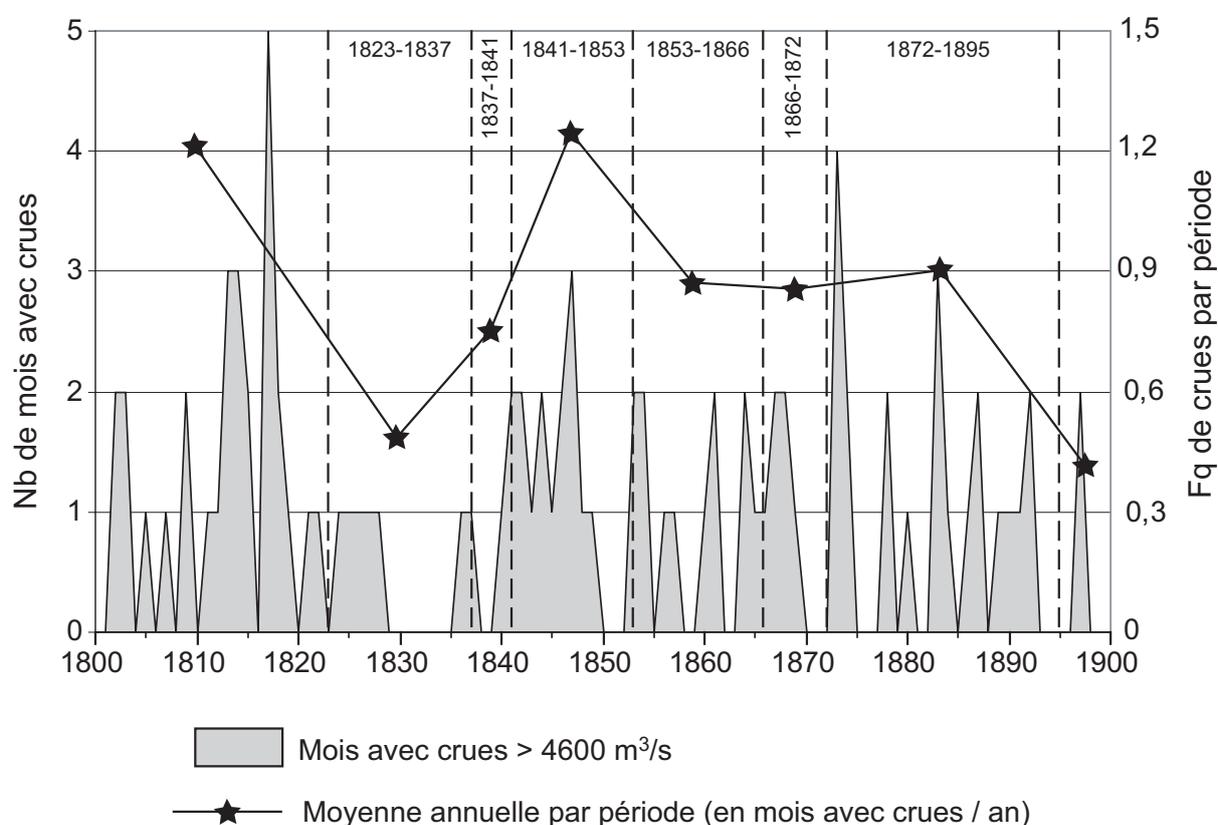


FIG. 4.2 – Variations historiques de l'hydrologie du Rhône. Les fréquences de crue sont calculées sur la base des périodes considérées dans cette étude (données d'après Pichard, 1995).

Concernant l'hydrologie du fleuve, le travail des historiens a permis la reconstitution du régime du Rhône (Pichard, 1995), notamment au travers des chroniques des fortes crues que subit le Rhône au cours du 19^e siècle (Figure 2). Or l'influence des fleuves sur la mobilité littorale des deltas est attestée au travers de nombreuses publications parmi lesquelles Van Straaten (1957), Galloway (1975), Coleman et Wright (1975), Orton et Reading (1993), Hori et al (2002) et d'autres. Deux critères principaux sont retenus par ces auteurs concernant cette influence : (1) la nature et la quantité de la charge solide fluviale et (2) la capacité du fleuve à évoluer dans sa plaine deltaïque (avulsion). Dans le cas du Rhône, considérant la quasi-stabilité du niveau marin et la contrainte de l'endiguement complet du Rhône qui conduit à l'immobilisation artificielle de l'embouchure depuis plus de 150 ans, l'évolution du littoral deltaïque au cours du 19^e siècle est principalement dépendante des variations de la charge solide fluviale, elle-même liée aux changements hydrologiques inhérents à la fin du PAG, et des mutations de l'occupation du sol dans le bassin-versant.

4.3 Acquisition des données

4.3.1 Les documents et leur contexte

L'étude de l'impact des sociétés humaines sur leur territoire dans la longue durée (Clary et al., 1994) implique le recours aux sources historiques. Cette pratique, bien que courante, peut s'avérer périlleuse, comme à chaque fois que des géographes empiètent sur les prérogatives des historiens. Aussi nous sommes nous limités au traitement de données cartographiques, et un soin tout particulier a été accordé à la confrontation de notre méthodologie à l'avis et la critique d'historiens qualifiés.

Les sources historiques cartographiques disponibles sur le delta du Rhône permettent de remonter jusqu'au milieu du 15^e siècle. Le dépouillement des archives a révélé une soudaine augmentation de la production de cartes et de plans du delta à partir des années 1660 (Caritey, 1995) avec le développement de la navigation marchande sur le Rhône et du commerce en Méditerranée. Les informations que contiennent ces cartes anciennes doivent, selon la manière dont la carte a été établie, être lues comme (1) des données qualitatives, (2) des données analogiques ou (3) des données réellement quantitatives (Pinot, 1999). Si

l'intérêt historique de ces documents est indéniable, il ne s'agit pourtant souvent que de dessins figuratifs, réalisés pour répondre à des commandes à finalités précises et sur un espace souvent limité. De même, la diversité des échelles utilisées et l'absence de points de repères géométriques rendent les comparaisons très difficiles (Pichard, 2002). Ainsi, faute de sources cartographiques vraiment fiables à l'échelle du delta au 18^e siècle, nous considérons que la carte de 1823 est la première que l'on peut classer dans la catégorie des « quantitatives ». Neuf cartes différentes ont alors été utilisées pour caractériser l'évolution du delta sur 150 ans (Figure 2, Table 1), afin de conserver un pas de temps de moins de 20 ans entre chaque observation. Ceci permet d'observer des évolutions réelles tout en conservant une bonne résolution temporelle. La position du trait de côte de l'année 2000 est utilisée comme référence de l'état actuel du delta, afin d'homogénéiser nos données avec celles de Sabatier et Suanez (2003) et de permettre les comparaisons.

4.3.2 Méthodologie et estimation des marges d'erreurs

En accord avec la méthodologie de McBride et al. (1991), une stratégie de superposition des cartes a été développée pour compiler les changements de position du littoral. Une bonne compréhension des objectifs de la carte et des méthodologies de représentations graphiques est nécessaire pour juger de la validité et de la précision des résultats. Pour permettre la superposition des traits de côte, toutes les cartes sélectionnées ont été digitalisées, rectifiées et géo-référencées dans un système de coordonnées identique (WGS84) avec le logiciel ER Mapper®6.0. Chaque trait de côte a ensuite été redessiné manuellement et compilé dans un S.I.G. (logiciel MapInfo 6.5©). 84 profils perpendiculaires au littoral ont été établis à un pas d'espacement régulier de 1 000 m pour mesurer les évolutions de position du trait de côte entre 1823 et chaque autre date. Une base de données comprenant les évolutions des profils et les variations de surface a permis la compilation et l'étude des variations de position du rivage. Les vitesses moyennes de mouvement et les changements de superficie ont été calculés en divisant la mesure absolue par la durée de la période séparant les deux cartes comparées.

L'incertitude liée aux procédés de levés cartographiques, au mode de représentation ainsi qu'à la part habituelle d'interprétation caractérisant tout document cartographique, nous incite à considérer la marge d'erreur de nos résultats comme importante mais difficile

DATES	TYPE DE DONNEE	ECHELLE	AUTEURS	SOURCES
1823	Tableau d'assemblage du plan cadastral parcellaire des communes d'Arles, des Saintes-Maries et de Port-Saint-Louis	1/80.000	Frésel, Matheron et al	Arch. Dép. Des B-d-R. n°3P132-3P309,3P1558-1570 et 3P1976
1837	Plan de la Camargue	1/50.000	Pouille	CCIMP n°B4345
1841	Carte particulière des Côtes de France (Bouches du Rhône)	1/50.000	Le Bourguignon-Duperret, Bégat, Lieussou	CCIMP MRG 6431/1 n° 1118
1853	Plan général du syndicat des chaussées de la Grande Camargue	1/60.000	Véran	Arch. Dép. Des B-d-R. n°1Φ2045
1866	Carte d'Etat-major	1/80.000	Officier d'Etat-major	Arch. Dép. Des B-d-R. n°1Φ1948
1872	Côtes Méridionales de France d'Aigues Mortes à Faraman 2 cartes 1872-1873	1/28.800	Officier d'Etat-major	CCIMP MRG 6431/01
1895	Côtes de France – De Saintes-Maries à Port-Saint-Louis-du-Rhône	1/28.800	M.L. Favé, Officier d'Etat-major	EPSHOM 5116
1908	Plan annexe au cahier des charges de Port-Saint-Louis-du-Rhône	1/10.000	Non référencé	Arch. Dép. Des B-d-R. n°1Φ1438
1934	Carte bathymétrique de Camargue	1/25.000	Officier d'Etat-major	EPSHOM
2000	Position du trait de côte (relevé DGPS)	1/1	Sabatier	CEREGE, Aix-en-Pce

TAB. 4.1 – Liste des cartes utilisées pour l'analyse des positions historiques du trait de côte dans le delta du Rhône. (Arch. Dép. Des B-d-R : archives départementales des Bouches du Rhône; CCIMP : Chambre de Commerce et d'Industrie de Marseille-Provence; EPSHOM : Etablissement Principal du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine).

à estimer pour les cartes antérieures à 1872. Après cette date, et tout au long du 19^e, en accord avec les études historiques et les documents techniques d'époque (Pichard, 2002), les mesures topographiques ont été réalisées par triangulation, en utilisant un théodolite couplé à un cercle hydrographique. L'erreur potentielle associée à cette technique de cartographie pour la position d'un trait de côte, est estimée par les Services Hydrographiques de la Marine Française à ± 10 m, i.e ≈ 0.1 m.an⁻¹ (Mc Bride et al., 1995).

4.4 Changement de position du littoral entre 1823 et 2000

Période	Gain Total (hectares)	Perte Totale (hectares)	Bilan Total (hectares)	Bilan Total (km ² /an)	Embouchure (hectares)
1823 - 1895	+3414	-1831	+1587	+0,220	+848
1895 - 2000			+221 ¹	+0,021	+300
1823 - 2000	+3581	-1772	+1809	+0,102	+1148

TAB. 4.2 – Evolution à long terme de la surface du delta du Rhône et incidence du secteur de l'embouchure du Grand Rhône sur le bilan surfacique total (1 donnée d'après Sabatier et Suanez, 2003)

La superposition des traits de côte de 1823, 1895 et 2000 permet de dégager des tendances générales et d'estimer l'importance de la progradation du Delta du Rhône durant presque deux siècles (Figure 3a et Table 2). Cependant, l'extension de la carte de 1823 ne permet pas de tenir compte de l'ensemble du linéaire côtier, et exclu de l'étude la zone de la flèche de l'Espiguette, zone de forte accumulation (Sabatier et Raivard, 2002). Aussi, les données chiffrées que nous avançons doivent être à priori majorées pour les gains sédimentaires.

L'évolution du delta du Rhône sur 177 ans révèle un bilan sédimentaire global largement positif (+1809 ha). Cette évolution n'est cependant pas spatialement homogène, comme en témoignent les bilans partiels avec une surface gagnée sur la mer double de la surface perdue, et des zones en accumulation qui ne concernent que 51% du linéaire côtier étudié (Figure 3b).

Les secteurs en accumulations sont l'embouchure du Grand Rhône et la pointe de Beauduc, tandis que les secteurs de l'embouchure du Petit Rhône et de Faraman s'érodent (Figure 3b). Les variations du trait de côte montrent des vitesses moyennes d'évolution

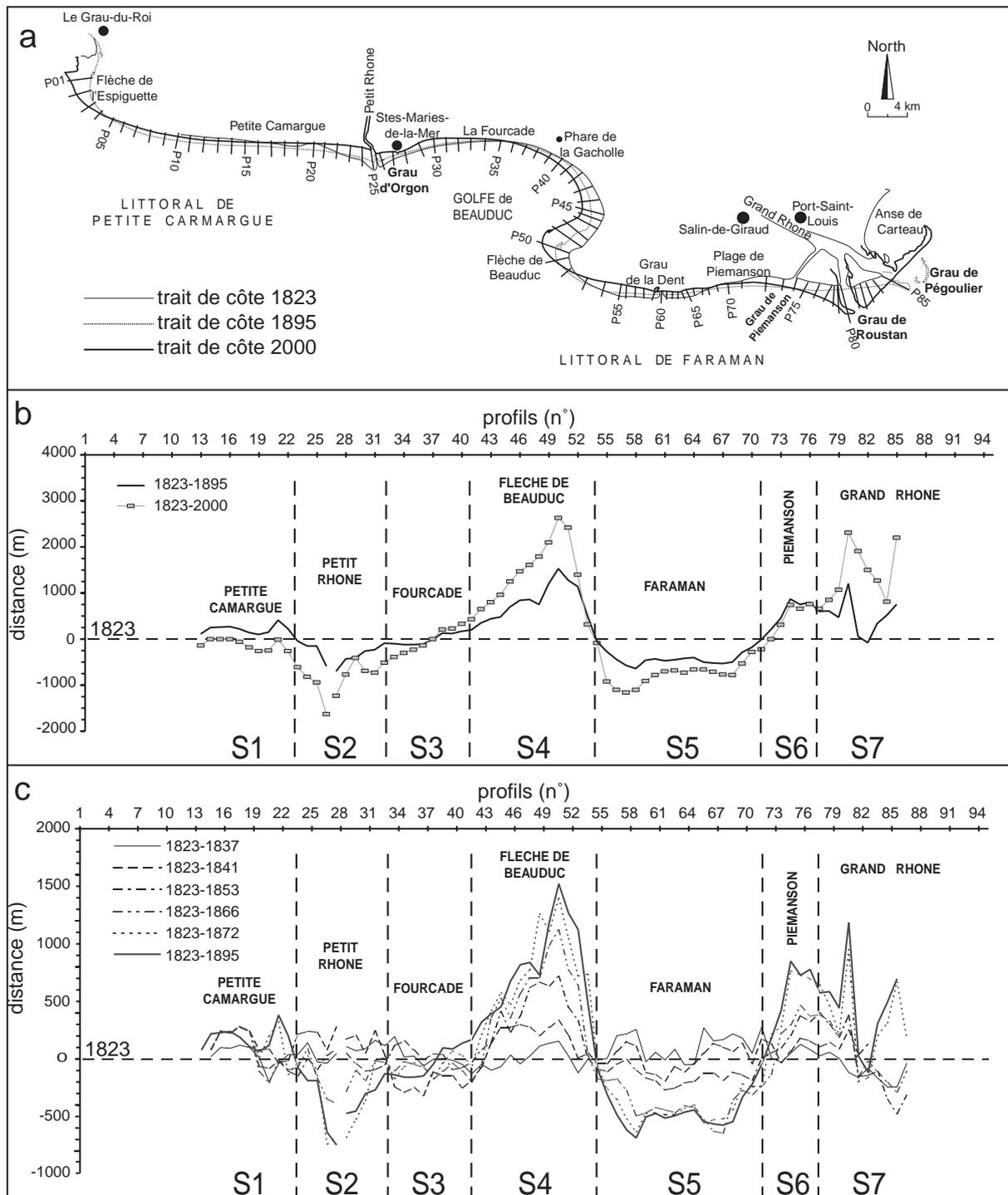


FIG. 4.3 – Variations du trait de côte entre 1823 et 2000. (a) Evolution globale et position des profils (repris de Sabatier et Suanez, 2003). (b) Variations de la position du trait de côte par profils et par secteurs entre 1823, 1895 et 2000. (c) Variations détaillées au 19^e siècle.

séculaires élevées, positives à l'embouchure de Roustan (+13 m.an⁻¹) et à la flèche de Beauduc (+14.5 m.an⁻¹) et négatives à l'embouchure d'Orgon (-8.5 m.an⁻¹) et à la plage de Faraman (-6.2 m.an⁻¹). Les tables 2 et 3 nous permettent d'observer ces évolutions dans le temps. A long terme (Table 2), on constate une nette différence entre le 19^e et le 20^e siècle. En moyenne, le delta s'étend de 0.22 km².an⁻¹ au 19^e siècle, pour seulement 0.021 km².an⁻¹ au 20^e, soit un rapport de 1 à 10. Ces bilans sont fortement contraints par les évolutions de l'embouchure de Roustan. Au 19^e siècle, l'accroissement de surface de ce secteur compte pour plus de 50% dans l'avancée totale du Delta. Cette tendance est encore exagérée au 20^e siècle, puisque l'accroissement de la surface de la zone d'embouchure dépasse l'accroissement total du delta. Ainsi, au 20^e siècle, la tendance érosive du linéaire côtier apparaît comme très généralisée, et seul l'accroissement de surface du secteur de l'embouchure permet de conserver un bilan global positif. A l'échelle du 19^e siècle, la surface du delta s'accroît donc au total de 1587 ha, soit 15.87 km². La comparaison des 7 traits de côtes historiques nous permet d'affiner l'étude de cette croissance (Table 3).

La période [1823–1837] présente un delta très différent de celui qui se dessine par la suite. On constate en effet que les secteurs soumis à long terme à une importante érosion (embouchure du Petit Rhône, Plage de Faraman) sont encore le siège d'une accumulation permettant la progradation du littoral (Figure 3c). Il s'agit des derniers indicateurs morphologiques d'une période durant laquelle la forme du delta est encore localement contrainte par les dynamiques fluviales, caractérisées au 17^e et 18^es. par d'abondants apports sédimentaires aux bouches actives (Arnaud-Fassetta, 2003).

Cette diminution progressive de la charge solide fluviale s'exprime par une tendance au ralentissement graduel de la croissance du delta au 19^e siècle. Ce ralentissement s'effectue en deux phases successives autour de la période clé [1853–1866], qui est la seule de toutes les périodes considérées à présenter un delta globalement en érosion. Au vu de la très forte reprise de l'accroissement deltaïque durant la période suivante [1866–1872], qui paraît anormale au regard de la tendance générale au ralentissement de l'avancée deltaïque, il est possible de douter de la qualité des informations fournies par la carte de 1866. De plus, sous l'effet des fortes crues très fréquentes pendant la période [1840–1856] (Pichard, 1983) et du début des travaux d'endiguement du fleuve, la période [1853–1866]

est généralement considérée comme une période d'augmentation du transit de la charge solide dans le fleuve (Maillet et al., 2005b; Provansal et al., 2005). On pourrait ainsi légitimement s'attendre à observer une augmentation relative de la progradation deltaïque au cours de la période [1853–1866], au lieu de l'érosion obtenue.

Il est donc possible que la carte de 1866 n'ait pas été réalisée avec la même rigueur que les autres utilisées dans cette étude. Cependant, cette carte n'a jamais fait l'objet de critique quant à sa qualité de réalisation. De plus le travail de numérisation, recalage et géoréférencement a été réalisé avec le même protocole et la même minutie que les autres cartes. Enfin, la forte progradation au cours de la période [1866–1872] peut tout à fait résulter de l'effet de chasse hydraulique provoquée par l'endiguement du Rhône qui est terminé en 1860. Aussi la rigueur scientifique veut que nous accordions aux résultats obtenus avec la carte de 1866 la même importance qu'à ceux fournis par les autres cartes, nonobstant l'aspect inattendu des résultats.

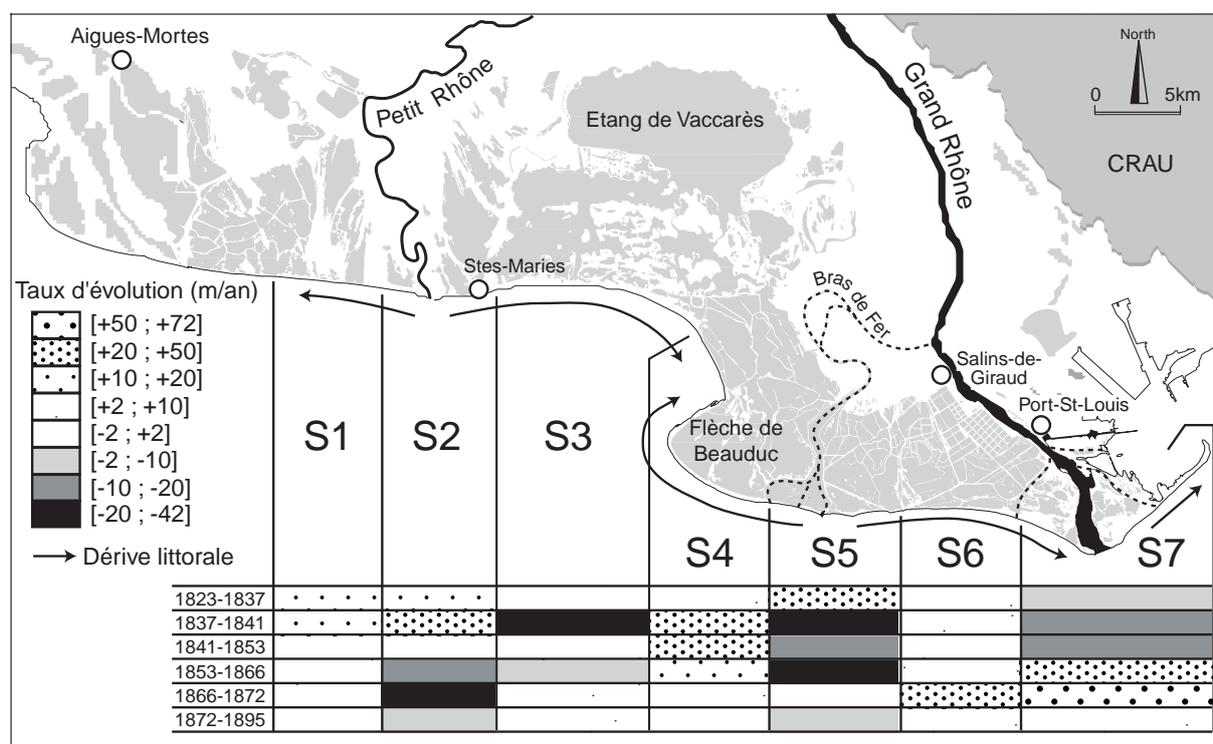


FIG. 4.4 – Classification des taux d'évolution du trait de côte ($m.an^{-1}$) du Delta du Rhône par secteurs et par périodes au cours du 19ème siècle.

L'étude de l'évolution des 84 profils perpendiculaires au littoral durant le 19^e siècle (Figure 3c, Figure 4) permet d'atténuer les conséquences de cette possible imprécision des données de 1866 en mettant en évidence 7 secteurs au comportement homogène à partir de 1837 : la Petite Camargue (S1) à l'ouest du Petit Rhône, l'embouchure du Petit Rhône (S2), La Fourcade (S3) de l'est du Petit Rhône au phare de la Gacholle, Beauduc (S4) regroupant le golfe et la pointe de Beauduc, Faraman (S5) autour de l'ancienne embouchure du Bras de Fer, Piémanson (S6) situé à l'ouest du grau de Roustan et l'embouchure du Grand Rhône (S7) constitué du lobe moderne (grau de Roustan, grau de Pégoulie, Flèche de la Gracieuse). Chaque secteur a été étudié par période (Figure 4) et nous présentons ci-dessous les observations relevées.

– Secteur S1 (Petite Camargue)

L'absence de données pour la flèche de l'Espiguette rend difficile l'analyse de l'évolution de ce secteur. Le bilan global entre 1823 et 1895 est positif. En effet, bien que soumis à une forte exposition aux houles, il reste sous l'influence de l'embouchure du Petit Rhône. Potentiellement alimenté par les sédiments apportés par le grau d'Orgon, il est également protégé par le haut fond que constitue le lobe sous-marin du Petit Rhône qui dévie vers l'est les houles les plus morphogènes (sud-est). Il résulte de la combinaison de ces forçages une évolution chaotique tant dans le temps (succession de phases d'érosion et d'accrétion), que dans l'espace (profils en accumulation et en érosion durant la même période).

– Secteur S2 (Orgon mouth)

A l'embouchure du Petit Rhône, le recul du littoral, très rapide de nos jours (Sabatier 2001), débute à partir de [1841–1853]. Au milieu du 19^e siècle, ce bras du fleuve drainait 20% du débit liquide du Rhône (Surell, 1847), 16% en 1890 (François 1937) et 10% actuellement, (Ibanez et al., 1997). L'affaiblissement du débit du Petit Rhône est donc partiellement responsable du déficit sédimentaire du secteur et du recul du rivage. Ce secteur est d'abord attaqué par les houles qui se concentrent sur le lobe saillant, puis de plus en plus érodé jusqu'en 1872. Nous ne trouvons de témoignages de protection du littoral contre l'érosion qu'au début du 20^e siècle (François, 1937). Mais il est probable que le cordon littoral, qui abritait en 1880 une ville de plus de 1000 habitants (Lenthéric 1881), ait été protégé artificiellement dès la deuxième partie du 19^e siècle, ce qui pourrait expliquer la nette réduction de l'érosion observée après 1872.

– Secteur S3 (La Fourcade)

Ce secteur est une zone charnière entre l'embouchure du Petit Rhône en forte érosion et la Flèche de Beauduc en accrétion constante. Les houles les plus morphogènes (sud-est), réfractées par la flèche de Beauduc, s'orientent parallèlement au rivage, ce qui limite fortement la dérive littorale en période de tempête. De ce fait, aucune tendance significative n'est observable. Le trait de côte oscille de manière assez confuse autour d'une position fixe, sensiblement assimilable à celle du trait de côte en 1823 (Figure 3C). La partie ouest du secteur, subissant l'influence de S2, est sensiblement en érosion, tandis que la moitié est prograde, sous la dominance du secteur de Beauduc.

– Secteur S4 (Beauduc)

La pointe de Beauduc est la zone de convergence de deux dérives littorales de sens opposé, provenant de l'ouest du secteur et du littoral de Faraman (Figure 4). Elle est par conséquent le lieu d'une intense sédimentation qui débute en 1711 avec l'abandon du Rhône du Bras de Fer, qui est alimentée par le démantèlement progressif du lobe sous-marin, et qui ne devrait se terminer que lorsque le trait de côte sera totalement régularisé entre l'embouchure du Grand Rhône et la ville du Grau du Roi. Orientée vers l'ouest en 1823, la flèche a tendance à croître en se déplaçant vers le nord-ouest, sous l'influence des houles de sud-est. Cette croissance est continue sur la période d'étude, avec un acmé de progradation entre 1837 et 1853.

– Secteur S5 (côte de Faraman)

La côte entre Beauduc et le Grand Rhône présente un recul quasi permanent tout au long du secteur S5. La plage est ici très exposée aux houles de sud-est qui atteignent la côte avec une incidence de 45° et engendrent un fort courant de dérive littorale vers l'ouest. Ce secteur correspond à l'ancienne embouchure du Rhône du Bras de Fer. La réfraction des houles sur les haut fonds reliques accentue la pression des dynamiques marines sur cet espace déconnecté des apports rhodaniens. Ce recul présente deux caractéristiques importantes : (1) le repli du trait de côte ne s'inscrit dans aucune tendance particulière et est caractérisé par une irrégularité des vitesses d'évolution. (2) A l'échelle séculaire, la tendance est tout de même au ralentissement de l'érosion, le recul du trait de côte étant limité au nord par la présence de la digue littorale construite en 1859.

– Secteur S6 (plage de Piémanson)

A l'ouest du promontoire du Grand Rhône, le secteur S6 résume les diverses possibilités d'évolution d'un littoral deltaïque. De 1823 à 1853, le littoral gagne sur la mer à une vitesse qui décroît progressivement. Cette tendance est à mettre en relation avec le comblement du chenal fluvial qui concerne également le grau de Piémanson. En 1855, les faibles apports rhodaniens par le chenal de Piémanson sont détournés par la fermeture artificielle du grau. L'influence directe du fleuve ayant disparu, les houles remobilisent les dépôts prodeltaïques qui viennent alimenter la côte proximale ($+34 \text{ ha.an}^{-1}$). Cet apport sédimentaire n'a cependant qu'une durée limitée dans le temps et, après un ralentissement de la progradation, on note dès 1895 un début d'érosion, preuve que même les secteurs les plus proches de l'embouchure active ne bénéficient pas des apports rhodaniens.

– Secteur S7 (lobe actuel)

Ce secteur est celui qui évolue le plus au cours du temps. Directement soumis à l'influence du Rhône, il réagit à la contrainte simultanée des forçages fluviaux (variation des débits et du nombre de distributaires) et marins. De ce fait il s'agit du secteur où il est le plus difficile de mettre en évidence des tendances. Avant 1855, l'avancée générale du lobe, sous l'influence des forts apports sédimentaires caractérisant cette époque, est contrariée par la présence de trois principaux graus. La division des flux est à l'origine (1) d'une tendance préférentielle à l'empâtement plutôt qu'à l'avancée en pointe du lobe et (2) de la faiblesse de la puissance hydraulique du Rhône qui renforce l'influence relative des dynamiques marines. En 1855, la réunification artificielle des graus en un seul chenal confirme cette interprétation puisque on note une progradation très rapide de l'embouchure de Pégoulier, tandis que le littoral à proximité du grau de Roustan est en recul, sous l'influence des houles réfractés sur les lobes deltaïques abandonnées de Piémanson et Roustan. La relative stabilité globale de ce secteur après 1872 masque donc une variabilité interne très importante.

De manière générale, nous observons donc 3 secteurs en relative stabilité (S1, S3, et S6), qui séparent des zones caractérisées par une évolution positive ou négative constante dans le temps. Ces zones charnières sont autant de points d'inflexion entre les secteurs dynamiques, et il est intéressant de constater leur stabilité spatiale dans le temps. Ceci montre à quel point les variations du trait de côte sont fortement liées à une réorganisation

par les houles des stocks sédimentaires préexistants. De plus, la superposition des traits de côte sur près de 200 ans montre une évolution similaire au 19^e et au 20^e importants (réduction des fortes crues et de la charge sédimentaire) et une augmentation progressive de l'impact humain sur le bassin versant rhodanien. Cela pose la question de l'importance relative des dynamiques marines et des apports solides fluviaux sur l'évolution du trait de côte et des mécanismes qui relient de nos jours le Rhône à son delta.

4.5 Progradation versus érosion : Y a t'il une relation et un phasage entre les apports fluviaux et les variations du trait de côte deltaïque ?

Les différences d'extension du Delta entre le 19^e et le 20^e siècle (Table 2) montrent qu'en période d'abondance de la charge solide grossière, la croissance deltaïque est dix fois plus importante qu'actuellement. Le vecteur des produits de l'érosion du bassin versant étant le fleuve, les variations de débit liquide et solide conditionnent, en principe, les phases d'avancée et de recul deltaïque. Mais cette vision simpliste doit être nuancée à l'échelle de temps de cette étude et en fonction des périodes considérées. Il apparaît effectivement que les variations du secteur de l'embouchure active conditionnent fortement (au 19^e siècle), voire totalement (au 20^e siècle) le bilan sédimentaire du delta du Rhône (Table 2). Les apports sédimentaires à l'embouchure ne bénéficient pas ou peu au reste du littoral deltaïque. Aussi, la cinématique du trait de côte doit être abordée distinctement selon que l'on se trouve à proximité de l'embouchure du Rhône ou que l'on en est éloigné :

1. Le fonctionnement sédimentaire de la frange littorale deltaïque, embouchure exclue, correspond ainsi, dès 1837, à quatre cellules littorales (Komar, 1998), associant chacune un secteur en érosion et un secteur en accumulation (Sabatier et Suanez, 2003). L'accumulation de la flèche et du Golfe de Beauduc (secteur S4) est alimentée par l'érosion des secteurs S2, S3 et S5. Le mécanisme déterminant est donc ici la dérive littorale, ce que confirme l'absence de corrélation directe entre la fréquence d'occurrences des crues du Rhône et les phases d'évolution du trait de côte du delta (Figure 5).
2. L'embouchure du Rhône (secteur S7) constitue la seule zone d'accumulation des apports rhodaniens (Sabatier et al., 2005), qui forment le lobe deltaïque actuel. Elle est

donc extrêmement sensible aux évolutions de la charge solide, et se présente comme la zone la plus dynamique en terme d'évolution de surface. Les bilans généraux à l'échelle du delta sont de ce fait fortement dépendants de ces variations (Sabatier et al., 2005 ; Thomas 1997 ; Noel 1996 ; Guieu et al., 1993) et une étude plus détaillée s'impose (cf Partie 2, Maillet et al., 2005a).

Il existe par conséquent un hiatus entre les variations de l'embouchure et celles de la côte. En effet, indépendamment du forçage à long terme que représentent les apports rhodaniens, il est possible de distinguer la contribution de deux importants stocks sédimentaires à l'alimentation des plages.

Le premier est issu de la biosédimentogenèse : des mesures *in situ* réalisées sur les teneurs en bioclastes des sables du delta (Maillet, 2001) montrent que la fraction d'origine biologique actuelle représente en moyenne 20% à 30% des volumes sédimentaires littoraux. Sur les secteurs progradants comme la flèche de Beauduc, cette fraction peut atteindre 80% des sables. Dans les secteurs en érosion, le volume biosédimentaire n'est que d'environ 10%, en raison des fortes conditions hydrodynamiques qui empêchent le dépôt de coquilles sur le littoral (Van der Wal, 2000). Outre le rôle direct que les fragments coquilliers jouent dans la constitution des cordons sédimentaires littoraux, il faut également noter le rôle de protection contre l'érosion qu'ils assurent par recouvrement des cordons sableux (Keary et Keegan 1975, Carter 1976). La production biologique se révélerait ainsi être un contributeur conséquent au bilan sédimentaire deltaïque, d'autant plus important en proportion que les volumes sédimentaires apportés par le fleuve diminuent. Les évolutions de cette production carbonatée biologique seraient donc un élément important à prendre en compte dans la compréhension de la variabilité temporelle des volumes sédimentaires littoraux. Malheureusement, la sensibilité des bioclastes aux mécanismes d'érosion (dissolution notamment) ne permet pas de déterminer avec une précision suffisante l'évolution de cette contribution dans le temps.

Le second stock est issu des lobes deltaïques immergés, hérités des positions historiques des embouchures du fleuve, et notamment de l'abandon du Bras de Fer en 1711 et de la fermeture artificielle des graus de Roustan et Piémanson en 1855. Leur remaniement s'effectue sous le forçage prépondérant des dynamiques marines. Ce mécanisme explique le décalage chronologique observé entre les périodes d'évolution maximale des secteurs

en progradation [1837–1853] et celles des secteurs en érosion [1853–1872] (Figure 3C). En effet, dans un premier temps, l'érosion des lobes immergés alimente en sédiments les secteurs situés en aval de la dérive littorale. Dans un deuxième temps, leur arasement raidit le profil transversal des petits fonds et provoque le recul du trait de côte au droit des anciennes embouchures. Au Grau de la Dent, embouchure du Rhône jusqu'en 1711, la période [1823–1837] est la dernière période où l'on note une progradation de la côte (François 1937, cette étude), possible corollaire de l'alimentation du littoral par les produits d'érosion du lobe immergé du Rhône du Bras de Fer (Figure 1). Le phénomène est également visible en comparant l'érosion du secteur du Grau d'Orgon (embouchure du Petit Rhône) et l'accrétion de la flèche de Beauduc : tandis que la phase de progradation maximale de Beauduc s'établit entre 1837 et 1841, il faut attendre la période [1841–1853] pour observer un recul du littoral au Grau d'Orgon, jusque là nourri par les produits de l'érosion du lobe immergé du Petit Rhône.

Enfin le lobe immergé de Pégoulie contribue de façon substantielle à l'édification de la flèche de la Gracieuse dès la fermeture du Grau (début du 20^e siècle), et le recul de la côte n'y devient sensible que depuis les années 1960 (Sabatier et al., 2005 ; Suanez, 1997 ; Vernier, 1976). A une autre échelle temporelle, Vella (2005) a montré le rôle essentiel joué par le démantèlement du lobe fossile antique de Saint Ferréol dans le colmatage du Golfe d'Aigues Mortes. En tant qu'interface dominée par les houles, le littoral du Delta du Rhône évolue donc prioritairement sous l'effet d'une redistribution le long de la côte du sable issu des lobes abandonnés par les avulsions. L'épuisement progressif de ces stocks explique en grande partie la réduction de la croissance du delta au 20^e siècle.

4.6 Conclusions

En dépit des nombreuses données disponibles sur les variations du trait de côte et sur l'hydrologie du fleuve au 19^e siècle, la compréhension de l'évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis la fin du Petit Age Glaciaire reste encore incomplète. La période clé du milieu du 19^e siècle présente un manque important de données indispensables (marée, houles, stocks sédimentaires biogènes...) et son étude devra donc être approfondie lorsque ces données seront découvertes. En outre, la connaissance de l'évolution temporelle de la bathymétrie littorale (zone 0 à -20 m) est également insuffisante, malgré les

récents travaux de Sabatier et al. (2005) dont la résolution temporelle est incompatible avec la présente étude.

Les données historiques les plus nombreuses dont nous disposons concernent le fleuve, et montrent la faible influence du Rhône sur l'évolution récente (19^e siècle) et actuelle (20^e siècle) de la frange littorale de son delta. L'action des houles ne peut être compensée par la fraction sableuse des apports fluviaux, qui se réduit sensiblement au 20^e siècle et reste piégée à l'embouchure du Grand Rhône. L'évolution morphologique du littoral du delta est donc dominée par la redistribution sédimentaire, sous contrainte dominante des houles. En accord avec la classification de McBride et al. (1995), le delta s'inscrit ainsi dans une dynamique de type « lateral-movement ». La croissance relative des volumes sédimentaires d'origine bioclastique dans le budget sédimentaire total du littoral du delta, proportionnelle à la diminution des apports terrigènes, contribue à réduire l'influence des variations des apports fluviaux sur la mobilité littorale (Maillet, 2001).

L'impact de l'aménagement du système fluvial sur les variations du trait de côte est complexe, voire contradictoire, mais contribue globalement à déconnecter le fleuve du littoral deltaïque. En effet, l'endiguement du Rhône a amélioré le transit sédimentaire à partir des années 1860, mais a fixé la position de l'embouchure dès 1895. Cette stabilisation a contribué à réduire le rôle des apports fluviaux sur l'évolution du trait de côte, quelles que soient les caractéristiques de la charge solide fluviale. En effet, à l'embouchure du Rhône, l'énergie liée à l'expulsion des flux liquides qui construit le lobe immergé dissipe suffisamment celle des houles pour que la redistribution sédimentaire via la dérive littorale soit minime et spatialement limitée au littoral limitrophe. Aussi, tant que le fleuve continuera à couler au dessus des stocks de sédiments composant le lobe sous-marin, rien de ce qu'a apporté le Rhône depuis que son embouchure est fixe ne pourra être remobilisé et entrer dans le bilan sédimentaire du Delta. La symétrie du lobe, traduisant la prépondérance des débits liquides sur la dérive littorale (Bhattacharya et Giosan, 2003), exprime morphologiquement cette absence de redistribution latérale des sédiments. Cette observation permet théoriquement d'associer la présence d'un littoral rectifié à une période de stabilité de la position de l'embouchure, dans des environnements semblables à ceux du delta du Rhône (deltas dominés par les houles et/ou le fleuve). Par ailleurs, concernant

l'impact de l'aménagement récent du Rhône, Sabatier (2001) a montré la co-occurrence, au cours du 20^e siècle, de la construction des barrages hydroélectriques (depuis 1948) et du ralentissement de l'érosion du littoral deltaïque, davantage influencée par les aménagements de défense côtière que par la réduction du flux solide rhodanien liée aux barrages.

Concernant les projections de l'évolution future du trait de côte à long terme, la gestion des risques et la sauvegarde des intérêts patrimoniaux, écologiques et industriels dans le delta du Rhône, la question du déplacement contrôlé de l'embouchure actuelle doit être posée. Ceci afin de déplacer la source d'apports sédimentaires vers les zones en érosion chronique et permettre la remobilisation des sédiments du lobe sous-marin actuel du Grand Rhône.

Remerciements

Cette étude a été réalisée dans le cadre des programmes européens Eurodelta (n°EVK3-CT-2001-20001) et Eurostrataform (n°EVK3-CT-2002-00079). Elle bénéficie du soutien du programme national ORME et du GDR Marges. Les auteurs remercient le Pr. Pichard pour ses conseils et ses nombreuses trouvailles de cartes anciennes et d'archives hydrologiques dont cette étude a bénéficié. La Compagnie Nationale du Rhône a fourni les données hydrologiques au 20^e siècle.

Références

- Arnaud-Fassetta G., 2003. River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age : geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena* 51, 141-172.
- Bhattacharya J.P. et Giosan L., 2003. Wave-influenced deltas : geomorphological : implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50, 187-210.
- Berendsen H.J.A. et Stouthamer E., 2000. Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 311-335.
- Bradley R.S. et Jones P.D., 1993. « Little Ice Age » summer temperature variations : their nature and relevance to the global warming trends, *The Holocene*, 3 (4), 367-376.
- Bruzzi C., 1998. Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Université de Provence, 326p.
- Caritey C., 1995. L'évolution de l'embouchure de Rhône du milieu du XVII^e à la fin du XIX^e siècle. Relations avec le régime du fleuve.

- Carter R.W.G, 1976. Formation, maintenance and geomorphological significance of an aeolian shell pavement. *J. Sed. Petrol.* 46 (2), 418-429.
- Clary M, Joannon M. et Tirone L., 1994. Pour une approche didactique de la géographie - de la théorie à la pratique. CRDP Ed., Marseille, 144p.
- Crowley T.J., 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289 (5477), 270-277.
- Dubar M., et Anthony E.J., 1995. Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quat. Res.* 43, 329-343.
- François L., 1937, Etude sur l'évolution actuelle des côtes de Camargue. Institut des Etudes Rhodaniennes. *Revue de Géographie Régionale*, n°13, 71-126.
- Galloway W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In : B. Ed., *Deltas*. Houston Geol. Soc., 87-98.
- Guieu C., Zhang J., Tomas A.J., Martin J.M. et Bruncottan J.C., 1993. Significance of atmospheric fallout on the upper layer water chemistry of the north western Mediterranean. *J. Atm. Chem.* 17, 45-60.
- Hori K., Saito Y., Zhao Q.H., Wang P.X., 2002. Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) River in response to late pleistocene-holocene sea-level changes *Journal of Sedimentary Research* 72 (6), 884-897.
- Ibanez C., Pont D., et Prat N., 1997. Characterization of the Ebre and Rhone estuaries : A basis for defining and classifying salt-wedge estuaries *Limnol. Oceanogr.* 42 (1), 89-101.
- IPCC (2001) *Climate Change, Impacts, Adaptation and Vulnerability*, Cambridge University Press, vol 2, N.Y., 1032 pp.
- Keary R. et Keegan B.F., 1975. Stratification by in-fauna debris : a structure, a mechanism and a comment. *J. Sed. Petrol.* 45 (1), 128-131.
- Komar P.D., 1998. The modelling of processes and morphology in the coastal zone-reflexions on the maturity of our science. *Shore and Beach*, 66, 10-22.
- Lenthéric C. 1881. *La région du Bas-Rhône*. Hachette and Cie Ed., Paris, 304 pp.
- L'Homer A., Bazile J., Thommeret J. et Thommeret Y., 1981, Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours, variations du niveau marin, *Oceanis*, 7, 4, 389-408.
- L'Homer A., 1991. Sea-level changes and impacts on the Rhône delta coastal lowlands. In : Tooley, Jelgersma (Eds.). *Impacts of sea-level rise on european coastal lowlands*, 136-152.
- Magny M., 1995, *Une histoire du climat, des derniers mammouths au siècle de l'automobile*, Errance, Paris, 175 p.
- Maillet G. 2001. Quantification, origine et devenir des bioclastes dans les cordons meubles actuels du littoral camarguais. Mémoire de DEA, Université de Provence Aix-Marseille 1, 96p.

Maillet G., Provansal M., et Vella C., 2005a. Connections entre le Rhône et son delta. Partie 2 : Evolution de l'embouchure du Rhône depuis le début du 18^e siècle. Ce volume.

Maillet G., Rizzo E., Revil A., Vella C., 2005b. High resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a transition zone environment. Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel. Marine Geophysical Researches, Missiaen T., Wardell N. et Dix J., (Eds) « Subsurface imaging and sediment characterisation in shallow water environments », Deltech special volume, in press.

Mc Bride R.A., Hiland M.W., Penland P.S., Williams S.J., Byrnes M.R., Westphal K.A., Jaffe B. et Sallenger A.H., 1991. Mapping barrier island changes in Louisiana - techniques, database, and results. In : Kraus NC et al. (Eds). Coastal Sediments' 91 (American Society of Civil Engineers, NY), 1, 1011-1026.

Mc Bride R.A., Byrnes M.R. et Hiland M.W., 1995. Geomorphic response-type model for barrier coastline - a regional perspective. *Mar Geol.* 126 (1-4), 143-159.

Mulder T. et Syvitski J.P.M., 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers : Implications of sea-level fluctuations on river loads. *J. Geol.* 104 (5), 509-523.

Noel M.H., 1996. Le plutonium comme traceur du transfert et de l'accumulation des apports particulaires du Rhône en Méditerranée Nord Occidentale. Thèse de doctorat, Université Paris XII n°1996PA120033, 337 p.

Orton G.J. et Reading H.G., 1993. Variability of deltaic process in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size : *Sedimentology*, 40, 475-512.

Paskoff R. 2004 : Potential Implications of Sea-Level Rise for France. *J. Coast. Res.*, 20(2), 424-434.

Pichard G., 1995, Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, 3-4, 105-116.

Pichard G., 2002, Terroirs et paysages provençaux au XVIII^e siècle. La cartographie à grande échelle des militaires de Génie. *Histoire et Sociétés Rurales*, 17, 153-185.

Pinot J.P., 1999. L'apport des cartes anciennes à la gestion du littoral. Actes du 124^e Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Nantes, 25-39.

Postma G., 1995. Causes of architectural variation in deltas. In : Oti M. N. et Postma G. (Eds), *Geology of Deltas*, A. A. Balkema, Rotterdam, 3-16.

Provansal M., Maillet G., et Antonelli C., 2005. La géomorphologie entre nature et société : retour sur un vieux débat à propos de l'histoire récente du delta du Rhône (du bas Rhône). *Dossiers d'Archéologie Méridionale*. Sous presse.

Reynaud L. et Vincent C., 2002. The period of glacier extension named Little Ice Age, *Houille Blanche*, 8, 16-19.

Sabatier F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône, thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III, 268 p.

Sabatier F. et Raivard G., 2002. Evolution bathymérique de la pointe de l'Espiguette (delta du Rhône, mer Méditerranée) : résultats préliminaires, Actes du Colloque : « Espaces Littoraux en Mutation », Journées annuelles de la Commission de Géographie de la Mer et des Littoraux (CGML), 1-3 juin 2000, Dunkerque, 101-105.

Sabatier F. et Suanez S., 2003. Shoreline changes of the Rhone delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-300.

Sabatier F., Maillet G., Provansal M., Fleury J., Stive M., Suanez S. et Vella C, 2005. Long-term relationships between river sediment input and changes in shoreface bathymetry in a microtidal deltaic system (Rhône delta, Mediterranean Sea, France). *Marine geology* (soumis).

Stouthamer E., 2001. Sedimentary products of avulsions in the holocene Rhine-Meuse Delta, The Netherlands, *Sedimentary Geology* 145 (1-2), 73-92.

Suanez S., 1997. Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône, Thèse de doctorat, Université de Provence, 283 p.

Suanez S., et Provansal M., 1998. Large scale evolution of the littoral of the Rhone delta (southeast France). *J. Coast. Res.* 14 (2), 493-501.

Surell E., 1847, Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône. Imprimerie cévenole, Mines, France. 148 pp.

Thomas A.J. 1997. Input of artificial radionuclides to the Gulf of Lions and tracing the Rhône influence in marine surface sediments. *Deep Sea Res. Part II* 44, 577-596.

Van der Wal D., 2000. Grain-size-selective aeolian sand transport on a nourished beach. *J. Coastal Res.* 16 (3), 896-908.

Van Straaten L.M.J.U., 1957. Dépôts sableux récents du littoral des Pays Bas et du Rhône. *Géol. Mij.*, 19, 196-213.

TROISIEME PARTIE :

**L'ARTIFICIALISATION DE L'EMBOUCHURE DU RHONE ET
SES EFFETS MORPHOSEDIMENTAIRES**

La **deuxième partie** montre ainsi clairement la déconnexion entre l'évolution du littoral deltaïque et les variations hydrosédimentaires du fleuve. La marge deltaïque, et les cordons littoraux sont alimentés par les produit d'érosion des anciens lobes, mais dans un temps assez bref après l'avulsion du fleuve, et de manière plus continue par la biosédimentogenèse. L'évolution de la morphologie du trait de côte deltaïque est principalement contrainte au sein de cellules littorales (couple de zones en érosion / accumulation), hormis dans le secteur proche de l'embouchure , qui reste sous l'influence explicite du fleuve.

La baisse probable de la charge solide influence ainsi uniquement cette zone d'embouchure, qui accumule de moins en moins de sédiment au cours des deux derniers siècles, et qui avance de moins en moins sur la mer. Cette diminution de l'influence du fleuve au niveau de son embouchure débute bien avant l'édification des principaux barrages sur le Rhône.

Ceci nous conduit donc à focaliser notre attention, dans les chapitres suivants, sur ce secteur clé de la morphogenèse deltaïque, avec une approche temporelle plus fine et une analyse détaillée des conséquences des différentes activités anthropiques dans le bassin versant et sur le fleuve.

Dans un premier temps (Chapitre 5), selon une approche conceptuelle, nous utiliserons les données d'évolution du trait de côte à l'embouchure pour illustrer une réflexion sur l'influence respective des forçages naturels et sociétaux sur l'évolution du delta, avec une attention particulière portée aux conséquences, différentes et parfois antithétiques, des principaux forçages sociétaux sur le fleuve.

Dans un second temps (Chapitre 6), nous reprendrons la logique d'étude des relations entre les variations du trait de côte et les caractéristiques fluviales, pour tenter de comprendre et quantifier la réaction du secteur de l'embouchure aux fluctuations naturelles ou provoquées des caractéristiques hydrosédimentaires du fleuve.

Enfin, le Chapitre 7 permettra d'aborder la question des mécanismes de comblement d'une embouchure, au travers de la validation d'une méthode géophysique dans ces milieux littoraux sursalés, peu propices aux études de propagation électrique.

Chapitre 5

La géomorphologie entre nature et société : retour sur un vieux débat à propos de l'histoire récente du delta du Rhône (du bas Rhône).

Mireille Provansal , **Grégoire Maillet**, Christelle Antonelli

Soumis le 23/04/2003, sous presse

Dossiers d'Archéologie Méridionale

N°spécial Hommage à P. Leveau

**LA GÉOMORPHOLOGIE ENTRE NATURE ET SOCIÉTÉ : RETOUR SUR UN VIEUX
DÉBAT À PROPOS DE L'HISTOIRE RÉCENTE DU DELTA DU RHÔNE (DU BAS
RHÔNE).**

M. Provansal, G. Maillet, C. Antonelli*

UMR 6635 CEREGE, Université Aix-Marseille 1

* Actuellement à l'IRSN/DEI/SECURE/LERM, Cadarache, Bât. 153, BP03, 13115 S^T Paul lez Durance

Auteur correspondant : Tel : +33 (0)442 971 576, Fax : +33 (0)442 971 595

Résumé : La morphogénèse fluviale et l'avancée deltaïque dans le Bas-Rhône s'effectuent sous trois contraintes, dont l'influence respective évolue au cours des 3 derniers siècles : le contexte hydro-climatique et anthropique dans le bassin versant et les capacités de transfert sédimentaire du chenal. Aux XVII^e et XVIII^e siècles, le bas Rhône et son delta présentent l'image classique d'un fleuve à chenaux tressés, générant une avancée rapide sur la mer, puis par un effet feed-back (colmatage du chenal), un changement de lit et d'embouchure. Le développement progressif des aménagements hydrauliques au début du XIX^e siècle, dans un contexte encore très favorable à l'érosion dans le bassin versant, joue un rôle déterminant sur la métamorphose du chenal et l'avancée très rapide du lobe de Pégoulie. Le concept d'anthropisation est discuté, ses effets aboutissant à des conséquences géomorphologiques très différentes dans les 2 cas étudiés. On propose de séparer l'« anthropisation » agricole et l'« anthropisation » des ingénieurs.

Mots-clés : changement climatique, anthropisation, hydrosystème, deltas, ingénierie fluviale.

Abstract : The fluvial morphogenesis and the deltaic advance in the lower Rhône valley are carried out under three factors, whose respective influence evolves during the last 3 centuries : hydro-climatic and anthropic context in the catchment area and capacities of sedimentary transfer of the channel. At the XVII^e and XVIII^e centuries, the lower Rhône River and its delta present the traditional image of a braided river, generating a fast progradation, then a feed-back effect (i.e. channel filling up), a channel and mouth changes. The progressive development of hydraulic installations at the beginning of the XIX^e century, in a context still favorable to catchment area erosion, play a determinant role on the channel metamorphosis and the very fast progradation of the Pegoulie lobe. The anthropisation concept is discussed because its effects leading to very different geomorphological consequences in the two studied cases. We propose to separate the agricultural « anthropisation » and the « anthropisation » from the engineers.

Key-words : climatic change, anthropisation, hydrosystem, deltas, fluvial engineering

5.1 Introduction

Depuis 150 ans environ, différents indicateurs témoignent d'un changement climatique, essentiellement caractérisé par un réchauffement atmosphérique : élévation des températures moyennes de l'air, fusion des glaces terrestres et recul de la banquise, montée plus rapide du niveau des océans (Magny 1995, IPCC 2001).

Cette période fait suite à un épisode pluri-séculaire, généralement désigné sous le terme de Petit Age Glaciaire, qui, selon les marqueurs retenus, débute au cours du XIV^e siècle et s'achève à la fin du XIX^e siècle. Cet épisode, à propos duquel on dispose des premières données instrumentales (Pichard 1999) et d'archives très nombreuses (Leroy-Ladurie 1983, Pfister 1992, Pichard 1999) est caractérisé par une baisse des températures estivales et par des précipitations plus irrégulières et plus intenses que celles du XX^e siècle. Il affecte tous les éléments du système environnemental (Starkel 1983, Probst 1989, Serre-Bachet et al. 1992), du milieu végétal (descente de la limite supérieure des forêts, composition des associations, maturations tardives des récoltes), aux processus d'érosion sur les versants et au cycle de l'eau dans les bassins versants (accroissement des appareils glaciaires, crues plus fortes et plus fréquentes).

Cette chronologie climatique a également été reconnue et adoptée par les géomorphologues, en particulier dans le cadre des recherches sur les milieux fluviaux (Bravard 1989, Salvador 1991, Bravard et al. 1992, Miramont et Guilbert 1997, Arnaud-Fassetta et Provansal 1999, Landon, 1999, Salvador 2001). Il a été ainsi démontré que la fréquence des fortes crues s'accroît dès le XIV^e siècle et passe par un acmé entre les XVII^e et XIX^e siècles. Mais la géographie climatique (Alpes internes/externes, Alpes du Nord/méridionales) et l'échelle des observations introduisent des décalages dans les enregistrements géomorphologiques, dont les mécanismes ne sont pas encore toujours explicités. Le Drac et l'Isère enregistrent l'arrivée d'une charge caillouteuse depuis le XVI^e siècle, alors que la Drôme et l'Ubaye ne sont touchées par des orages générateurs de torrentialité qu'au cours du XIX^e siècle (Sivan 1998, Landon 1999). La fin de cette période est caractérisée par un réajustement des lits fluviaux à la diminution des flux liquides et solides : incision du plancher alluvial, retour à des chenaux uniques en méandres (Bravard et Peiry 1993, Bravard 1994, Landon et Piégay 1994, Peiry et al. 1994, Liébault et Piégay 2001, Liébault et Piégay 2002).

L'interprétation climatique des mutations géomorphologiques est cependant perturbée par l'interférence avec l'histoire sociale (Landon et Piégay, 1994 , Valette et Gazelle 2001, Lespez 2003). Celle-ci est en effet marquée par deux phénomènes susceptibles d'intervenir sur les mécanismes naturels : (1) les variations de la pression agricole sur les sols, qui passe par un maximum au cours du XIX^e, puis laisse place à une déprise qui s'accélère au cours du XX^e siècle ; (2) la révolution industrielle et la main-mise des ingénieurs sur la nature, que ce soit pour le reboisement des versants montagnards, la protection contre les inondations ou la régularisation des cours d'eau.

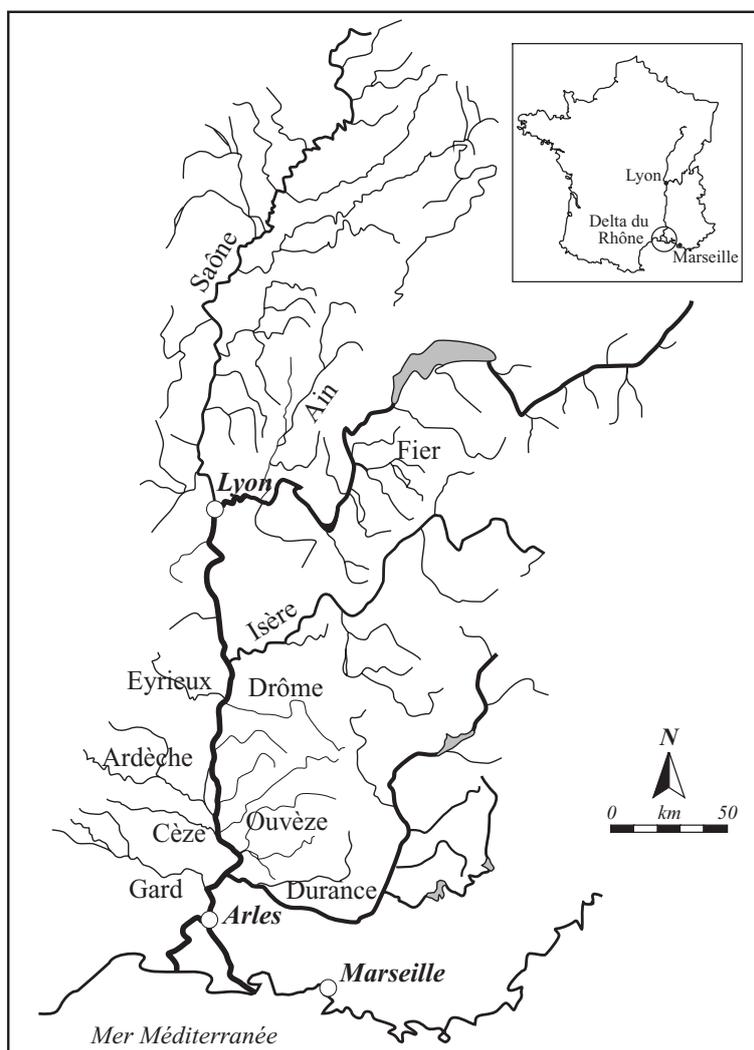


FIG. 5.1 – Carte de localisation du bassin versant rhodanien

En outre, les ruptures ou les avancées de cette histoire sociale et technologique ne sont pas contemporaines à l'échelle des grands bassins versants : le plein démographique est atteint et persiste plus tard dans les milieux montagnards, le machinisme agricole et le développement de l'agriculture intensive sont plus précoces dans les plaines. La conquête

agricole des lits moyens, puis les politiques de reboisement des versants et de gestion des ripisilves (Piégay et Gurnell, 1997) s'étendent sur plusieurs décennies, au cours du XIX^e et au début du XX^e siècle, alors que les aménagements hydro-électriques sont réalisés pour l'essentiel entre 1950 et 1980.

La complexité induite par ces décalages chronologiques dans les modes de gestion des sols est encore amplifiée par les temps de réponses géomorphologiques, disparates selon les échelles spatiales considérées. Pour ce qui nous intéresse ici, le Bas-Rhône (fig. 1), situé à l'aval d'un vaste bassin versant (98000 km²), enregistre avec un temps de retard variable ces différentes mutations : il est plus directement sensible aux changements de ses affluents méditerranéens proches (de la Durance à la Drôme) qu'à ceux des Alpes du Nord et du bassin séquanien. L'interprétation des changements géomorphologiques, très importants dans la plaine d'Arles et le delta depuis 2 siècles, doit donc tenir compte de cette double série de forçages, climatique et anthropique, en intégrant le temps de propagation de leurs impacts sur l'axe fluvial.

La réflexion sur le croisement des forçages naturels et de la pression anthropique sur l'histoire des environnements en Basse Provence a été initiée depuis 1986, le plus souvent à l'initiative de Ph. Leveau, dans une collaboration très fructueuse entre historiens-archéologues, géomorphologues et botanistes. Elle s'est exercée pendant longtemps sur l'étude de petits bassins versants, où les interactions étaient plus faciles à comprendre (Leveau et Provansal 1993) : périmètre de l'Étang de Berre, piémont de la Sainte-Victoire, Alpilles et Marais des Baux. Le poids important et le prestige de l'archéologie, dont plusieurs chantiers ont été placés sous la direction de Ph. Leveau ou celle de ses élèves, ont conduit à mettre l'accent sur les périodes proto-historiques à médiévales et à négliger l'histoire géomorphologique des périodes modernes et contemporaines. Ce point de vue était en partie justifié par l'absence de formations sédimentaires relatives à ces dernières, sur les versants où l'érosion a atteint la roche mère depuis plusieurs siècles voire millénaires (Sainte-Victoire, Basse vallée de l'Arc, Alpilles occidentales). Par ailleurs, l'apparent synchronisme entre les « crises détritiques » (synchronisme souvent rapidement affirmé faute de datations suffisantes) a amené les chercheurs à considérer le forçage climatique comme l'élément déterminant, qui aurait été « amplifié » par l'anthropisation (Provansal et Mo-

rhange 1994, Provansal 1995, Jorda et Provansal, 1996). L'anthropisation elle-même était énoncée de façon générale, sous l'angle de la dénudation et de l'érosion des sols par les pratiques agricoles.

Ce corpus d'idées, auxquelles il faut reconnaître un rôle essentiel pour le renouvellement des problématiques géomorphologiques au cours des années 1980–90, doit être aujourd'hui nuancé. Le synchronisme des formations détritiques n'est pas systématique, comme on a pu le démontrer à propos de la « crise » de l'Antiquité tardive (Leveau et al. in Colloque de Besançon 2001) ou lors des recherches associées aux fouilles de sauvetage dans la basse vallée de l'Hérault (Devillers et Provansal 2003). En outre, plusieurs secteurs ont révélé l'importance de la morphogenèse récente, qui affecte au cours des derniers siècles les bassins versants de la Provence, du Languedoc et des Alpes du Sud. Les dynamiques de type torrentielles sont très fréquentes et très énergiques, au cours des XVII-XIX^e siècles, mises en évidence par les archives historiques (Pichard 1999) et sédimentaires (Jorda 1983 et Sivan 1998 dans le bassin de Barcelonnette ; Provansal 1993 dans le poljé de Signes ; Flores 1996 à Riez, Devillers 2000 dans la vallée de l'Hérault ; Gili 2002 dans la région de Fréjus). Des recherches récentes décrivent des stratigraphies similaires sur le chaînon de la Trévaresse (Aix-en-Provence). La chronologie disparate des événements recensés traduit à la fois la diversité des atteintes anthropiques et la localisation variable des épisodes orageux. Mais l'ensemble des données disponibles montre que les versants, fragilisés, sont susceptibles de délivrer une charge détritique abondante, prise en charge par des flux hydriques brutaux.

5.2 Caractérisation de l'hydrosystème rhodanien au Petit Age Glaciaire

Les cours d'eau subissent une « métamorphose » (apparition de larges bandes actives à chenaux tressés), liée à cet afflux sédimentaire. Cette évolution, décrite dans les Alpes du Nord (Salvador 1991, Salvador 2001), sur le Rhône supérieur (Bravard 1989, Bravard et al. 1992), les affluents du Rhône moyen (Landon, 1999) et la Durance (Miramont 1994, Miramont et Guilbert 1997) se déplace lentement d'amont en aval, à une vitesse estimée à environ 50 à 80 km/siècle. Elle n'a pas atteint le Rhône sur les affluents des Alpes du Nord. Mais la Drôme, l'Ardèche, la Durance et le Gard développent leur métamor-

phose jusqu'à la confluence et fournissent au fleuve une charge solide grossière importante.

Pichard (1995, 1999) décrit, à partir du dépouillement des relevés des hauteurs d'eau sur l'échelle d'Arles, une fréquence élevée des fortes crues (supérieures à 4800 m³/s) (1), groupées en plusieurs périodes de « crise », la dernière et la plus forte se situant au début du XIX^e siècle (1810-1820), avant une ultime poussée en 1840-1856. Les dates des crues, majoritairement au printemps et en automne, dénotent une forte influence méditerranéenne.

Le delta du Rhône connaît alors l'avancée la plus rapide de son histoire (L'Homer et al. 1981), d'abord par le lobe du « Bras de Fer », qui fonctionne entre 1587 et la défluviation de 1711, puis par le lobe de Pégoulie, formé par le bras actuel du Grand Rhône entre 1711 et la fin du XIX^e siècle (fig. 2). La chronologie de ces deux lobes traduit globalement l'effet du forçage hydro-climatique du Petit Age Glaciaire. Mais, les décalages chronologiques entre l'avancée des lobes et le phasage des crues montrent qu'il existe des biais entre flux solides et déformation du trait de côte. En premier lieu, la morphologie du chenal détermine la puissance spécifique du fleuve (dépendante de la hauteur de la colonne d'eau), donc sa capacité à transporter les sédiments vers l'aval. D'autre part, le volume de l'espace sous-marin à colmater en avant des embouchures successives conditionne la durée de l'aggradation verticale, préalable à l'émersion de bancs (ou « theys »), dont la coalescence va permettre l'expression morphologique du lobe progradant. L'avancée de ce dernier, en allongeant le profil en long, génère des déséquilibres, qui s'achèvent naturellement par un changement de lit et le déplacement de l'embouchure lors des crues majeures.

Il faut séparer nettement trois périodes : celle du Bras de Fer (avant 1711) et du Grand Rhône jusqu'au début du XIX^e siècle, la première, puis la deuxième moitié du XIX^e siècle (avant/après 1855). Dans le premier cas, la coïncidence chronologique de la crise climatique avec l'impact anthropique du maximum démographique rural aboutit à une surcharge sédimentaire, qui accélère l'évolution naturelle des bras fluviaux vers le colmatage et la défluviation. A partir de la première moitié du XIX^e siècle, et malgré le maintien des mêmes conditions de forçages climatiques et anthropiques, l'intervention des ingénieurs, appuyée sur de nouveaux moyens technologiques et une meilleure connais-

sance de l'hydraulique, modifie les relations du fleuve avec son delta. En particulier, la seconde partie du XIX^e siècle, caractérisée par la fin de la crise climatique, l'exode rural et la reforestation des Alpes du Sud, enregistre cependant une accélération de la progradation deltaïque : malgré la rétention des sédiments par les « casiers », les endiguements augmentent la compétence du fleuve et sa capacité de transit.

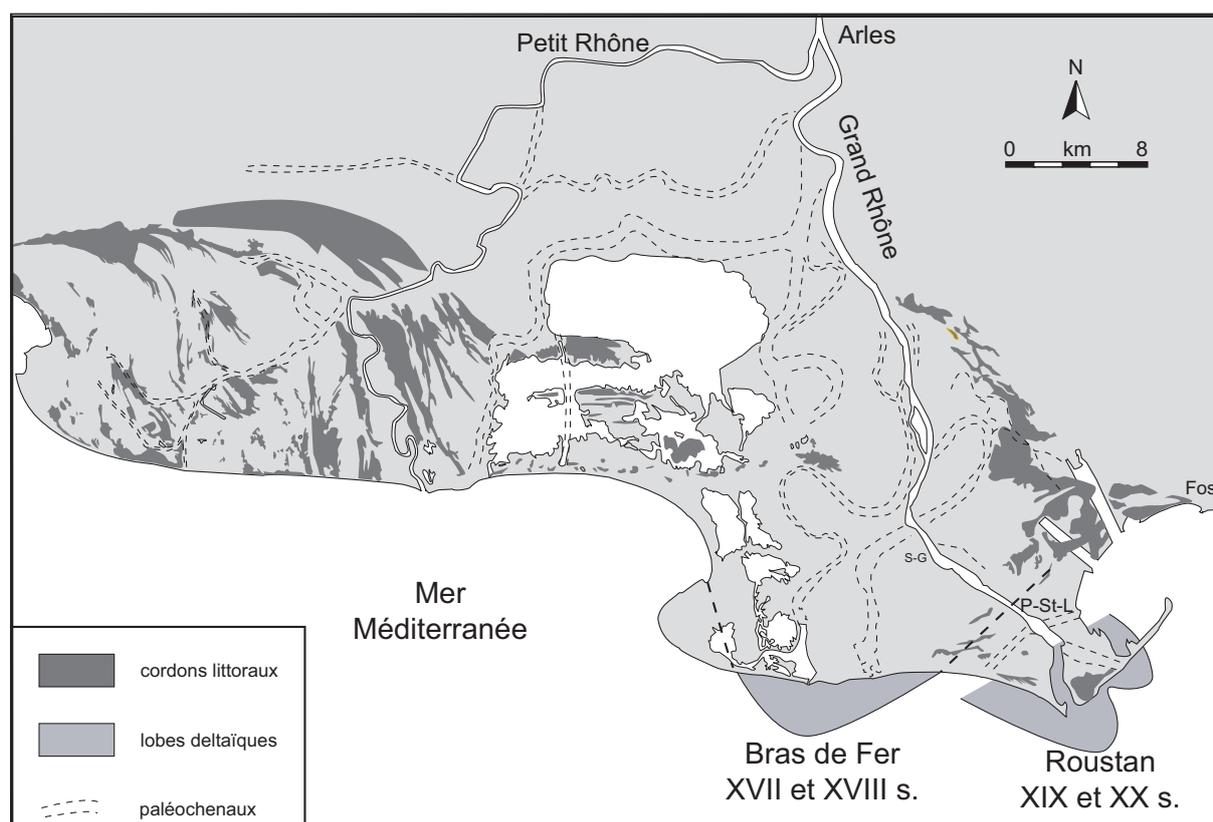


FIG. 5.2 – Les lobes du Petit Age Glaciaire

Le concept d'anthropisation apparaît ainsi plus complexe qu'il n'est généralement utilisé, aboutissant à des conséquences géomorphologiques très différentes selon les cas. Nous proposons d'analyser le fonctionnement géomorphologique du bas Rhône au cours de ces trois périodes.

La documentation disponible permet de mettre en parallèle (1) les variations morphologiques du lit fluvial (quantifiées en surfaces depuis la carte de Cassini, en volumes pour quelques segments du chenal depuis le début du XX^e siècle), y compris la variation du nombre de graus ouverts, (2) les variations en volumes de l'accumulation en avant de l'embouchure depuis 1841, (3) les données hydrologiques (fréquence et amplitude des crues du Rhône depuis la fin du XVI^e siècle, abondance moyenne annuelle du fleuve depuis 1780,

débits moyens à Beaucaire depuis 1841, rapports d'abondance entre le Grand et le Petit Rhône), (4) la chronologie des aménagements fluviaux. Ces quatre sources d'informations permettent d'analyser les relations complexes du changement climatique, des transformations de l'occupation du sol dans le bassin versant et de l'ingénierie fluviale dans les mutations du fleuve depuis 3 siècles.

5.3 Jusqu'à la fin du XVIII^e siècle, les relations entre les bras du fleuve et l'avancée deltaïque sont commandées par l'afflux de sables grossiers

En amont du delta, les apports sédimentaires, constitués de sables plus grossiers que lors des périodes antérieures, ont été étudiés hors les murs d'Avignon et à Arles-Trinquetaille (Bruneton 1999, Sola 1999). Ils achèvent d'exhausser les levées de berges, qui sont désormais plus élevées que la plaine alluviale du Trébon et de Beaucaire. Aux XVII^e et XVIII^e siècles, toutes les cartes (fig. 3) montrent un Rhône encombré d'îles et de bancs mobiles, séparant des chenaux tressés, dans une bande active large (Poyet et Villain 2002).

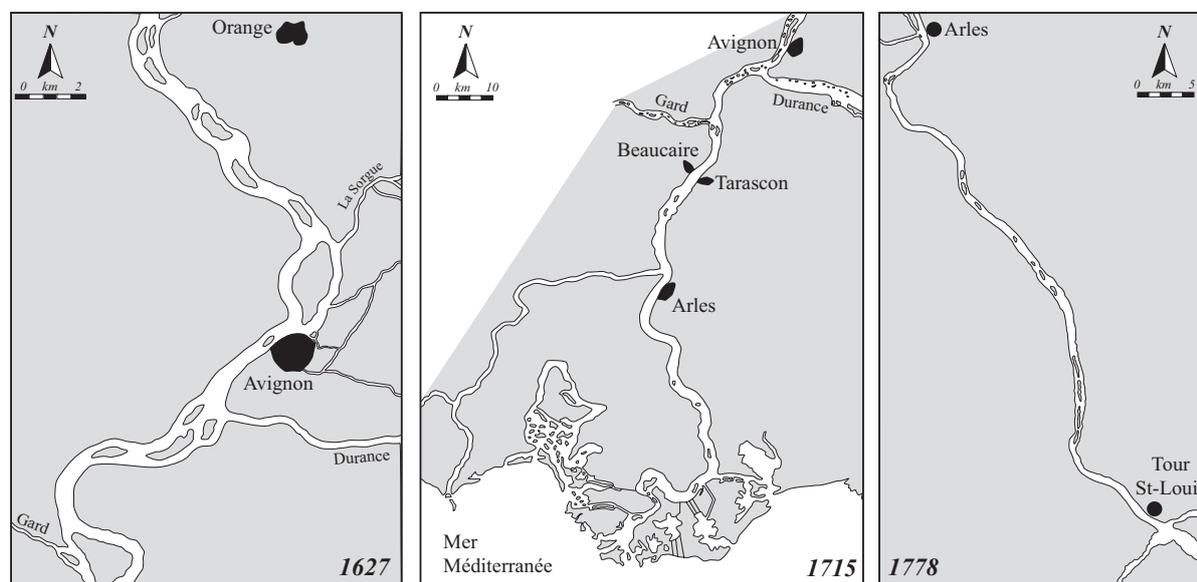


FIG. 5.3 – Evolution de la morphologie de différents secteurs du Rhône inférieur durant les XVII^e et XVIII^e siècles

Il est probable qu'une partie des bancs de galets du chenal actuel en amont d'Arles soit héritée de cette période, provenant des apports des affluents méditerranéens. Cette configuration explique l'extension considérable du champ d'inondation à l'Epoque Mo-

derne, la montée du système phréatique et l'importance des marécages dans la plaine d'Arles (Stouff 1993 ; Bruneton, 1999). Dans le delta, deux défluviations, en 1587 et 1711, déplacent l'embouchure du bras principal, créant d'abord le Bras de Fer, puis le Grand Rhône actuel.

Le chenal et les berges du Bras de Fer sont caractérisés par des sables grossiers (David 1996, Arnaud-Fassetta et Provansal 1999, Arnaud-Fassetta 2000) : ils traduisent une compétence hydrologique élevée, supérieure à celle du Rhône actuel, et qui va croissant vers le sommet des dépôts. Les inondations fréquentes, relatées par ailleurs par les chroniqueurs, mettent en péril l'économie agricole (Pichard, 1999). Les cartes dressées depuis 1665 par les Services de la Marine Royale pour les besoins de la navigation (fig. 4) décrivent l'avancée du secteur de l'embouchure, divisée en trois « graus » (grau de Sauze, de Sainte-Anne et du Midi). L'émersion et l'accrétion de bancs alluviaux s'y effectue à l'abri d'une barre convexe (Caritey 1995). Le lobe prograde de 160 m/an entre 1665 et 1678, dessinant une pointe de 5,5 km de flèche, en phase partielle avec l'acmé hydrologique de 1670 à 1710. Cette rapide avancée, liée aux apports sédimentaires abondants et sableux, est également facilitée par le faible volume de l'espace de sédimentation disponible, déjà en partie colmaté par les pro-deltas des bras précédents (en particulier les bras médiévaux d'Ulmet et du Grand Passon).

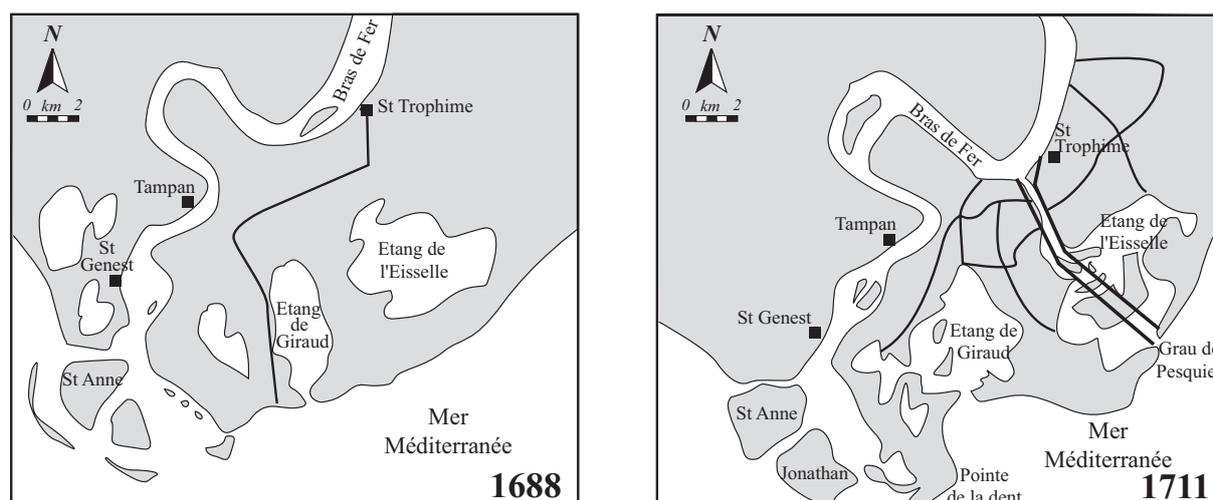


FIG. 5.4 – Evolution du Bras de Fer

A partir de 1678, le trait de côte se stabilise : la barre convexe est démantelée, la face externe des « theys » est attaquée et déformée en longueur par les houles ; les alluvions se déposent dans le chenal lui-même qu'elles encomrent de bancs, colmatant en partie

les graus. Dans le même temps, le chenal fluvial devient instable, le méandre de Tampan s'allonge, des îles y apparaissent, puis il est recoupé par un bras de chute. D'une profondeur initiale de 12 m environ et d'une largeur de 700 m, le chenal n'a plus que 4 à 7 m de profondeur au début du XVIII^e siècle, avec une bande active (bancs émergés, chenaux) de plus de 2 km de large, où les atterrissements sont de plus en plus nombreux. Les contemporains ont noté le ralentissement des écoulements, perçu par l'activité des moulins (Pichard 1983), qui tend à reporter les eaux de crue vers le Petit Rhône à la fin des années 1690.

On constate donc que la stabilisation du front deltaïque correspond paradoxalement à la période des crues les plus fortes et les plus fréquentes, entre 1700 et 1711 (plus de 20 crues $>$ à 4800 m³/s) à Arles en 10 ans). Mais leurs apports sédimentaires, particulièrement abondants et grossiers, sont piégés dans le chenal, dont ils provoquent la « métamorphose », sans profit pour l'embouchure, laquelle commence déjà à se déformer sous l'action dominante des houles.

Cette évolution va permettre la défluviation, qui intervient lors des puissantes crues de 1709 à 1711 : les eaux du Rhône rompent leur berge à l'amont du méandre, détruisant la martelière du canal des Launes dans lequel elles s'engouffrent. Ce canal avait été creusé en 1706 par les Fermiers pour dessaler les étangs (et lutter contre la production illicite de sel...). Ce changement de cours, débouchant désormais au Grau de Pesquier, a l'avantage de supprimer, au moins provisoirement, le problème de la barre d'embouchure, contraignante pour la navigation. Il va donc être entretenu et favorisé par les autorités royales : les cartes de Niquet (1711 et 1712) portent d'ailleurs les esquisses des futurs endiguements.

L'histoire du Bras de Fer, et de son abandon, est la dernière manifestation d'un fonctionnement deltaïque placé sous la seule influence d'un forçage climatique et d'une forte érosion d'origine anthropique dans le bassin versant. L'ajustement naturel du chenal à l'afflux sédimentaire diminue sa capacité à évacuer la charge solide jusqu'à l'embouchure. Ce phénomène, souvent décrit, et qualifié d'« auto-cyclique » (Schumm 1993), caractérise classiquement l'évolution naturelle de la plupart des deltas. On notera cependant que la présence du Canal des Launes est un premier élément d'artificialisation, qui annonce la main mise des ingénieurs sur le système au siècle suivant.

Le nouveau bras du Rhône est endigué et rectifié dès les années 1720, puis ses berges protégées par des épis, alors que le Bras de fer, ensablé, devient complètement inactif en 1725 (Pichard 1983). La sédimentation alimente d'abord l'aggradation verticale devant la nouvelle embouchure, au Grau de Pesquier, où l'importance de l'espace d'accumulation (40 m au-dessus du substrat pleistocène) explique la stabilité du trait de côte jusqu'en 1726. L'avancée reprend très rapidement (150 m/an entre 1726 et 1765), puis ralentit jusqu'au début du XIX^e siècle (45 m/an entre 1765 et 1775, puis 30 m/an). La carte de Cassini (1778) montre un lobe deltaïque bien dessiné, où de vastes theys, séparés par les graus de l'Ouest, du Sud et de l'Est, sont précédés par une barre sableuse convexe (fig. 5).

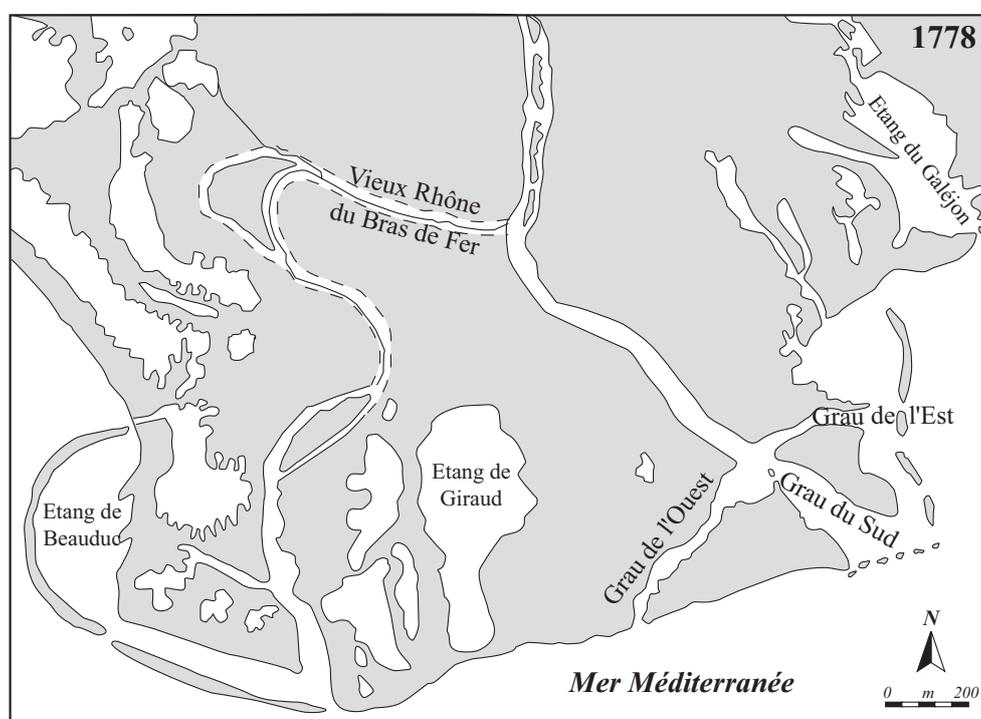


FIG. 5.5 – Carte du littoral du delta du Rhône de Cassini (1778)

La relation est évidente avec les très fortes crues des décennies 1750–60 (et en partie celles de la décennie 70), dans lesquelles la Durance joue un rôle important (Guilbert 1994), dans un contexte d'occupation agricole maximale des bassins versants (fig. 6). Pichard (1999) a démontré le rôle des orages estivaux et des déboisements sur la torrencialité dans les Alpes du Sud dans la seconde partie du XVIII^e siècle. Toutes les cartes du Rhône et de ses affluents confirment clairement l'abondance des apports solides : le Rhône tresse à l'aval des confluences de la Durance et du Gard, îles et bras secondaires jalonnent son

cours entre Arles et la mer (fig. 3).

L'évolution naturelle de ce nouveau bras deltaïque doit logiquement aboutir aux mêmes difficultés qu'a connu le Bras de fer : colmatage du chenal, exhaussement, défluviation. En fait, les conditions d'écoulement vont être transformées dans la première moitié du XIX^e siècle par les premières interventions systématiques des ingénieurs hydrauliciens.

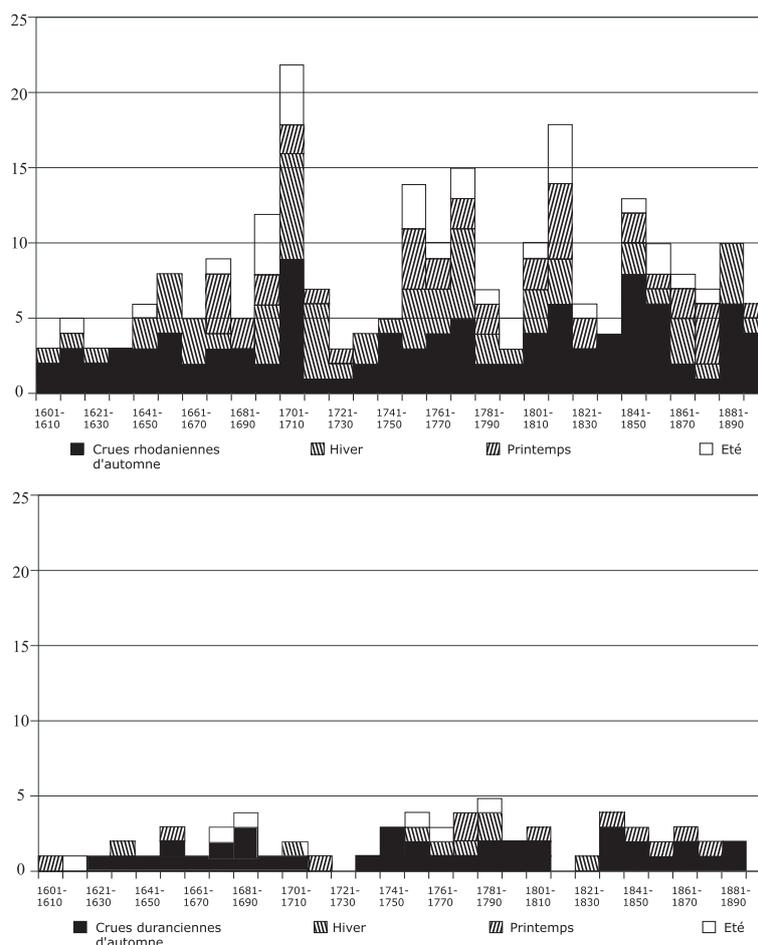


FIG. 5.6 – Fréquence saisonnière décennale des crues du Rhône et de la Durance au cours des XVII^e, XVIII^e et XIX^e siècles (in Caritey, 1995)

5.4 La première moitié du XIX^e siècle : des mutations contrôlées, mais encore soumises aux forçages climato-anthropiques du bassin versant

Même si la première moitié du siècle correspond à l'amorce d'une diminution des débits annuels moyens (Pichard comm. écrite), les échelles d'Arles et les premières données instrumentales à Beaucaire confirment la persistance d'un niveau élevé du fleuve, qui vé-

hicule une charge solide considérable. Sur la base de mesures effectuées à Beaucaire en 1808, Surrell (1847) estime cette dernière à 21 Mm³/an (MES et charge de fond). Ce chiffre, très supérieur aux valeurs moyennes actuelles est toujours discuté (Pardé 1925), même si plusieurs auteurs le considèrent comme acceptable (IRS 2000 ; Pont et al., 2002 ; Sabatier et al. sous presse). On ne dispose pas d'autres mesures de la charge solide avant les travaux de Guérard (1895), qui estime, sur la base de mesures réalisées en 1869 et 1870, à 8,36, puis 5,76 Mt/an le flux de matières en suspension. Ces valeurs sont comparables aux estimations actuelles (entre 8 et 10 Mt/an, Antonelli, 2002, Pont et al., 2002). Il reste difficile de faire la part des évènements exceptionnels dans la disparité de ces mesures : en 1994, lors d'une année qui a compté deux crues centennales, le Rhône a transporté jusqu'à 26 Mt... Mais, on sait que la déprise rurale a commencé dès les années 1830–40 et que les premiers travaux extensifs de reboisement dans les Alpes et les Cévennes débutent à la même période. Il est donc probable que la charge sédimentaire moyenne du fleuve ait commencé à diminuer dès le milieu du XIX^e siècle.

Entre 1810 et 1820, des crues très violentes et fréquentes caractérisent le printemps et l'été ; elles sont alimentées en partie par la Drôme (Landon 1999), sans participation durancienne importante. Celles de 1840, 1853 et 1856, en automne, associées à la Drôme et la Durance, ont marqué les mémoires et donné lieu à la première carte du champ d'inondation du Rhône, dressée par les ingénieurs des Ponts et Chaussées. Elles vont déclencher les grands travaux de domestication du fleuve à partir de la fin des années 1850.

La morphologie du chenal et la progradation de l'embouchure sont décrites par les cartes de Matheron (1800), de Poule (1837), du Service hydraulique (1842, 1855), de Véran (1851 et 1862) et d'Etat-Major (1867). Les milieux fluviaux amorcent une métamorphose dans la première moitié du siècle. La carte d'Etat-Major montre un chenal rétréci (environ 400 m de large en moyenne entre Beaucaire et Arles) et peu sinueux ; le nombre et la superficie des bancs de galets ont diminué ; les îles ont pour la plupart été rattachées aux berges, dont elles ne sont plus séparées que par des lônes en voie de colmatage ; la ripisilve reconquiert les rives. Cette mutation est très précoce, décalée de plusieurs décennies, par rapport à celle qui affectera le Rhône amont et ses affluents à partir du début du XX^e siècle.

A l'aval, la progradation de l'embouchure forme le lobe de Pégoulie (fig. 7). Elle est remarquable par ses valeurs relativement modestes entre la fin du XVIII^e siècle et 1840 (35 m/an, Caritey 1995 ; 23 m/an, François 1933), puis son accélération temporaire entre 1840 et 1855 (35 m pendant l'année 1840, puis 93 m/an entre 1842 et 1860 selon Maillet et al. (2005), 100 m/an, selon Caritey, 58 m/an selon François).

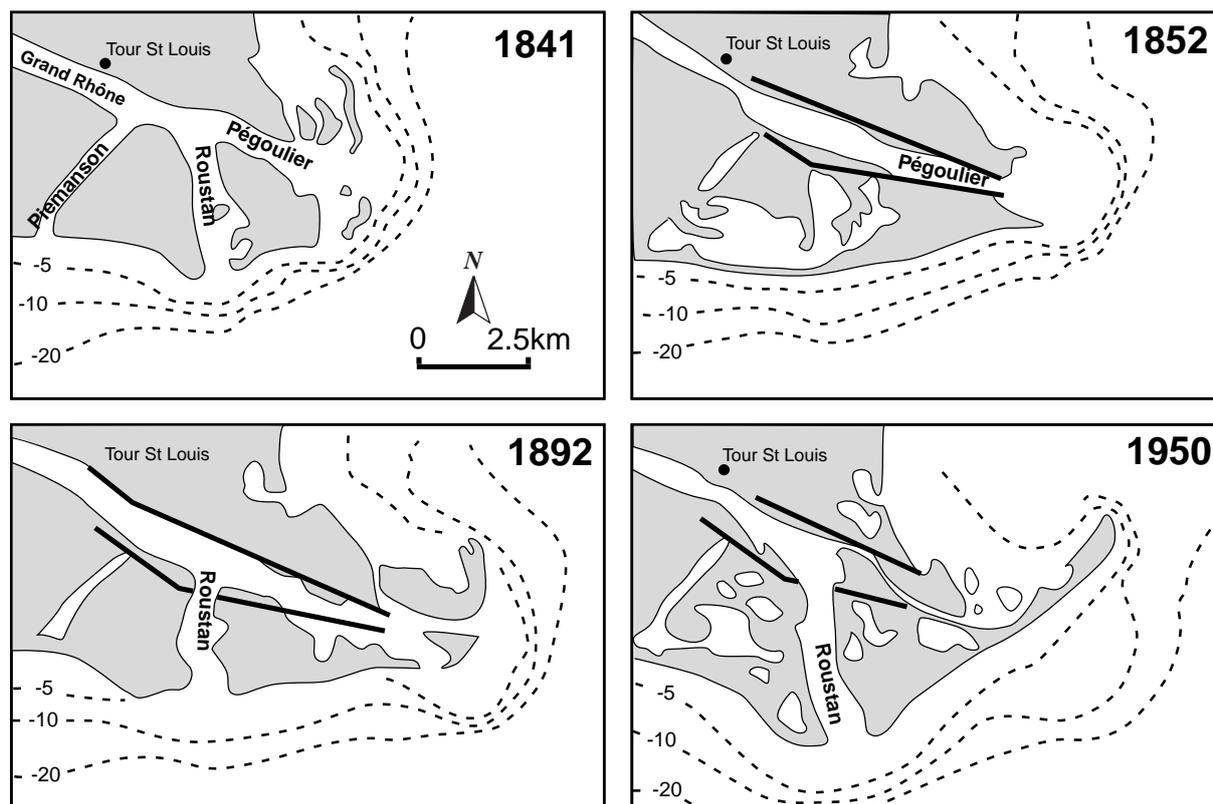


FIG. 5.7 – Evolution du lobe de Pégoulie

L'avancée des bancs convexe de la barre d'embouchure, qui deviennent progressivement coalescents, dessine une forme digitée de 4 à 5 km de long. Les premiers relevés bathymétriques du SHOM permettent, par superposition des points de sonde, d'estimer l'accumulation sous-marine à 8,21 Mt/an entre 1841 et 1872, soit 30% de plus que dans la seconde partie de ce siècle (Sabatier et Suanez 2003). Cette avancée, en affaiblissant le profil en long du chenal, génère un ralentissement du transit sédimentaire, qui commence à colmater l'embouchure : en 1852, le chenal n'y a plus que 6 à 7 m et la barre entre 1 et 2 m de profondeur. Cette évolution va nécessiter des interventions pour permettre le passage des navires.

Le système fluvial et son embouchure présentent donc des éléments apparemment incohérents entre eux. D'une part, les apports solides sont encore considérables, en relation avec un débit moyen élevé et des fortes crues encore très importantes, mais le chenal évolue vers un style « à chenal unique », très largement désengorgé de ses accumulations sédimentaires. A l'aval, l'avancée de l'embouchure, moins rapide et irrégulière, est associée à un volume d'apports importants, stocké sur la zone côtière proche.

Ces paradoxes s'expliquent par les premiers travaux d'endiguement (digues submersibles, et localement insubmersibles) entamés depuis le début du siècle en amont d'Arles (Poinsard 1992). Ils sont destinés à protéger les habitants, mais surtout à améliorer la navigation en obligeant le fleuve à concentrer son énergie dans un chenal plus étroit (auto-curage). Les digues latérales et les épis favorisent la sédimentation voire l'apparition, des « ségonnaux » (espaces compris entre les digues et la berge du chenal). La présence de ces derniers est un des facteurs du rétrécissement de la largeur du chenal. Ils constituent des pièges sédimentaires durables, qui expliquent en partie la progradation modeste (33 à 45 m/an) du lobe de Pégoulie pendant la première partie du XIX^e siècle. Mais, la réduction de la largeur du chenal induit probablement une incision du plancher alluvial (Volcot 2001, Antonelli 2002). Cette tendance, en accroissant la hauteur d'eau, donc la puissance du fleuve, favorise la re-mobilisation et l'évacuation des bancs alluviaux. Elle améliore le transit de la charge solide, ce qui pourrait expliquer l'accélération de la progression du lobe d'embouchure à la fin de cette première partie du siècle. A l'embouchure elle-même, les digues construites au cours du XVIII^e siècle favorisent l'expulsion sédimentaire en mer. L'avancée de l'embouchure n'est pas totalement en phase avec les deux épisodes majeurs de crues (1810–1820, puis 1840–56), puisqu'elle enregistre beaucoup plus nettement la seconde que la première. Il est vrai que la crue de 1840, qui constituerait un record absolu pour le débit et directement alimentée en sédiments par la Durance, a eu certainement un caractère plus morphogène. Mais il est probable aussi que les effets de la mutation provoquée par les aménagements font du fleuve, à cette période, un meilleur « conducteur sédimentaire ». Quelques secteurs échappent néanmoins à cette évolution, en particulier la confluence avec le Gardon, dont les apports solides restent importants et à l'aval duquel le défilé de Beaucaire-Tarascon met un frein à l'incision et au ré-ajustement du lit.

La première moitié du XIX^e siècle est donc caractérisée par l'amorce d'une mutation à l'échelle du bassin versant (réduction des apports sédimentaires avec le début de la déprise rurale, diminution des débits moyens annuels). Mais son expression morphologique est amplifiée par les premiers travaux d'ingénierie fluviale qui, en réduisant la largeur du chenal, l'obligent à s'ajuster en s'incisant. Ce constat est d'ailleurs fait par Surrel dès 1808. Une des premières conséquences de ces aménagements est donc à la fois le blocage d'une partie de la charge solide dans les ouvrages latéraux et l'amélioration du transit sédimentaire, qui permet une avancée de l'embouchure, un peu moins importante et régulière. Celle-ci, si elle persiste, diminue la pente des lignes d'eau, provoque une sédimentation accélérée dans l'embouchure, puis un changement naturel de lit. Mais désormais l'embouchure est gérée par les ingénieurs, dont l'intervention va conditionner la morphologie du chenal. Dans un contexte de mutation climatique et anthropique désormais affirmé, la deuxième partie du XIX^e siècle va entériner l'artificialisation du fonctionnement fluvial.

5.5 L'avancée rapide du delta jusqu'au début du XX^e siècle

Entre 1860 et la fin du siècle, l'hydrologie du Rhône aval enregistre clairement les effets du changement climatique : les débits moyens annuels et la fréquence des fortes crues diminuent, ce qui n'exclue pas encore quelques excès ponctuels ($>7500 \text{ m}^3/\text{s}$) en 1872, 1886, 1890, 1896, 1899, 1900, 1907 et 1910). Ils se produisent en automne-hiver-printemps, avec une forte participation durancienne alimentée par les Alpes internes (Ubaye). Cette évolution entraîne vraisemblablement une diminution des apports solides, amplifiée par la déprise agricole dans les bassins versants montagnards et les reboisements, spontanés et mis en œuvre par le Service des Eaux et Forêts (Liebault et Zahud, 2001), qui limitent désormais les effets de l'érosion. En l'absence de mesures sur le fleuve lui-même, les volumes déposés en avant de l'embouchure témoignent de cette réduction : 5,44 Mt/an entre 1872 et 1895, 2,62 Mt/an après 1895 (Sabatier et al., soumis).

La métamorphose fluviale s'accélère et se généralise sur tout le Rhône aval : 60% des îles et des bancs disparaissent, la largeur du chenal se réduit de 30% sur le Grand Rhône (Volcot, 2001). Elle induit un ajustement de la profondeur du plancher alluvial, qui subit une incision verticale pendant tout le XX^e siècle (Antonelli et al, 2003). Cependant, l'avancée du delta, qui prend une forme digitée précédée de « theys », redevient plus rapide

que lors de la période précédente : 67 m/an entre 1852 et 1870 (François 1937), 100 m/an entre 1840 et 1880 (Caritey 1995). Les calculs réalisés dans le cadre de cette publication montrent précisément une avancée très rapide entre 1860 et 1872 (242 m/an), encadrée par deux épisodes plus lents (93 m/an entre 1842 et 1860, 30 m/an entre 1872 et 1895).

Ce paradoxe apparent (diminution des apports solides/avancée deltaïque rapide) doit être mis au compte de l'artificialisation du chenal et de l'embouchure. A partir des années 1860, le système des digues insubmersibles est définitivement complété sur l'ensemble du Bas-Rhône (et il ne sera plus submergé sauf à de très rares occasions). Il est associé au re-profilage de certaines sections et à la mise en place des casiers « Girardon » (du nom de l'ingénieur qui les imposa), destinés à fixer les limites d'un chenal navigable, entretenu par auto-curage (Poinsard, 1992). Le transit sédimentaire, grossi des produits de l'incision du plancher alluvial, s'en trouve donc favorisé, le piégeage latéral des apports solides dans les casiers lors des crues moyennes étant remis en jeu lors des crues majeures. A l'embouchure, la fermeture artificielle en 1855 des bras latéraux (Graus de Roustan et de Piémanson) concentre les eaux dans un chenal unique, permettant un effet de chasse lors des crues, qui accélère l'avancée du lobe de Pégoulie. Mais cet allongement, en réduisant la pente, provoque un engorgement sédimentaire qui gêne rapidement la navigation : en 1873, des îlots sableux apparaissent dans le chenal et la très faible profondeur de la barre est une gêne importante pour la navigation. Le changement de lit, qui devrait naturellement se produire dans ce contexte, est en fait ménagé et contrôlé en 1892 par la ré-ouverture artificielle du Grau de Roustan. Ce dernier, toujours actif aujourd'hui, connaît une avancée modeste jusque dans les années 1940, puis se stabilise : désormais, la charge sédimentaire, partiellement bloquée par les ouvrages hydro-électriques est passée en dessous du seuil nécessaire à la formation rapide de lobes progradants.

5.6 Conclusion

La morphogénèse fluviale et l'avancée deltaïque s'effectuent sous trois contraintes, dont l'influence respective évolue au cours de l'histoire des 3 derniers siècles : le contexte hydro-climatique et anthropique dans le bassin versant et les capacités de transfert sédimentaire du chenal. La morphogénèse fluviale et l'histoire des deux grands lobes du Bras de Fer et de Pégoulie confirment l'importance du conduit fluvial, dans des contextes

climatiques, hydrologiques et sédimentaires comparables, mais progressivement modifiés par l'aménagement géotechnique du chenal.

Dans le système naturel, qui domine aux XVII^e et XVIII^e siècles sur le Bras de Fer, l'abondance sédimentaire, d'origine climatique et anthropique, aboutit à une évolution paradoxale, puisqu'elle induit un effet feed-back : le colmatage du chenal et la désorganisation du système, jusqu'à l'avulsion naturelle (bien que favorisée par la prise d'eau d'un canal), qui interrompt l'avancée sur la mer.

Le développement progressif des aménagements hydrauliques au début du XIX^e siècle, dans un contexte encore très favorable à l'érosion dans le bassin versant, contrecarre l'évolution naturelle du chenal. Ce dernier entame une « métamorphose », qui s'accélère au cours du XIX^e siècle, et dans laquelle la participation anthropique locale (ingénierie fluviale) devient déterminante dans la seconde moitié du XIX^e siècle. Ces aménagements favorisent une avancée deltaïque pulsée, plus sensible au rythme des interventions qu'à celui des extrêmes hydrologiques. L'évolution naturelle (changement de lit, déplacement de l'embouchure) est désormais contrôlée, chaque fois qu'elle menace de se faire toute seule, par de nouvelles interventions. Dans un contexte d'apports solides en diminution, les vitesses de déplacement du front deltaïque dépendent désormais essentiellement (1) de l'importance de l'espace d'accumulation à combler en avant de l'embouchure (comme auparavant), (2) de l'amélioration du conduit fluvial par les travaux d'ingénierie, (3) de l'influence croissante des houles, en relation avec la diminution progressive de l'influence du fleuve (débits liquides en baisse).

Le concept d'anthropisation sert donc des causes différentes selon les époques, avec des conséquences environnementales contradictoires. Synonyme d'érosion accélérée et de tendance au tressage sur les axes fluviaux dans le contexte des sociétés traditionnelles (du Néolithique à l'Ancien Régime), il aboutit à des effets contraires (simplification des milieux fluviaux) à partir du moment où la révolution scientifique et technique donne aux ingénieurs des moyens d'intervention. Mais ce sont ces aménagements eux-mêmes qui, dans un contexte climatique et anthropique encore agressif, vont jouer un rôle décisif sur les ultimes avancées du delta du Rhône au cours du XIX^e siècle, en favorisant le transit sédimentaire jusqu'à l'embouchure.

Peut-être faudrait-il désormais séparer « anthropisation », au sens « agricole » du terme, et « aménagement », au sens « intervention de l'ingénierie sur l'environnement ». On peut se demander si cette distinction ne pourrait pas être mise en œuvre de façon pertinente pour des époques antérieures et sur des espaces plus restreints, en particulier dans l'espace de la romanité.

Bibliographie

Antonelli C., 2002, Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval, thèse Université Aix-Marseille 1, 274 p.

Antonelli C., Provansal M., Vella C., 2003, Recent morphological changes of a channel in a deltaic environment. The case of downstream Rhone river, France. *Geomorphology*, 57, 385-400.

Arnaud-Fassetta G., and Provansal M., 1999, High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586-1725 AD) in the Rhône delta (Mediterranean France). Relationship to the catchment basin, *Hydrobiologia*, 410, 241-250.

Arnaud-Fassetta G., 2000, Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône, Col. Mémoires et documents de l'UMR Prodig, Paris VII, 230 p.

Bradley R., and Jones Ph. D., éd, 1992. *Climate since 1500 AD.*, London and N.Y., Routledge ed.

Bravard J.P., 1989, La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Age et à l'Epoque Moderne. *Revue de Géographie de Liège*, 25, 145-157.

Bravard J.P., Vérot-Bourrely A. et Salvador P.G., 1992, Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires fluviaux étudiés sur les sites archéologiques, *Les Nouvelles de l'Archéologie*, n° 50, 7-13.

Bravard J.P. et Peiry, 1993 La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20^e siècle). *Z. Geomorph. N.F.*, 88, 67-79.

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.

Bravard J.P., 1995, Paléodynamique du site fluvial de Lyon depuis le tardiglaciaire, in *Dynamique du paysage, entretiens de géoarchéologie*, Lyon, Nov. 1995, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes.

Bruneton H., 1999, Evolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique, les plaines d'Arles, thèse Univ. de Provence, Aix, 360 p.

Caritey C., 1995, L'évolution de l'embouchure du Rhône du milieu du XVII^e à la fin du XIX^e s. Relations avec le régime du fleuve. Maîtrise Université Aix-Marseille I, 100 p.
David A., 1996, Etude géomorphologique d'un paléo-chenal du Rhône en basse Camargue au Petit Age Glaciaire, Mémoire de maîtrise, Université Aix-Marseille 1.

Devillers B., 2000, Morphogenèse et anthroposystème depuis le Néolithique récent dans la moyenne vallée de l'Hérault, mémoire de DEA, Université Aix-Marseille 1.

Devillers B. et Provansal M., 2003, La morphogenèse d'un géosystème cultivé depuis le Néolithique Récent : les petits bassins versants de la moyenne vallée de l'Hérault (34), Géomorphologie, 2, 271-282.

Flores E., 1996, Etude géo-archéologique du site gallo-romain de Riez : morphogenèse et évolution d'un environnement alluvial. Mémoire de maîtrise, Université Aix-Marseille 1.

François L., 1937, Etude sur l'évolution actuelle des côtes de Camargue. Etudes Rhodaniennes, n° 13, 71-126.

Gili G., 2002, Analyses géomorphologiques et sédimentologiques de la basse vallée de l'Argens et du Port antique de Fréjus, Mémoire de maîtrise, Université Aix-Marseille 1.

Guérard A., 1885. Etude sur l'amélioration des embouchures des fleuves dans les mers sans marée, note 1, Mémoire de l'Institut des Ingénieurs civils de Londres, vol. LXXXII - session 1884-85, Part. IV. 52p.

Guilbert X., 1994, Les crues de la Durance depuis le XIV^e siècle, Mémoire de maîtrise, Université Aix-Marseille 1.

Intergovernmental Panel on Climate Changes (IPCC), 2001, The scientific basis. A report of working group 1, 2.2.5, 2.2.6.

IRS, 2000, Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide, 1^{ière} étape, rapport de synthèse. 5 volumes, 469 p. Institution interdépartementale des bassins Rhône-Saône, Valence, France.

Jorda M., 1983, La torrencialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. Cahiers ligures de Préhistoire, N.S., 2, 49-70.

Jorda M. et Provansal P., 1996, Impacts du climat et de l'anthropisation sur le détritisme en France du S-E (Provence et Alpes du Sud), Bull. Soc. Géol. Fr., 197, 1, 159-168.

Landon N. et Piégay H., 1994, L'incision de deux affluents subméditerranéens du Rhône : la Drôme et l'Ardèche, Revue de Géographie de Lyon, 1, 63-72.

Landon N., 1999, L'évolution contemporaine du profil en long des affluents du Rhône moyen. Constat régional et analyse d'un hydrosystème complexe, la Drôme. Thèse Université Paris IV-Sorbonne, Volume 1 : 560 p, Volume 2 (annexes).

Leroy-Ladurie E., 1983, Histoire du climat depuis l'an mil, Paris, Flammarion, 2 vol., 287 et 254 p.

Lespez L., 2003, Geomorphic responses to long term land-use changes in eastern Macedonia (Greece), Catena, 51, 181-208.

Leveau Ph. et Provansal M. (sous la dir.), 1993, Archéologie et Environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles, Travaux du centre Camille Jullian n° 14, publications Université de Provence, Aix-en-Provence, 551 p.

Leveau Ph, Provansal M., Bruneton H., Palet-Martinez J.M., Poupet P. et Walsh K., 2000, La crise environnementale de la fin de l'Antiquité et du Haut Moyen-Age : définition d'un modèle et retour aux milieux réels, Colloque international Equilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20000 ans en Europe de l'Ouest, Besançon, 291-305.

L'Homer A., Bazile J., Thommeret J. et Thommeret Y., 1981, Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours, variations du niveau marin, *Oceanis*, 7, 4, 389-408.

Liébault F. et Piégay H., 2001, Assesment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France. *Geomorphology*, 36, 167-186.

Liébault F., Zahnd E., 2001, La Restauration des Terrains en Montagne dans le Diois et les Baronnies. *Terres voconces*, 3, 27-49.

Liébault F. et Piégay H., 2002, Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 425-444.

Magny M., 1995, Une histoire du climat, des derniers mammoths au siècle de l'automobile, Errance, Paris, 175 p.

Maillet G., Rizzo E., Revil A., and Vella C., 2005. High resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a transition zone environment. Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel. *Marine Geophysical Researches*, Missiaen, T. ; Wardell, N., Dix, J., (Eds) "Subsurface imaging and sediment characterisation in shallow water environments", Deltech special volume, in press.

Miramont C. et Guilbert X., 1997, Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en Moyenne Durance, *Géomorphologie*, 4, 325-338.

Miramont C., 1998, Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la Moyenne Durance (Alpes françaises du Sud), Thèse Université Aix-Marseille 1, 286 p.

Pardé M., 1925, Le régime du Rhône. Etude hydrologique. Thèse, Université de Grenoble, 887 et 440 p.

Peiry J.L., Salvador P.G. et Nougier F., 1994, L'incision des rivières dans les Alpes du Nord, état de la question, *Revue de géographie de Lyon*, 69, 1, 47-56.

Pfister C., 1992, Monthly temperature and precipitation in central Europe 1527-1979 : quantifying documentary evidence on weather and its effects. In Bradley and Jones (eds), *Climate since 1500 AD*, 349-365.

Pichard G., 1983, Marine royale et histoire de l'environnement en Provence, 108^e Congrès National des Sociétés Savantes, Grenoble, Colloque d'histoire maritime, 287-316.

Pichard G., 1995, Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, 3-4, 105-116.

Pichard G., 1999, Espace et nature en Provence, Thèse, Université Aix-Marseille 1, 987p. 2t.

Piégay H., Gurnell A.M., 1997, Large woody debris and river geomorphological pattern : examples from S.E. France and S. England. *Geomorphology*, 19, 99-116.

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 Université Lyon III, 501 p.

Pont D., Simonnet J.P. et Walter A.V., 2002, Medium terme changes in suspended sediment delivery to the ocean : consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France), *Estuarine, Coastal and shelf Science*, 54, 1-18.

Poyet J.F. et Villain J.P., 2002, Evolution des milieux alluviaux intradigues du Rhône d'Avignon à la mer depuis 2 siècles, Mémoire de maîtrise, Université Aix-Marseille 1.

Probst J.L., 1989, Hydroclimatic fluctuations of some European rivers since 1800. In Petts G.E. (Ed), *Historical change of large alluvial rivers : Western Europe*. Chichester, Wiley, 41-55.

Provansal M., 1993, Détritisme, anthropisation et histoire du climat à l'Holocène en Basse Provence : morphodynamique du poljé de Signes (Var) comparée à quelques sites provençaux. Travaux URA 903. CNRS n° XXII, p.43.

Provansal M. et Morhange C., 1994, Seuils climatiques et réponses morphogéniques en Basse Provence depuis 5000 ans, *Quaternaire*, 5, 3-4, 113-118.

Provansal M., 1995, The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, southern France, *The Holocene*, 5,3, 348-353.

Roditis J.C. et Pont D., 1993; Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta, *Méditerranée*, 3,4, 5-18.

Sabatier F., 2001, Fonctionnement et dynamiques morfo-sédimentaires du littoral du delta du Rhône, thèse Université Aix-Marseille III, 268 p.

Sabatier F., and Suanez S., 2003. Shoreline changes of the Rhone delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-300.

Sabatier F., Maillet G., Fleury T.J., Suanez S., Provansal M., and Vella C., soumis, Long term relationships between river sediment input and littoral bathymetric change in a microtidal deltaic system (Rhône delta shoreline, Mediterranean sea, SE France). *Journal of Coastal Research*.

Salvador P.G., 1991, Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère, Thèse, Université Lyon III, 498 p.

Salvador P.G., 2001, L'évolution holocène de la plaine alluviale de l'Isère dans l'ombilic de Moirans (Isère, France), *Quaternaire*, vol. 12, n° 1-2, 127-135.

Schumm S.A., 1993, River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy, *The Journal of Geology*, vol. 101, 279-294.

Serre-Bachet F., Guiot J. et Tessier L., 1992, Dendroclimatic evidence from southwestern Europe and northwestern Africa. In Bradley and Jones (eds), *Climate since 1500 AD*,

349-365.

Sivan O., 1998, Evolution climatique historique et torrentialité. Exemple de la vallée de l'Ubaye, Mémoire de maîtrise, Université Aix-Marseille 1, 126 p.

Sola F., 1998, Les variations hydrosédimentaires du Rhône à Avignon depuis le début de notre ère. Mémoire de maîtrise, Université Aix-Marseille 1, 100 p.

Starkel L., 1983, Climatic change and fluvial response. In Gardner R., Scoging H.(ed), Mega-Geomorphology, Oxford, 195-211.

Stouff L., 1993, La lutte contre les eaux dans les pays du bas Rhône, XII-X^e siècles, l'exemple du pays d'Arles, Méditerranée, 3-4, 57-68.

Surrell E., 1847, Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône. Imprimerie cévenole, Mines, France.

Touzani A, 1998, L'édification prodeltaïque du Rhône. Marqueurs de l'évolution séculaire de la sédimentation, thèse Université de Perpignan.

Vallette Ph. et Gazelle F., 2001, L'impact des sociétés du XVIII^e et du XIX^e siècle sur les paysages fluviaux garonnais, Geocarrefour, 76, 1, 337-345.

Volcot J., 2001, La métamorphose du Bas Rhône. Mémoire de DEA, Université Paris VII- Jussieu, 189 p.

Chapitre 6

Connexions entre le Rhône et son delta. Partie 2 : Evolution de l'embouchure du Rhône depuis le début du 18^e siècle.

Grégoire Maillet, Mireille Provansal et Claude Vella

Soumis le 22/06/2005

Géomorphologie, Reliefs, Processus, Environnement

**CONNEXIONS ENTRE LE RHÔNE ET SON DELTA. PARTIE 2 : ÉVOLUTION DE
L'EMBOUCHURE DU RHÔNE DEPUIS LE DÉBUT DU DEPUIS DU 18^E SIÈCLE.**
*Connections between the Rhône River and his Delta Part 2 : Rhône mouth
evolution since the beginning of the 18th century.*

Grégoire Maillet*, Mireille Provansal, et Claude Vella

CEREGE, Université Aix-Marseille 1, BP 80 13545 Aix en Provence cedex 04, FR

maillet@cerege.fr, provansal@cerege.fr, vella@cerege.fr

Auteur correspondant : Tel : 33 442 971 537, Fax : 33 442 971 595

6.1 Introduction

L'étude des relations entre un fleuve et son delta ne peut s'affranchir d'une réflexion sur l'évolution de l'hydrologie du fleuve et, en ce sens, la bibliographie abonde. Cependant Maillet et al (ce volume) ont montré que l'évolution du littoral deltaïque est déconnectée des occurrences de crue, et que seul le secteur à proximité immédiate de l'embouchure bénéficiait des apports terrigènes. Il semble donc nécessaire pour établir un modèle de fonctionnement global, de cerner précisément les modalités d'évolution de l'embouchure, soumise au double forçage fluvial et marin.

6.2 Conditions générales

6.2.1 Influence des mutations fluviales sur l'évolution de l'embouchure du Rhône

Depuis la fin du Petit Age Glaciaire (PAG), une tendance à la diminution de la charge solide des fleuves du Sud-Est de la France a été mis en évidence par de nombreux auteurs (Probst, 1989 ; Bravard, 1994 ; Descroix et Gautier, 2002 ; Liébault et Piégay, 2002). Cette diminution est considérée comme résultant avant tout des changements climatiques et de l'anthropisation (Milliman et Syvitsky, 1992). L'influence sociétale s'exprime essentiellement d'abord au travers des programmes de reforestation du bassin versant associés à l'exode rural, puis par les interventions sur le fleuve (extraction de granulats dans les lits des rivières, développement des barrages et des digues sur berges et dans le chenal) (Gautier, 1992 ; Poinard, 1992 ; Bravard et Peiry, 1993 ; Landon et Piégay, 1994 ; Jorda et

Provansal, 1996 ; Kondolf et al. 2002). Mais ce forçage anthropique sur le Rhône aboutit souvent à des effets contradictoires (augmentation ou diminution des flux solides, comblement ou incision du chenal), selon qu'il est issu de l'anthropisation "agricole" ou de l'anthropisation "des ingénieurs" (Provansal et al., 2005). Les variations hydroclimatiques sur la période considérée sont liées à la fin du Petit Age Glaciaire (Pardé, 1925 ; Bravard, 1991 ; Reynaud et Vincent, 2002). Elles correspondent à une réduction mineure de la pluviométrie effective (Warner 2000, Moisselin et Schneider, 2001 ; Ludwig et Meybeck, 2003), qui induit une diminution de la fréquence des crues (Pichard, 1995 ; Miramont et Guilbert, 1997) et une incision du chenal en réponse à une réduction des apports sédimentaires grossiers (Liébault and Taillefumier, 2000 ; Arnaud-Fassetta, 2003 ; Antonelli et al., 2004). L'importance des crues dans le budget sédimentaire annuel est connue et souvent démontrée (Walling et al., 2000 ; Picouet et al., 2001, Serrat et al., 2001 ; Pont et al., 2002). En climat méditerranéen, les crues sont considérées comme les événements clefs pour quantifier les flux sédimentaires (80% de la charge solide annuelle en 20% du temps, Roditis and Pont 1993). Ces flux dépendent de l'origine de la crue qui influe sur la compétence du cours d'eau et sur l'importance et la nature de la charge solide.

6.2.2 Evolution des débits liquides et solides du Rhône depuis 200 ans

Actuellement, le régime hydrologique du Bas Rhône se situe entre un type pluvio-nival d'influence océanique et un type pluvial méditerranéen contraint par des apports nivaux d'origine alpine (Vivian, 1989). En raison de l'hétérogénéité de son bassin versant et de variations climatiques saisonnières importantes, ce régime hydrologique est caractérisé par une variation mensuelle des débits liquides très importante (Figure 1a). La fonte saisonnière des glaciers et des neiges est responsable de hauts niveaux fluviaux au printemps, tandis que les variations ponctuelles de débits liquide et solide résultent de l'occurrence de fortes pluies très localisées sur la moitié méridionale du bassin versant (sud des Alpes ou Cévennes). La comparaison des débits moyens mensuels entre le 19^e et le 20^e siècle (Figure 1a) montre une faible différence des débits moyens annuels entre les deux siècles, mais une répartition des débits moins contrastée au 19^e siècle. La période océanique d'hiver est moins abondante, et les étiages d'été sont également moins prononcés au 19^e siècle, qui est caractérisé par des étés davantage pluvieux qu'actuellement (Leroy-Ladurie, 1967 ; Pfister, 1980).

Au 19^e siècle, on constate également une forte occurrence de crue (Figure 1b) (66 crues supérieures à $6000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Beaucaire entre 1800 et 1900 - Pardé, 1925-) et des périodes paroxysmales (1840–1843; 1855–1856; 1872–1873; 1886–1892). Cependant, en terme de récurrence des crues extrêmes, les évènements sont à peine plus fréquents au 19^e qu’au 20^e siècle (Table n° 1). Ainsi, l’hydrologie du Rhône au 19^e siècle est caractérisée par un régime saisonnier et annuel moins contrasté qu’au 20^e siècle. Les crues sont moins fréquentes et un peu plus fortes au 19^e siècle, pour un débit liquide annuel équivalent entre les deux siècles.

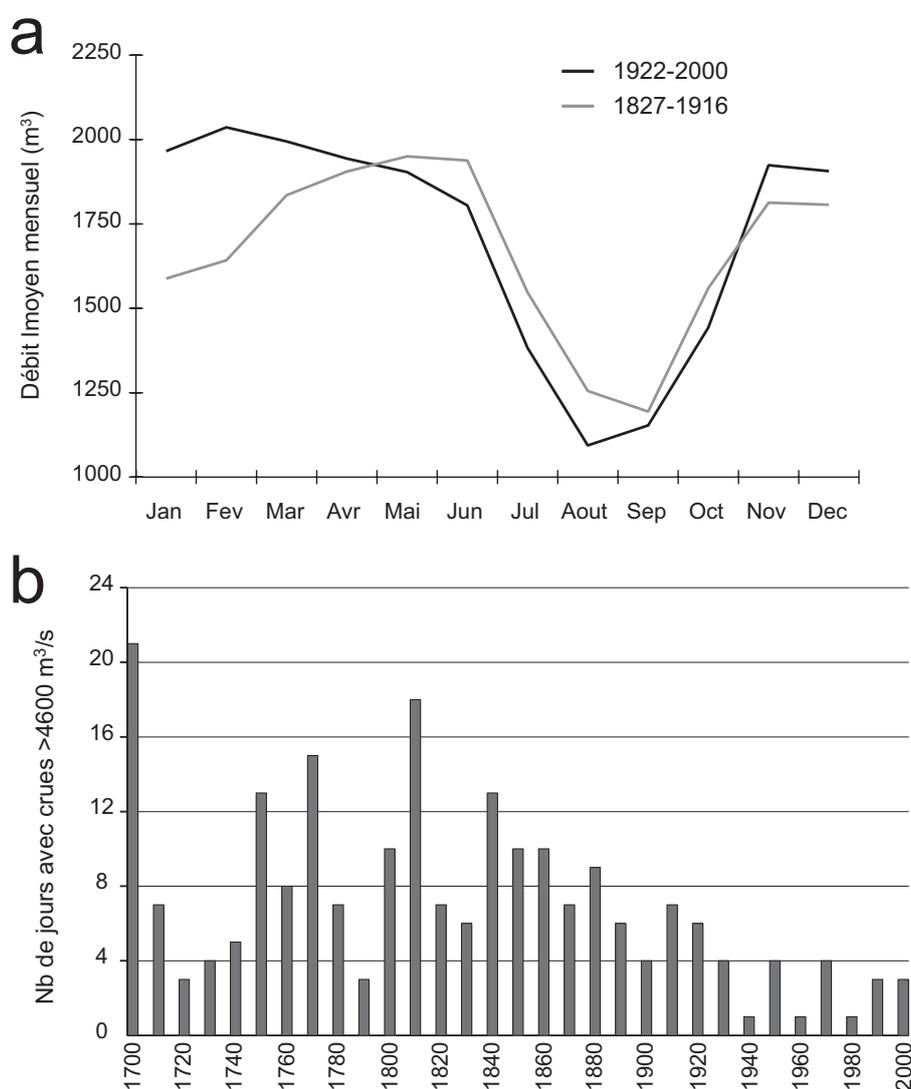


FIG. 6.1 – Evolution des paramètres hydrologiques du Rhône au cours des derniers siècles. (a) Variation des répartitions de débits moyens mensuels entre le 19^e siècle (en gris) et le 20^e siècle (en noir). (b) Evolution de la fréquence des crues du Rhône (en nombre de jours par décennies où le Rhône est supérieur à $4600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) d’après Pichard (1995).

Si le débit liquide n'est pas significativement différent entre les deux derniers siècles, il est communément admis que la charge solide du Rhône est en diminution. La charge solide en suspension était en effet estimée entre 5.8 et 45.10⁶ t.an¹ dans la première moitié du 19^e siècle (Guérard, 1895 ; Surell, 1847), soit une variabilité de 1 à 8, selon les méthodes et les périodes de mesure. Actuellement, elle est mesurée pour la fin du 20^e siècle entre 6 et 8.10⁶ t.an¹ en moyenne, avec une variabilité annuelle plus importante de 1 à 20 (Antonelli, 2002). La concentration maximale des eaux de surface en sédiment pendant une crue a été estimée à 17.58 kg.m⁻³ (5885 m³.s⁻¹) en mai 1846 par Surell (1847). Plus récemment, Roditis et Pont (1993) et Pont et al. (2002) ont mesuré des concentrations maximales en période de crue plus faibles, respectivement 1.5 g.l⁻¹ et 3.3 g.l⁻¹ (Table 2).

RANG	DATE	DEBIT (m ³ /s)
1	31/05/1856	11640
2	04/12/2003	11-12000
3	27/10/1886	10949
4	08/01/1994	10572
5	10/09/2002	10500
6	12/11/1886	10200
7	26/11/2002	10200
8	01/10/1900	10189
9	10/10/1993	9800
10	21/10/1872	9792
11	03/11/1840	9715
12	10/11/1907	9714
13	06/01/1919	9657
14	03/11/1843	9640
15	14/11/1935	9600
16	01/03/1957	9520
17	18/10/1907	9465
18	03/12/1910	9328
19	29/01/1882	9270
20	04/12/1872	9211

TAB. 6.1 – Les 20 plus fortes crues du Rhône depuis le début du 19^e siècle à Beaucaire (rang = classement décroissant des crues recensées jusqu'en 2003). En gris, crues du 19^e siècle. En gras, crues du 21^e siècle.

Ces données de concentration de surface n'ont cependant qu'une valeur indicative, étant donné l'importance considérable de l'origine de la crue (océanique -lente et longue-, cévenole -rapide, violente et chargée en sédiments -, méditerranéenne -forte et chargée -, ou générale) et du moment et de l'endroit précis du prélèvement sur la nature et le volume

Date	Débit (m ³ .s ⁻¹)	Concentration MES (g.l ⁻¹)	Origine de la crue	Sources
1994	10572	3.275	Médit.	Pont et al., 2002
1957	9520	0.260	Cévenole	SOGREAH, 1999
1846	5885	17.580	Médit. extensive	Surell, 1847
1992	5641	1.508	Générale	Roditis et Pont, 1993
2001	4936	0.300	Générale	Antonelli, 2002
1870	3788	1.800		Guérard, 1895
1956	2630	0.149		SOGREAH, 1999
1995	2493	0.078		Pont et al., 2002
2001	2487	0.004		Antonelli, 2001
1869	2417	0.200		Guérard, 1895
1992	1553	0.022		Roditis et Pont, 1993
1808	1547	0.120		Surell, 1847

TAB. 6.2 – Quelques débits solides caractéristiques du Bas Rhône depuis le début du 19^e siècle. La variabilité de la charge solide à débit équivalent montre l'importance de l'origine de la crue dans la variation des concentrations en MES. En gris, mesures effectuées en période de crue.

de la charge sédimentaire (Antonelli, 2002). De plus, la différence de variabilité annuelle de la charge solide en suspension entre le 19^e et le 20^e siècle, peut être une conséquence simplement induite par la différence de variabilité des débits liquides entre ces deux périodes. Aussi, n'est-il pas possible de conclure à une tendance concernant l'évolution de la charge en suspension instantanée à l'aide de ces données, et seule la diminution des estimations annuelles peut être validement retenue. La charge solide de fond est, quant à elle, estimée entre 200 000 et 500 000 m³.an⁻¹ avant l'érection des barrages sur le Bas-Rhône au milieu du 20^e siècle, et entre 25 000 et 50 000 m³.an⁻¹ actuellement (IRS, 2000). La diminution au cours du temps de la charge de fond, principalement sableuse, est donc un fait avéré. Ceci dit, les études sur la charge de fond en période de crue (durant lesquelles transitent 80% des volumes sédimentaires annuels) mesurent cette dernière à 15% de la charge sédimentaire totale (Antonelli et al., 2005), i.e. minime comparée à la charge en suspension.

Concernant l'évolution de la morphologie du chenal rhodanien, les cartes du 19^e siècle montrent que le fleuve concentre ses eaux en deux bras principaux, de sorte que les apports sont localisés, bien avant l'érection des digues, aux seules embouchures du Grand et du

Petit Rhône (Arnaud Fassetta, 2003). De même, le bras oriental, déjà prépondérant avant l'avulsion de 1711, exerce une capture progressive sur le Petit Rhône (favorisée par les ingénieurs) et devient de plus en plus le seul bras nourrisseur du Delta (4/5 au milieu du 19^e siècle, Surell, 1847 ; 9/10 actuellement, Ibanez et al., 1997). La période 1842–1886 est caractérisée par un exhaussement du lit du Rhône dans 7 des 8 stations de mesures sur le Bas Rhône (Pardé, 1925) et la surface du delta s'accroît de 17 hectares par an entre 1712 et 1850 (Léger, 1875 in Pardé, 1925). Inversement, au 20^e siècle, le Bas-Rhône s'incise (Arnaud Fassetta, 2003 ; Antonelli et al., 2004) et Maillet et al. (ce volume) ont montré la forte diminution de l'accroissement de surface de la zone d'embouchure entre le 19^e et le 20^e siècle (respectivement +848 ha et +300 ha). Ainsi, en accord avec les études menées en amont du Rhône, la diminution de la charge solide du Rhône entre le 19^e siècle et le 20^e semble principalement affecter la charge grossière de fond, alors que les variations de la charge en suspension restent difficiles à préciser.

6.2.3 L'anthropisation progressive du Bas Rhône depuis le 18^e siècle

Pendant tout le Petit Age Glaciaire et jusqu'au début du 18^e siècle, le Grand Rhône s'écoule par l'embouchure du Bras de Fer (Figure 2a), localement appelée "grau", située actuellement entre la pointe de Beauduc et la Plage de Piémanson. A l'occasion d'une série de fortes crues en 1710, 1711 et 1712, le fleuve déborde dans un canal d'irrigation, le Canal des Launes (Figure 2b), beaucoup plus rectiligne et en pente plus forte que le chenal naturel, qu'il ne réintègrera jamais.

Entre 1712 et 1725, le Bras de Fer et le canal des Launes fonctionnent conjointement. Mais les difficultés de navigation sur le Bras de Fer, qui se comble progressivement, conduisent progressivement les autorités à aménager le Canal des Launes qui deviendra le bras principal en 1725 (Pichard 1983). Cette année enregistre la première véritable tentative d'aménagement du fleuve (endiguement), avec la mise en place des palissades de Mitton. La période 1725–1851 est caractérisée par l'existence de trois graus principaux ouverts sur le Canal des Launes. D'ouest en Est, il s'agit des graus de Piémanson, de Roustan et de l'Est, ce dernier étant divisé en grau d'Eugène (au Nord), de Pégoulier (au centre) et de Tartane (au sud) (Figure 2c). Pour faire face à des problèmes d'ensablement dans le chenal, particulièrement contraignants pour la navigation commerciale vers Arles et Lyon, des travaux d'endiguement sont initiés dès 1809, par la mise en place

d'un système de digues submersibles réduisant la largeur du chenal en période d'étiage. L'embouchure restant un secteur problématique, un aménagement important est réalisé entre 1852 et 1857. Son objectif est de concentrer le flux liquide dans un seul grau, tout en réduisant la section d'écoulement, afin d'augmenter l'effet de chasse du fleuve et maintenir ouverte la passe dans la barre d'embouchure. A cette fin, en Octobre 1855, tous les graus sont fermés par une digue et seul celui de Pégoulie est laissé actif (barrage de Piémanson, Roustan, Eugène, en rive droite et barrage de Tartane en rive gauche) (Figure 2d).

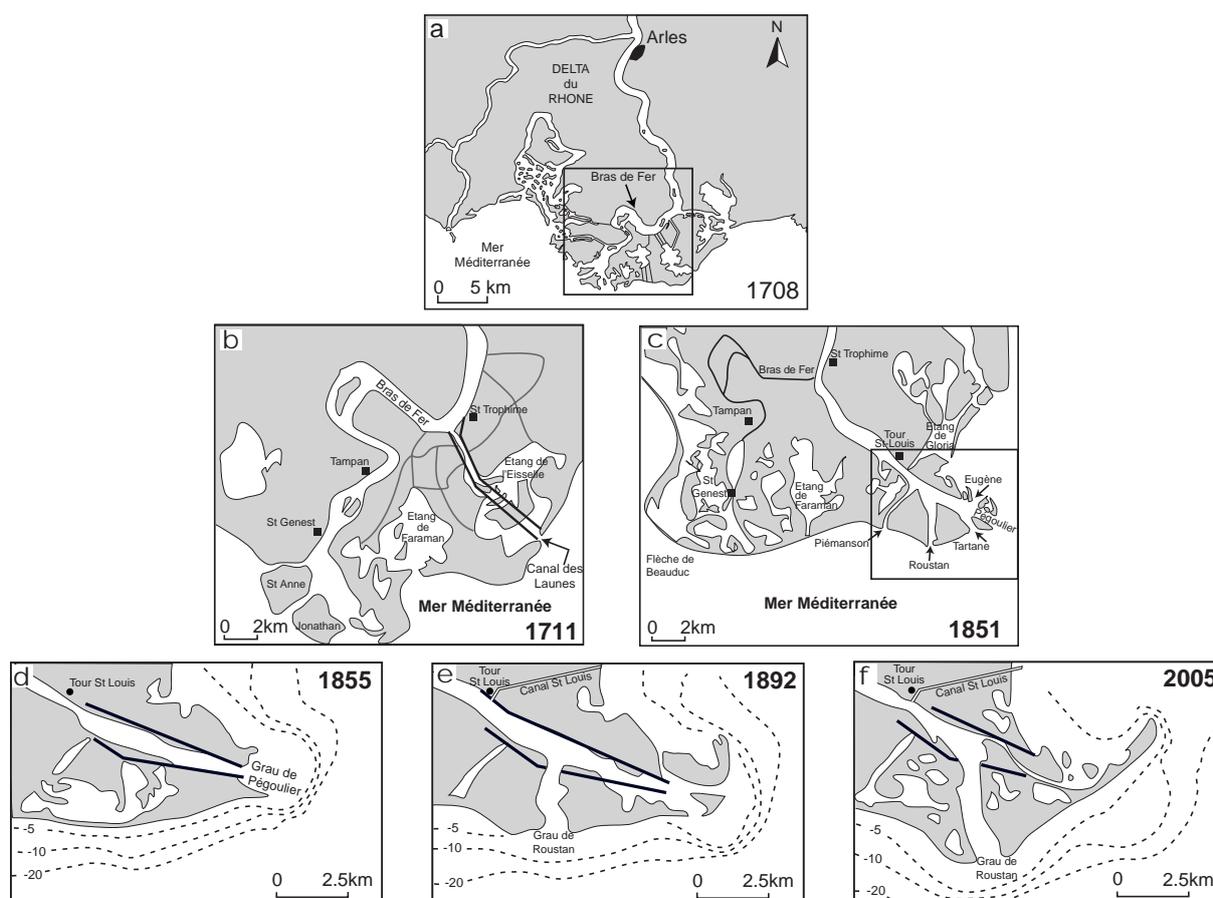


FIG. 6.2 – Evolution historique (18^e - 21^e siècle) des embouchures du Rhône. Les cartes b et c correspondent au cadre dessiné sur la carte a. Les cartes d, e et f correspondent au cadre dessiné sur la carte c.

Dix ans plus tard, devant l'inefficacité du système qui n'a conduit qu'à reproduire les mêmes problèmes un peu plus au large, deux projets sont envisagés. Le premier consistant à allonger vers la mer la longueur des digues bordant le grau de Pégoulie est abandonné au profit de la construction du Canal Saint Louis (Figure 2e), qui présente l'avantage d'apporter une solution pérenne au problème de navigation (par contournement de la zone d'embouchure), bien qu'étant beaucoup plus onéreux. Après enquête et déclaration d'utilité publique, le canal est ouvert à la navigation en 1871. En même temps, devant l'en-

sablement croissant du grau de Pégoulie, empêchant même le passage des petits bateaux de pêche (Guerard, 1895), la réouverture du grau de Roustan (Figure 2e) est décidée par abattage de la digue transverse construite en 1855. Depuis, le grau de Pégoulie a continué à se colmater, tandis que celui de Roustan, affecté par la diminution de la charge solide du Rhône qui marque le 20^e siècle, s'est maintenu sans changement significatif (Figure 2f).

6.3 Méthodologie

Les embouchures du Rhône représentent depuis l'antiquité des zones stratégiques, tant d'un point de vue commercial que militaire (Leveau, 1993). Aussi, dès la fin du 17^e siècle, avec l'avènement de nouvelles techniques de levés topographiques et notamment la triangulation, les cartographes se focalisent sur la zone d'embouchure. Les préoccupations principales de navigabilité et de surveillance de ces zones entraînent la production de cartes aux contours nets et précis, où figurent les moindres îlots en formations (appelés localement "theys") et où sont reportées fidèlement toutes les modifications qu'ont pu subir le rivage ou l'embouchure depuis le relevé précédent. Parfois également, la bathymétrie de la zone est également représentée (Arnoul, 1678). Certains cartographes réalisent plusieurs cartes successives, ce qui limite fortement les différences liées au caractère interprétatif inhérent à tout document cartographique. L'exemple le plus marquant concerne la nomination en 1696 de Noël Advizard au poste d'hydrographe par Edit Royal, chargé de produire « une vue figurée et description exacte de tous les graus et embouchures du Rhône, avec un état et un devis de tous les changements qui peuvent troubler la sûreté de la navigation et du transport des vivres et munitions de Sa Majesté » (Pichard, 1983). Mais la véritable « explosion » du nombre de cartes et plans de l'embouchure du Rhône advient au début du 18^e siècle, lorsque la morphologie du Bras de Fer contraint fortement la navigation et que la question d'un aménagement du Canal des Launes, apparu lors des crues de 1710 à 1712, est posée. A partir de 1725, les cartes sont presque exclusivement centrées sur le nouveau Rhône (Canal des Launes) et deviennent de plus en plus précises et techniques. Au 19^e siècle, l'objectif principal des cartes demeure l'aide à la navigation fluviale. L'évolution des techniques cartographiques n'est pas particulièrement exploitée sur des documents à cette échelle, mais la fiabilité des cartes et plans s'accroît parallèlement à l'amélioration des techniques de triangulation (Tricard et al., 1991).

Grau	Périodes	V.M.M.E. (m.an ⁻¹)	Morphologie du chenal aval	Nombre d'Embouchure	Sources	Chenal actif
Bras de Fer	1700-1710	55	Méandriforme	1 grau	Surell, 1847	
	1710-1726	11	Méandriforme	1 grau	Cette étude	
Pégoulier	1710-1725	0	Rectiligne / endigué	1 grau	Pichard, 1983	
	1726-1765	150	Rectiligne	3 graus	Cette étude	
	1765-1775	45	Rectiligne	1 à 3 graus	Surell in de Roys, 1851	
	1778-1823	33	Rectiligne	3 graus	Cette étude	
	1823-1841	63	Rectiligne	3 graus	Cette étude	
	1840	65	Rectiligne	3 graus	Surell in de Roys, 1851	
	1841-1866	93	Rectiligne / endigué	1 à 4 graus	Cette étude	
	1860-1863	70	Rectiligne / endigué	1 grau	François, 1937	
	1866-1872	242	Rectiligne / endigué	1 grau	Cette étude	
	1872-1895	30	Rectiligne / endigué	1 grau	Cette étude	
	1895-1906	-19	En Comblement	2 graus	Cette étude	
	1906-1913	-60	En Comblement	2 graus	Cette étude	
	1913-1934	-45	En Comblement	2 graus	Cette étude	
	1934-1954	-20	Comblé	0 grau	Cette étude	
	1954-1962	0	Comblé	0 grau	Cette étude	
	1962-1988	0	Comblé	0 grau	Cette étude	
	1988-1995	0	Comblé	0 grau	Cette étude	
	1995-2002	0	Comblé	0 grau	Cette étude	
Roustan	1895-1934	31	Rectiligne	2 graus	Cette étude	
	1934-1944	70	Rectiligne	1 grau	Cette étude	
	1944-1955	-26	Rectiligne	1 grau	Suanez, 1997	
	1955-1960	52	Rectiligne	1 grau	Suanez, 1997	
	1960-1971	-22	Rectiligne	1 grau	Suanez, 1997	
	1971-1979	90	Rectiligne	1 grau	Suanez, 1997	
	1979-1989	-69	Rectiligne	1 grau	Suanez, 1997	
	1989-1992	0	Rectiligne	1 grau	Suanez, 1997	
	1992-1995	32	Rectiligne	1 grau	Suanez, 1997	
	1995-2003	15	Rectiligne	1 grau	Cette étude	

TAB. 6.3 – Variations Maximales Moyennes d'Evolution (V.M.M.E.) de l'embouchure du Rhône entre 1711 et 2003. Les valeurs négatives expriment une période d'érosion, les valeurs positives une période de progradation. En noir, périodes où le chenal est actif.

Notre étude des variations de la position du trait de côte à l'embouchure du Rhône actuel débute avec la naissance du lobe moderne en 1710. La méthode utilisée consiste en une numérisation puis un géoréférencement des cartes et plans les plus complets, puis en une comparaison des distances maximales séparant deux traits de côtes consécutifs. Ces distances maximales sont ensuite rapportées à la longueur de la période entre les deux cartes pour obtenir des vitesses maximales moyennes d'évolution (VMME) comparables les unes aux autres (Table 3). L'hétérogénéité des échelles, le respect variable des proportions réelles et les procédés sommaires de reproductions rendent évidemment les documents du 18^e siècles contestables d'un point de vue quantitatif. Cependant, le croisement des résultats obtenus avec les conclusions d'études de terrain de la même époque nous permet de valider correctement notre méthode. De plus, l'amélioration de la qualité des documents cartographiques permet d'obtenir des vitesses de plus en plus fiables au fur et à mesure que l'on approche la période actuelle. La connaissance que nous avons des forçages climatiques et sociétaux s'améliorant également dans le temps, l'ensemble des données présente une cohérence qui permet la confrontation et l'analyse des causes et conséquences des variations du trait de côte au niveau de l'embouchure du Grand Rhône.

6.4 Résultats

L'analyse des Variations Maximales Moyennes d'Evolution (VMME) du trait de côte au niveau de l'embouchure active (table n° 3) montre une tendance générale au ralentissement de la progradation du lobe actif liée à la baisse des apports solides. Cette observation est en accord avec les résultats obtenus par Maillet et al. (ce volume) pour le secteur de l'embouchure. Dans le détail, on note une très forte irrégularité des vitesses d'avancée du lobe actif. On observe ainsi des périodes caractérisées par des vitesses d'avancée très élevées ($+150 \text{ m.an}^{-1}$ entre 1726 et 1765 et $+242 \text{ m.an}^{-1}$ entre 1866 et 1872), séparées par des périodes d'avancées plus lentes ($<50 \text{ m.an}^{-1}$). On n'observe de période de recul de ce secteur que dans la deuxième moitié du 20^e siècle, qui présente une succession de phases d'avancée du trait de côte en mer et de phases d'érosion. La complexité de ces importantes variations exprime ainsi autre chose que la simple variabilité hydraulique du fleuve, et il nous faut envisager plusieurs types de forçages combinés pour en expliquer les raisons.

6.5 Effets des forçages fluviaux-marins sur l'évolution du lobe actif

6.5.1 Effets sur l'embouchure de l'évolution des pratiques sociétales

La quantité de sédiment disponible est un facteur important régissant la construction du lobe actif à l'échelle séculaire. Or, les caractéristiques quantitatives et qualitatives de la charge solide des fleuves dépendent du contexte hydro-climatique (Milliman et Meade, 1983 ; Petts, 1989 ; Uribe-larra et al., 2003), et de l'anthropisation du bassin versant et du fleuve (Milliman et Ren, 1995). L'intervention humaine peut en effet favoriser les apports sédimentaires en augmentant les surfaces érodables (pression agricole) et la compétence du fleuve (endiguements, déroctages), ou réduire ces apports en reboisant les versants montagnards et en "organisant" la rétention sédimentaire dans les rivières (digues submersibles " Girardon ", colmatage des lônes). La figure 3 présente un essai de synthèse des conséquences des principales évolutions sociétales dans le bassin versant ou dans le chenal sur la variation des apports sédimentaires fluviaux à l'embouchure.

Cette approche purement qualitative, permet de constater que plusieurs facteurs contemporains peuvent avoir des effets inverses sur les apports solides. La pression agricole dans le bassin versant, réellement efficace entre 1825 et 1875, est un facteur favorisant l'apport de sédiment à l'embouchure, par augmentation des surfaces érodables sur les versants. Pour la raison inverse, le débit solide du fleuve est réduit par les reboisements, qui débutent au milieu du 19^e siècle avec les travaux de restauration des terrains de montagne. Aussi, dans la période 1850–1875, ces deux facteurs co-existent et influent tous deux sur la quantité de sédiment apportée par le Rhône à son embouchure. A ceci s'ajoutent les différences de réponse de la charge solide, selon que l'on considère les fractions de granulométrie fine ou grossière (Figure 3). La fraction fine transite essentiellement en suspension (MES) alors que la charge grossière, exclusivement sableuse dans les 25 derniers kilomètres du Grand Rhône (Arnaud-Fassetta et al., 2003), est déplacée par roulement ou saltation. De cette différence de sensibilité aux modes de transports, il résulte une réaction spécifique et parfois antagoniste des phases granulométriques aux forçages. Ainsi la construction de digues submersibles, dès le début du 19^e siècle dans le chenal du Rhône, a pour conséquence une rétention préférentielle des particules fines dans les marges fluviales (Gautier, 1997 ; Mira-

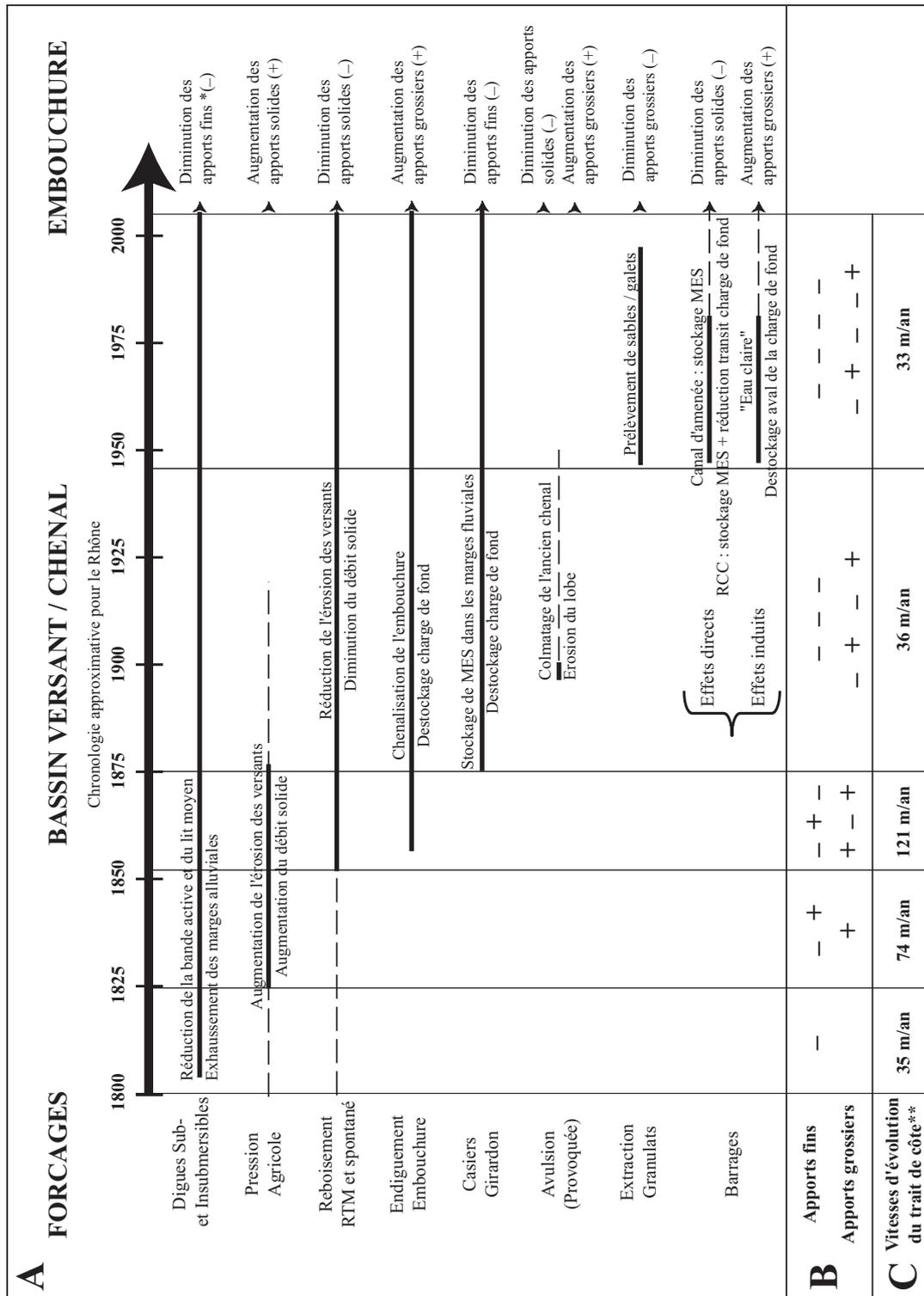


FIG. 6.3 – (A) Impact des forcages sociétaux sur les variations relatives des apports sédimentaires à l'embouchure. Les différentes pratiques ont des conséquences parfois contraires, qui, lorsqu'elles sont contemporaines, compliquent l'interprétation des variations nettes de débit solide. (B) Cumul qualitatif par périodes de l'effet de chaque forçage sur l'embouchure. (C) Vitesses calculées d'après Table n° 3. (*) d'après Gautier, 1992 et Miramont et Guilbert, 1997. RTM : Restauration des Terrains de Montagne. MES : Matières En Suspension. RCC : Rhônes Court-Circuités. "Apports solides" : apports fins + apports grossiers.

mont et Guilbert, 1997). Inversement, l'endiguement de l'embouchure du Rhône, achevé en 1855, favorise l'effet de chasse et permet un déstockage important de la charge de fond dans la zone endiguée (Guérard, 1895). Dans le cadre de cette étude sur les relations entre les variations de débit solide et l'évolution du trait de côte, les variations de la charge de fond sont celles dont il faut tenir le plus compte. Ce sont, en effet, les plus morphogènes dans le fleuve (évacuation des bancs de graviers-galets, exhaussement/incision du lit . . .) et celles qui contraignent le plus l'évolution du trait de côte à l'embouchure (édification des cordons littoraux, de la barre d'embouchure . . .). La comparaison entre les effets cumulés des forçages sociétaux sur l'évolution de la charge fine et grossière (Figure 3), exprimée de manière qualitative (+ ou -), et les vitesses d'évolution du trait de côte, recalculées d'après la table n° 3, permet d'observer une relative concordance entre l'addition de forçages contribuant à diminuer le débit solide et des V.M.M.E. faibles. Il reste cependant difficile de comparer efficacement une approche qualitative, qui n'exprime que des évolutions relatives de la charge solide, avec une mesure chiffrée d'évolution du trait de côte. Et de ce fait, cette synthèse n'a qu'une valeur théorique. De plus, si l'effet de l'anthropisation peut être considérée comme un facteur déterminant par son action directe sur la nature et la valeur de la charge solide, un forçage autocyclique peut tout de même être envisagé à cette échelle de temps, et constituer un schéma de base pour une interprétation qui sera modulée en fonction des forçages allocycliques (climat et anthropisation).

6.5.2 Théorie des forçages autocycliques sur l'embouchure

La constitution d'un édifice deltaïque a fait l'objet de nombreuses publications (Galloway, 1975 ; Reineck et Singh, 1980 ; Galloway et Hobday, 1983) qui mettent en avant l'importance des mécanismes d'avulsion dans l'édification des deltas. Roberts (1997) a proposé une vision cyclique de l'évolution à long terme des deltas (Figure 4a), constituée de phases successives de progradation, stabilité puis érosion, composant une séquence de périodes d'occurrence millénale à bi-millénale, dépendante des variations du niveau marin. Les études chrono-stratigraphiques au large du Delta du Rhône (L'Homer et al., 1981 ; Rabineau et al., 1998 ; Marsset et Bellec, 2002 ; Gensous et Tesson, 2003) ont mis en évidence la corrélation entre stagnation du niveau marin et progradation du delta. A l'échelle de temps considérée dans cette étude, les variations du niveau de la mer ne constituent pas un forçage significatif (Mulder et Syvitski, 1996 ; Suanez et Provansal, 1998),

et l'on peut considérer de ce fait que la période étudiée est propice à la progradation des lobes deltaïques.

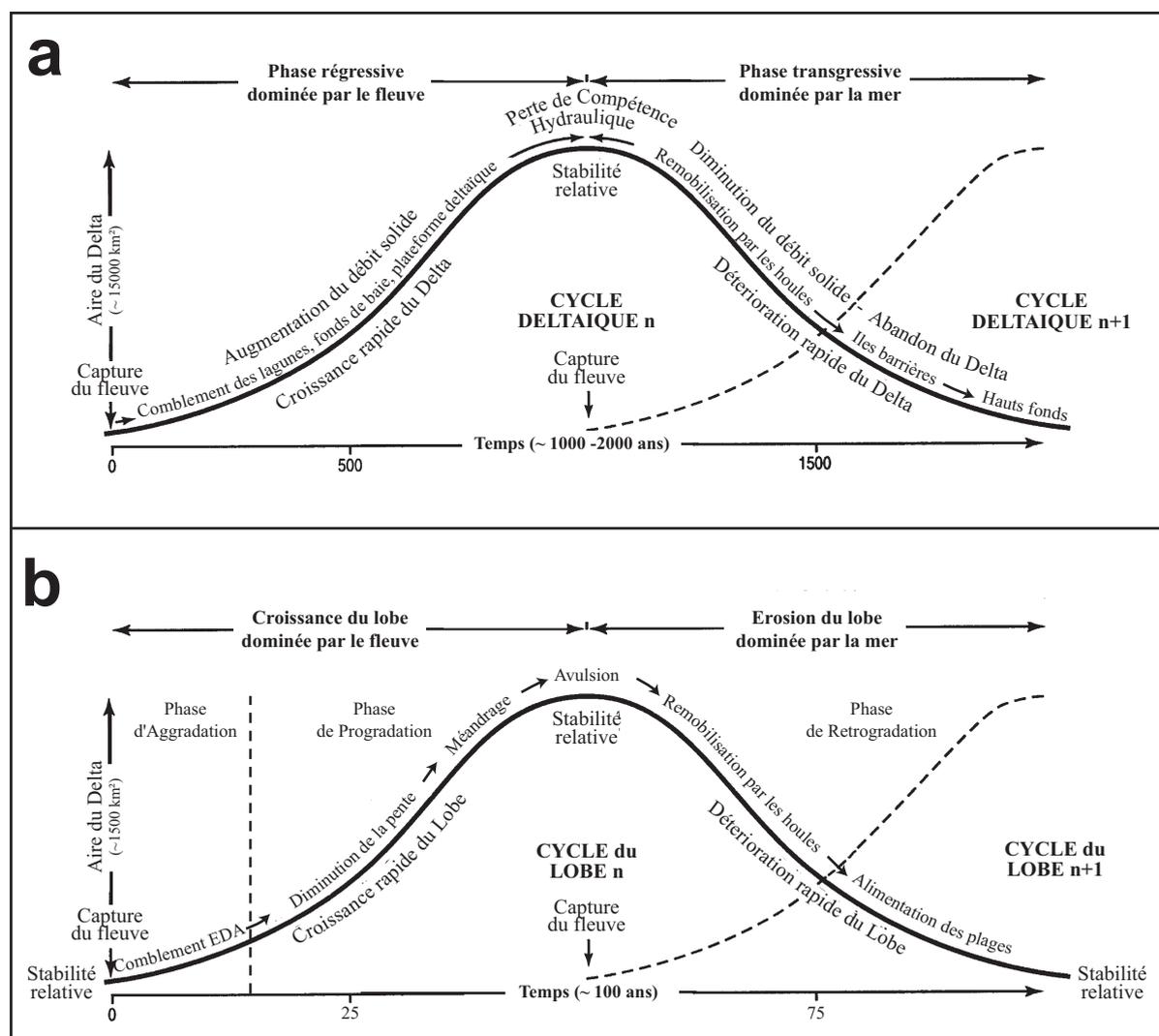


FIG. 6.4 – Modèles d'évolution autocyclique. (a) A l'échelle temporelle et spatiale d'un delta (d'après Roberts, 1997). (b) A l'échelle temporelle et spatiale du lobe deltaïque actuel du Rhône. EDA : Espace Disponible d'Accumulation.

A l'échelle d'un lobe (Figure 4b), à la suite d'une avulsion, le fleuve débouche théoriquement dans une zone où l'espace de sédimentation sous-marin est important. Le mécanisme initial d'édification du lobe sous-marin est donc la mise en place d'unités aggradantes, qui vont combler progressivement cet Espace Disponible pour l'Accumulation (EDA). Le volume de l'EDA en avant de l'embouchure conditionne la durée de l'aggradation verticale, préalable à l'émersion de bancs, dont la coalescence va permettre l'expression morphologique des unités progradantes. La progradation du lobe en mer permet l'avancée du trait de côte, observable sur les cartes. Suite à cette avancée, le profil en long du fleuve est

allongé, diminuant la capacité du chenal à expulser les sédiments. Cette perte de puissance spécifique du fleuve est à l'origine d'un colmatage progressif du chenal qui favorise l'avulsion et le déplacement de l'embouchure lors des crues majeures. Un nouveau lobe peut alors se développer selon des processus identiques.

6.5.3 Interprétation des évolutions de trait de côte

La figure 5 présente l'interprétation qui est faite des variations de VMME de l'embouchure à la lumière des forçages fluviaux et marins. Les embouchures du Bras de Fer, de Pégoulie et de Roustan sont représentées dans une logique temporelle, bien que celles de Roustan et de Pégoulie soient partiellement contemporaines.

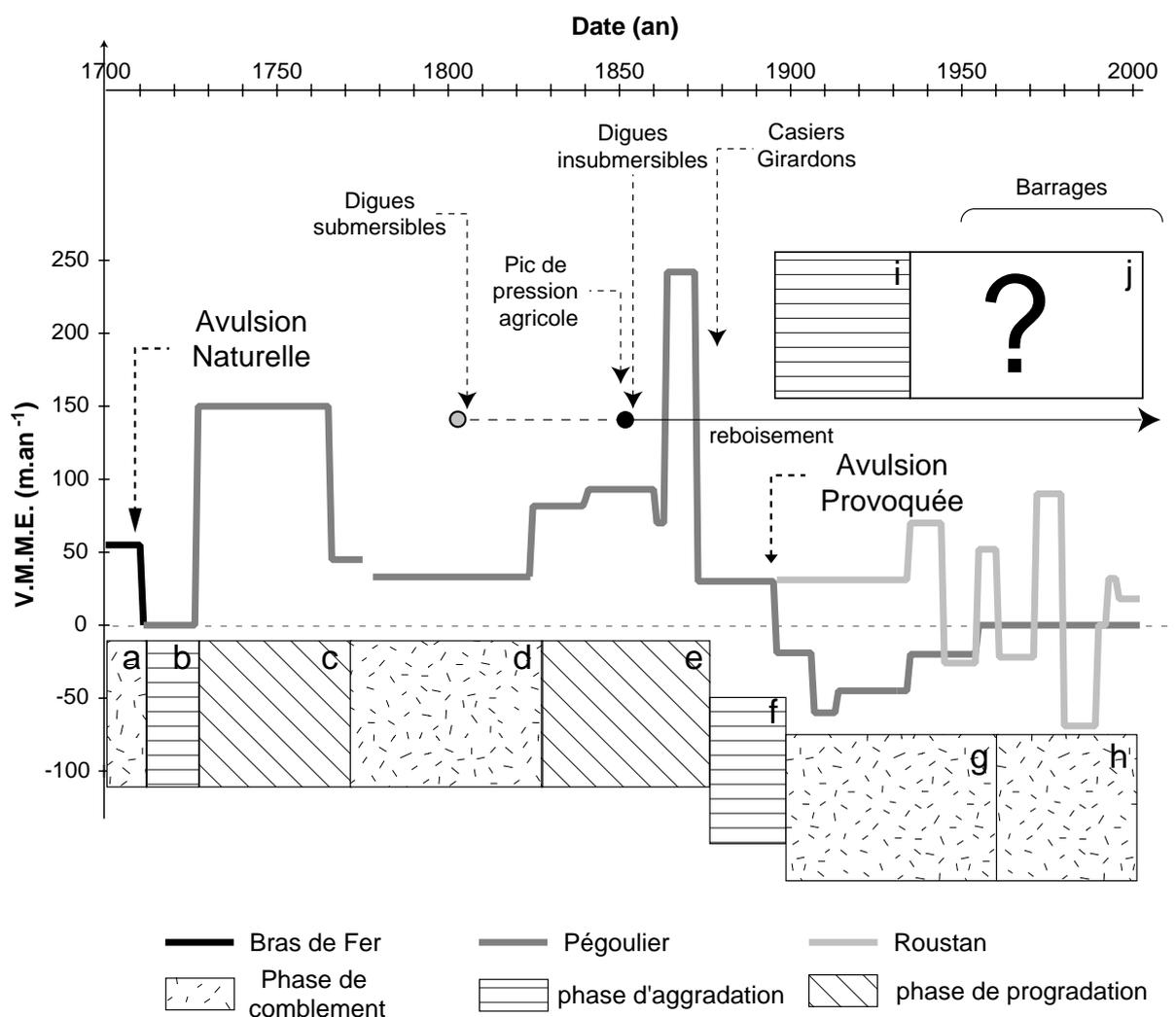


FIG. 6.5 – Interprétation des mécanismes contrôlant l'évolution de l'embouchure. Les effets des principaux forçages sociétaux se combinent aux forçages marins pour expliquer l'évolution du trait de côte de l'embouchure. V.M.M.E. : Variations Maximales Moyennes d'Evolution.

Au 18^e siècle : fonctionnement uniquement autocyclique

Le chenal aval du Bras de Fer au début du 18^e siècle avance très peu sur la mer (50 m.an⁻¹). Il présente une morphologie en méandre (Figure 2a), caractéristique d'une rivière en perte de compétence et en cours de comblement (Figure 5a). Selon le cycle décrit ci-dessus, le chenal présente un aspect propice à l'avulsion qui surviendra à la faveur des crues de 1709–1712. Si l'on considère que l'ouverture du canal des Launes est l'acte de naissance du lobe actuel du Grand Rhône, il faut attendre 1725 pour que le nouveau chenal de Pégoulie soit aménagé et choisi comme bras principal pour la navigation (Pichard 1983). C'est également le temps nécessaire à la mise en place des unités progradantes (Figure 5b), qui se caractérise d'abord par une stagnation du trait de côte (VMME = 0). En 1726, le lobe commence alors seulement à prograder (Figure 5c) à une vitesse importante (vitesse maximale moyenne de 150 m.an⁻¹). Or, entre 1725 et 1852, 3 graus principaux sont ouverts sur le Canal des Launes (Figure 2b, Table 3). La morphologie du chenal est donc plutôt propice à une progradation faible, liée à la dispersion des flux liquides et solides à l'embouchure. Il faut par conséquent compter sur une forte contribution des apports sédimentaires exceptionnels qui caractérisent cette période pour expliquer cette avancée rapide de l'embouchure. Entre 1765 et 1840, on observe un ralentissement de la progradation du littoral avec une V.M.M.E. d'environ 30 m.an⁻¹, qui exprime la phase de comblement autocyclique du chenal de Pégoulie (Figure 5d). Si aucun document cartographique ne nous permet de valider cette hypothèse du comblement progressif précoce du chenal, la première intervention humaine sur le fleuve en 1809 (endiguement submersible) exprime un début de dégradation des conditions de navigation dans le chenal, et donc un ensablement progressif du Rhône au début du 19^e siècle.

Au 19^e siècle : perturbation de l'autocyclicité par les forçages sociétaux

L'avulsion qui, selon le forçage autocyclique, devrait théoriquement suivre cette période de colmatage, est empêchée par les premiers travaux d'endiguement de l'embouchure qui relancent la progradation (Figure 5e) en deux phases consécutives d'accélération. La résolution de nos données ne permet pas de juger de la rapidité de la réponse rhodanienne mais une première accélération relative de la progradation est observée à partir de 1823 (63 m.an⁻¹). La période 1820-1850 correspond également au maximum de pres-

sion agricole dans le bassin versant (Figure 5). La dénudation des terres est maximale et l'efficacité des processus d'érosion apporte au Rhône une charge sédimentaire importante qui favorise l'avancée rapide de l'embouchure (93 m.an^{-1}). La fermeture artificielle des bras secondaires dès 1855 a pour objectif d'augmenter la vitesse et l'énergie des flux, ce qui permet l'entraînement des matériaux, donc le maintien des tirants d'eau. L'effet de ces aménagements sur la progradation de l'embouchure semble immédiat, et une nouvelle phase d'avancée rapide se produit de manière considérable (242 m.an^{-1}), bénéficiant des apports encore importants du bassin versant et du déstockage des dépôts fluviaux lié à l'augmentation artificielle de la vitesse d'écoulement (réduction de la section). Cette avancée brutale, et essentiellement liée aux aménagements, ne permet pas l'édification d'un delta subaquatique stable. Les processus d'aggradation sur le prodelta, préparatoires à l'édification des forsets de progradation, n'ont pas le temps de combler l'EDA en avant du front deltaïque. Aussi, lorsque la majeure partie du sédiment stocké dans le chenal a été expulsée sur le front deltaïque, la vitesse de progradation de l'embouchure chute considérablement (30 m.an^{-1} à partir de 1872). Ainsi, l'ensemble des forçages concourent à permettre la mise en place d'une phase d'aggradation (Figure 5f) pour permettre au lobe sous-marin de retrouver un profil d'équilibre. Cette phase de stabilité du trait de côte est contemporaine d'une reprise du comblement du chenal. Ces phénomènes illustrent l'influence conjointe de trois facteurs : (1) la reformation de la barre d'embouchure, en relation avec l'allongement considérable du profil en long du fleuve, (2) la mise en place des casiers Girardon dans le chenal (Poinsart 1992) à partir de 1884, qui augmenta considérablement la capacité de rétention sédimentaire dans le chenal et (3) les campagnes de reboisement en montagne qui deviennent importantes et systématiques dans la seconde partie du 19^e siècle

Au 20^e siècle : mainmise des ingénieurs sur le fleuve

La navigation dans le grau de Pégoulie reste tout de même importante et les apports sédimentaires, même faibles, obstruent fréquemment le chenal de navigation au travers de la barre d'embouchure. Aussi la réouverture du grau de Roustan en 1892 a pour objectif de diviser les flux solides et d'en renvoyer une partie vers l'ouest. Le colmatage du grau de Pégoulie, qui n'est plus entretenu, s'effectue progressivement (Figure 5g) sous l'effet de la perte de compétence du chenal liée à la réouverture du grau de Roustan. Les dépôts à

l'embouchure sont l'objet d'une reprise rapide et d'une dispersion par les dynamiques marines (recul de 20 à 60 m.an⁻¹), contribuant ainsi à l'alimentation des plages limitrophes et au développement de la flèche de la Gracieuse. Son lobe subaquatique est rapidement érodé par les dynamiques marines. L'embouchure de Pégoulie, inactive, recule dans la première moitié du 20^e siècle, pour se stabiliser dans les années 1950 (Figure 5). Simultanément, la réouverture du grau de Roustan, assimilable à une avulsion, initie un nouveau cycle avec une phase d'aggradation (Figure 5i) entre 1892 et 1944 (31 à 70 m.an⁻¹). Dans la seconde moitié du 20^e siècle, il se maintient autour d'une position moyenne, sans tendance d'évolution significative. Les travaux à haute résolution temporelle de Suanez et Simon (1999) montrent une très forte variabilité de l'embouchure autour d'une position quasi-stable (Figure 5j), avec des phases successives courtes d'avancée et de recul du trait de côte. Cette fluctuation du trait de côte sans évolution significative survient en lieu et place de la progradation, qui aurait dû avoir lieu si l'embouchure restait un tant soit peu influencée par les forçages autocycliques. Suanez et Simon (1999), et Sabatier et Suanez (2003) expliquent ce comportement atypique de l'embouchure moderne par la diminution des volumes sédimentaires apportés jusqu'à l'embouchure (Sabatier et al., 2003) et par la tendance temporelle à l'affinement de la granulométrie moyenne de la charge solide du Rhône, principalement liées à la construction progressive de barrages entre Lyon et la mer à partir de 1945.

6.6 Conclusion

On constate ainsi que les forçages auto et allocycliques contraignent fortement et rapidement les variations du trait de côte à l'embouchure du Rhône. En soit, ces fluctuations expriment l'impact progressif de l'anthropisation dans le bassin versant et sur le fleuve, et de ce fait, cette dernière constitue un excellent marqueur des mutations fluviales. Cette étude illustre la prise en main progressive de l'homme sur son environnement qui, de légèrement influencé par les comportements sociétaux, devient au fil des deux derniers siècles totalement organisé et régenté par et pour les besoins de la société. Le forçage sociétal sur le Rhône et son bassin versant est complexe (fig 3) et complique l'interprétation des causes d'évolution du trait de côte. Au final, les variations du trait de côte à l'embouchure sont contraintes par deux forçages indépendants. Le premier, allocyclique, est un facteur fluvial d'ordre quantitatif, qui contraint les apports solides, parfois différemment selon que l'on

considère la fraction grossière ou fine de la charge solide. Le second, autocyclique, est un facteur marin d'ordre structurel, qui influence l'évolution du secteur de l'embouchure, à la fois par le rôle que joue l'EDA dans la capacité du littoral à prograder, et par l'influence de l'organisation des dépôts sédimentaires à l'embouchure sur la morphologie du chenal fluvial (allongement du profil en long, contre-pentes...).

Quant à la question de la diminution de la charge solide depuis 200 ans, on constate qu'elle n'influe pas sur le mode de fonctionnement de la progradation du trait de côte au niveau de l'embouchure. En contexte d'embouchure fixe, il induit des effets directement inverses à la diminution de la charge solide. En témoigne la comparaison des périodes 1778–1841 et 1895–1944, caractérisées toutes deux par une relâche de la pression des ingénieurs sur l'embouchure, qui montre une vitesse d'avancée similaire (30 à 70 m.an⁻¹) alors que les volumes sédimentaires disponibles pour la progradation sont bien plus faibles au 20^e siècle. L'importance de l'état du lobe subaquatique sur les variations du trait de côte est, de ce fait, clairement explicite. Et s'il est possible d'expliquer cette importance au travers de l'histoire de l'anthropisation du fleuve et du bassin versant, croisée à une approche conceptuelle cyclique, force est de constater que la connaissance réelle de l'évolution du lobe sous-marin est insuffisante. Aussi convient-il de considérer l'étude de cette évolution comme une base préalable, nécessaire à la compréhension du rôle global et respectif des forçages climatiques et anthropiques sur l'évolution d'un littoral deltaïque.

Remerciements

Cette étude a été réalisée dans le cadre des programmes européens Eurodelta (n° EVK3-CT-2001-20001) et Eurostrataform (n° EVK3-CT-2002-00079). Elle bénéficie du soutien du projet LOICZ, du programme national ORME et du GDR Marges. Les auteurs remercient le Pr. Pichard pour ses conseils et ses nombreuses trouvailles de cartes anciennes et d'archives hydrologiques dont cette étude a bénéficiée. G. Maillet remercie tout spécialement F. Sabatier pour ses conseils et corrections qui ont grandement enrichi cette étude. La Compagnie Nationale du Rhône a fourni les données hydrologiques au 20^e siècle.

Références

Antonelli C., 2002. Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval, thèse Université Aix-Marseille 1, 274 p.

Antonelli C, Provansal M, et Vella C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhone River, France. *Geomorphology* 57, (3-4), 385-402.

Arnaud-Fassetta G., 2003. River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age : geomorphological ajustement to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena* 51, 141-172.

Arnaud-Fassetta G., Quisserne D. et Antonelli C., 2003. Downstream grain-size distribution of superficial bed material and its hydro-geomorphological signifiacnce in a large and regulated river : The Rhône River in its delta area (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 33-50.

Arnoul N., 1678. Carte des embouchures du Rhône, Fonds historiques de l'Armée de Terre Française, Musée de Vincennes.

Bravard J.P., 1991. La dynamique fluviale à l'épreuve des changements environnemen-taux : quels enseignements applicables à l'aménagement des rivières ? *La Houille Blanche*, 7-8, 515-521.

Bravard J.P. et Peiry J.L., 1993. La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20^e siècle). *Z. Geomorph. N.F.*, 88, 67-79.

Bravard J.P., 1994. l'incision des lits fluviaux, du phénomène morphodynamique natu-rel et réversible aux impacts irréversibles, *Revue de géographie de Lyon*, 69, 1, 5-10.

Descroix L. et Gautier E., 2002. Water erosion in the southern French alps : climatic and human mechanisms. *Catena* 50 (1), 53-8.

François L., 1937. Etude sur l'évolution actuelle des côtes de Camargue. Institut des Etudes Rhodaniennes. *Revue de Géographie Régionale*, n° 13, 71-126.

Galloway W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In : B. Ed., *Deltas*. Houston Geol. Soc., 87-98.

Galloway, W.E. et Hobday D.K., 1983. *Terrigenous clastic depositional systems*. New York, Springer-Verlag, 423 p.

Gautier E., 1992. Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch (Alpes du Sud). Thèse de doctorat, Université Paris X - Nanterre.

Gensous B. et Tesson M., 2003. L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (golfe du Lion). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174 (4), 401-419.

Guérard A., 1895. Mouth of the River Rhône. Excerpt Minutes of Proceedings of the Institution of Civil Engineers. James Forrest (Ed.) 82 (4), 34.

Ibanez C., Pont D. et Prat N., 1997. Characterization of the Ebre and Rhone estua-ries : A basis for defining and classifying salt-wedge estuaries *Limnol. Oceanogr.* 42 (1), 89-101.

IRS, 2000. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide, 1ère étape, rapport de synthèse. Institution interdé-

partementale des bassins Rhône-Saône, Valence, France. 5 volumes, 469 p.

Jorda M. et Provansal P., 1996. Impacts du climat et de l'anthropisation sur le détritisme en France du S-E (Provence et Alpes du Sud), Bull. Soc. Géol. Fr., 197, 1, 159-168.

Kondolf G.M., Piegay H. et Landon N., 2002. Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change : contrasts between two catchments Geomorphology 45 (1-2), 35-51.

Landon N. et Piégay H., 1994. L'incision de deux affluents subméditerranéens du Rhône : la Drôme et l'Ardèche, Revue de Géographie de Lyon, 1, 63-72.

L'Homer A., Bazile J., Thommeret J. et Thommeret Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours, variations du niveau marin, Océanis, 7, 4, 389-408.

Leroy-Ladurie E., 1967. Le climat depuis l'an Mil, Flammarion, Paris, 376 p.

Leveau Ph., 1993. Arles et les plaines du Bas-Rhône dans l'antiquité : colonisation militaire romaine et milieu naturel, Geographia Antiqua, II, 51-62.

Liébault F. et Taillefumier F., 2000. L'évolution contemporaine de la bande active des principaux affluents de la drôme, de l'Eygues et du Roubion (Préalpes du Sud, France). Géocarrefour 75, 327-336.

Liébault F. et Piégay H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. Earth Surface Processes and Landforms, 27, 425-444.

Maillet G., Sabatier F., Rousseau D., Provansal M., Fleury J., et Vella C., 2005. Connexions entre le Rhône et son delta. Partie 2 : Evolution du trait de côte deltaïque depuis le milieu du 19^e siècle. Géomorphologie, ce volume.

Marsset T. et Bellec V., 2002. Late pleistocene- holocene deposits of the Rhône inner continental shelf (France) : detailed mapping and correlation with previous continental and marine studies. Sedimentology, 49, 255-276.

Milliman J.D. et Meade R.H., 1983. World-wide delivery of river sediments to the ocean : Journal of Geology, vol. 91, 1-21.

Milliman JD et Syvitski JPM 1992. Geomorphic tectonic control of sediment discharge to the ocean. The importance of small mountainous rivers. J. Geol. 100 (5), 525-544.

Milliman J.D. et Ren M., 1995. River flux to the sea : Impact of human intervention on river systems and adjacent coastal areas. In : D. Eisma ed., Climate Change : impact on coastal habitation, Lewis Publ., Boca Raton, 57-83.

Miramont C. et Guilbert X., 1997. Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en Moyenne Durance, Géomorphologie, 4, 325-338.

Moisselin J.M. et Schneider M., 2001. Homogénéisation des séries françaises de précipitation couvrant le 20^e siècle. Actes du Colloque SHF "Variations climatiques et hydrologie", 169^e session CST, Paris, 12-13 dec. 2001, 15-22.

Mulder T et Syvitski JPM, 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers : Implications of sea-level fluctuations on river loads. *J. Geol.* 104 (5), 509-523.

Pardé M., 1925. Le régime du Rhône. Etude hydrologique. Thèse, Université de Grenoble, 887 et 440 p.

Petts G.E., 1989. Historical analysis of fluvial hydrosystems. In : G.E.

Petts, H. Muller and A.L. Roux, 1989. Editors, *Historical Change of Large Alluvial Rivers : Western Europe*, Wiley, Chichester, 1-18.

Pfister C., 1980. The Little Ice Age : Thermal and Wetness Indices for Central Europe. *Journal of Interdisciplinary History*, 10, 665-696.

Pichard G., 1983. Marine royale et histoire de l'environnement en Provence, 108eme Congrès National des Sociétés Savantes, Grenoble, Colloque d'histoire maritime, 287-316.

Pichard G., 1995. Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, 3-4, 105-116.

Picouet C., Hingray B. et Olivry J.C., 2001. Empirical and conceptual modelling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river : the Upper Niger river basin. *J. Hydrology*, 250, 19-39.

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 Université Lyon III, 501 p.

Pont D., Simonnet JP. et Walter AV., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean : Consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France) *Estuar. Coast Shelf Sc.* 54 (1), 1-18.

Probst J.L., 1989. Hydroclimatic fluctuations of some European rivers since 1800. In Petts G.E. (Ed), *Historical change of large alluvial rivers : Western Europe*. Chichester, Wiley, 41-55.

Provansal M., Maillet G. et Antonelli C., 2005. Geomorphology between nature and society : Flash back on an old debate concerning the recent history of the Rhône Delta. *Dossiers d'Archéologie Méridionale* (sous presse).

Rabineau M., Berné S., Ledrezen E., Lericolais G., Marsset T., et Rotunno M., 1998. 3D Architecture of Lowstand and transgressive Quaternary sand Bodies on the Outer Shelf on the Gulf of Lion, France. *Mar. and Petr. Geol.* 15, 439-452.

Reineck H.E. et Singh I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments*. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag. 439p.

Reynaud L., et Vincent C, 2002. The period of glacier extension named Little Ice Age, *Houille Blanche*, 8, 16-19.

Roberts H.H., 1997. Dynamic changes of the Holocene Mississippi River delta plain : The delta cycle. *J. Coast. Res.* 13 (3), 605-627.

Roditis J.C. et Pont D., 1993. Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta, Méditerranée, 3 (4), 5-18.

de Roys M.A., 1851. Note sur le transport de matériaux dans le bassin du Rhône, à l'entrée de son delta. Comptes-Rendus de la séance du 7 avril 1856, Société Géologique de France, 316-323.

Sabatier F., Antonelli C., Maillet G. et Fleury T.J., 2003. River-shoreface-shelf sediment budget of a deltaic system. The case of the Rhone delta during the 20th century (France). International Hydraulics Association Research, 3rd Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Barcelona 1-5 september 2003, 913-923.

Sabatier F. et Suanez S., 2003. Shoreline changes of the Rhone delta coast since the end of the 19th century. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 4, 283-300.

Serra T. P., Ludwig W., Navarro B., et Blazi J.L., 2001. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). C.R. Acad. Sci. Paris, série IIa, 389-397.

SOGREAH, 1999. Aqueduc du Rhône à Barcelone, investigations supplémentaires. RMC8, Impacts sur les sédiments du Rhône. Rapport 55 0470/JLR/R3 VA, 82 p.

Suanez S., 1997. Dynamiques actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Thèse Université Aix-Marseille I, 282 p.

Suanez S. et Provansal M., 1998. Large scale evolution of the littoral of the Rhone delta (southeast France). J. Coast. Res. 14 (2), 493-501.

Suanez S. et Simon B., 1999. Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral oriental du delta du Rhône (France, Sud-Est). Photo-Interprétation, 3-4, 147-176.

Surell E., 1847. Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône. Imprimerie cévenole, Mines, France. 148p

Tricard J., Rochefort M. et Rimbart S., 1991. Initiation aux travaux pratiques de géographie - commentaires de cartes, Ed SEDES, Paris, 257p.

Uribelarrea D., Perez-Gonzalez A., et Benito G., 2003. Channel changes in the Jararna and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. Quaternary Science Reviews 22 (20), 209-221.

Vivian H., 1989. Hydrological changes of the Rhône River. In Historical Change of Large Alluvial Rivers, Petts, Möller & Roux Eds, John Wiley and Sons, Chichester.

Walling D.E., Owens P.N, Waterfall B.D., Leeks G.J.L., et Wass P.D., 2000. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. The Science of the Total Environment, 251/252, 205-222.

Warner R.F., 2000. Gross channel changes along the Durance River, southern France, over the last 100 years using cartographic data. Regul. Rivers. Res Mgmt. 16 (2), 141-157.

Chapitre 7

High resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a transition zone environment. Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel

Grégoire Maillet, Enzo Rizzo, André Revil, Claude Vella

Soumis le 15/12/2003 accepté après révision le 27/10/2004

Marine Geophysical Researches

*"Subsurface imaging and sediment characterisation
in shallow water environments"*

Deltech special volume

High resolution electrical resistivity tomography (ERT) in a transition zone environment: Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel

Grégoire M. Maillet^{1,*}, Enzo Rizzo^{2,3}, André Revil³ and Claude Vella¹

¹*Geomorphology and Tectonics Team, CNRS-CEREGE, Université Aix-Marseille 1, Aix-en-Provence, France*

²*Laboratory of Geophysics, CNR-IMAA, Tito Scalo, PZ, Italy*

³*Hydrogeophysics and Porous Media Team, CNRS-CEREGE, Université Aix-Marseille 3, Aix-en-Provence, France*

**Corresponding author (Institute of Radioprotection and Nuclear Safety, DEI/SESURE/LERCM, 13115 Cadarache, France. Tel: +33-442-199-109; Fax: +33-442-199-142; E-mail: gregoire.maillet@irsn.fr)*

Received 15 January 2004; accepted 10 October 2004

Key words: channel infilling, electrical resistivity, mouth evolution model, Rhône Delta

Abstract

Electrical Resistivity Tomography (ERT) was applied in a sand-infilled paleo-channel located in the Rhône Delta, in Southern France. The detailed pattern and sedimentological evolution of the channel fill deposits – known from both historical and geological sources – made it the ideal site to test the ERT method. A geoelectrical survey was performed, using the ABEM SAS-4000 multi-electrode array system in March 2003. Very low electrical resistivity values were obtained, ranging from 0.3 to 10 Ohm m, consistent with the high salinity measured *in situ* (the pore water conductivity was found to range from 0.9 to 1.2 S/m at 25 °C). The electrical resistivity profiles reflect mainly salinity variations. Indeed, in this case, salinity is so high that surface conductivity associated with clay minerals can be safely neglected. ERT provided valuable high-resolution information that complemented other existing data such as historical information, bathymetric, geological, and lithostratigraphic data, which allowed the architecture of the channel to be defined. The ERT was used to determine the infilling dynamics of the Pégoulie Channel, which opens new perspectives in terms of paleoenvironmental reconstruction and paleodynamic studies.

Introduction

Coastal and inshore areas are critical zones to study the transfer processes between continents and oceans. The evolution of these areas is of great interest to geomorphologists and sedimentologists as shown in this volume. Standard surveying techniques such as drilling, core sediment analyses, which include grain size distribution, and petrophysical measurements produce accurate details about the sediment texture and dynamics. However, these methods are expensive and time-consuming which prevents them from being used on a large scale. Moreover, this type of data is spatially limited. On the contrary, geophysical measurements can provide a less expensive way to fill the lack of knowledge between a set of boreholes.

Electrical Resistivity Tomography (ERT) is a 2-dimensional geophysical technique to study the shallow subsurface of the Earth with a high resolution (Ward, 1990). Whereas seismic tomography and GPR surveys can also provide detailed visualisation of the shallow subsoil and channel infills (Birkhead et al., 1996; Corbeau et al., 2001; Gaswirth et al., 2002), these methods do not provide lithological information and they are not directly sensitive to salinity and porosity. In addition, GPR is limited in resistive subsoils (Annan and Chua, 1992).

In the last decade, a renewed interest for the geoelectrical method has been observed due to the development of multi-electrode arrays, fast acquisition systems, and new inversion algorithms. As a consequence, this method has been re-applied to a

wide spectrum of geological studies. These include the localisation of fault planes in tectonically active areas (Caputo et al., 2003; Rizzo et al., 2004), the visualisation of the structural settings in volcanic areas (Revil et al., 2004), the monitoring of contaminant plumes in the subsoil (De La Vega et al., 2003; Naudet et al., 2004), the detection of archaeological sites (Sambuelli et al., 1999), and the investigation of landslide bodies (Lapenna et al., 2005). However, despite this large domain of application, relatively few electrical resistivity investigations have been performed in salt-saturated fluvial environments. This is certainly due to the special type of environment which is at the boundary between marine and land areas.

In fresh-water zones, Baines et al. (2002) applied ERT in order to map fluvial paleo-

channels, while Baumgartner (1996) and Yang et al. (2002) used it to delineate lake bottom structure, and Gourry et al. (2003) applied it to detect alluvial deposits. In salt-saturated environments, Acworth (1999) used ERT to identify zones of high salt content in a clay layer, whereas De Souza and Sampaio (2001) applied it to the submarine environment, and Slater and Sandberg (2000) and Yang et al. (1999) investigated sea-water intrusion zones (see also Evans et al. (2000) and Nobes et al. (2000) for electromagnetic investigations, Nobes et al. (2001) for ground-penetrating radar survey, and Mosher and Law (1996) and Gaswirth et al. (2002) for the use of seismic techniques in the same environment). However, to the best of our knowledge, electrical survey techniques have never been used to study

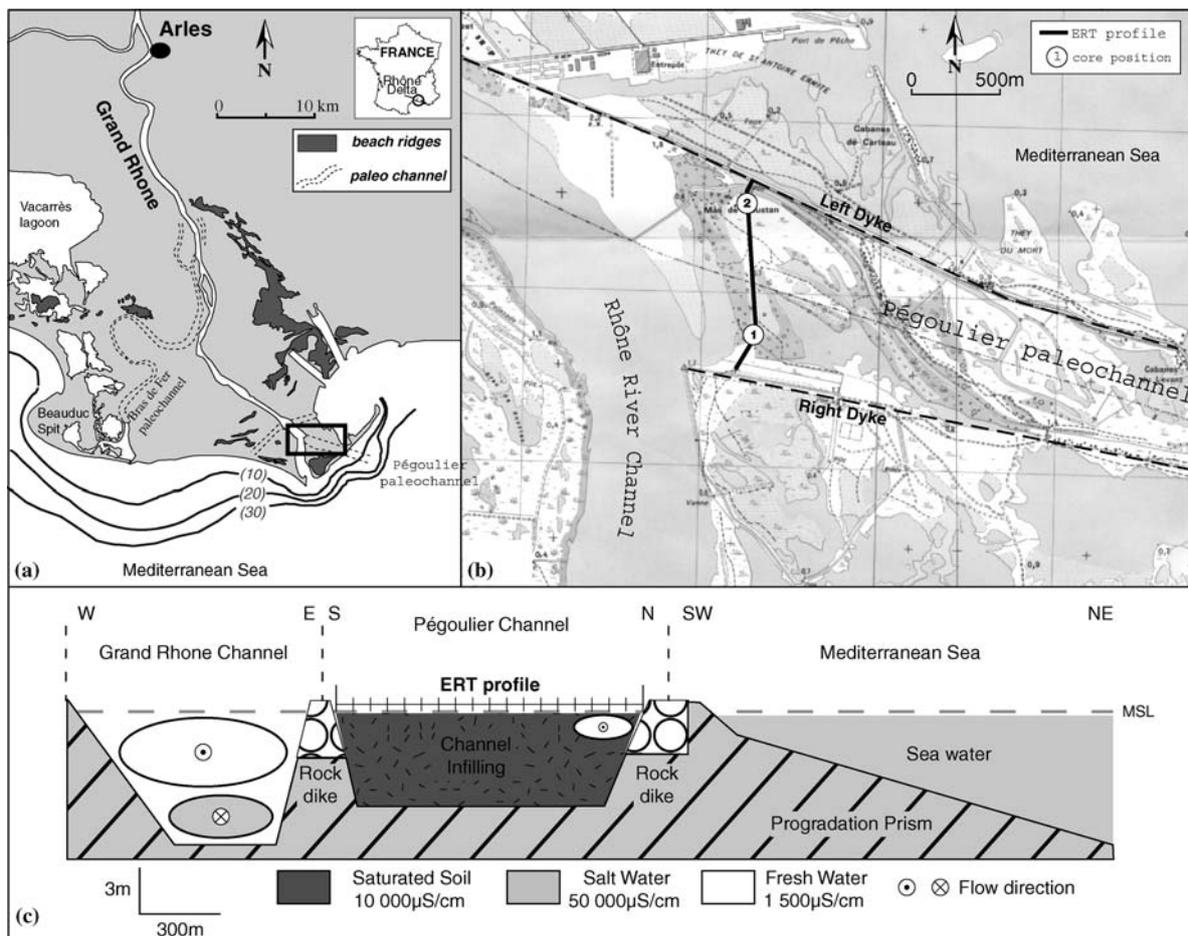


Figure 1. Location map of the test site. (a) Map of the southeastern part of the Rhône Delta with paleo-channel and paleo-prodelta positions. (b) Pégoulie Channel with ERT profile and borehole positions (support map from IGN, France). (c) Sketch of fresh and salt water distributions.

the lithology, geometry, and history of salt-saturated paleo-channelfill deposits.

We decided to test the efficiency of the ERT method on transition zone deposits. We chose the Pégoulie paleo-channel, an old mouth of the Rhône River in Southern France (Figure 1a & b), as a test site, because a large amount of high-quality information is available on the chronology of the channel infilling. It is a typical sand infilled channel (see Reineck and Wunderlich, 1968) characterised by progradation and aggradation episodes, which occur in a fresh and salt mixed-water zone (Figure 1c).

This paper is divided into two main sections. The first section discusses the geological setting, the architecture and evolution of the Pégoulie Channel as seen from historical and geological perspectives. In the second section, we present the Electrical Resistivity Image (ERI) resulting from field measurements, and explain how the geoelectrical data bring valuable additional information to the existing data.

Geological setting

Architecture of the Pégoulie Channel

The Rhône River mouth has been subject to both strong hydroclimatic changes and anthropic

perturbations over the past three centuries (Figure 2). After several severe floods – in 1709, 1711, and 1712 – the Rhône River changed its original course, named the “Bras de Fer” Channel, and overflowed permanently into the irrigation channel shown in Figure 2b. This new channel was 16 km shorter than the previous one. It was also more rectilinear and inclined than the initial channel prevailing before 1709. In 1841, the river had three mouths (Figure 2c) called (1) the Piémanson mouth in the east, (2) the Roustan mouth in the centre, and (3) the Pégoulie mouth in the west. In 1851, two dykes were built to favour sediment expulsion and to improve fluvial navigation. Consequently, the river was constrained within a single mouth, the Pégoulie Channel, as shown in Figure 2d.

An elevated mouth progradation rate and high sedimentation rate in front of the Pégoulie Channel prevented navigation on the Rhône River and so, in 1871, it was decided to dig a bypass channel named the “Saint Louis” Channel. In 1892, the Roustan mouth was reopened (Guerard, 1895) (Figure 2e) and the Pégoulie Channel was progressively filled in (as shown by Figure 2e–g). At present the Pégoulie Channel, which is totally covered by swampy vegetation mainly composed of low halophyte plants (salt-worts) and tamarisks, is completely infilled by sand and is only affected by the Rhône floods several months per year.

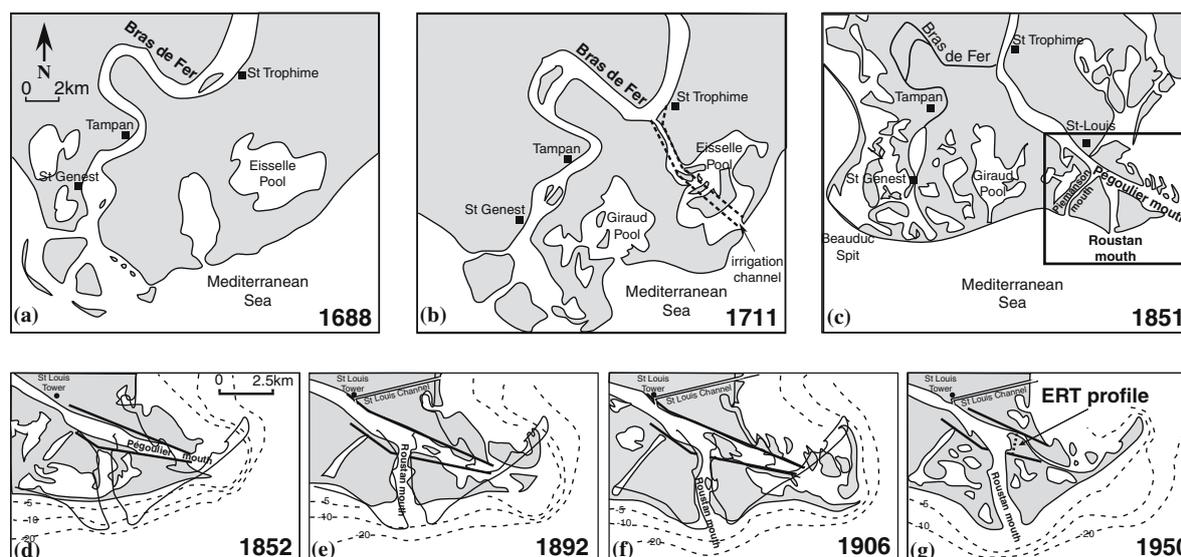


Figure 2. Historical evolution of the Grand Rhône River mouth from 1688 to 1950. Figures from (d) to (g) show the evolution of the Pégoulie lobe.

In April 2002, two cores, coded “03P01” and “03P02” (80 mm in diameter and respectively 8 and 12 m depth), were realised inside the Pégoulier Channel using a hydraulic drilling technique to minimise the damage to the cores. Samples were

taken from these cores so as to provide new information regarding the evolution of the Pégoulier Channel. The location of the cores is shown in Figure 1b. The particle-size distribution of each core (Figure 3) was determined using a Coulter

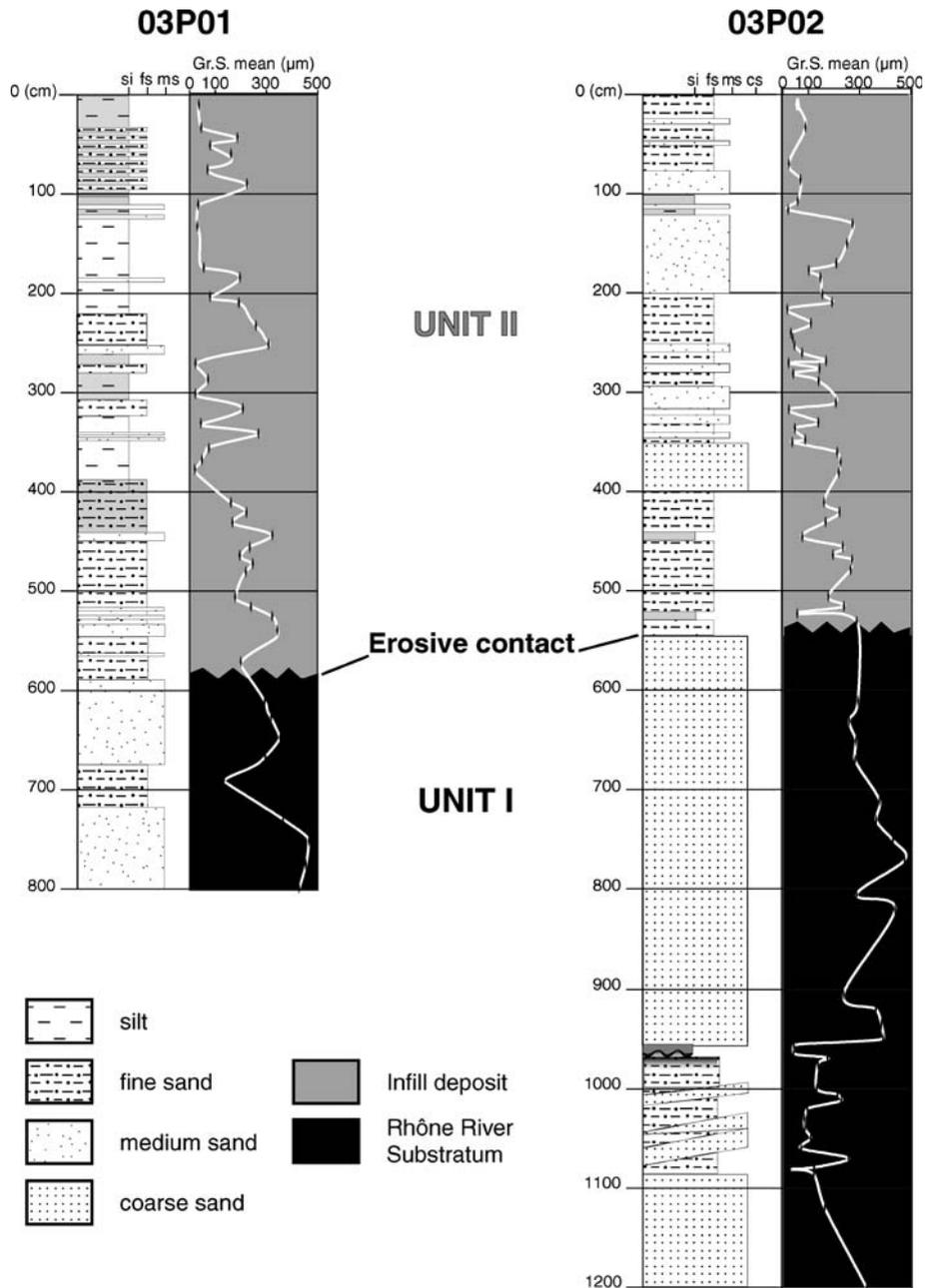


Figure 3. Synthetic lithostratigraphic logs of the Pégoulier paleo-channel. (si: silt; fs: fine sand; ms: medium sand; cs: coarse sand; Gr. S: grain size).

laser counter at the Institut Français de Recherches et d'Exploitation de la Mer (IFREMER, Brest, France).

It was found that both cores exhibit similar sedimentary textures and lithology and can be divided into two depositional units (Figure 3). Unit I, which marks the deepest deposits ranging from the bottom to 585 cm for 03P01 and to 540 cm for 03P02, is sand-dominated (mean grain-size is about $210 \mu\text{m}$). Furthermore there is no apparent lamination or layering. Unit II, which marks the shallow deposits, is characterised by alternating beds of silt and sand that become thinner as mud layers become dominant towards the top. The sand layers have relatively sharp but non-erosional contacts, and are composed of well-sorted silty to fine sand. The thickness of a single couplet (sand and silt layer) is generally between 2 and 10 mm. The boundary between Unit I and Unit II is erosive, and results showed that Unit 2 in core 03P01 contains more silt and a higher frequency of fine sand layers than in core 03P02. The typical sequence of channel infilling suggests that Unit I represents the Rhône River substratum

(delta progradation prism) whereas Unit II corresponds to the Rhône flood overflows related to the alternation of current action and slack waters (Reineck and Wunderlich, 1968).

Dynamic evolution of Pégoulie Channel infilling

After Reineck and Wunderlich (1968), the theoretical model of channel infilling architecture shows a gradual increase in mud rate and a decrease in coarse-grained sediments over time. Upwards sorting of grain size (Figure 3) indicates progressive energy loss of the water stream. In agreement with the channel model of Kraus and Larson (2002), the fill sediments have fluvial and marine origins, coming from the Rhône River and from the capture of coastal sediments moving alongshore.

Sedimentological data, historical bathymetric profiles (Figure 4), and progradation velocities (Table 1), suggest the following interpretation of the evolution of the Pégoulie Channel. In 1760, the coastline was located close to the investigated profile (see location Figure 1 and 2g), 3.5 km downstream from the St Louis Tower. At that time,

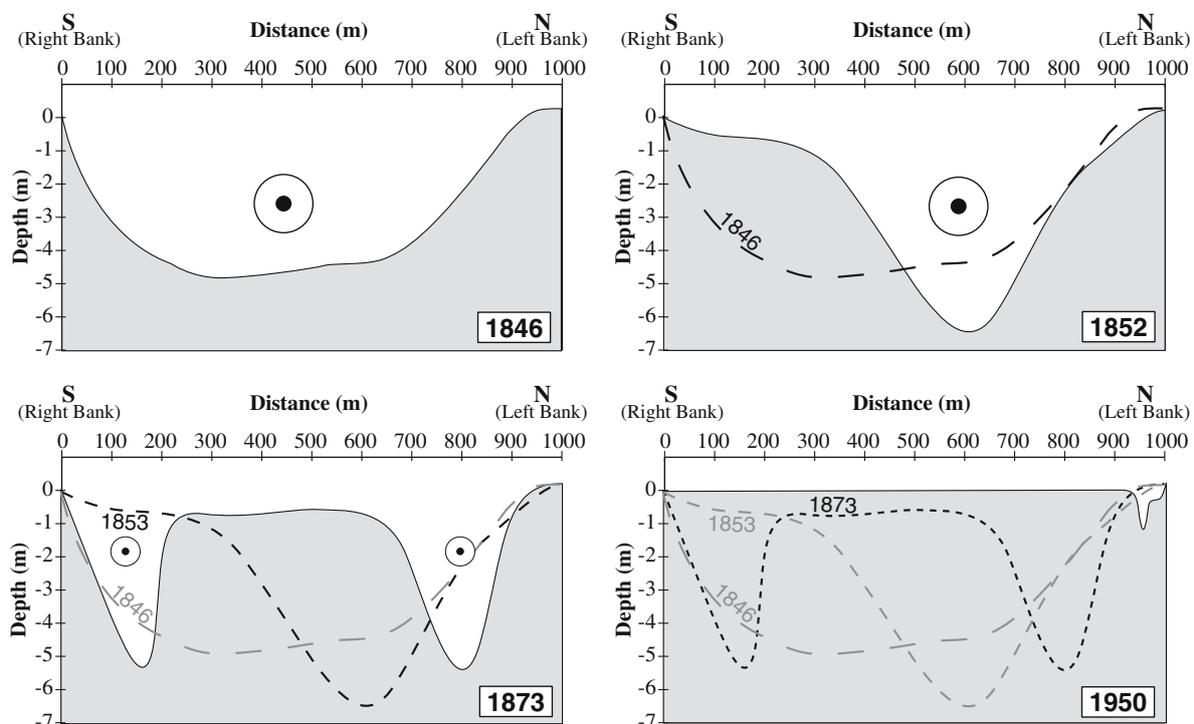


Figure 4. Cross-section bathymetric changes along the Pégoulie Channel (close to the ERT profile) from 1846 to 1950, taken from the "Pont et Chaussées" navigation survey and National Geographic Institut – IGN France- database.

Table 1. Maximum average progradation velocity (M.A.P.V.) of the Pégoulie Channel mouth between 1711 and 1962. The maps were scanned, georeferenced and digitized. The calculation of the velocities was possible due to the difference between the coastline position of consecutive historical topographic maps. The error was $\pm 5 \text{ m yr}^{-1}$ for the data up until the XIXth century and $\pm 1 \text{ m yr}^{-1}$ for the other data (Maillet, 2005).

<i>Period (yr)</i>	<i>M.A. Prograd. Velocity (m yr⁻¹)</i>
1711–1726	0
1726–1765	150
1765–1775	45
1775–1840	33
1840–1842	35
1842–1860	93
1860–1863	70
1863–1873	283
1873–1881	50
1881–1895	15
1895–1906	-19
1906–1913	-60
1913–1934	-45
1934–1954	-20
1954–1962	0

the coarse deposits – progradation prisms – accumulated quickly on top of the aggradation prism filled by marine mud (Figure 5b). Later on, the Pégoulie mouth eroded the coarse deposits (Figure 5c), and hydroclimatic changes and the reforestation of the Rhône catchment area caused a reduction in the river slope and a decrease in sediment load (Arnaud-Fassetta, 2003). This resulted in a slow decrease of the progradation velocity of the mouth from 150 m yr^{-1} to 35 m yr^{-1} (Table 1). After the construction of dykes in 1851, seaward growth of the river mouth restarted with an increase in velocity of up to 283 m yr^{-1} (Table 1). After 1873, the progradation velocity decreased and the channel infilling mechanism started. As a consequence, longitudinal sand dunes of more than 400 m wide appeared slowly in the middle of the channel giving rise to two narrow channels of around 6 m deep (Figure 5d). According to historical bathymetric records and lithostratigraphic data, the southernmost part of the channel was first filled in (Figure 2f). Later, the Rhône River flood dynamics filled the northern part of the channel, and consequently the thin deposits were mixed with bed-load sediments. Reopening of the Roustan mouth in 1892 caused marine dynamics to become superior to the fluvial flow and, as a result, the

Pégoulie lobe turned from a progradational environment towards an erosional environment (-19 m yr^{-1}). Since 1954, the Pégoulie area has not undergone any changes, and only during very high Rhône River floods the channel has once again become a natural outlet (Figure 5e).

Theory and methods

In the ERT method, generated electric currents are injected into the ground and the resulting potential differences are measured at the surface, yielding information about the distribution of electrical resistivity below the surface. The field procedure consists in collecting the data using a multi-electrode array connected to an electrical generator (generally a car battery) via a controlled acquisition system. The currents are injected into the ground through a pair of electrodes, and the resulting potential differences are measured between other dipoles at the surface. ERT surveys can be carried out using different electrode configurations (dipole–dipole, Wenner, etc.) depending on the subsoil, the depth of investigation, the sensitivity to vertical and horizontal changes in the subsurface resistivity, the horizontal data coverage and the signal strength (see Loke and Barker (1996) and references therein).

The typical field procedure consists in collecting the data moving laterally along the profile maintaining a constant potential and current inter-electrode spacing a , in order to obtain information about lateral electrical resistivity variations. The depth of exploration increases proportionally with the electrode separation a (Sharma, 1997). The measured apparent electrical resistivity values are interpolated to obtain a so-called pseudo-section. As the subsoil is always heterogeneous, the true electrical resistivity values and the true depth are obtained after inversion of this pseudo-section. Here we used the RES2DINV inversion algorithm (Figure 6), formulated by Loke and Barker (1996), based on a smoothness constrained least-squares inversion (Sasaki, 1992). The inverted pseudo-section, called “Electrical Resistivity Image” (ERI), is the result of an iterative process which tends to minimise the difference between measured and calculated resistivity values. The Root Mean Squared (RMS) error gives a measure of this difference. Further

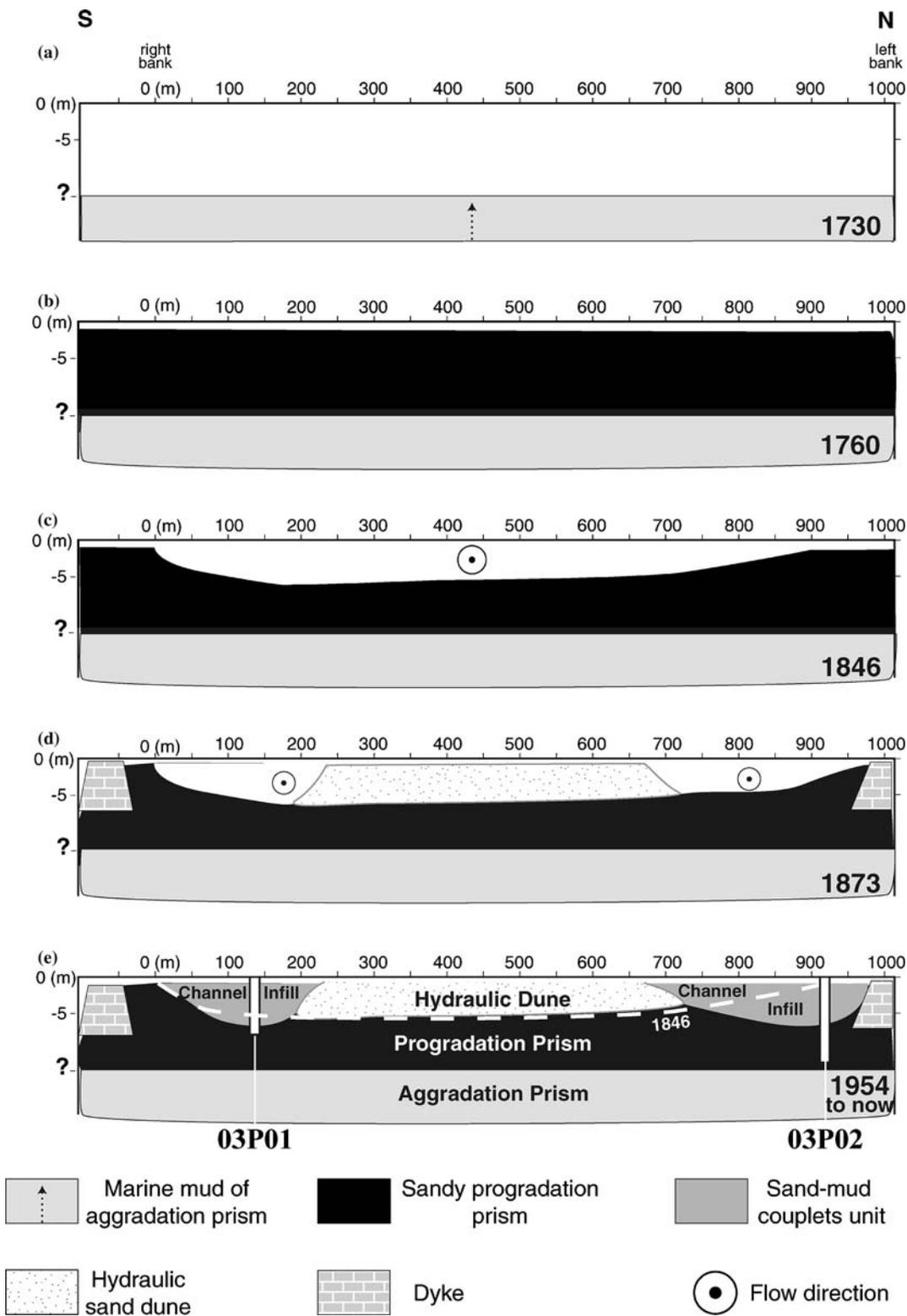


Figure 5. Dynamical evolution of the Pégoulier Channel infilling using historical, bathymetric and core data. The dykes were built in 1851.

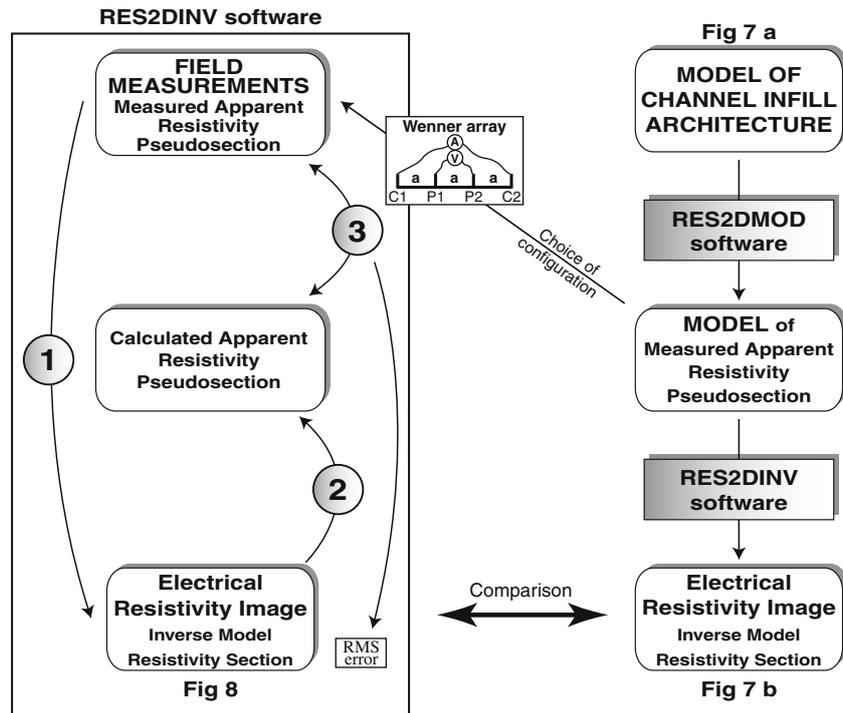


Figure 6. Flow chart of the procedure used for the ERT method and the simulation of electrical resistivity response on theoretical channel infilling model. (1): Estimated interpreted resistivity pseudosection from measured apparent resistivity. (2): Direct problem. (3): Calculated differences. Wenner configuration: unit electrode spacing $a = 5$ m, current electrodes (C1–C2), and potential electrodes (P1–P2).

details can be found in the paper by Loke and Barker (1996).

Due to the relatively few tests existing in salt-water saturated fields, an electrical resistivity survey was first simulated using the RES2DMOD software (Figure 6). RES2DMOD is a forward modelling algorithm that calculates the measured resistivity values (apparent resistivity) of a pseudosection for a user-defined subsurface model (Figure 7). The inversion routine of the RES2DINV software, as previously described, was applied to compare the results of RES2DMOD with the original input model and to better understand the resistivity section obtained from field data. The conceptual model (Figure 7a) was constructed using 3 m thick layers of silt, muddy sand, and coarse sand, and an underlying 6 m thick substratum layer of medium sand. The resistivity values were chosen after taking into consideration both saturated salt-water conditions and a theoretical downward variation of the porosity and clay content. Figure 7b shows the results of the synthetic resistivity section using the Wenner array (shown in Figure 6). The sim-

ulation approach proves the fitness of this configuration to resolve vertical changes of resistivity (i.e. horizontal structures). We consequently use in this work the Wenner configuration, because of its high signal-to-noise ratio.

To correctly interpret a resistivity image in salt-saturated areas, we also need to know what key-parameters affect the electrical resistivity ρ_r (Ω m), or its inverse, electrical conductivity ($\sigma_r = 1/\rho_r$ in S/m). Electrical conductivity depends mainly on water content, mineralisation of the pore water, texture, and clay content (Waxman and Smits, 1968)

$$\sigma_r = \frac{\sigma_w}{F} + \sigma_s \quad (1)$$

where σ_w is the pore water conductivity, σ_s is the grain surface conductivity, and F is the electrical formation factor ($F = \theta^{-m}$, θ is the porosity and m is called the electrical cementation factor exponent). For poorly consolidated granular media, m falls typically into the range of 1.5–1.8 and above 2.0 when the sediment bears clay minerals (Revil et al., 1998).

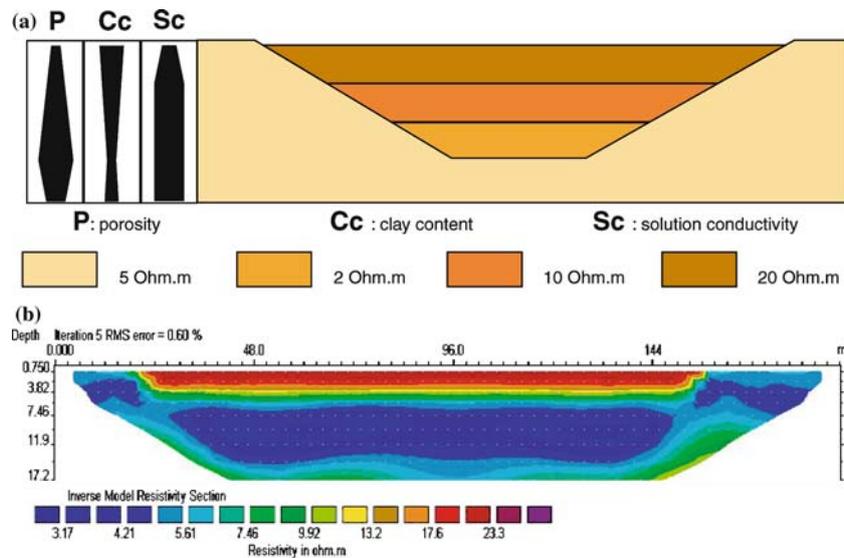


Figure 7. (a) A typical subsurface channel infilling model characterised by three consecutive 3 m thick layers – silt, muddy sand and coarse sand – and an underlying 6 m thick layer – medium sand substratum. The downward variations of porosity, clay content and solution conductivity are presented. (b) The simulated ERI realised using the procedure described in Figure 6.

In coastal areas, salt water in the saturated subsoil strongly influences the electrical results. Surface conductivity can be neglected in clay-free materials and when salinity is high ($\sigma_w > 0.1$ S/m) (Revil et al., 1998). During fieldwork, the pore water was sampled at a depth of 50 cm and its electrical conductivity was found to be in the range from 0.9 to 1.2 S/m at 25 °C. In this case, surface conductivity can be neglected, and Equation (1) reduces to

$$\sigma_r = \frac{\sigma_w}{F} \quad (2)$$

If the porosity is uniform throughout a region, the electrical resistivity image will give mainly information related to the salinity pattern of the subsoil (see Revil and Leroy, 2001 and references therein for a more detailed hydroelectric model).

Field results and interpretation

In March 2003 we performed an ERT survey along the profile shown in Figure 1b using the ABEM Terrameter (SAS 4000) system. The entire profile took 9 h in the field and ½ h of laboratory processing. A set of 64 standard stainless electrodes (spacing 5 m) was connected to an armoured electric cable manufactured by ABEM-France. The length of the profile was 1250 m, and the maximum depth of penetration was around 23 m. Over 1800 measurements were carried out using the roll-along technique. Each measurement was actually the mean of six stacked measurements to improve the signal-to-noise ratio (especially acute in this high-salinity environment) and to define the standard deviation (RMS).

The obtained ERI (Figure 8) shows a general downward decrease of resistivity values, indicating

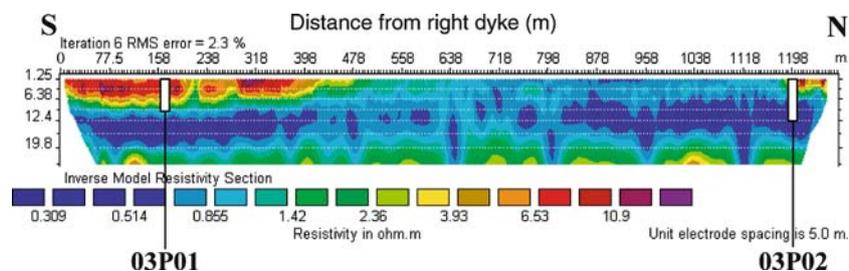


Figure 8. 2-D Electrical Resistivity Image across the Pégoulier paleo-channel. The resistivity values are < 10 Ohm m.

the increasing salt-water influence from the sea. Indeed, the low resistivity layer between 6 and 17 m depth is interpreted as the deep depositional unit (Unit I) made up of coarse sand. The permeability of the sand grains probably enables salt intrusion through seawater circulation and the high salinity yields a decrease in the bulk resistivity of the sediment. The shallow part of the entire profile, up to 6 m depth, represents superficial sediments where we can observe two relatively high resistivity zones towards the south and north. They have a depth of around 6 and 3 m respectively and show a smooth downward reduction in resistivity values. Between these two high resistivity zones a low resistivity zone can be delineated. This difference in resistivity values could be a consequence of the alternation of silt and sand layers influenced by salt water coming in from the sea, and fresh water flowing out from the Rhône River. This suggests that the high resistivity zone in the south, observed in the first 500 m of the section, represents the silt-sand unit influenced by fresher water. On the contrary, the shallow low resistivity layer situated between 500 and 1150 m represents the same silt-sand sediments but with a higher saltwater content. The isolated high resistivity zone in the north is due to the present fresh water channel (Figure 1). Finally, the deep resistive zone (> 19 m) probably corresponds to a lithological change.

Discussion

The ERT results clearly show the strong influence of groundwater in high salinity conditions. As we pointed out previously, the size and sorting of

the sand grains in the Pégoulie paleo-channel is likely to be responsible for a high permeability that enables seawater to move up from the coast (salt intrusion).

In addition, other important information could be extracted by analysing in detail the resistivity image. This finally resulted in an improved understanding of the evolution of the Pégoulie Channel (Figure 9). The shallow high resistivity zone in the southern part shows a well-delineated fresh water body. In agreement with the final evolution of the Pégoulie Channel infilling (Figure 5e), this configuration could be the consequence of a lithological setting in the southern channel inducing a particular hydrogeological condition. Moreover, the high resistivity zone is wider than the southern channel as shown in Figure 5e (~ 500 to ~ 200 m respectively). One explanation for this difference could be that the southern channel was involved in a typical fluvial bank evolution (deposition and erosion) towards the north (Figure 9). Moreover, according to wave-influenced delta mouth dynamics (Bhattacharya and Giosan, 2003), this evolution seems to be a consequence of a migration trend of the Rhône lobe affected by a northeastwardly longshore drift.

Looking at the dynamic evolution model in Figure 5e, the low resistivity shallow zone, located between 500 and 1100 m, corresponds to two different deposits: a longitudinal sand dune and a depositional northern channel. However, these cannot be distinguished on the ERI (Figure 8) and it is therefore possible that a different evolution of the Pégoulie Channel took place. A possible hypothesis could be that the channel was affected by an erosional phenomenon followed by a single depositional event coming

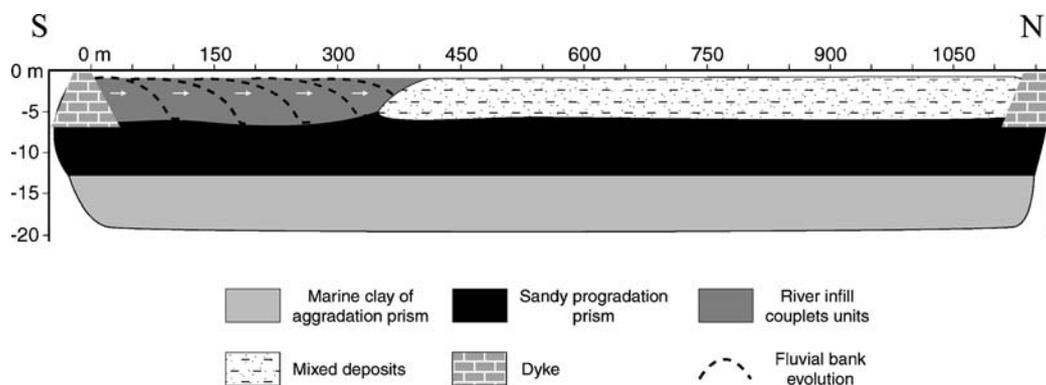


Figure 9. Schematic cross-section of the Pégoulie channel fill deposits geometry. Final interpretation combining geological and geophysical approaches.

from the sea (Figure 9). However, further investigations will be necessary to verify this theory.

Conclusions

This study demonstrates the potential value of ERT surveys for investigating salt-water saturated channel-fill deposits. During the field survey across the paleo-mouth of the Rhône River, the ERT approach showed several advantages. As most geophysical tools, it is cost-effective and non-invasive and provides high spatial resolution in a relatively short period of time (few hours). ERT data furthermore provided direct insights into the channel infill in fresh but also salt-water conditions, with implications on the dynamic evolution model of the Pégoulie Channel.

ERT measurement can sometimes be complicated by the presence of salt or clays, which create zones of low resistivity due to their high cation-exchange capacity. Therefore, future work will focus on a combination of different geophysical methods (e.g. Induced Polarization and Electrical Resistivity), which could provide enough information to differentiate clay-rich sediments from high-salinity environments. In the same way, more detailed analysis of the salinity effect requires knowledge of the entire volume of saturated soil and not only of a 2D-section. By applying ERT with several parallel electrical surveys and carrying out a time lapse approach, it will be possible to obtain a 3D high resolution image and to monitor the salt intrusion phenomena.

Acknowledgements

The authors are very grateful to the French “Conservatoire du Littoral” for financial support, and the “Domaine de la Palissade” for logistical help. This research is also supported by the European Community through the Eurodelta concerted action (contract EVK3-CT-2001-20001), and the Eurostrataform project (contract EVK3-CT-2002-00079). Additional support came from the French “RESYST Environment Research Observatory” and “Margins” programmes. G. Maillet thanks S. Berné (IFREMER), V. Naudet, D. Hermitte and G. Saracco (CEREGE) for their help and advices.

A. Revil thanks Bruno Hamelin for his support at CEREGE. We also express our gratitude to Tine Missiaen for encouraging us to submit a paper in this special issue.

References

- Acworth, R.I., 1999, Investigation of dryland salinity using the electrical image method, *Austr. J. Soil Res.* **37**, 623–636.
- Annan, A.P. and Chua, L.T., 1992, Ground penetrating radar performance predictions. in Pilon J.A. (Ed.), *Ground Penetrating Radar, Geological Survey of Canada Paper* **90(4)**, 5–13.
- Arnaud-Fassetta, G., 2003, River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management, *Catena* **51(2)**, 141–172.
- Baines, D., Smith, D.G., Froese, D.G., Bauman, P. and Niemeck, G., 2002, Electrical Resistivity Ground Imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valley-fills, *Sedimentology* **49**, 441–449.
- Baumgartner, F., 1996, A new method for geoelectrical investigations underwater, *Geophys. Prosp.* **44**, 71–98.
- Bhattacharya, J.P. and Giosan, L., 2003, Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction, *Sedimentology* **50**, 187–210.
- Birkhead, A.L., Heritage, G.L., White, H. and Van Niekerk, A.W., 1996, Ground-penetrating radar as a tool for mapping the phreatic surface, bedrock profile, and alluvial stratigraphy in the Sabie River, Kruger National Park, *J. Soil Water Conserv.* **51(3)**, 234–241.
- Caputo, R., Piscitelli, S., Oliveto, A., Rizzo, E. and Lapenna, V., 2003, High-resolution resistivity tomographies in Active Tectonic studies. Examples from the Tyrnavos Basin, Greece, *J. Geodyn.* **36**, 19–35.
- Corbeanu, R.M., Soegaard, K., Szerbiak, R.B., Thurmond, J.B., McMechan, G.A., Wang, D., Snelgrove, S.H., Forster, C.B. and Menitove, A., 2001, Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores, and 3-D ground-penetrating radar: example from the middle Cretaceous Ferron Sandstone, east-central Utah, *A.A.P.G. Bull.* **85(9)**, 1583–1608.
- De La Vega, M., Osella, A. and Lascano, E., 2003, Joint inversion of Wenner and dipole-dipole data to study a gasoline-contaminated soil, *J. Appl. Geophys.* **54(1–2)**, 97–109.
- De Souza, H. and Sampaio, E.E.S., 2001, Apparent resistivity and spectral induced polarization in the submarine environment, *An. Acad. Bras. Cienc.* **73(3)**, 429–444.
- Evans, R.L., Law, L.K., Louis, B.S. and Cheesman, S., 2000, Buried paleo-channels on the New Jersey continental margin: channel porosity structures from electromagnetic surveying, *Mar. Geol.* **170(3–4)**, 381–394.
- Gaswirth, S.B., Ashley, G.M. and Sheridan, R.E., 2002, Use of seismic stratigraphy to identify conduits for saltwater intrusion in the vicinity of Raritan Bay, New Jersey, *Environ. Eng. Geosci.* **8(3)**, 209–218.
- Gourry, J.C., Vermeersch, F., Garcin, M. and Giot, D., 2003, Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d’Avaray area of the River Loire, France, *J. Appl. Geophys.* **54**, 35–49.

- Guerard, A., 1895, Mouth of the River Rhône. Excerpt Minutes of Proceedings of the Institution of Civil Engineers, *James Forrest (Ed.)* **82**(4), 34.
- Kraus, N.C. and Larson, M., 2002, Analytical model of navigation channel infilling by cross-channel transport. *Proceedings 28th Coastal Engineering Conference*, World Scientific Press 13.
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E. and Sdao, F., 2005, 2D Electrical Resistivity Imaging of some complex Landslides in Lucanian Apennine (Southern Italy). *Geophysics* **70**(3), B11–B18.
- Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophys. Prospect.* **44**, 131–152.
- Maillet G.M., 2005. Recent and current sedimentary relationships between a river and its delta in microtidal area: example from Rhône River Mouth. Unpublished Ph-D Thesis. University of Provence, Aix-Marseille 1, 301p.
- Mosher, D.C. and Law, L.K., 1996, Application of concurrent marine electromagnetic and marine seismic high resolution profiling, British Columbia, Canada, *J. Env. Eng. Geophys.* **1**(3), 215–228.
- Naudet, V., Revil, A., Rizzo, E., Bottero, J-Y. and Bégassat, P., 2004, Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations, *Hydrol. Earth Syst. Sc. (H.E.S.S.)* **8**(1), 8–22.
- Nobes, D.C., Armstrong, M.J. and Close, M.E., 2000, Delineation of a landfill leachate plume and flow channels in coastal sands near Christchurch, New Zealand, using a shallow electromagnetic survey method, *Hydrogeol. J.* **8**(3), 328–336.
- Nobes, D.C., Ferguson, R.J. and Brierley, G.J., 2001, Ground-penetrating radar and sedimentological analysis of Holocene floodplains: insight from the Tuross valley, New South Wales, *Aust. J. Earth Sc.* **48**(3), 347–355.
- Reineck, H.E. and Wunderlich, F., 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding, *Sedimentology* **1**, 99–104.
- Revil, A., Cathles, L.M., Losh, S. and Nunn, J.A., 1998, Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, *J. Geophys. Res.* **103**(23), 925–936.
- Revil, A. and Leroy, P., 2001, Hydroelectric coupling in a clayey material, *Geophys. Res. Lett.* **28**(8), 1643–1646.
- Revil, A., Finizola, A., Sortino, F. and Ripepe, M., 2004, Geophysical investigations at Stromboli volcano, Italy. Implications for ground water flow, *Geophys. J. Intern.* **157**, 426–440.
- Rizzo, E., Colella, A., Lapenna, V. and Piscitelli, S., 2004, High-resolution images of the fault controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow Electrical Resistivity Tomographies, *Phys. Chem. Earth* **29**, 321–327.
- Sambuelli, L., Socco, L.V. and Brecciaroli, L., 1999, Acquisition and processing of electric, magnetic and G.P.R data on a Roman site (*Victimulae, Salussola, Biella*), *J. Appl. Geophys.* **41**(2–3), 189–204.
- Sasaki, Y., 1992, Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, *Geophys. Prospect* **40**(4), 453–463.
- Sharma P.S., (1997) *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge Univ. Press, Hardcover (Ed): 499.
- Slater, L.D. and Sandberg, S.K., 2000, Resistivity and induced polarization monitoring of salt transport under natural hydraulic gradients, *Geophysics* **65**(2), 408–420.
- Ward, S.H., 1990, Resistivity and induced polarization methods, In Wards, S.H. (Ed), *Geotechnical and Environmental Geophysics*, S.E.G, Tulsa, O.K, pp. 147–189.
- Waxman, M.H. and Smits, L.J.M., 1968, Electrical conductivities in oil bearing shaly sand, *Soc. Petr. Eng. J.* **8**, 107–122.
- Yang, C.H., Tong, L.T. and Huang, C.F., 1999, Combined application of D.C. and T.E.M to sea-water intrusion mapping, *Geophysics* **64**(2), 417–425.
- Yang, C.H., You, J.I. and Lin, C.P., 2002, Delineating lake bottom structure by resistivity image profiling on water surface, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* **13**(1), 39–52.

QUATRIEME PARTIE :

**PROCESSUS MORPHOSEDIMENTAIRES ACTUELS A
L'EMBOUCHURE DU GRAND RHONE**

Nous avons démontré **le rôle capital du lobe actif dans l'édification du delta**. En effet, la construction du lobe actif, seule partie du delta sous influence hydrosédimentaire du fleuve, monopolise l'essentiel des dynamiques fluviales et absorbe la majeure partie des apports solides fluviaux. Le lobe actif constitue de ce fait une zone privilégiée pour l'étude minutieuse des variations et des tendances évolutives du fleuve, et permet d'aborder sous un nouvel angle l'étude de l'impact de l'anthropisation sur le système fluvial.

Après avoir présenté, au cours de la précédente partie, de manière assez conceptuelle et plutôt qualitative l'influence respective des différents forçages sur le comportement dynamique et l'évolution de la morphologie de l'embouchure, nous nous proposons, dans une quatrième partie, d'étudier de manière plus directe les modalités d'édification du lobe actuel.

Toujours dans l'objectif d'explicitier les modalités de la redistribution vers les plages de la charge solide grossière apportée par le Rhône, nous avons concentré nos mesures **sur les périodes de crue**, les plus susceptibles d'apporter ce matériel sableux en mer. La période d'étude s'est révélée en ce sens particulièrement riche en événements extrêmes, avec 3 crues de période de retour supérieure à 50 ans, en septembre et novembre 2002 et en décembre 2003.

Ces périodes de crue, par définition très énergétiques, ne permettent pas, en l'état actuel de nos moyens techniques, d'étudier directement les dynamiques sédimentaires in situ, par piégeage ou mesures courantologiques. Nous avons donc abordé cette étude **selon une approche déductive**, à partir de données morphosédimentaires récoltées sur la base d'un comparatif avant / après crue

Cette dernière partie comporte donc deux chapitres qui étudient, dans la zone [0 ; -20m] à l'embouchure du Grand Rhône, respectivement l'impact morphologique de la crue de 2003 et les dynamiques sédimentaires engendrées par la crue de novembre 2002.

Le chapitre 8, basé sur une analyse morphodynamique de la zone d'embouchure, met en évidence les processus hydrosédimentaires globaux, à l'échelle du lobe, et les mécanismes de redistribution de la charge solide de la crue vers le prodelta.

Le chapitre 9 propose une modélisation numérique des transits sédimentaires résiduels, basée sur une étude de l'évolution des paramètres sédimentométriques des dépôts post-crue. Il permet une étude plus détaillée des modalités de fonctionnement de la barre d'embouchure et du transit des sables vers les plages limitrophes.

Chapitre 8

Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France)

Grégoire Maillet, Claude Vella, Serge Berné, Patrick L. Friend, Carl L. Amosc, Thomas J. Fleury, and Alain Normand

Soumis le 27/04/2005

Marine Geology

**MORPHOLOGICAL CHANGES AND SEDIMENTARY PROCESSES INDUCED BY THE
DECEMBER 2003 FLOOD EVENT AT THE PRESENT MOUTH OF THE GRAND
RHÔNE RIVER (SOUTHERN FRANCE)**

Maillet Grégoire^{a,*}, Claude Vella^a, Serge Berné^b, Patrick L Friend^c, Carl L. Amos^c, Thomas J. Fleury^a
and Alain Normand^b

^a CEREGE, Université de Provence Aix-Marseille 1, P.O. Box 80, 13580 Aix en Provence cedex 04, FR

^b IFREMER, DRO/GM, P.O. Box 70, 29280 Plouzané, FR

^c School of Ocean and Earth Science, National Oceanography Centre Southampton, Southampton, SO14
3ZH, UK

* Corresponding author : Tel : 33 442 971 577; Fax : 33 442 971 595

Email addresses : maillet@cerege.fr, vella@cerege.fr, Serge.Berne@ifremer.fr, plf1@soc.soton.ac.uk,
cla8@soc.soton.ac.uk, fleury@cerege.fr, Alain.Normand@ifremer.fr

Abstract The study, which is based on diachronic bathymetric surveys, assesses the changes and the effect of one of the most important floods even seen in the Rhône Delta area. Bottom morphology and sediment distribution in the Rhône outlet after the December 2003 flood are discussed by comparison between the DTMs of November 2003 and January 2004. The post-flood morphology shows that the whole of the system is active, mainly in the east. The channel of the Rhône has been hollowed out on the left bank by more than 5 m, the east coast of the mouth has retreated 400 m, the mouth-bar has prograded 200 m and the slope of the delta-front has increased by 0.19°. The overlay of pre- and post-flood DTMs makes it possible to estimate the total volume deposited in the [0 to - 20 m] zone as $+7.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ (that is to say, $0.88 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2}$), which corresponds to $4 \times 10^6 \text{ t}$ sediment. These values are compared with the average annual volume of $0.47 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$, which formed a deposit in this zone between 1995 and 2003, as well as with the average sediment load estimated 50 km upstream (Arles) for this flood event at between $3.1 \times 10^6 \text{ t}$ and $5.3 \times 10^6 \text{ t}$.

The acquisition of bathymetric measurements immediately before and after a major flood allows more than purely a simple morphological description ; in addition, an analysis of the solid load transfer processes towards the prodelta is achievable. Three mechanisms are highlighted. Most of the volume eroded in the channel and supplied to the delta-front

corresponds to fine sediments that drape homogeneously over the pre-flood morphology of the delta-front. The transit of the coarsest sediments (primarily sands) is slowed down in the channel of the Rhône. These sediments make up rather small volumes, and their transfer to the shelf leads to the formation of gullies on the delta-face. These gullies have fixed positions and gradually disappear towards the west, following the progressive migration of the active band towards the east. These old features are not reactivated by floods occurring after their formation. The sediment supply to the prodelta is mainly due to mass movements of coarse unconsolidated material on the delta-front, because the fine deposits of the flood are remobilised rapidly or compacted. Consequently, the nourishment of the prodelta is not affected directly during and/or immediately after the flood, but is delayed. Flood input concerns essentially the delta front, which traps 90% of the fluvial solid discharge between 0 and 20 m depth.

Keywords EuroSTRATAFORM programme, delta front, mouth bar, flood processes, sedimentation

8.1 Introduction

The growing interest in understanding the processes of detrital sediment transport from coastal zones to deep basins has highlighted our lack of knowledge of sediment transfer mechanisms between rivers and their prodeltas during major flood events. For the Rhône River, because of the low amount of coarse sediments in the solid discharge, the study of continental/ocean transfer has been focused mainly on the dispersion of suspended material (river plume) (Pauc, 1970; Aloisi et al, 1979; Leveau and Coste, 1987; Got and Aloisi, 1990; Zuo et al. 1997; Estournel et al, 2001; Arnoux-Chiavassa et al. 2003).

Studies on the Rhône River have been promoted recently by national and international research programmes (see acknowledgements), and upgraded by recent hydrologic events of high intensity (three 50–100 year floods in two years). This area of research now benefits from deployment of considerable human and technical resources, representing a prelude to a larger study on climatic variability and sediment transport during the last 500 000 years in the North West Mediterranean (PROMESS1, E.U. contract n°EVR1-CT-2002-40024).

In this paper, we present some preliminary results about the land/sea interface based on the use of bathymetric data acquired in an area extending from Port-Saint-Louis-du-Rhône, 6 km upstream from the mouth of the Grand Rhône, to the top of the modern prodelta at around -60 m water depth. The impact of the December 2003 flood and the transfer mechanisms of the fluvial solid load can therefore be studied using a diachronic geomorphological approach. These results complement other research undertaken within EUROSTRATAFORM in the Rhône mouth and the Têt River areas, which aims to define the sediment supply mechanisms to the North Mediterranean continental margin and beyond.

8.2 Regional setting

8.2.1 General Setting

The Rhône, one of the largest rivers entering the Mediterranean Sea, flows from the mountain chains of the Alps to Southern France, where a delta is formed at its mouth (Figure 1).

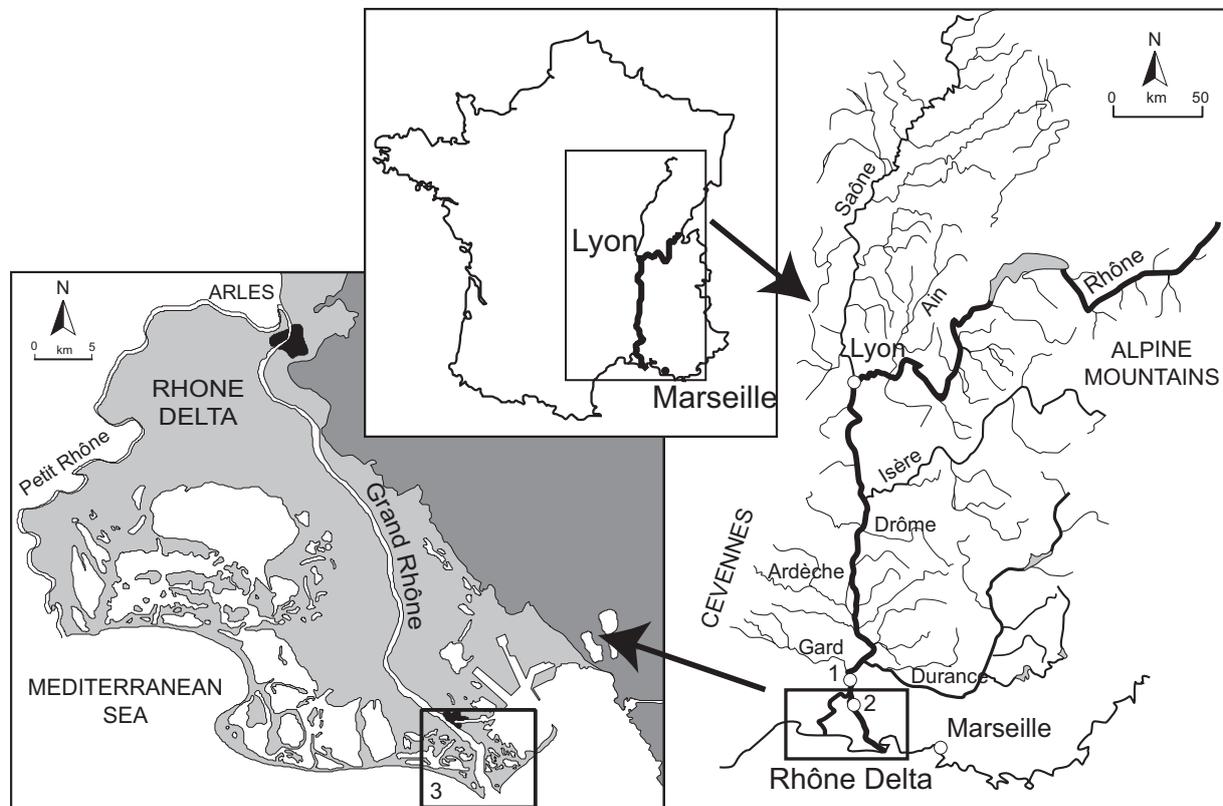


FIG. 8.1 – Hydrographic basin of the Rhône River and its tributaries. 1 : Beaucaire gauging station. 2 : Arles gauging station. 3 : Study area.

The Rhône river system results from a catchment area of 97 800 km² and drains Alpine, oceanic, and Mediterranean climatic zones. The hydrological regime of the Lower Rhône River ranges from a dominant nival-pluvial type, to a pluvial Mediterranean type with nival input (Vivian, 1989). The climate of the catchment basin is contrasted due to influences from oceanic, continental and Mediterranean weather systems, with an average precipitation of 843 mm (Ludwig and Meybeck, 2003). Due to the strong seasonal contrast of climate, the hydrological regime of the Rhône River exhibits an extremely large difference between low and high water discharge (Table 1 and Figure. 2a).

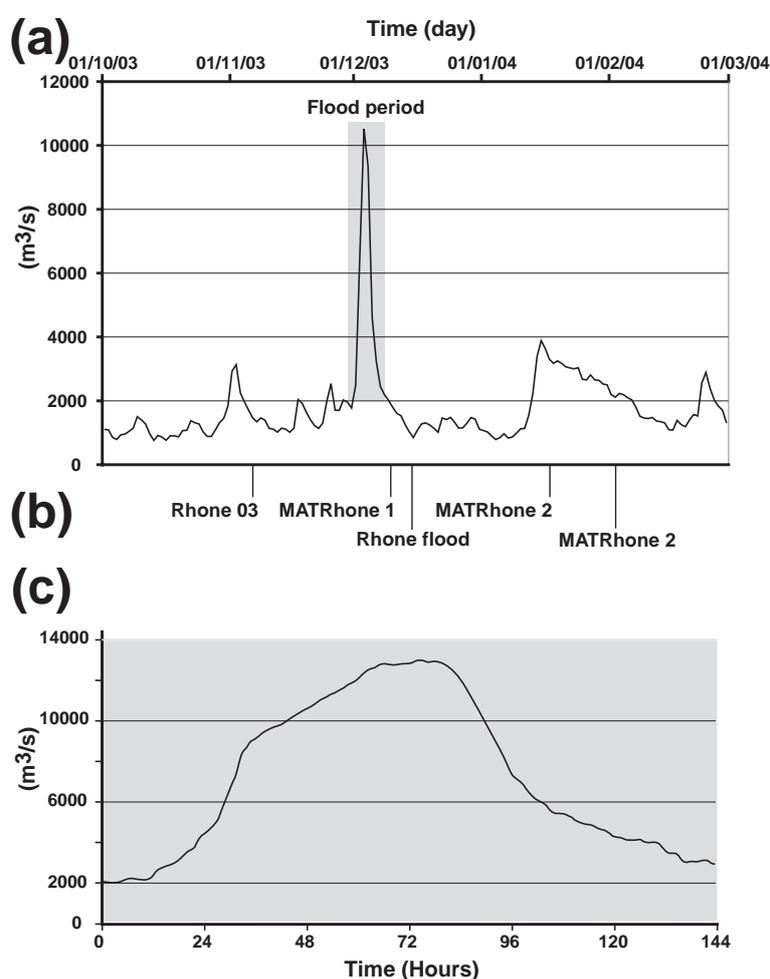


FIG. 8.2 – Flood hydrographs at Beaucaire gauging station for 2003 flood event : (a) Mean daily liquid discharge (m³.s⁻¹). (b) Timing of cruises. (c) Mean hourly liquid discharge (m³.s⁻¹) (the grayed zone in Figure 2a). The values are in the course of validation.

Because of the effects of the Mediterranean climate in some parts of the basin area, the maximum-recorded daily rainfall can be close to the mean annual rainfall. Consequently, the infilling coefficient of the river bed (liquid discharge per metre width) is around 5, and the ratio of peak discharge to mean annual discharge is high (6.5) (Estrela et al., 2001).

The mean annual discharge of the Rhône River is $1710 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Table 1). The discharges for flood return times of 10, 100 and 1000 years are 8390, 11300 and $14160 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, respectively. At the present day, up to the head of the Rhône delta, the Rhône River has a slope of 0.35 to 0.85‰ .

Because of the high hydrological variability, 80% of the annual solid load transit occurs during 20% of the year (Roditis and Pont, 1993). The present-day riverine suspended load is estimated as $7 \times 10^6 \text{ t} \cdot \text{yr}^{-1}$, with high inter-annual variations ranging between 15 and 250% of this value (Antonelli & Provansal, 2002). The bed load transport rate before the construction of dams (1950) was estimated to vary between $2 - 5 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$, but is nowadays reckoned to be between $2.5 - 5.0 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ (IRS, 2000).

At present, the Grand Rhône mouth forms an outlet for 90% of the liquid flow. Between 1995 and 2003, a mean volume of $0.47 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ was deposited in the [0 to -20 m water depth] zone at the Grand Rhône mouth (Maillet et al., 2003). Radiogenic isotope methods yield sedimentation rates of around $20\text{-}30 \text{ cm} \cdot \text{yr}^{-1}$ (Radakovitch et al., 1999). The remainder of the sediment is discharged onto the continental shelf at a mean rate of less than $0.3 \text{ cm} \cdot \text{yr}^{-1}$ (Zuo et al., 1997; Radakovitch et al., 1999).

ARLES	LOW REGIME	MEDIAN REGIME	HIGH REGIME
Average Discharge	$< 650 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$1.710 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$> 5.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
Duration ($\text{day} \cdot \text{yr}^{-1}$)	35	325	5
Average Surf water velocity	$0.15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	$0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	$1.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
Surf water elevation	+1.6 m	+1.8 m	+5.5 m
Extreme Events	$380 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$		* $10.000 - 12.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

TAB. 8.1 – Characteristic values for the Grand Rhône River in Arles, downstream the diffuence, 40 km upstream the Grand Rhône mouth. *Value estimated. Data from Compagnie Nationale du Rhône (CNR)

The Rhône mouth experiences a tidal range of about 0.3 m, but is influenced mainly by waves and their associated currents. The main characteristics of these waves are : $H_{mean} = 0.72\text{-}0.82$; $T_{mean} = 5.01\text{-}5.23$; $H_0/L_0 = 0.017\text{-}0.020$ (Sabatier, 2001), their closure depth being estimated at -20 m water depth at the Rhône mouth (Suanez, 1997). The most frequent waves (low energy) come from the SW (30% of the total regime), with

heights of between 0.5 to 1 m and with periods shorter than 6 s in 80% of cases (Sabatier, 2001). The more morphogenic waves come from the SSE (16% of total regime) and from the ESE (11%). Generated by onshore winds from the SSE and SE, which can exceed 100 km.h^{-1} , these waves are of high energy with heights $> 2 \text{ m}$ in more than 40% of cases and periods $> 6 \text{ s}$, in more than 25% of cases.

Thus, the Rhône is a wave-influenced delta (Galloway, 1975), and fits the type-8 category (mouthbar-type; low-gradient; highly stable; suspension-load river with levees) of Postma (1995). The subaerial lobe symmetry is expressed as an homogeneous thick sandy beach ridge (1000-1500 m wide) developed locally in the Rhône channel. According to the asymmetry index A of Bhattacharya and Giosan (2003) ($A = \text{sediment drift} / \text{river discharge}$), a wave-dominated mouth is symmetric when $A < 200$. For the modern Rhône lobe system, $A = 62.7 (2.87 \times 10^5 \text{ m}^3.\text{yr}^{-1} / 4\,580 \times 10^6 \text{ m}^3.\text{month}^{-1})$.

8.2.2 Characteristics of December 2003 flood

Major floods ($\approx 100 \text{ yr}$ return period) of the Rhône River have already occurred in 1840, 1856, 1993, 1994, and 2002. However, at the beginning of December 2003 (Figure.2b), an exceptional flood occurred in the downstream part of the Rhône River. This flood is considered as one of the highest ever known in the Rhône, with a maximum river discharge estimated at around 12 000 to 13 000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ on the 3rd December at 03:00 GMT (Table 2).

Peak discharge ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	*[12000-13000]	
Max. mean daily discharge ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	10521	
Return period (years)	>200	
Flood rise gradient ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}.\text{h}^{-1}$)	200	
Surface water velocity ($\text{m}.\text{s}^{-1}$)	2.56	
Discharge $> 8000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (h)	62	
Discharge $> 10000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (h)	46	
Total liquid volume ($10^9.\text{m}^3$)	2 days	2.8
	6 days	3.8

TAB. 8.2 – 2003 Flood event characteristics at Beaucaire, upstream of the diffidence, 60 km upstream the Grand Rhône mouth. *Estimated value. (data from CNR).

However, it is not the intensity of the flood that gives its exceptional character, but rather the speed of rise of the flood ($200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) and the duration of the event ($62 \text{ h} < 8\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). The flood is associated with an extensive Mediterranean-type rainstorm period (Pardé, 1925), which spread over the Cevennes (31% of the total liquid flow during this event), the Rhône valley, the lower valley of the Isère, and the middle and lower valleys of the Durance (Figure. 1).

The Mediterranean region is characterised by instantaneous heavy precipitation, frequently reaching values around $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ in autumn. However, in the case of the December 2003 flood, the return period of this sort of rain is less than 30 years. Therefore, it is more the duration and the geographic amplitude of this rainfall event that make this event exceptional. Moreover, the synchronous nature of the rainfall pattern, across more than two-thirds of the catchment area, was coupled with a high global runoff coefficient due to a previous soil saturation caused by a rain event of at least 200 mm between November the 21 - 24 November 2003. As a result, more than $3 \times 10^9 \text{ m}^3$ of water was transited by the Rhône River to Beaucaire in 5 days (Table 2).

8.3 Materials and methods

The study area (Figure 3) extends from the river channel, 6 km upstream of the mouth, to the top of the prodelta, at -20 m water depth. This area was selected to allow monitoring of sediment transport processes between the fluvial and marines domains, and to link observations in the river with those in the subaqueous lobe. The weather conditions and shallow bathymetry at the mouth imposed the use of special equipment and research vessels. For this reason, the study area was divided into three zones (river channel, mouth bar and delta-front), taking into account the differing hydrology and morphology (Figure 3). The present morphological study of the Rhône outlet began in May 2002 (Strataform 1 cruise) (Table 3).

New surveys were carried out in November 2003, during the Rhône 03 cruise and after the December 2003 flood, in January and February 2004. The pre-flood survey was performed over 5 days with a coupled mono-beam / ADCP / navigation system to measure bathymetry, fluvial currents and turbidity, using two shallow draught vessels. The data were corrected for water-level variations of the river measured at Port-Saint-Louis, and by

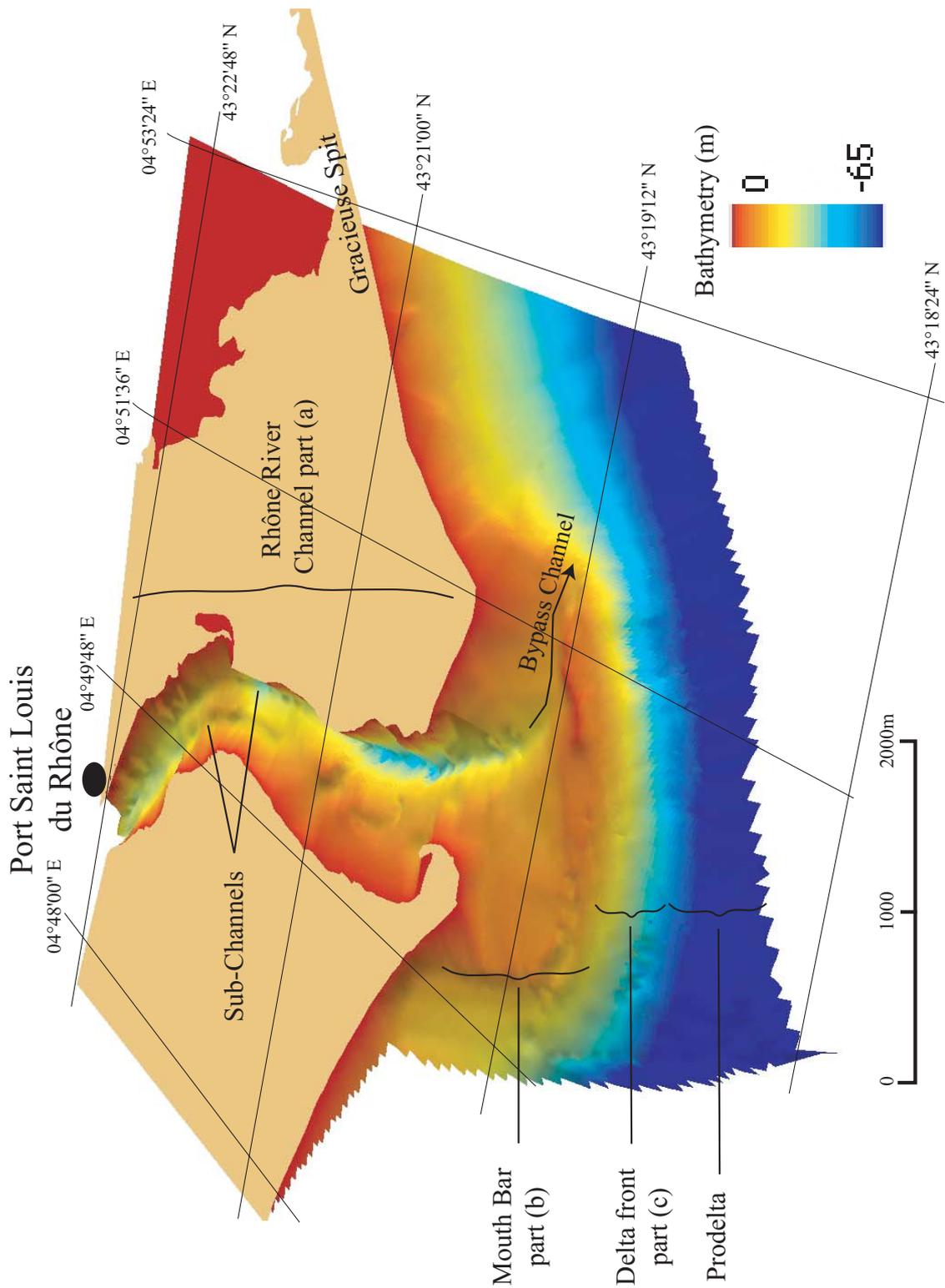


FIG. 8.3 – Bathymetric DTM before 2003 flood event, divided into three parts : (a) River channel, (b) mouth-bar and (c) Delta-front (Rhône03 cruise). The incised sub-channel is well marked and leads to a shoal mouth bar. Most of the alluvial flow takes place via a bypass channel through the mouth bar to the east, and via a broad depressed zone to the west. A slump scar is seen on the delta front, linked to a submarine slide occurring before the December 2003 flood , as well as submarine channels on the delta-front slope extending from the base of the mouth-bar to the top of the prodelta.

using the Marseille tide gauge records. The hydrodynamic conditions were of low-energy type (mean Rhône discharge = 1 200 m³.s⁻¹, mean wave height = 0.2 m). The post-flood survey was carried out in several stages depending upon sea state and equipment availability. Although many measurements were obtained during these cruises (Table 3), only the bathymetric data and interface coring data are used here. For the multibeam surveys (Strataform1, Rhoneflood, MATRhône2), to obtain total coverage of this area, the spacing between the bathymetric profiles implies a fluctuation of the profile step from 150 to 20 m coastward. Navigation for both surveys was with DGPS; depth measurements were corrected for rolling, pitching and yawing of the vessel. The data acquired during the different cruises were filtered and gridded in 0.5 m bins using the Arc view 3D Analyst extension.

Date	Cruise	Surveyed zone	Tools	Main result
10-11 May 2002	Strataform 1	-17 m / -80 m	Multibeam EM1000 echo-sounding / chirp	Initial assessment
3-10 November 2003	Rhône 03	Channel / mouth-bar & -5 m / -25m	Monobeam echo-sounding ADCP	pre-flood DTM
01-06 December 2003 <i>Flood event</i>				
09 December 2003	MATRhône 1	Channel / mouth-bar	Monobeam echo-sounding	post-flood DTM
15 December 2003	Rhône Flood	-17 m / -80 m	Multibeam EM1000 echo-sounding / chirp / box-coring	
14 January 2004	MATRhône2	-3m / -17 m Western part	Multibeam RESON 8101 echo-sounding	
02 February 2004	MATRhône2	-3 m / -22 m Eastern part	Multibeam RESON 8101 echo-sounding	

TAB. 8.3 – Dates of measurement and tools used for the six cruises considered in this study.

A triangulation interpolation method was used to provide high accuracy relative to source data density. Each triangulated network was converted to raster with a cell size of 20 m. Volume calculations were carried out by subtracting the two DTMs of the area between the shoreline and the -20 m isobath of the second DTM. Variations of between -10 cm and +10 cm were considered insignificant (Van der Wal and Pye, 2003) and were not taken into account in the volume calculations.

Using the sedimentation rates determined by superposition of pre- and post-flood bathymetric surveys, total erosion and net sedimentary budget were calculated. The estimates represent only the apparent sedimentation, because the changes in the bathymetry do not take into account consolidation/compaction processes in the deposited sediment, or the erosion/deposition events.

8.4 Pre-flood morphology

8.4.1 River channel

The downstream part of the Rhône in this study extends over the lowermost 6 km of the river, below Port-Saint-Louis-du-Rhône (Figure. 3, part a). This zone represents a progressive transition between a totally artificial navigable section upstream (with bilateral embankments and dredging as far as Port-Saint-Louis-du-Rhône), and an un-navigable natural littoral zone. The width of the river in this transition zone varies from 325 to 1 110 m. The maximum depth of the channel is more than 20 m, while the mean river slope in this section is around 0.5‰ (Table 4).

	River channel	Mouth-Bar		Prodelta front
Bathymetric zonation (m)	0 to -23	inside	-1 to -12	-4 to -20
		outside	-1 to -4	
Slope (°)	0.032	inside	-0.309	4.130
		outside	0.488	
Sub-channel Sinuosity	1.06	1.11		≈1.01
No. of Sub-channels	1-2	1		4
Max Sub-channel Depth (m)	11.7	3.6		1.3
Sub-channel Width (m)	165 to 413	160		140 to 310

TABLE 8.4 – Summary of seafloor morphology characteristics, Grand Rhône mouth.

This zone is characterised by a curvature with a sinuosity factor of 1.06, i.e. the ratio of the axial fluvial length (6 325 m) to the wavelength of the curve (6 715 m). Upstream of Port-Saint-Louis-du-Rhône, the Rhône is dredged permanently to enable navigation on the river. At the beginning of the studied zone, two subaqueous channels are identified clearly on the bottom of the river bed. To the south of Port-Saint-Louis-du-Rhône, these subaqueous-channels are 170 m wide at the west bank and 150 m at the east bank, both with a depth of around 8 m. They are separated by a sandy levee (160 μm mean grain size) around 1 m in height. Farther downstream, the channel located in the convexity (west bank) is filled in, thus reducing the width of the river section. At the same time, the other channel is incised mainly under the influence of morphologies inherited from the 19th

century paleochannel of the Rhône (Maillet et al., 2005), and because of the concentration of erosive energy on the concave side of the bend. The incision trend is clearly defined, with the slope of the levee reaching 22°. The mean grain size of surface sediments at the bottom of the sub-channel reaches 20 μm . At the mouth, only the eastern sub-channel (east bank) provides an outlet for the fluvial liquid discharge. The western sub-channel is completely blocked by a sandy spit controlled by the longshore drift.

8.4.2 Mouth-bar

In the nearshore zone, a large crescent-shaped mouth-bar extends offshore from the coastline down to 4 m water depth, thus forming the first of the marine sedimentary deposits. This feature is characteristic of microtidal river mouths dominated by waves (Wright 1977 ; Postma, 1995 ; Cooper, 2001). The mouth-bar is characterised by a shallow-water platform showing an asymmetrical topography in cross-section, composed of a gently sloping threshold upstream and a steeper slope seaward (Table 4, Figure. 3 part b). The mean surface sediment grain-size of this zone is 270 μm , with large variability between 120 μm and 430 μm . In this zone, two parts of the mouth-bar with distinct behaviours can be differentiated. The western part is relatively stable and influenced mainly by the most frequent (low energy) waves.

The western part receives the maximum amount of longshore sedimentary input, calculated to be 287 x 103 $\text{m}^3.\text{yr}^{-1}$ (Sabatier, 2001) ; it is partially protected from the river dynamics by a sandy spit built up by the littoral drift. Conversely, the eastern part of the mouth-bar is the area most exposed to both fluvial dynamics and the strongest swell. The shallowest part of this bar is located in the axis of the river channel, which is in morphological continuity with the eastern part of the mouth. The sub-channel bypasses the shoal zone while curving towards the east (sinuosity index = 1.1), crossing the top of the bar (channel bypass) and incising into it by approximately 1.5 m. Laterally, the mouth-bar is connected to shore-face bars, which allow the supply of sand to the eastern beaches.

8.4.3 Delta front

Farther offshore (Figure. 3 part c), the delta front extends from - 4 m to - 20 m, with an average slope of 4.13° in 2003 (Table 4). Concerning the granulometry of the surface

sediments, <50% sand is observed at - 10 m water depth in the west, and at - 16 m in the east. At depth greater then these, the slope lessens gently. The passage of the delta front to the prodelta, marked weakly in the topography, takes place gradually between - 20 and - 30 m. Two types of bed feature are seen on this slope (Figure. 4a) : 1) slope failure, and 2) gullies.

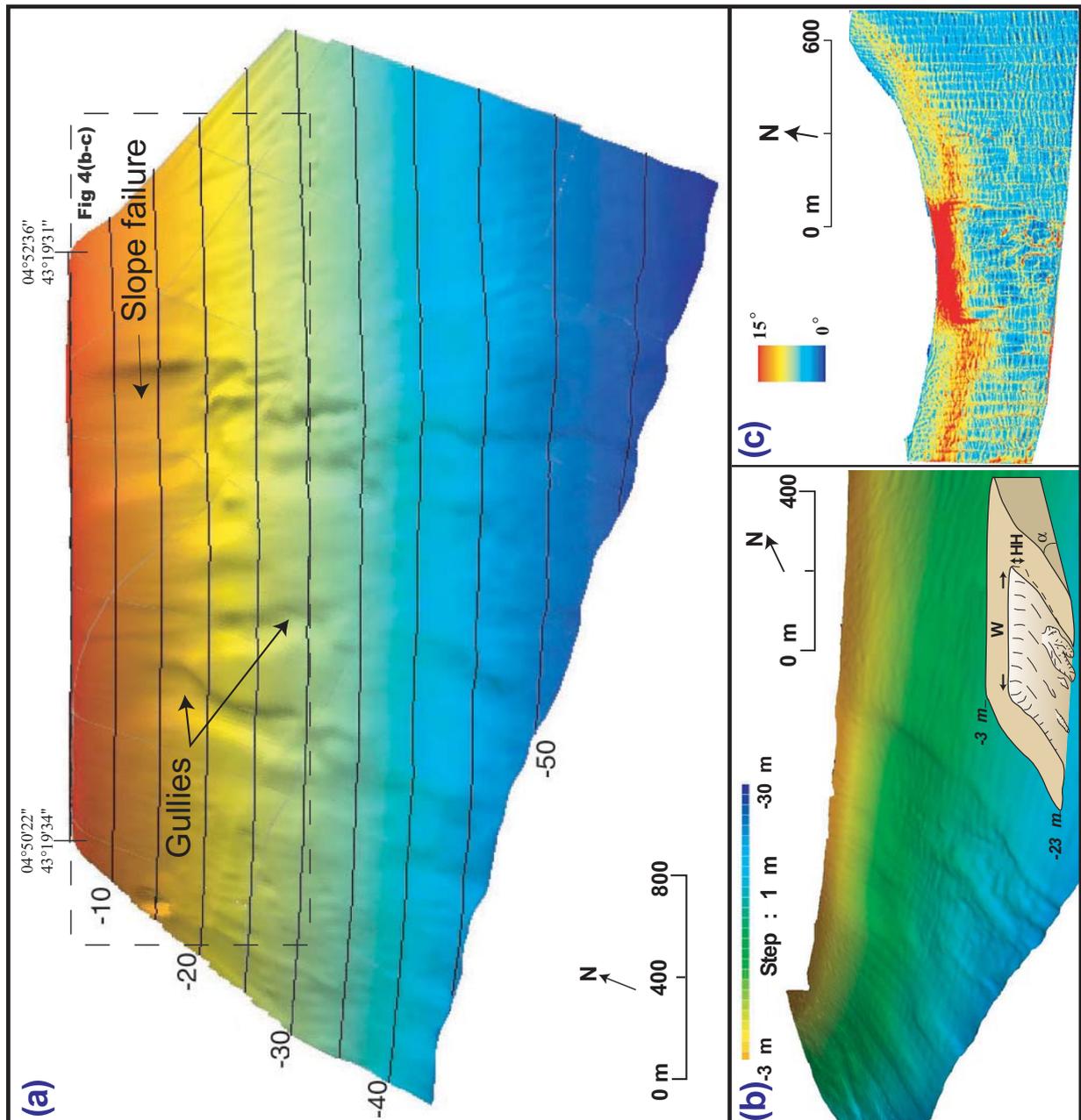


FIG. 8.4 – Detailed bathymetric DTM of the Grand Rhône delta-front. (a) Evidence of slope failure and gully features (5 m isobaths). (b) MATRhône 2 multibeam survey : slope failure volume calculation (c) Delta-front slope gradient map. Average slope is 4.13° . Note well-imaged slope failure.

Slope Failure

The Rhône03 surveys show a zone of strong slope below - 5 m (Figure. 4c). This feature is interpreted as resulting from shallow rotational sliding of delta-front slope sediment (Nemec, 1990). Alternative explanations, such as current-induced bedforms, are rejected because of the absence of a direct connection with the river channel and the presence of a sediment slide mass at the bottom of the feature. Moreover, shallow rotational sliding is consistent with known styles of delta slope deformation observed elsewhere (Lindsay et al., 1984; Prior and Coleman, 1984; Kostaschuk and McCann, 1987, Binder et al., 1992). However, based solely on the surface morphology, it is difficult to determine the type of slide. This is why we use the term "slope failure" here, in reference to the disturbance caused by the downslope movement of a failed mass of sediment. The dimensions of the slide are : width ($W= 620$ m), headscarp height ($HH = 10$ m) and maximum slope ($MS = 15^\circ$) (Figure. 3b). The average slope of the delta front (α), measured as 4.13° , can be regarded as a good estimate of the critical angle of slip under average conditions (Figure. 4c). To a first approximation, we can assume that the mass of sediment moved has a wedge-shaped geometry (see Figure. 4b) of height HH , angle α and width W , so the volume is given by the formula $V=0.5 \times (HH/\tan\alpha) \times W \times HH$. Thus, approximately $4.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ of sediment moved towards the prodelta at the time of this event, i.e. 90% of the average volume of sediment deposited per year in this zone. Although the visible morphology suggests recent instability, it is not known whether one flood (or several) are at the origin of the sediment slide, since this morphology exists on the pre-flood survey.

Gullies

Between - 15 m and - 35 m, 4 sub-parallel channels occur at the steepest part of the slope. These extend over a zone of more than 1 500 m offshore from the delta front, with a width that varies from 140 to 380 m, and a maximum depth of 1.3 m (Table 4). The depth of these channels generally decreases downslope. Whilst the length of the channels is difficult to determine precisely, it does not exceed 2 000 m. Four box-cores, collected on the delta-front, both within and outside the main gully at -20 m and -30 m depth during the Rhône Flood cruise, show that these features are developed in a laminated sandy-muddy-silt, oversaturated in water (porosity $\geq 80\%$, Lansard, 2004). The structure

of the sediment within the gullies is similar to that between the gullies, although it was not possible to establish the lateral continuity of the observed laminations. Coring of the interface carried out at the foot of some channels revealed large amounts of detrital organic material (leaves, branches, etc.). The velocity measurements carried out under weak hydrodynamic conditions during the Rhône03 cruise failed to show any particular activity at the level of the gullies (Figure. 5a).

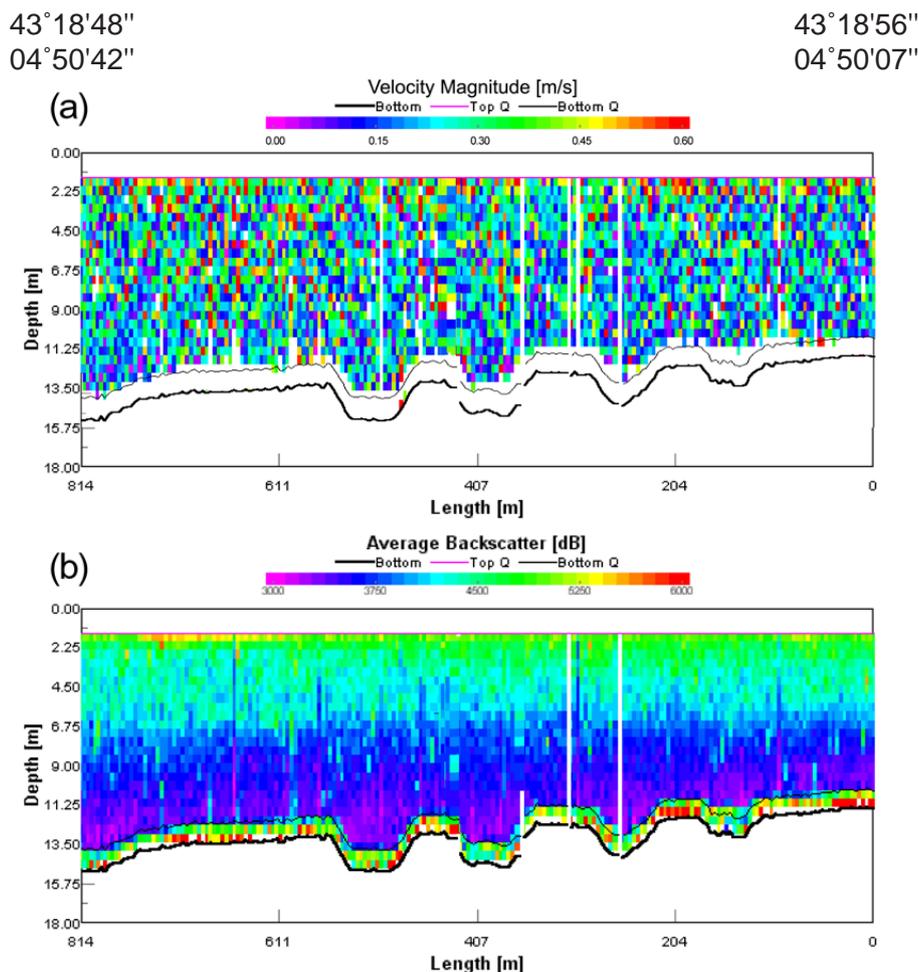


FIG. 8.5 – Hydrodynamic conditions on the delta-front slope during low stage period (mean Rhône discharge = $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mean wave height = 0.2 m). (a) ADCP-measured current velocity ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and (b) acoustic backscatter (dB). Backscatter is an indication of suspended sediments in the water column. These images depict homogeneous velocities in the water column with an increase in suspended sediment near the sea surface (plume). Gullies appear to be inactive.

Measurements of turbidity (backscatter values from the turbidity sensor) showed stratification of the water column marked by the presence of a turbid plume on the surface (Figure. 5b). At the water/sediment interface, the water is particularly clear and the gully zones are not preferential areas of transport. Hence, these gullies do not represent functional features outside periods of flood.

8.5 Impact of the 2003 flood

8.5.1 Geomorphic effect on the Grand Rhône mouth area

River Channel

Bathymetric measurements made before and after the December 2003 flood highlight an important adjustment of the river channel in the 6-km section upstream of the mouth (Table 5, Figure. 6). Maximum deepening occurs on the east (left) bank because of : i) the inherited river features ; ii) the presence of dykes ; and iii) the influence of eastwards longshore drift (Mallet et al., 2005). In a general way, the Rhône is modified over the entire riverine section by an increase in slope as well as a reduction in width (see Table 5), however the processes of erosion and deposition appear to alternate. From a quantitative point of view, and to a first approximation, the overall sedimentary budget of the channel between Port-Saint-Louis-du-Rhône and the mouth is evaluated at $- 6 \times 10^5 .m^3$.

On average, the profiles show a volume of eroded sediment that is double the accumulated volume, whereas the areas affected by erosion and deposition are similar (45.5% and 54.5%, respectively, of the total surface-area). Thus, the rates of erosion in the channel are almost twice the rates of accumulation. In detail, positive budgets are observed for two (P2 and P3) of the five profiles. These two profiles are located in the channel sinuosity, which forms an obstacle to the movement of megadunes on the riverfloor (see reviews by Allen, 1984 ; Southard & Boguchwal, 1990 ; Nelson et al., 1993 ; and Best, 1996). These profiles suggest that, in the general context of channel incision (Antonelli et al., 2004), the transit of coarse sediments in the river channel takes place in pulses facilitated by paroxysmal events. The maximum incision (≈ 6 m) is observed for profile P5, near the coastline, in a zone where the spit barring the channel reduces considerably the cross-section of stream discharge. Such rapid rates of incision can be explained only by the resuspension of fine sediments ($20 \mu m$) deposited near the mouth in the manner of a silt plug. Thus, the downstream part of the channel would contribute mainly to feeding the solid load of the river with fine sediment, whilst on the other hand, slowing down the expulsion of coarse sediments.

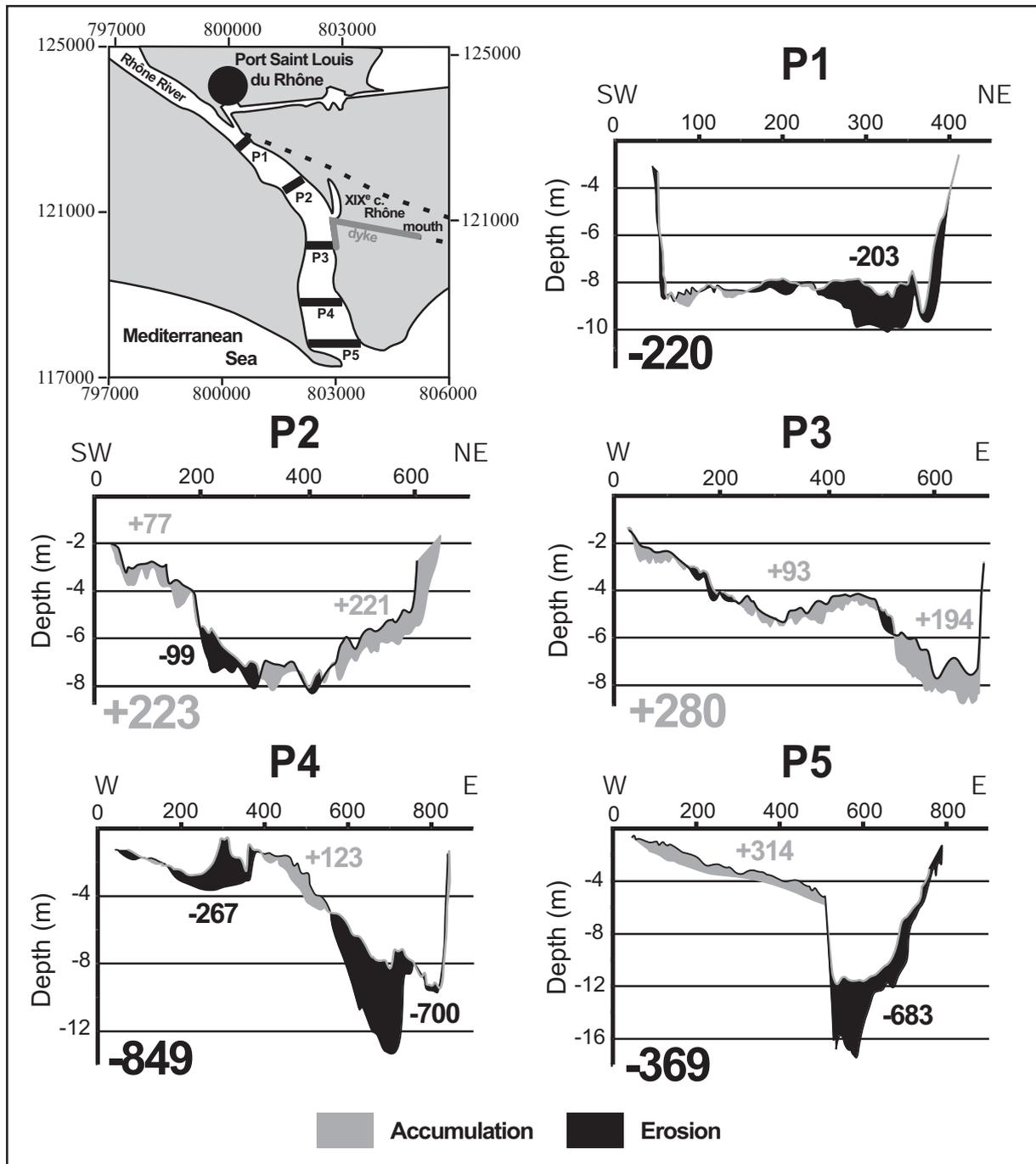


FIG. 8.6 – Overlay of surveyed river-channel sections showing river bed adjustments (in cubic metres) during 2003 flood event. Small figures indicate partial sedimentary budget. Large figures indicate total budget. Black and grey figures refer to erosion and accumulation budgets, respectively. To a first approximation, 600.000 m³ of sediment are eroded. Maximum sub-channel incision (6 m) occurs in the eastern and lower part of the Rhone River Channel.

Mouth Bar and delta-front

The zone of overlay of the DTMs extends from the coastline to the 20 m isobath, and covers an area of 8.85 km² (Figure. 7). Quantitatively, the overall sedimentary budget amounts to +7.81 x 10⁶ m³ which corresponds to 0.88 m³.m⁻². The total eroded volume (1.22 x 10⁶ m³) is roughly equivalent to 15% of the total volume deposited during the flood. The surface area of erosion is 4 times less than the surface area of accumulation (1.9 x 10⁶ m² and 7.6 x 10⁶ m², respectively).

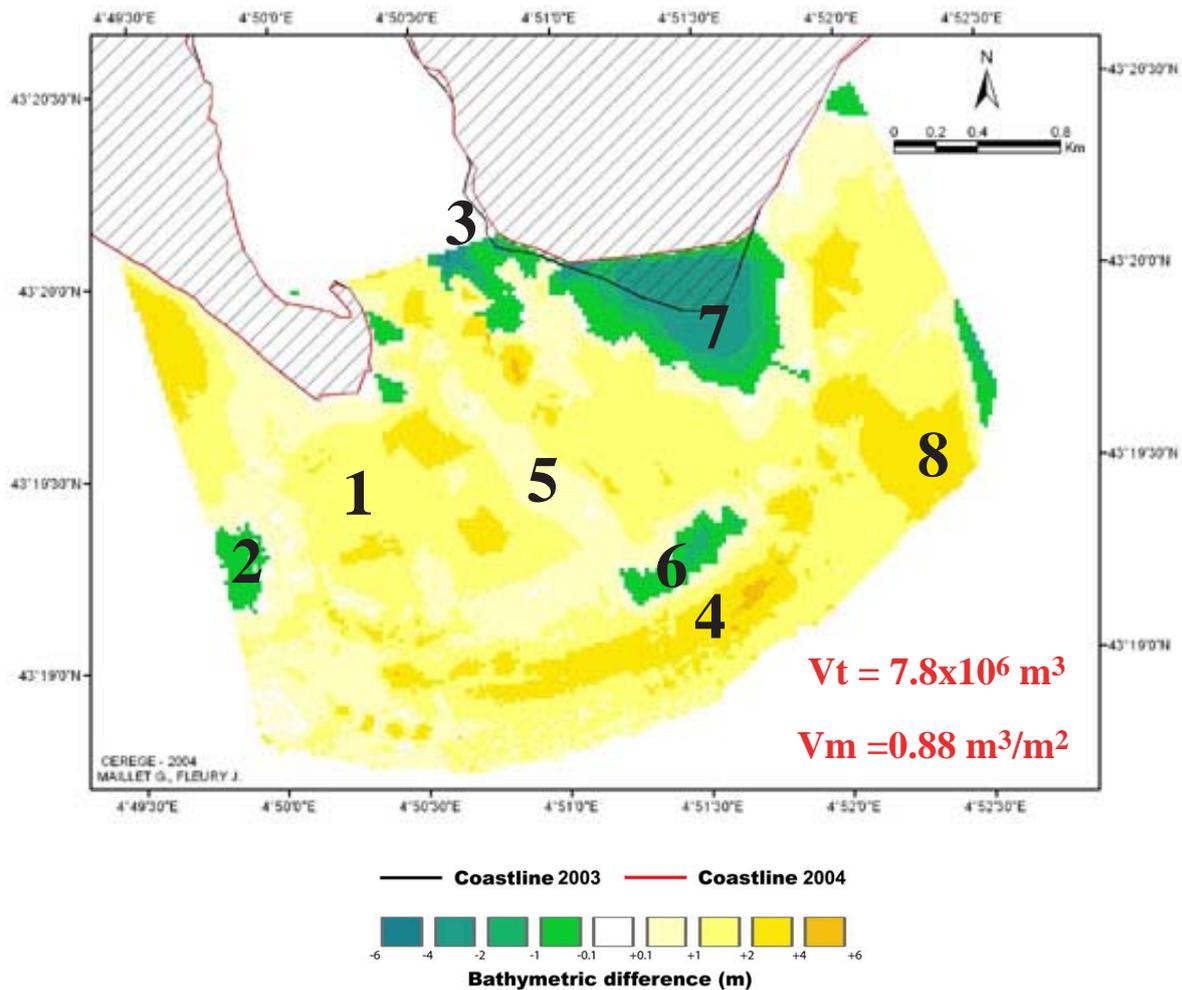


FIG. 8.7 – Bathymetric changes in metres during the 2003 flood event at the Rhône mouth, between 0 and -20 m depth. A significant total volume (V_t) of 7.8 millions m³ was sedimented in this area, corresponding to a mean volume per unit area (V_m) of about 0.88 m³.m⁻². These values are in accordance with upstream fluvial measurements to quantify flood solid discharge.

Erosion is thus very localised but important at the rare places where it does occur, whilst deposition takes place in a more homogeneous way over the entire zone of interest. The rate of sedimentation is ultimately twice as high as the rate of erosion during the

flood in the mouth area, i.e. the opposite situation compared with the river channel. In detail, the western part of the mouth remains stable and undergoes very slight variations to the bathymetry. The zone exhibits an homogeneous sedimentation, often less than 1 m in thickness. The principal deposition zone is at the downstream end of the spit (zone 1 on Figure. 7), in a sector protected from the direct action of the river current.

A slight erosional surface on the western edge of the studied zone (zone 2 on Figure. 7) suggests that mechanisms of re-mobilisation by the swell can take place quickly after the flood. In the central part of the mouth, near the littoral spit, a prolongation is observed of the large incision seen previously on profile P5 (zone 3 on Figure. 7). Farther offshore, the top of the bar (zone 4 on Figure. 7) is lowered on average by 1 m and is displaced by more than 200 m offshore, generating a weak reduction of the slope (Table 5). The bar is widened and levelled off, but remains very high everywhere. The maximum net accumulation during the flood occurs in the axis of the river channel.

ZONE	Mean Slope (°)		No. of Channels		Max. Channel Depth (m)		Max. Channel Width (m)		Min. Channel Width (m)	
	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a
River channel	0.032	0.073	1-2	1-2	-11.7	-17	413	395	165	180
Mouth-bar	-0.319	-0.308	1	1	3.6	4.0	160	190	160	180
Prodelta front	4.13	4.32	4	5	2.10	2.18	370	378	145	148

TAB. 8.5 – Evolution of seafloor morphology characteristics during 2003 flood event (b : before flood ; a : after flood) Slope <0 means reversal of slope.

However, there is a narrow area of weak sedimentation (zone 5 on Figure. 7) between the main Rhône river channel and this zone, which could reflect the passage of a strong current. Therefore, the zone of accumulation would result from progradation of the top of the bar, pushed offshore by the liquid flow of the Rhône. The upstream zone of erosion would mark the initial position of the bar (zone 6 on Figure. 7) (relative erosion). The eastern part of the mouth exhibits the greatest change in bathymetry. First of all, note the existence of an extensive zone of erosion (zone 7 on Figure. 7) characterised by an average deepening of 3 m over an area of approximately 0.5 km²; this is accompanied by coastline retreat of up to 400 m. Such erosion involves the displacement of mainly sandy material with a volume estimated at 1.2 x 10⁶ m³. At least part of this is exported seawards via the sub-channel, and a major deposit (zone 8 on Figure. 7) is seen in the axis

of the channel bypass on the delta-front, between - 4 and - 20 m (equivalent to between 2 - 4 m of instantaneous sedimentation). Except for this area of surplus, sedimentation on the delta-front is homogeneous, with a seawards decrease in the thicknesses deposited . Thus, the advance of the bar during the flood, together with the concentration of deposits at the top of the delta front after the flood, generate an increase $+0.19^\circ$ in the slope of the front (Table 5).

8.5.2 Sedimentary processes

Bathymetric data on the delta front are available for May 2002 (Strataform 1 cruise), November 2003 (Rhône03 cruise), December 2003 (Rhôneflood cruise) and January 2004 (MATRhône 2 cruise). The evolution from 2002 to 2003 corresponds to an average annual sedimentary budget without a major weather event, but integrates the impact of two strong floods ($10\ 500\ \text{m}^3.\text{s}^{-1}$ in September 2002 and $10\ 200\ \text{m}^3.\text{s}^{-1}$ in November 2002). The comparison of the Rhône03 and Rhôneflood surveys corresponds to the total budget of the December 2003 flood. Lastly, the MATRhône 1 survey allows observation in the short term of the evolution of the flood deposits. Based on the successive morphological changes of the delta front, it is possible to determine the dispersion mechanisms of the solid load of the river in periods of flood. With regards to gravity sliding (Figure 3), it is certain that such a process did not take place during the December 2003 flood since slide feature was already present before the flood. From the state of present knowledge on the Rhône, it cannot be demonstrated that this process is related to flood dynamics. The question of the role of the delta front channels during the flood should be studied in more detail. Although there are no available current meter measurements for periods of strong river activity, a preliminary interpretation is proposed based on the features.

The generalised advance of the mouth-bar during the flood does not induce a significant displacement of the delta front at depths greater than - 25 m (Figure 8b). The bathymetric variations at the top of the delta front between the Rhôneflood survey carried out just after the flood (09/12/2003) and the MATRhône 2 survey one month later (14/01/2004) show that the majority of the sedimentary input was deposited on the delta front after, not during, the flood. The deposits reached a maximum thickness on the top of the delta front, but were immediately remobilised by swell waves in the [0 to - 6 m

water depth] zone. Figure 8c shows a west-east transverse section across the slope of the delta front in May 2002, Nov. 2003 and Feb 2004, at around 20 m water depth. Note the remarkable similarity of morphologies between these three dates : the four channels and the slide mass identified on the pre-flood bathymetry (Nov. 2003) already seem to be present on the bathymetry for 2002, and are preserved on the post-flood survey.

Although there is no significant morphological evolution between the pre- and post-flood profiles, the bathymetry changes (Figure 8c, Table 5). The place covered by the profiles (3500 m length) preserves its morphological features, but is the site of an homogeneous sedimentation of approximately 1 m thickness. There is no preferential deposition in the channels or at the side. The whole of the pre-flood morphology is draped by a sediment cover of overall constant thickness. Therefore, these sediments could not be deposited preferentially according to channelised transport mechanisms, nor even according to very high energy processes. Since the channels and slide features are well preserved, the sedimentation processes can correspond only to mechanisms of settling out by electrochemical flocculation and organomineral aggregation (Thill et al., 2001) extending over the whole of the [0 ; -20m water depth] zone. This generally homogeneous sedimentation over the whole width of the delta front is slightly more marked in the east ($\approx +1.5$ m) than in the west ($\approx +0.8$ m). Moreover, note the existence of a fifth channel on the post-flood bathymetry, to the east of the mass slide, but absent on the 2002 and pre-flood surveys. Thus, the eastern part of the mouth is more active during floods than the western part, in accordance with the dynamics of the river channel and the mouth-bar described above. The appearance of a new channel in the post-flood survey (channel n° 5) is attributed to the dynamics of the 2003 flood. It could provide evidence for density flows, strongly loaded with coarse sediments (Mulder and Syvitski, 1995), but any connection with the distributary channel can only be supposed because sedimentary re-mobilisation related to the swell waves modifies continuously the morphology in this zone [0 to - 3 m water depth].

A comparison between the 2002 and pre-flood profiles shows a thicker residual accumulation in the east than in the west, and mainly in the channels. As the major phases of sedimentation during the flood are generally homogeneous, the existence of resuspension

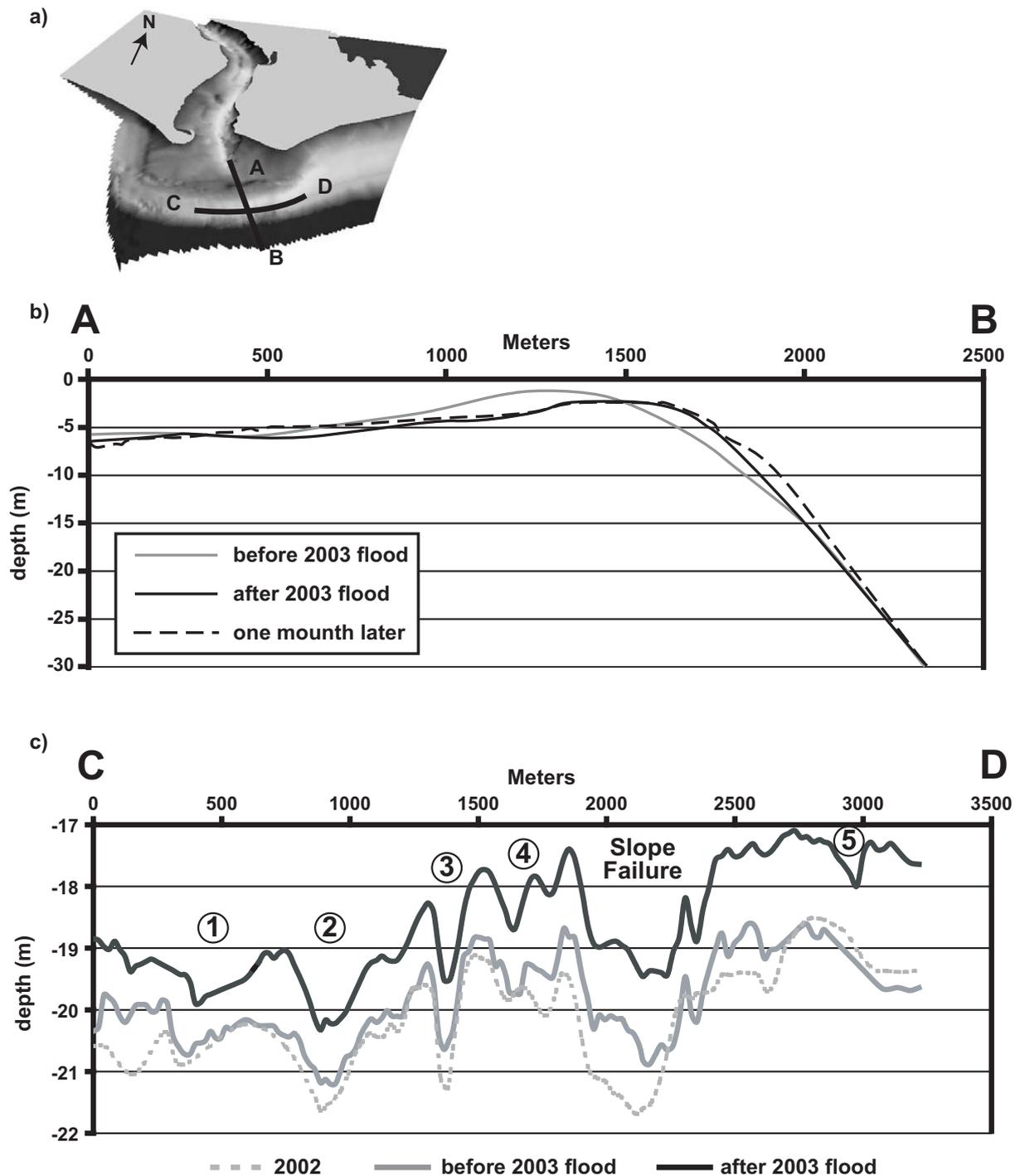


FIG. 8.8 – Bathymetric variation along two profiles across the Rhône subaqueous lobe. (a) locality map. (b) longitudinal profiles before the 2003 flood event (Rhone03 cruise), just after flood event (MATRhône1 cruise) and one month later (MATRhône 2 cruise). Post-flood deposition mechanisms are highlighted and sediment remobilisation by waves is in evidence down to 6 m depth. (c) transverse profiles across the delta-front. The 2002 profile (Strataform1 cruise) is used as the reference profile. Bathymetric and morphological changes induced by the 2003 flood event are shown comparing the pre-flood and post-flood profiles. Numerals define the order of gullies in an eastward direction., Features are preserved during the flood event, so settling out processes are predominant. Note the creation of a new channel during the flood event (n° 5), being the morphological expression of hyperpycnal coarse sediment transfer.

phenomena (Palanquès et al., 2002) that are more effective in the west than in the east needs to be considered. Given that there was no notable storm between these two surveys, the better preservation of the deposits in the east would result from differences characterised by an increasing grain size from west to east. Finally, it is interesting to note the disappearance of a channel, visible in the west on the 2002 survey, and the "smoothing out" of the channel n° 1 (Figure 8c) during the flood, thus confirming the migration of the active zone towards the east.

8.6 Discussion

8.6.1 Solid load input during the flood

The rates of sedimentary accumulation in the mouth area are difficult to evaluate with precision, because of the importance of : (i) the terrigenous sediment supply ; (ii) the high organic matter content ; and (iii) the intensity of the bioturbation (Touzani and Giresse, 2002). To test whether the accumulation volume of $7.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ is realistic, comparison can be made with other measurements. Initially, this estimate appears high in comparison with the value of $0.47 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ (representative of the average deposition occurring in the same zone since 1995), but it is nevertheless consistent with the importance of the flood event. Different estimates of the maximum sedimentation rates near the Rhône mouth (Calmet and Fernandez, 1990 ; Charmasson et al., 1998 ; Radakovitch et al., 1999 ; Beaudouin et al., 2005) give values of around $0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2}$. Although these estimates fall below the mean value in the present study of $0.88 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2}$, this difference is minor if the effects related to remobilisation / compaction events and the specificity of the December 2003 flood event are taken into account. Thus, our result appears acceptable in comparison with these studies of the Rhône outlet. Moreover, assuming a dry bulk density of $2.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, and a porosity of 80% (Lansard, 2004), the total sediment accumulation is of the order of $4 \times 10^6 \text{ t}$. However, the suspended sediment load of the Rhône during the flood was estimated by Ollivier et al. (2005) at around $3.1 \times 10^6 \text{ t}$ at Arles, 50 km upstream from the Rhône mouth. For the same locality, Antonelli et al. (2005) report a total solid discharge of $3.60 \times 10^6 \text{ t}$ of silt, $0.85 \times 10^6 \text{ t}$ of sand, and $0.83 \times 10^6 \text{ t}$ of clay, i.e. $> 85\%$ fine sediment and $< 15\%$ sand. In this way, a mass of between 3.1 - 5.28 t of sediment may transit through the Rhône at Arles. Interestingly, our rough estimate

is fully consistent with the river load estimates, despite the relay phenomena that occur between Arles and the mouth (bank trapping, channel erosion, etc.). This implies that, during the flood, almost all of the transported sediments would be deposited in the [0 to - 20 m] zone and that the prodelta would receive only very weak inputs. Lastly, the fact that 85% of the solid load of the Rhône during the flood consists of fine particles, is compatible with the processes of sedimentary draping recognised on the delta front ; it supports the assumptions about transport mechanisms inferred from the evolution of the morphological features.

8.6.2 Prodeltas nourishment

The nourishment of prodeltas by channels and the phenomena of submarine slides in water depths of between 5 - 100 m is well documented for deltas such as the Mississippi delta (Prior and Coleman, 1978, Lindsay et al., 1984, Bouma et al., 1991 ; Coleman et al., 1998...), the Fraser delta (Shepard and Milliman, 1978 ; Hart et al., 1992 ; Hart et al., 1998) and, in a different context, the Amazon delta (Nittrouer et al., 1986 ; Sternberg et al., 1996). In the Mediterranean, these processes have been observed more recently for the Nile delta (Stanley, 2003 ; Stanley et al., 2005), and in the Adriatic (Cattaneo et al., 2003 ; Trincardi et al., 2004). With regards to the Rhône delta, the observations in this study follow on from previous studies concerning the transfer of particles in the Gulf of Lions (Aloisi et al., 1982 ; Naudin and Cauwet, 1997). These indicated a multi-layer sediment transit system (plume, intermediate and bottom nepheloid layers) at the level of the prodelta. However, unlike the other main delta types, the sediment supplied to the Rhône prodelta does not seem to transit in a significant way through these channels. Indeed, on average, the sedimentation rate at - 40 m water depth opposite the Rhône mouth is $<1 \text{ cm.yr}^{-1}$ (Radakovitch et al., 1999 ; Lansard, 2004). A comparison of the multibeam DTMs of 2002 and 2004, between 0 m and - 60 m shows that only $0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ is deposited in the [- 20 to - 60 m] zone. Thus, the prodelta does not appear to be a zone of preferential deposition, since $<10\%$ of the solid load input of the river settles here, even during the flood. Moreover, a palynological study (Beaudouin et al, 2005) shows that more than 70% of the deposited sediment is remobilised, whilst Touzani and Giresse (2002) note a perturbed sedimentary sequence resembling a slump, about 2 m thick, at the bottom of a 7-m-long core on the Rhône prodelta. According to these results, if the

sediment supply to the prodelta during flood events is weak and the direct input of coarse sediment is minimal, gravity slides unrelated to the flood event would appear to be the principal mechanism of aggradation of the lobe.

8.6.3 Lobe spreading

The construction of the current lobe of the Grand Rhône results mainly from the inputs of coarse sediments, because the fine sediments are rapidly resuspended and exported towards the shelf (Suanez et al., 1998). In the present-day context of weak littoral drift and immobilisation of the outlet, the lateral and longitudinal growth of the lobe takes place according to complementary but independent mechanisms :

Cross-shore growth

During the floods, and following the pulsed arrival of transverse megadunes transiting along the bed of the Rhône (Arnaud-Fassetta et al., 2003, Antonelli et al., 2004), the coarse sedimentary load accumulates on the uppermost part of the mouth-bar and the delta front. During the most important floods, the flushing effect leads to an advance of the bar without significant supply at the foot of the delta front, which creates an increase in slope. When the critical slope is reached ($\approx 5^\circ$ for the Modern Rhône lobe), mechanisms of gravity sliding allow the transfer of sediment towards the top of the prodelta and the re-establishment of an equilibrium profile on the delta-front ($\approx 4^\circ$ for the Modern Rhône lobe). This general pattern is moderated by mechanisms that influence the distribution of the fine-grained sedimentary input (swell waves, stratification of water column, etc.). Although it does not seem to represent large volumes after compaction and re-suspension, the suspended load makes up a significant part of the supply to the prodelta and thus leads to the very slow aggradation of the lobe.

Long-shore growth

During the flood, we observe features that are stable in the west and active in the east. In fact, the construction of the mouth-bar and the delta front are thus governed by symmetrical processes, which account for the differences in granulometry and slope between the western and eastern parts. However, it can be seen that the construction of the lobe is ultimately symmetrical (according to the A index of Bhattacharya and Giosan,

2003). Thus, it is considered that the process of filling the available space never concerns the entire area of the prodelta zone. The relict channel features record the effects of past inputs to the west of the lobe. The new channel, formed during the December 2003 flood, shows that the eastern part of the mouth is being supplied presently with sediment, thus leading to a completely subaqueous symmetrical delta. The symmetrical progradation of the emerged beach ridge, in the context of weak littoral drift and limited terrigenous input, would thus be related to the distribution dynamics of the fluvial inputs by swinging from west to east. In this way, the symmetrical nature of a lobe masks the processes of progradation due to the inertia affecting the construction and emergence of the lobe, since, in the short term, these processes remain inhomogeneous in both time and space.

8.7 Conclusion

The detailed study at the present Rhône mouth of the bathymetric changes induced by a large flood reveals a complex assemblage of seafloor features representing the interaction of several different sediment transport and deformation processes. The survey of bottom morphology reflects a complex history related to sediment supply from the river, deposition from suspension and remobilisation of these deposits. This clearly involves a mixing of temporal and spatial process scales. During the December 2003 flood, the mouth functioned generally according to a pre-established pattern, and that the importance of the flood did not modify the organisation and trend of development of the mouth area. The mechanisms remained the same as those during periods of weaker liquid flow. The Rhône supplies very little coarse material to the prodelta. This sand input is channelised and is active exclusively to the east of the mouth, in the axis of the main passage of the mouth-bar. The majority of the solid discharge of the river during the flood is confined to the [0 to - 20 m] zone. This confirms the long-term tendency in which the delta front is the only coastal zone in accumulation (Sabatier, 2001). The deposits are made up primarily of fine sediments that accumulate by settling out. This mechanism of sedimentation allows the preservation of relict features, in particular those in the channels which in the past, fed the west and the centre of the sand prodelta. Slope failure from the top of the delta front is the major mechanism allowing the supply of coarse sediment to the prodelta, but the triggering of this gravity-driven phenomenon does not coincide with floods. By extension, we may conclude there is only a weak correlation between the short-term construction of

the current lobe of the Grand Rhône and paroxysmal river events.

Acknowledgements

This study was supported by the European Community through the programmes Eurodelta (contract EVK3-CT-2001-20001) and Eurostrataform (contract EVK3-2001-00200), and by the GDR « Marges ». The team of the « Domaine de la Palissade » provided permanent logistical support for the running of the river survey cruises. We sincerely thank C. Satra and the L.E.S./Ifremer, as well as the crew of the « Suroît » for their assistance during the « Strataform1 » and « Rhône-flood » cruises. F. Sabatier is equally acknowledged for fruitful discussion. P. Plantevin (SOACSY) and F. Denivet (PAM) are thanked for their efficiency during MATRhône 2. Dr M.S.N. Carpenter was responsible for translating and post-editing an early draft of the manuscript.

References

- Allen, J.R.L., 1984. *Sedimentary Structures : Their Character and Physical Basis*. Elsevier (Ed), Amsterdam, 539 pp.
- Aloïsi, J.C., Monaco, A., Millot, C., Pauc H., 1979. Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentogénétiques sur le plateau continental du Golfe du Lion, C.R. Acad. Sci. Paris, ser. D, 289, 879-882.
- Aloïsi, J.C., Cambon, J.P., Carbonne, J., Cauwet, G., Millot, C., Monaco, A., Pauc, H., 1982. Origin and rôle of the bottom nepheloid layer in the transfer of particles into the marine environment - application to the Gulf of Lions, *Oceanologica Acta* 5 (4), 481-491.
- Antonelli, C., Provansal, M., 2002. Vers une ré-évaluation des matières en suspension du Rhône aval par acquisition de mesures sur toute la colonne d'eau. in : Delahaye D., Levoy F., Maquaire O. (Eds.), *Geomorphology : from Expert Opinion to Modelling*. A tribute to Professor Jean-Claude Flageollet. Proceedings of the Symposium held in Strasbourg, France. April 26-27.
- Antonelli, C., Rolland, B., Eyrolle, F., Provansal, M., Sabatier, F., 2005. Suspended sediment and ¹³⁷Cs fluxes during exceptional floods. The case of the Rhône River (SE France) in December 2003. *Science of the total environment*, (in press).
- Antonelli, C., Provansal, M., Vella, C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France ; *Geomorphology*, 57, 385-402
- Arnaud-Fassetta, G., Quisserne, D., Antonelli, C., 2003. Bed-material discontinuum in a large and regulated river : the deltaic Rhone River (France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 33-50.
- Arnoux-Chiavassa, S., Rey, V., Fraunié, P., 2003. Modelling 3D Rhône river plume using a higher order advection scheme. *Oceanologica Acta*, 26 (4), 299-309.

Beaudouin, C, Suc, J-P, Cambon, G, Touzani, A, Giresse, P, Pont, D, Aloisi, J-C, Marsset, T, Cochonat, P, Duzer, D, Ferrier, J, 2005. Present-day rhythmic depositions in the Grand Rhone prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *J. Coastal Res.* 22 (1), 66-80.

Best, J.L., 1996. The fluid dynamics of small-scale alluvial bedforms. In : Carling P.A, Dawson M.D. (Eds), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, 67-125. Wiley, Chichester.

Bhattacharya, J.P., Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas : geomorphological : implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50, 187-210.

Bouma, A.H., Roberts H.H., Coleman J.M., Prior D.B., 1991. Delta front gullies as part of mass-movement phenomena : Mississippi River delta front. in : Osborne R.H. (Ed.), *From Shoreline to Abyss : Contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard*. Special publication of the Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, 46, 99-105.

Calmet, D., Fernandez, J.-M., 1990. Caesium distribution in northwest Mediterranean seawater, suspended particles and sediment. *Cont. Shelf Res* 10, 895-913.

Cattaneo, A., Correggiari, A., Langone, L, Trincardi, F., 2003. The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf : Sediment pathways and supply fluctuations. *Mar. Geol.*, 193, 61-91.

Charmasson, S., Radakovitch, O., Arnaud, M., Bouisset, P., Pruchon, A.-S., 1998. Long-core profiles of ¹³⁷Cs, ¹³⁴Cs, ⁶⁰Co and ²¹⁰Pb in sediment near the Rhône river (north-western Mediterranean Sea). *Estuaries* 21 (3), 367-378.

Coleman, J.M., Walker, H.J., Grabau W.E., 1998. Sediment instability in the Mississippi River Delta. *J. Coast. Res.*, 14, 3, 872-881.

Cooper, J.A.G., 2001. Geomorphological variability among microtidal estuaries from wave-dominated South African coasts. *Geomorphology*, 40, 99-122.

Estournel, C., Broche, P., Marsaleix, P., Devenon, J. -L., Auclair, F., Vehil, R., 2001. The Rhone River Plume in Unsteady Conditions : Numerical and Experimental Results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53 (1), 25-38.

Estrela, T., Menendez, M., Dimas, M., Marcuello, C., Rees, G., Cole, G., Weber, K., Grath, J., Leonard, J., Ovesen, B.N, Fehér, J., Consult, V., 2001. Sustainable water use in Europe. Part 3 : Extreme hydrological events : floods and droughts. Environment issue report N°21. European Environment Agency. Copenhagen.

Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. in : B. Ed. (Editor), *Deltas*. Houston Geol. Soc., 87-98.

Got H., Aloisi, J.C., 1990. The Holocene sedimentation of the Gulf of Lions margin : a quantitative approach, *Continental Shelf Res.*, 10, 841-855.

Hart, B.S., Prior, D.B., Barrie, J.V., Currie, R. G., Luternauer J. L., 1992. A river mouth submarine channel and failure complex, Fraser Delta, Canada, *Sedimentary Geol.*, 81, 1-2, 73-87.

- Hart, B.S., Hamilton, T.S., Barrie, J.V., 1998. Sedimentation rates and patterns on a deep-water delta (Fraser Delta, Canada) : Integration of high-resolution seismic stratigraphy, core lithofacies, and Cs-137 fallout stratigraphy. *J. Sed. R.* 68 (4), 556-568
- Kostaschuk, R.A., McCann, S.B., 1987. Subaqueous morphology and slope processes in a fjord delta : Bella Coola, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24, 52-59.
- Lansard, B., 2004. Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du pro-delta du Rhône (Méditerranée, Nord-Occidentale), Unpublished Thesis, University Paul Cézanne, Aix-Marseille 3, 344p
- Leveau, M., Coste B., 1987. Impact des apports rhodaniens sur le milieu pélagique du Golfe du Lion. *Bull. écol.*, 18, 119-122.
- Lindsay, J.F., Prior, D.B., Coleman, J.M., 1984. Distributary-mouth bar development and rôle of submarine landslides in delta-growth, south pass, Mississippi delta, *Bull AAPG*, 68 (11), 1732-1743.
- Ludwig, W., Meybeck, M., 2003. Riverine Transport of water, sediments and pollutants to the Mediterranean Sea, UNEP/MAP/MED POL, MAP Technical Reports Series N°141, UNEP/MAP Athens 2003, 111p.
- Maillet, G., Fleury, T.J., Vella, C., Sabatier, F., 2003. Rhône River mouth sedimentation during the XXth century. *Geophysical Research Abstracts*, EGS/AGU/EUG Joint Assembly, 5, 01414, Nice France.
- Maillet, G., Rizzo, E., Revil, A., Vella C., 2005. High resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a transition zone environment. Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel. *Marine Geophysical Researches*, Missiaen, T.; Wardell, N., Dix, J., (Eds) "Subsurface imaging and sediment characterisation in shallow water environments", *Deltech special volume*, Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.*, 103, 285-299.
- Naudin, J. J., Cauwet, G., 1997. Transfer mechanisms and biogeochemical implications in the bottom nepheloid layer. A case study of the coastal zone off the Rhône river France. *Deep-Sea Research II* 44, 551-575.
- Nelson, J.M., McLean, S.R., Wolfe, S.R., 1993. Mean flow and turbulence fields over two-dimensional bed forms. *Water Resources Res.*, 29, 3935-3953.
- Nemec, W., 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. in : Colella A., Prior, D.B. (Eds) *Coarse-Grained Deltas*, *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 10, 29-73.
- Nittrouer, C.A., Demaster, D.J., 1986. Sedimentary processes on the Amazon continental shelf - past, present and future research. *Cont. Shelf Res.*, 6 (1-2), 5-30.
- Ollivier, P., Hamelin, B., Radakovitch, O., 2005. Major and trace elements partition and flux in the Rhône River. *Geochim. Cosmochim. Acta*, in press.
- Palanquès, A., Puiga, P., Guillen, J., Jimenez, J., Gracia, V., Sanchez-Arcilla, A., Madsen, O., 2002. Near-bottom suspended sediment fluxes on the microtidal low-energy Ebro continental shelf (NW Mediterranean) *Cont. Shelf Res.* 22, 285-303

- Pardé, M., 1925. Le régime du Rhône. Etude hydrologique. Unpublished Thesis University of Grenoble, 2 vol., 887 & 440 p.
- Pauc, H., 1970. Contribution à l'étude dynamique et structurale des suspensions solides au large de l'embouchure du Grand-Rhône (Grau de Roustan), Unpublished Thesis, University of Perpignan, 126p.
- Postma, G., 1995. Causes of architectural variations in deltas. In : Oti, M.N., Postma, G. (Eds.), *Geology of Deltas*. Balkema, The Netherlands, pp. 3- 16.
- Prior, D.B., Coleman J.M., 1978. Submarine landslides on the Mississippi River delta-front slope. *Geoscience and man*, School of Geosciences, Louisiana State University, Baton Rouge, 19, 41-53.
- Prior, D.B. Coleman, J.M., 1984. Submarine slope instability. in : Brunnsden, D. and Prior, D.B. (Eds), *Slope Instability*, Wiley, New York, 419, 455.
- Radakovitch, O., Charmasson, S., Arnaud, M., Bouisset, P., 1999. 210Pb and Caesium accumulation in the Rhône delta sediments. *Estuarine, Coast. Shelf Sc.*, 48, 77-92.
- Roditis, J-C., Pont, D., 1993. Dynamiques fluviales et milieux. de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta. *Méditerranée* 3, 5-18.
- Sabatier, F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du Rhône. Unpublished Thesis, University of Aix-Marseille III, 272 p.
- Shepard, F.P., Milliman, J.D., 1978. Sea-floor currents on the foreset slope of the Fraser River Delta, British Columbia (Canada), *Mar. Geol.*, 28, 3-4, 245-251.
- Southard, J.B., Boguchwal, M.J.N., 1990. Bed configuration in steady, unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *J. Sedim. Petrol.*, 60, 658-679.
- Stanley, D.J., 2003. Nile delta margin : failed and fluidized deposits concentrated along distributary channels. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 211-226.
- Stanley, D.J., Schnepf, G., Jorstad, T., 2005. Submergence of archaeological sites in Abu Qir Bay, the result of gradual longterm processes plus catastrophic events. In : Goddio, F., and others (Eds) : *Abu Qir I. Periplus*, London (in press).
- Sternberg, R.W., Cacchione, D.A., Paulson, B., Kineke, G.C., Drake D.E., 1996. Observations of sediment transport on the Amazon subaqueous delta. *Cont. Shelf Res.* 16 (5-6), 697-715.
- Suanez, S., 1997. Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône, Unpublished Thesis, University Provence, Aix-Marseille 1, 282 pp.
- Suanez, S., Bruzzi, C., Arnoux-Chiavassa, S., 1998. Recent data about the evolution of the offshore beach on the eastern part of the Rhone delta (Napoléon beach and La Gracieuse spit), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 4, pp. 291-312
- Thill, A, Moustier, S, Garnier, JM, Estournel, C, Naudin, JJ, Bottero, JY, 2001. Evolution of particle size and concentration in the Rhone river mixing zone : influence of salt

flocculation. *Cont. Shelf Res.*, 21 (18-19), 2127-2140.

Touzani, A., Giresse, P., 2002. The Rhône River Prodelta : Short-Term (100-103 Year) Sedimentation Patterns and Human Impact. *J. Coast. Res.*, 18 (1), 102-117.

Trincardi, F., Cattaneo, A., Correggiari, A, Ridente, D., 2004. Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the Late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea. *Mar. Geol.*, 213, 91-119.

Van der Wal, D., Pye, K., 2003. The use of historical bathymetric charts in a GIS to assess morphological change in estuaries. *Geographical J.*, 169, 21-31.

Vivian, H., 1989. Hydrological Changes of the Rhone River. Chap 4 in Petts, G.E., Möller, H., Roux, A.L. (Eds.), *Historical Change of large alluvial Rivers : Western Europe*, John Wiley & Sons, Chichester, 57-77.

Wright, L. D., 1977, Sediment transport at river mouths : a synthesis : *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 857-868. Zuo, Z., Eisma, D., Gieles, R., Beks J., 1997. Accumulation rates and sediment deposition in the northwestern Mediterranean. *Deep-Sea Res. II*, 44, 3-4, 597-609.

Chapitre 9

Evolution sédimentologique en période de crue dans une embouchure microtidale. Application à l'embouchure du Grand Rhône, France.

Grégoire Maillet , Claude Vella, François Sabatier, E. Poizot, et Y. Méar

Soumission en Août 2005

Ocean Dynamics

**EVOLUTION SÉDIMENTOLOGIQUE EN PÉRIODE DE CRUE DANS UNE
EMBOUCHURE MICROTIDALE. APPLICATION À L'EMBOUCHURE DU GRAND
RHÔNE, FRANCE.**

Maillet G.¹, Vella C.¹, Sabatier F.^{1,2}, Poizot E.³, et Méar Y.³

¹ CEREGE, Université de Provence Aix-Marseille 1, UMR 6635, BP 80, F-13545 Aix en Provence cedex 04, France

² Delft University of Technology - Faculty of Civil Engineering - Hydraulic Engineering Section - Stevinweg 1 - 2628 CN Delft - The Netherlands

³ Institut National des Sciences et Techniques de la Mer (CNAM) B.P. 324, F-50103 Cherbourg, France

Résumé : Pour déterminer les modalités du transport sédimentaire dans une embouchure microtidale en période de crue, nous appliquons la procédure de Gao et Collins (1992) basée sur l'analyse de la répartition des paramètres sédimentométriques. L'objectif est de déterminer les directions de transport résiduel et les modalités de répartition des apports solides fluviaux dans un milieu très difficile à instrumenter en période de crue. Les biais connus de cette approche mathématique sont amoindris par un traitement statistique enrichi et par le choix de périodes d'échantillonnage soumises à des forçages hydrodynamiques non équivoques. Les résultats de la modélisation et des observations des spectres granulométriques des sédiments de surface montrent un transit sédimentaire constant, même en période de crue, sur le front deltaïque (<-5m). A l'est, à l'intérieur de la barre, on observe un phénomène d'aspiration sans doute créé par la dépression qu'occasionne le flux liquide fluvial en entrant dans le secteur marin. Cette aspiration cause une érosion de la plage limitrophe et constitue de ce fait une source d'apport sédimentaire notable. Enfin, un troisième faisceau de vecteurs est observé en provenance de l'ouest, dans le même sens que la dérive littorale, et à destination de l'amont du chenal fluvial. Ce phénomène est expliqué conjointement par l'existence observée de ces modes de transports en période de calme hydrologique, et par les biais de la méthode de Gao et Collins qui accentuent la compartimentation des dynamiques fluviales et marines. Au final, on observe que la distribution de la sédimentation de surface dans une embouchure microtidale, en contexte de delta dominé par les houles, reste principalement contrôlée par les houles ; même en période de crue lorsque les dynamiques fluviales sont exacerbées.

Mots clés : Transport sédimentaire, Embouchure microtidale, vecteurs de transports, modèle mathématique, Rhône

9.1 Introduction

Les embouchures sont des zones situées à l'interface entre les dynamiques fluviales et marines. Leur morphologie et le transfert de la charge solide du fleuve vers les plages limitrophes dépendent donc essentiellement des forçages hydrodynamiques marins et fluviaux. En milieu deltaïque, la formation et l'évolution d'un lobe subaquatique sont essentiellement contraintes par trois facteurs : (1) les débits liquide et solide du fleuve, et leur variabilité temporelle. (2) les caractéristiques du transport et des apports littoraux en période modale ou paroxysmale (tempêtes). Et (3) les brusques changements de la morphologie de l'embouchure provoqués par les événements extrêmes (crues, tempêtes), ou par l'activité humaine (dragages, barrages, endiguements ...).

Traditionnellement, les mécanismes de transport sont étudiés au moyen de deux méthodes :

- Au travers de la mesure à court terme des processus hydrodynamiques et avec l'aide de modélisations mathématiques, les mécanismes de transport sont extrapolés spatialement et sur le long terme. En ce sens, Poulos et Collins (1994) ont pu utiliser efficacement des modèles mathématiques pour simuler la densité d'un panache fluvial au niveau d'une embouchure microtidale grecque. Cependant cette approche n'est pas toujours pertinente. En effet les dynamiques et les concentrations sédimentaires sont sujettes à de fortes fluctuations spatiales et temporelles, et il n'est pas toujours possible de reconstruire une image convenable qui réuni valablement toutes les données provenant d'enregistrements ponctuels et localisés.
- Une manière de contourner ce biais consiste à étudier les bilans sédimentaires résiduels, selon une approche bathymétrique, en considérant que les variations de topographies expriment les effets cumulatifs des processus sédimentaires (sur le Delta du Rhône : Maillet et al. 2005 ; Sabatier et al., 2005). Avec ces deux approches, on peut donc soit étudier les dynamiques dans le détail, ce qui nous prive d'une compréhension globale, soit étudier les morphologies résultantes, ce qui laisse la place à une large incertitude liée à l'inévitable interprétation des facteurs de modifications de la bathymétrie.

C'est pourquoi les études de dynamiques sédimentaires en environnement littoral se sont tournées vers les modèles statistiques simples, basés sur l'évolution spatiale des paramètres sédimentologiques. L'analyse des caractéristiques spatiales des distributions de sédiment peut en effet aider à comprendre les processus qui génèrent les mouvements sédimentaires ainsi qu'à déterminer l'origine des sédiments. Le transport de sédiment est influencé par des propriétés des grains telles que la forme, la nature ou la densité, mais la granulométrie constitue le paramètre le plus important (Larson et al., 1997). C'est la raison pour laquelle McLaren (1981, 1985) a mis en place un modèle 1-D basé sur les variations de granulométrie à mesure que l'on s'éloigne de la source sédimentaire. McLaren propose plusieurs configurations possibles, mais isole deux principaux cas de figure. Pour deux échantillons d1 et d2, si le sens de transport est de d1 vers d2, soit les dépôts en d2 sont plus fins, mieux triés et avec une asymétrie plus négative qu'en d1 (**FB-** : **F**iner , **B**etter sorted, more negatively skewed), soit les dépôts en d2 sont plus grossiers, mieux triés et avec une asymétrie davantage positive (**CB+** : **C**oarser, **B**etter sorted, more positively skewed).

Ce modèle a été appliqué valablement à de nombreux types d'environnements et pour des objectifs très variés : suivi de dragage (McLaren et Powys, 1989), transfert de polluants (McLaren et Little, 1987 ; McLaren et al., 1993a), auto-curage d'un chenal de navigation (McLaren et al., 1993b), origine des sources sédimentaires (De Falco et al., 2003). Le modèle a également été testé à grande échelle spatiale pour mettre en évidence le sens de la dérive littorale, parfois efficacement (Mc Laren and Bowles, 1985), ou de manière plus controversée (Masselink, 1992 ; Mc Laren, 1993 ; Masselink, 1993). Il s'applique à tout types d'environnements marins, plus fréquemment cependant en milieu influencé par la marée (De Mayer and Wartel, 1988 ; Nordstrom, 1989 ; Van Lancker et al., 2004) qu'en zone microtidale (Flemming, 1988 ; Masselink, 1992).

Cette rareté de l'utilisation du modèle en milieu microtidal est notamment liée à la multiplicité des dynamiques qui régulent la dispersion sédimentaire dans ces milieux. Inversement, à grande échelle, en milieu sous influence tidale, les courants tidaux sont prépondérants et il est parfois possible de négliger les autres paramètres (houle, dérive littorale, etc), ce qui facilite l'interprétation de la répartition des indices morphométriques.

L'approche 1-D est donc très sensible à la confrontation de dynamiques multidirectionnelles et crée une incertitude dans la détermination du sens des courants dans les environnements ayant des sources d'apports multiples, et particulièrement dans les zones d'embouchures (Gao et Collins, 1991 ; Wu et Shen, 1999).

Pour ces environnements, Gao et Collins (1991, 1992 et 1994) ont développé une approche 2 D de l'analyse des tendances granulométriques (changements spatiaux des paramètres de granulométrie) sur la base d'une technique de filtrage semi-quantitative. Les tendances granulométriques sont déterminées en fonction des caractères granulométriques d'échantillons de sédiments de surface, prélevés sur une grille de pas régulier. Ces tendances sont transformées en « modèle résiduel » représentant l'intensité et la direction de vecteurs de transport sédimentaires entre deux points de la grille. La méthode suppose que les tendances granulométriques entre ces deux points, inspirés des cas FB- et CB+ proposés par McLaren (1981), ont une fréquence d'occurrence plus élevée dans les directions de transport que dans les directions opposées. Cette approche bipolaire reste simpliste pour rendre compte des directions réelles des vecteurs de transport (sens du flux) (Leroux, 1994). Mais le « modèle de Gao et Collins » a tout de même été employé efficacement pour l'étude d'environnements littoraux variés et pour des objectifs diversifiés : dissémination de contaminants (Chang et al., 2001), impact anthropique sur un fleuve et son delta (Carriquiry et Sanchez 1999), dynamiques d'estrans (Pedreros et al., 1996 ; Balouin et al, 2005), modélisation de bassins sédimentaires (Gao et al., 1994 ; Stevens et al., 1996). Les études les plus récentes se sont cependant focalisées avec succès sur les dynamiques d'estuaires (Mallet et al., 2000 ; Jia et al., 2003 ; William et al, 2003 ; Yang et al., 2004), y compris en milieu microtidal (Duman et al., 2004). Dans ces zones d'embouchure, les interprétations sont plus qu'ailleurs entravées par trois problèmes principaux (Gao et Collins, 1992) : (1) la période de transit représentée par les vecteurs de transport calculés n'est pas définie avec précision, (2) la densité de prélèvement peut affecter les résultats, et (3) le processus hydrodynamique qui a conduit à cette répartition granulométrique n'est pas toujours évident.

La présente étude se propose donc d'utiliser le « modèle de Gao et Collins » pour étudier les dynamiques sédimentaires à l'embouchure du Rhône et comprendre les mécanismes

qui permettent à la charge sédimentaire fluviale d'alimenter le linéaire côtier proximal, tout en tenant compte des restrictions sus-citées. Pour cela nous avons choisi (1) de comparer les résultats de trois campagnes de prélèvements, ce qui donne un cadre temporel strict pour contraindre la méthode. De plus, (2) la grille de prélèvement a bénéficié d'un traitement statistique spécifique pour limiter les biais liés à l'échantillonnage. Enfin, (3) nous avons restreint notre étude à une période de crue, afin d'explicitier clairement la dynamique prépondérante.

9.2 Présentation du site

9.2.1 L'embouchure du Grand Rhône

Le Grand Rhône est situé dans la partie orientale du Delta du Rhône (fig. 1), dans le sud-est de la France. C'est le plus important des deux distributeurs du fleuve (90% des débits liquides). Son embouchure est contrainte par un fleuve de débit moyen égal à $1\,715\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ présentant une grande amplitude annuelle liée à l'importante variabilité saisonnière du climat méditerranéen (6% de l'année $> 3\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et 15% de l'année $< 800\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).

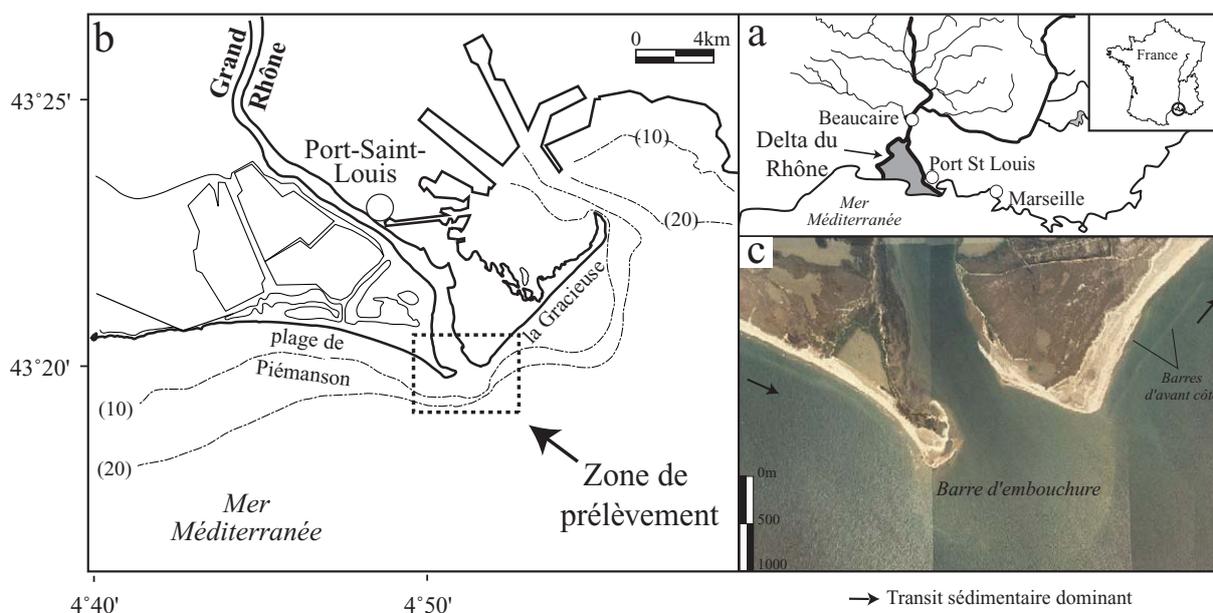


FIG. 9.1 – Carte de localisation (a) du Delta du Rhône montrant (b) la zone d'embouchure. La zone est constituée d'une barre d'embouchure qui affleure en demi-cercle (c) au droit du fleuve, et de barres d'avant-côte doubles le long des plages limitrophes (cliché IGN, France). Le transit sédimentaire côtier dominant à moyen-long terme est orienté vers l'est (Sabatier et Suanez, 2003).

La zone d'embouchure est caractérisée par un stockage important de la charge sédimentaire et une faible redistribution latérale des apports fluviaux (Suanez et al., 1998; Sabatier et al., 2005). De nombreux auteurs ont montré la diminution progressive de la charge solide du fleuve depuis 200 ans, et notamment de la charge sableuse (Pont et al., 2002; Antonelli et al., 2004). Pour autant, le lobe actuel est composé principalement de sables dans la zone [0; -15 m] (Suanez et al., 1998).

La morphologie de la zone d'embouchure a été décrite précisément par Maillet et al. (2005). Le chenal du Rhône, à sa terminaison aval, mesure 800 m de large et est barré sur sa rive droite par une flèche sableuse. La barre d'embouchure, qui constitue la partie sommitale du lobe subaquatique, se présente comme un platier de faible profondeur (3.5 km² entre 0 m et -2 m de profondeur) en contre pente par rapport au sens d'écoulement du fleuve. Le sommet de la barre a la forme d'un croissant sub-émergeant à 2 km au droit du fleuve. Le chenal fluvial trouve une continuité morphologique au travers de la barre d'embouchure (la passe) en s'infléchissant vers l'est. Le front deltaïque s'étend du rebord externe de la barre jusqu'à -20 m de profondeur, et est caractérisé par une très forte pente ($>4^\circ$). Au-delà, on trouve le prodelta, moins incliné et constitué majoritairement de sédiments fins (Charmasson et al., 1998).

9.2.2 Dynamiques marines

L'embouchure du Rhône est soumise à des variations marégraphiques très faibles, de l'ordre de 0.3 m, qui permet de classer la zone dans les environnements microtidaux. Les houles de sud-est à sud sont les plus énergétiques ($H_{sig} = 3$ m; $T_\rho = 7$ s), tandis que celles issues du cadran sud-ouest sont moins fortes ($H_{sig} < 2$ m; $T_\rho = 6$ s) mais beaucoup plus fréquentes (fig. 2a) (Sabatier, 2001). Dans la partie occidentale de l'embouchure, les houles de sud-ouest (fig. 2b) sont presque perpendiculaires au rivage et génèrent un très faible courant vers l'est. Dans cette même zone, les houles de tempête, sud-est (fig. 2c) et sud (fig. 2d) montrent une direction de transit littoral identique, d'est en ouest.

Concernant le secteur oriental de la zone d'étude, la propagation des houles de sud-ouest montre toujours un transit dominant vers l'ouest, tandis que les orthogonales des houles de tempête (sud-est) sont perpendiculaires au littoral. Les houles de sud génèrent quand à elles un courant vers l'est. La dérive littorale est donc le plus souvent soit d'ouest

en est, soit très faible sur l'ensemble de la zone, hormis lors des tempêtes de sud-est durant lesquelles le transit est quasi nul à l'est.

La dominance des conditions de dérive littorale vers l'est se traduit morphologiquement par un allongement dans la même direction de la flèche d'embouchure en rive droite, et par un transport net à moyen-long terme d'ouest en est (Suanez et al, 1998 ; Sabatier et Suanez, 2003) à l'origine de la formation de la flèche de La Gracieuse (fig 1). La limite maximale d'influence en profondeur des houles les plus morphogènes est estimée à -20 m au niveau de l'embouchure (Suanez, 1997).

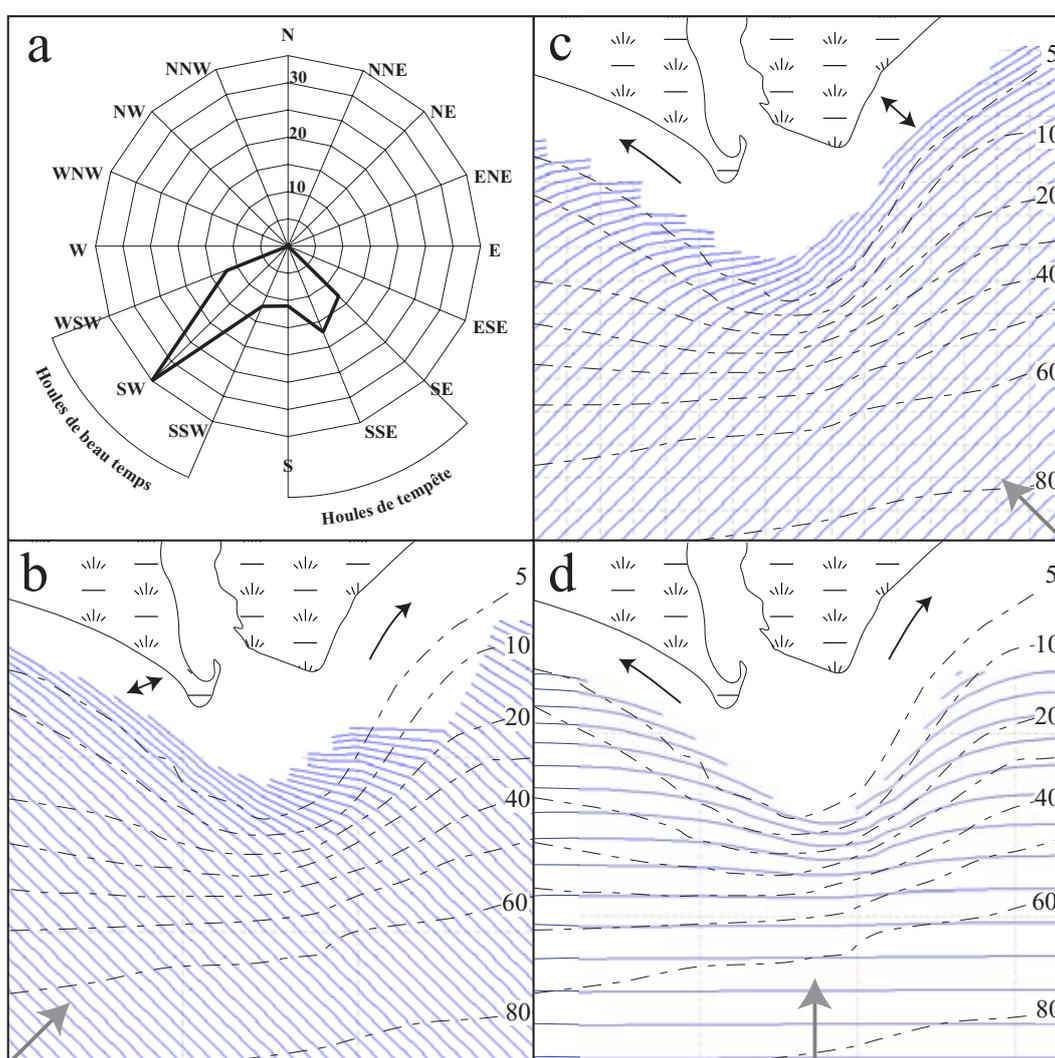


FIG. 9.2 – Caractéristiques générales des houles à l'embouchure du Grand Rhône. (a) : Régime annuel moyen des houles dans le delta du Rhône. Les houles les plus fréquentes sont les moins morphogènes (houles de beau temps). (b), (c) et (d) : plans de houles pour des directions respectivement de sud-ouest, sud-est et sud. Ces plans de houles, basés sur la bathymétrie, ne tiennent pas compte de l'impact du courant fluvial. Les sens préférentiels de courants littoraux générés par les houles sont donnés par les flèches noires. Les isobathes sont en pointillés et les profondeurs exprimées en mètres.

Cette profondeur correspond à la limite d'action théorique des houles, telle qu'elle est habituellement déterminée par la loi du $Lo/4$ (avec Lo correspondant à la longueur d'onde des houles) (Komar, 1998). Sur les plages, la limite d'action des houles est mesurée à -6 m (Sabatier, 2001). L'influence respective de ces paramètres permet de classer le delta du Rhône dans la catégorie des deltas fortement influencés par la houle (wave-influenced delta, Galloway 1975).

9.2.3 Contexte hydrodynamique de l'étude

La crue de novembre 2002 (table n° 1), étudiée dans ce travail, a duré 20 jours (fig. 3), du 15 novembre 2002 (débit moyen journalier de $4671 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) au 04 décembre 2002 (débit moyen journalier de $3700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Il s'agit d'une crue cinquantennale qui présente deux pics successifs le 17 et le 25 novembre, caractérisés par un débit instantané maximum respectivement à 9500 et $10200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le gradient de montée de crue est assez lent ($80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) pour le Rhône, qui a connu un maximum de $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ pour une crue d'égale amplitude en septembre 2002. Le débit solide pendant la crue de novembre a été particulièrement élevé. Les premières estimations font état d'un bilan net total de 7.15×10^6 tonnes, avec des concentrations instantanées de matière en suspension jusqu'à $3 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (Ollivier et al., 2005).

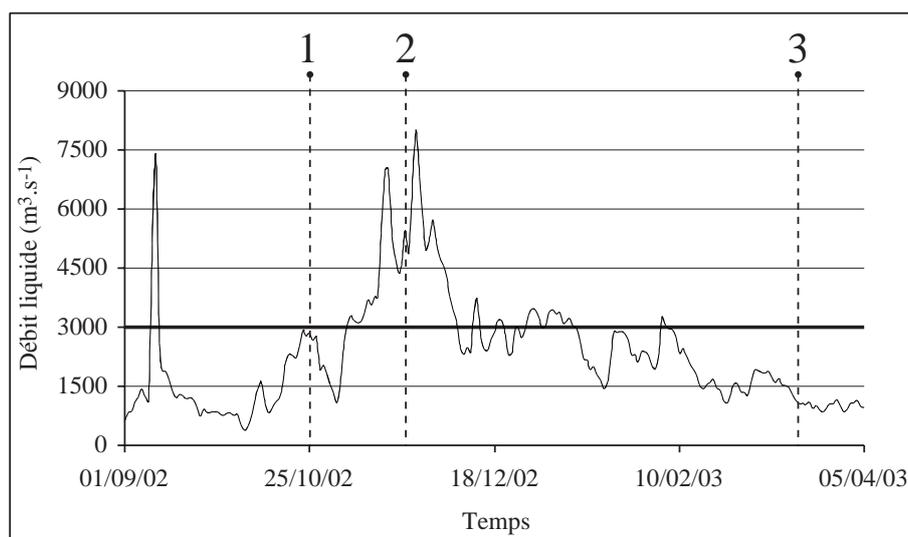


FIG. 9.3 – Hydrogramme de la crue de Novembre 2002 à la station de Beaucaire (données CNR). 1, 2 et 3 correspondent aux dates des prélèvements sédimentologiques. La limite à $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ correspond au débit seuil avant mise en mouvement de la charge de fond fluviale (Antonelli et al., 2004). Les prélèvements 1 et 3 correspondent à des situations hydrologiquement calmes.

Nous avons vu que la crue de novembre était précédée d'un autre extrême hydrologique deux mois plus tôt. La crue de septembre fut une crue éclair (table n° 1), avec un pic de crue mesuré à $10\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ le 10 septembre 2002. Aussi peut on considérer que, suite à cette première vidange du chenal en septembre, la charge solide du fleuve durant la crue de novembre est notablement amoindrie en sédiments grossiers, bien que très chargée en matières en suspension. Ainsi, le matériel sédimentaire apporté à l'embouchure du Rhône pendant la période étudiée dans ce travail consiste principalement en des apports contemporains à la crue, et ne concerne que peu une remobilisation des sédiments déposés dans les annexes fluviales (berges, ségonaux, chenaux court-circuités ...).

STATION DE BEAUCAIRE		Septembre 2002	Novembre 2002
Origine géographique		Crue Cévenole	Crue Généralisée
Débit de pointe ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)		10 500	10 200
Débit moyen journalier maxi ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)		6 800	10 100
Date du pic		10/09/2002	26/11/2002
Gradient de montée de crue ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$)		350	80
Durée de débit $> 8\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (h)		16	74
Durée de débit $> 10\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (h)		8	23
Volume liquide max écoulé (10^9 m^3)	2 jours	1.3	2.5
	6 jours	1.7	4.7
Débit solide *	Total (10^6 t)	1.18	7.15
	Instantané ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	1.9	3

TAB. 9.1 – Caractéristiques des crues de 2002 à la station de mesure de Beaucaire. Données CNR, excepté * d'après Ollivier et al, 2005).

9.3 Méthodologie

9.3.1 Acquisition de données

Le 25 octobre 2002, 38 échantillons de sédiment de surface ont été collectés, sur la base d'une grille (fig.4a) aussi régulière que les conditions hydrodynamiques et la morphologie de la zone le permettaient (mer calme, débit du Rhône : $2\,470\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). La surface importante ($>6\text{ km}^2$) et la bathymétrie très contrastée de la zone nécessitent l'utilisation d'une

très petite embarcation, à très faible tirant d'eau (<50 cm). La zone étant soumise à un courant important, notamment dans l'axe du fleuve, l'utilisation d'une benne suffisamment lourde depuis ce type d'embarcation n'a pas été possible et les prélèvements ont été réalisés manuellement, en plongée.

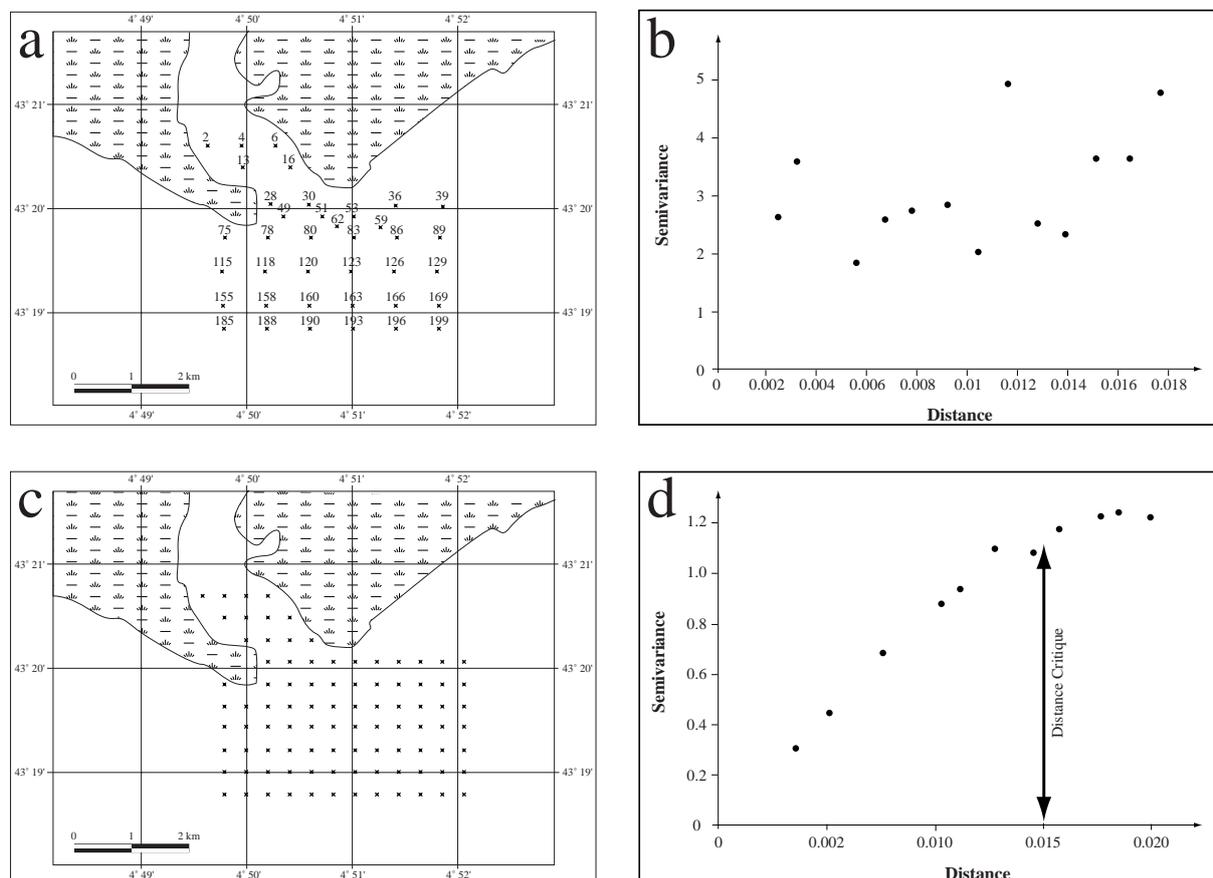


FIG. 9.4 – (a) Plan de position des missions de prélèvement sédimentologiques de surface. (b) Semi-variogramme des points de prélèvement de la grille échantillonnée (étude réalisée sur le grain moyen). (c) Plan de position des 93 pseudo-échantillons interpolés. (d) Semi-variogramme de la nouvelle grille. La distance critique est définie au niveau de la stabilisation de la semivariance.

Bien que dangereuse en période de crue et dans un environnement où pullulent les filets de pêche, cette technique de prélèvement, possible dans une zone inférieure à 20 m de profondeur, présente de gros avantages. D'une part, elle permet d'assurer une collecte minutieuse de la couche superficielle (1 cm), seule réellement caractéristique des dynamiques régissant la répartition sédimentaire. Ensuite, elle permet de tenir compte des inhomogénéités spatiales locales, en validant un prélèvement conforme aux conditions moyennes de la zone autour du point d'échantillonnage. Enfin, elle permet de recueillir des informations sur le contexte morphologique précis de la zone de prélèvement (dune hydraulique, rides, chenal, pente etc.). Dans la plupart des cas, environ 500 g de sédiment ont été prélevés.

L'étude de l'impact des dynamiques événementielles a été rendue possible par l'arrivée de la crue, 40 jours seulement après cette première campagne de prélèvement (fig.3). L'opportunité de bénéficier d'une relative accalmie au milieu de la crue (débit inférieur à $5\,000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ entre le 18 et le 23 novembre) nous a permis d'échantillonner la grille en conditions "de crue" le 22 novembre (débit du Rhône : $4\,735\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Puis une troisième campagne de prélèvement a été effectuée le 17 mars 2003 (mer calme, débit du Rhône : $898\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), pour illustrer la réponse finale et les mécanismes de réajustement de la zone à un événement de crue. Des prélèvements de sédiments de surface complémentaires ont été réalisés jusqu'à -80 m en conditions hydro-climatiques calmes, afin d'étendre la connaissance de la nature des fonds marins à proximité de l'embouchure.

L'ensemble des échantillons a été analysé à l'aide d'un granulomètre Coulter laser counter (IFREMER / SHOM, Brest, France). Les résultats de distribution granulométrique, obtenus en micromètres, ont ensuite été convertis en unité pour calculer les indices d'asymétrie et de classement, et se conformer à la procédure analytique du « modèle de Gao et Collins ».

9.3.2 Mode opératoire

La grande difficulté à laquelle est confronté l'utilisateur de ce modèle est de positionner correctement la grille de prélèvement. Dans la plupart des cas, il n'est pas facile de déterminer à l'avance l'intervalle idéal entre les points de prélèvement, qui doit être assez grand pour refléter de vraies tendances de variation granulométrique, mais assez petit pour tenir compte des dimensions du système. De plus s'ajoute à ces difficultés la morphologie du site d'étude et la répartition inégale des dynamiques fluviales et marines.

Dans le cadre du protocole utilisé pour déterminer le champs de vecteurs de transport sédimentaire, la distance critique entre deux points d'échantillonnage est définie à partir de l'étude du semi-variogramme d'un des trois paramètres géostatistiques, i.e. la moyenne, le classement ou l'asymétrie. Mais en sédimentologie de surface, les données ont une capacité de dispersion pratiquement illimitée et on ne peut leur attribuer de variance a priori. La variance sera fonction de la maille de la grille, de la teneur en eau du sédiment, du volume des prélèvements, etc.

Lorsque l'on dispose de plusieurs mesures instantanées une estimation de la distance critique peut cependant être obtenue par la variance de celles-ci. Un variogramme classique vaut zéro à l'origine puis croît régulièrement avec la distance jusqu'à atteindre la valeur de la portée, au delà de laquelle deux valeurs voisines ne sont plus corrélées. Plus la portée est faible, plus le processus est régulier, et moins la mesure est entachée d'une variabilité instrumentale ou d'un effet local sur la distribution. De manière à calculer des valeurs stables du variogramme, les couples d'observations dans chaque classe de distance doivent être suffisamment nombreux pour être statistiquement représentatifs. Dans le cas de notre grille de 38 points, les prélèvements sont insuffisants car le semi-variogramme ne peut dégager aucune structure particulière (fig.4b).

Nous avons donc procédé à une interpolation des trois paramètres utilisés dans la méthode de Gao et Collins. Ceci revient à la création de pseudo-échantillons sédimentaires sur une grille régulière (Poizot et al., 2005), à partir des échantillons expérimentaux de départ irrégulièrement répartis. Ce sont alors neuf grilles d'interpolations régulières (trois pour chaque mission) qui ont été créées, au pas de 0.0035 dd (environ 390 m) en x et y. Chaque interpolation a ensuite été passée au travers d'un masque pour ne conserver que les points à l'intérieur de la grille initiale, soit au total 93 points (fig.4c). Sur chaque point de la nouvelle grille, les valeurs des trois paramètres sont reportées. Le semi-variogramme (fig.4d) montre alors, à partir de l'étude du grain moyen de la première mission, une distance critique de 0.015 dd (environ 1700 m). Ce résultat reste le même sur l'étude variographique du grain moyen des deux autres missions.

Nous avons alors pu appliquer cette méthode géo-statistique sur chacune des trois missions. La distance critique est fixée à 0.015 dd et un intervalle de confiance de 95% est utilisé pour valider les vecteurs statistiquement significatifs (tests de Watson, 1961, Watson, 1962 et de Kuiper, 1960 sur la détection des distorsions de variance). Le choix des caractéristiques retenues pour déterminer le sens du transit entre deux points est souvent source d'erreur (Gao et Collins, 1991 ; Asselman, 1999. . .). L'utilisation du logiciel CsedTrend (Poizot et al., 2005) a permis de tester les différents cas possibles et plusieurs combinaisons entre les différents cas énoncés par McLaren et Bowles (1985). Au final,

Dans la partie maritime, les sédiments de surface présentent un gradient d'affinement vers le large et une organisation en arc de cercle autour de l'exutoire du fleuve. La décroissance de granulométrie est très rapide (>400 m sur le sommet de la barre d'embouchure ; < 63 m après 30 m de profondeur) et corrélée avec la pente au droit de l'embouchure (fig. 6).

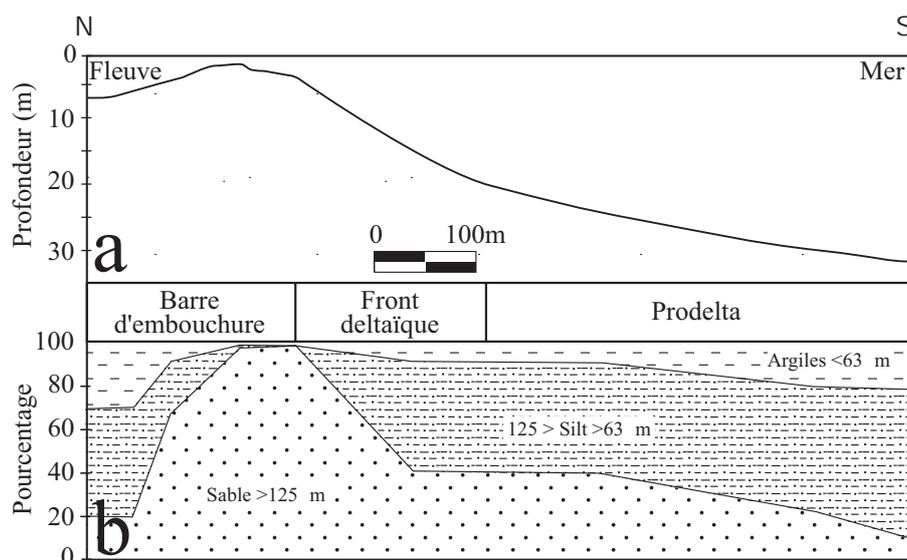


FIG. 9.6 – : Coupe schématique de l'embouchure du Rhône. (a) Profil topographique réel. (b) Diagramme synthétique des textures des dépôts sédimentaires.

La sédimentation sur la barre est liée aux apports grossiers transitant dans le fleuve par roulement ou saltation. Ils s'accumulent sur le sommet de la barre car leur extension vers le large est limitée par l'action des houles qui absorbent l'énergie du fleuve. Cette exposition aux dynamiques marines empêche le dépôt de particules plus fines. Les environnements de plage et les hauts-fonds littoraux sont dominés par les sables fins (< 200 m). De manière générale, la calcimétrie des échantillons est inversement proportionnelle à la taille des particules mais n'excède jamais 15%, reflétant ainsi l'origine terrigène de la sédimentation sur le lobe deltaïque actuel et sur les plages limitrophes. Maillet et al (2005) ont montré que, au delà de -20 m, la sédimentation de surface est principalement issue de la décantation des particules fines constituant le panache, y compris en période de crue. La zone prodeltaïque est largement dominée par les vases. La présence d'un néphéloïde de fond (Aloïsi et al., 1982 ; Naudin et al, 1997) rend difficile la détermination de la position exacte de la « surface », qui se situe sans doute entre la base du néphéloïde et le sommet d'une couche de vase superficielle à très haute teneur en eau (200 à 80%, Courp, 1990 ; Lansard, 2004).

On peut cependant constater qu'une fraction sableuse (10%) est présente dans les dépôts prodeltaïques (fig. 6), ce qui est expliqué par des phénomènes de glissement de masses sableuses et d'écoulements chenalés sur la pente du front deltaïque (Maillet et al, 2005). La relative homogénéité sédimentologique de la zone inférieure à -20 m, qui n'est plus soumise à l'influence des houles, justifie que l'on restreigne l'étude de l'impact des crues à la zone [0 ; -20 m], pour la méthode proposée.

9.4.2 Impact d'une crue sur la sédimentation de surface

La figure 7 présente la distribution des paramètres granulométriques (Folk et Ward, 1957) calculés à partir des grilles de prélèvements effectués avant, pendant et après la crue de novembre 2002. Le grain médian est un paramètre statistique de centralité (Folk, 1974), qui est d'autant plus représentatif de l'échantillon que la distribution se rapproche du modèle gaussien. Il permet de donner une idée très globale de la texture de l'échantillon tout en s'affranchissant des inflexions propres à la moyenne, très sensible aux valeurs extrêmes. Le sorting index est un indice de tri qui compare les parts moyennes et extrêmes d'un échantillon, et permet de déduire la dispersion des tailles par rapport à la moyenne de l'échantillon. Plus l'échantillon a un indice de tri proche de zéro, mieux il est trié. Enfin, l'asymétrie (skewness) exprime l'obliquité de la courbe des fréquences séparées par rapport à une distribution gaussienne. De sorte qu'il informe sur l'enrichissement en particules fines mal triées (asymétrie positive), en particules grossières mal triées (asymétrie négative), ou s'il y a équilibre (skewness compris entre -0,10 et 0,10).

Ainsi, on peut constater que l'organisation sédimentaire de la zone d'embouchure, décrite précédemment et illustrée par la distribution du grain médian avant la crue, est assez bien conservée durant et après la crue. Le schéma de fonctionnement sédimentaire n'est donc pas uniquement sensible aux variations de débit liquide, et les dynamiques sédimentaires restent sensiblement les mêmes en conditions hydrologiques normales et extrêmes, même si l'on note une tendance à l'augmentation de la taille particulaire vers le large pendant la crue. Ceci confirme les observations de Maillet et al. (2005), basées sur l'évolution morphologique de la zone lors de la crue de décembre 2003, qui ne note ni de modification significative de la morphologie, ni de mise en place de zones d'érosion ou d'accumulation spécifiques aux périodes de crue.

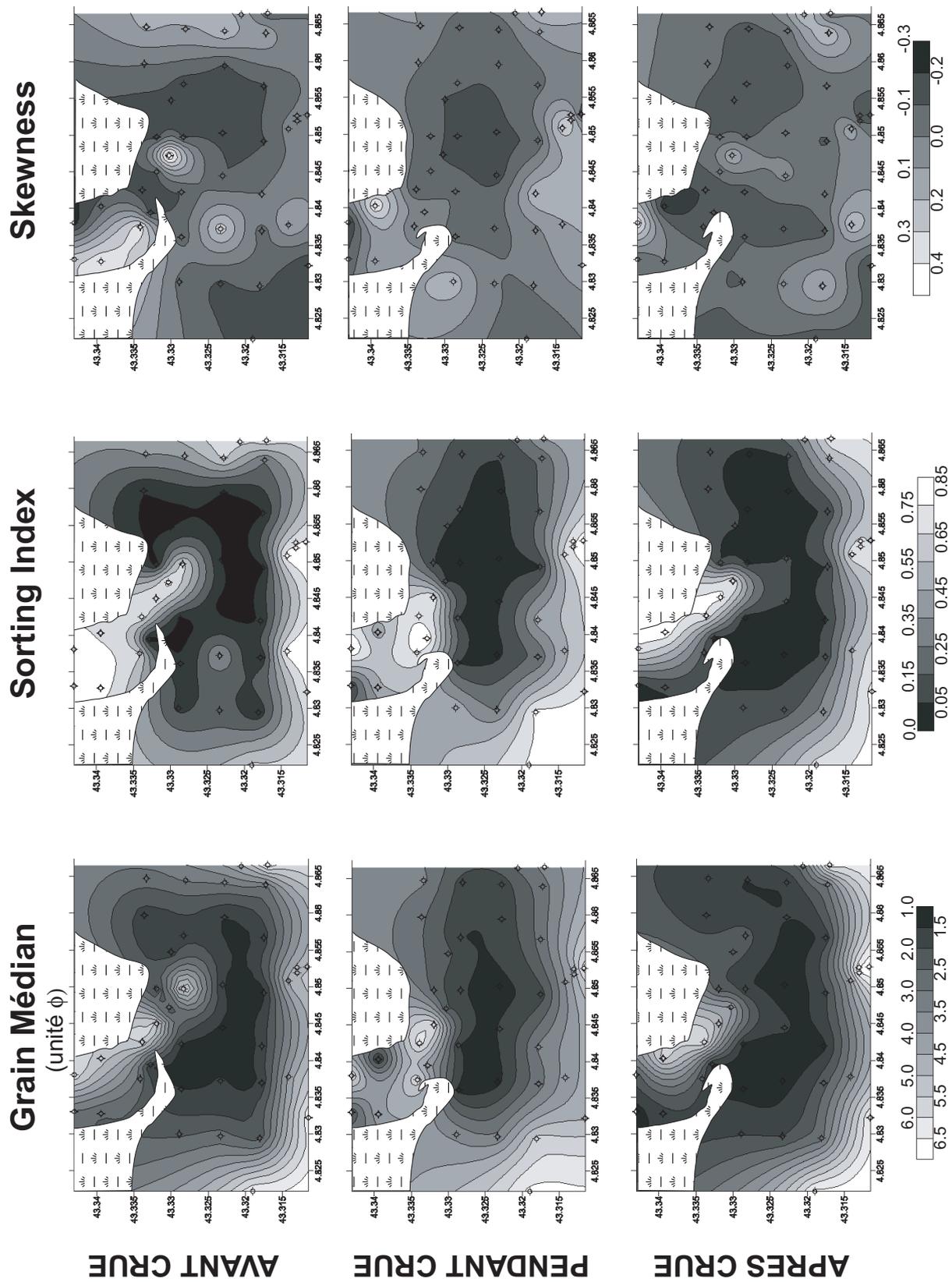


FIG. 9.7 – Distribution spatiale et évolution temporelle des trois paramètres sédimentométriques.

Concernant le tri des sédiments, la configuration spatiale avant / après crue est globalement semblable. Assez logiquement, compte tenu des dynamiques marines qui affectent les hauts-fonds, on retrouve après la crue les sédiments les mieux triés sur le sommet de la barre d'embouchure et en rive droite du fleuve. Inversement, les zones les plus profondes (le chenal fluvial en rive gauche et le pied du front deltaïque) sont celles présentant la sédimentation la moins homogène.

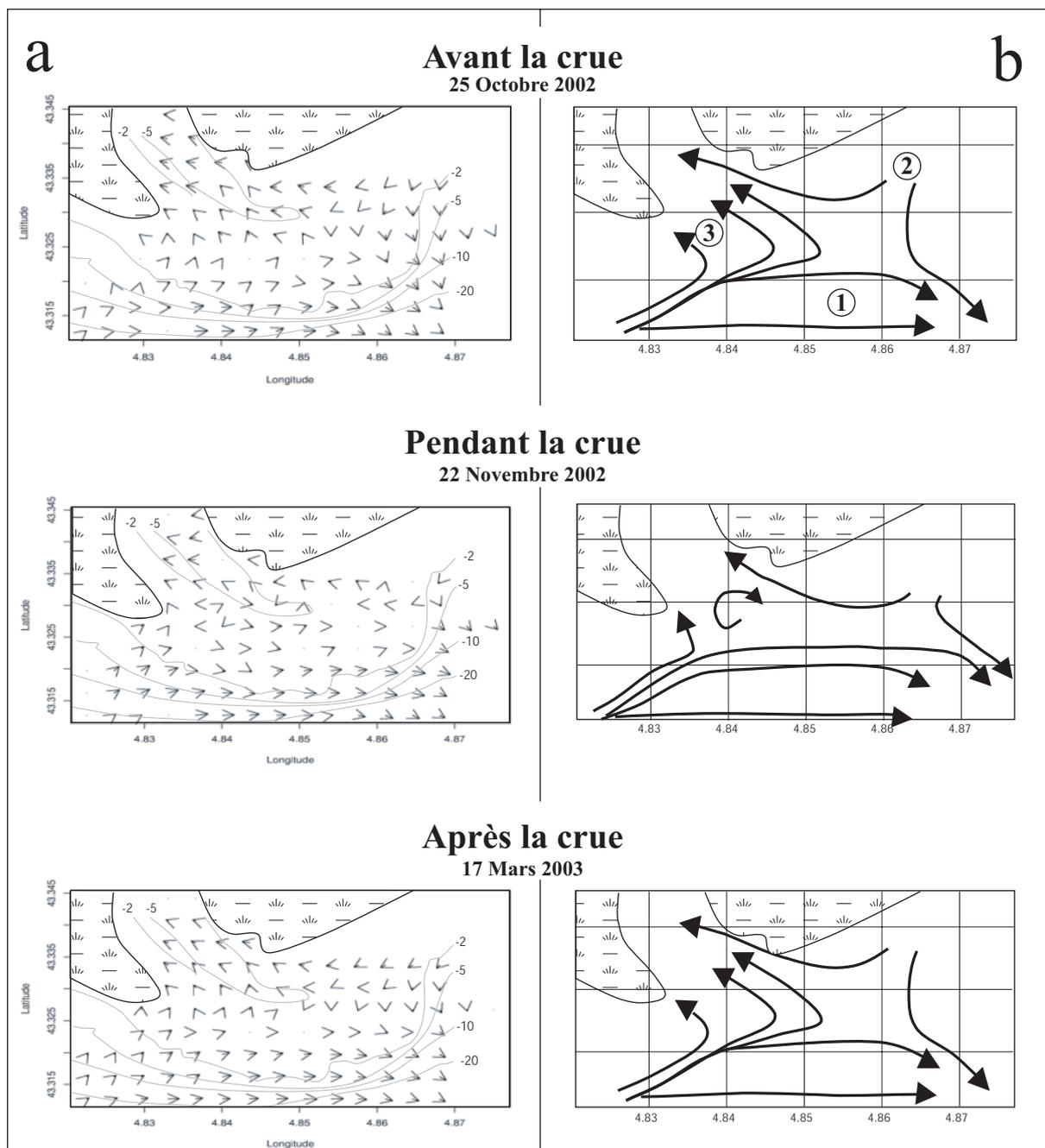
En définitive, une relation positive entre tri et bathymétrie semble s'imposer. En période de crue, la zone de sédimentation bien triée est réduite à la partie interne de la barre. La tendance est tout de même à une dégradation générale du classement, principalement dans le chenal qui est le plus exposé à la violence des dynamiques de crue. Ce comportement général est plus particulièrement illustré par le fonctionnement de la rive droite du chenal. Avant la crue, ce secteur est caractérisé par des dépôts grossiers, mal triés et enrichis en particules fines (skewness positif). Pendant la crue, la sédimentation est toujours grossière mais mieux triée et la distribution des fractions granulométriques se rapproche d'une distribution gaussienne (symétrie). Cette évolution exprime l'impact d'un événement très énergétique sur des stocks sédimentaires, caractérisés par une bimodalité des dépôts en régime calme (médiane forte mais très mauvais tri) puis par des dépôts plus homogènes pendant la crue, suite au vannage des sédiments.

La partie interne de la barre d'embouchure témoigne d'un enrichissement ponctuel en particules fines mal triées, après la crue, probable corollaire d'un retour aux conditions habituelles de sédimentation caractérisées par l'affrontement entre le tri réalisé par le déferlement des houles et les mécanismes de floculation des particules fines (Eisma, 1986 ; Thill et al, 2001) dans la zone de mélange des eaux douces avec les eaux salées.

9.4.3 Transport sédimentaire résiduel

L'utilisation du modèle de Gao et Collins pour étudier la comparaison des distributions spatiales des paramètres sédimentométriques dans l'embouchure du Rhône (fig 8a) montre que deux niveaux de dynamiques peuvent être mis en évidence (fig. 8b).

D'une part il y a les transits dits résiduels, c'est à dire l'existence de vecteurs de trans-



— Trait de côte — Bathymétrie (m) → Transits dominants

FIG. 9.8 – Comparaison des modélisations de transport sédimentaire avant, pendant et après la crue par la méthode de Gao et Collins. (a) Vecteurs de transport résiduel. Les branches de la flèche indiquent le sens de transport ; la longueur de la queue de la flèche est proportionnelle à l'intensité du transport. (b) Tracés simplifiés des principales directions de transit sédimentaire. 1, 2 et 3 : Faisceaux de vecteurs résiduels (voir dans le texte).

ports permanents et indépendants des conditions hydrodynamiques fluviales. D'autre part, on observe la mise en place assez marginale de nouveaux courants de transport pendant la crue. Le fonctionnement général de l'embouchure est dominé par trois types de circulation.

(1) La circulation majeure correspond à un important transit de l'ouest vers l'est, sur la partie externe de la barre d'embouchure. L'orientation franche vers l'est de l'ensemble des vecteurs de transport et l'intensité du transport, qui s'accroît au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'influence du fleuve, implique que cette circulation soit liée, non pas directement à la dérive littorale, mais à des courants générés par la vitesse orbitale des houles, dans le même sens que la dérive littorale. Ces courants, déconnectés du rivage en raison de la présence de l'exutoire rhodanien, sont pérennes, y compris en période de crue. Ils marquent leur influence dans une zone abritée des dynamiques fluviales (Maillet et al., 2005), et leur vitesse de propagation est amplifiée au passage sur le front deltaïque par les mécanismes de pente (Echevin et al., 2003).

(2) Le deuxième faisceau de vecteurs résiduels est en provenance du nord-est. Le flux sédimentaire longe la partie sud de la plage de la Gracieuse en direction de l'embouchure, avant d'être renvoyé vers le large sous l'effet du courant rhodanien. Ce flux reste marqué pendant la crue, bien que rejeté un peu plus au large. La présence de ces directions de transport pourrait s'expliquer par un effet d'aspiration créé par le courant d'eau fluvial entrant dans la mer. Ce courant, très localisé, provoque une dépression au niveau de l'embouchure qui est compensé par un apport d'eau latéral. Dans ce contexte, plus la vitesse d'écoulement du fleuve est importante, plus le courant côtier généré est fort. Les plages proches de l'embouchure seraient alors localement sous l'influence d'un courant côtier indépendant de la dérive littorale, et contraire au transit global défini à moyen-long terme (Sabatier et Suanez, 2003). Aussi se crée-t-il ici un contre-courant capable d'éroder la plage et d'alimenter le secteur de l'embouchure en sédiments grossiers. Maillet et al. (2005) ont d'ailleurs observé, durant la crue de 2003, un recul de plus de 400 m du promontoire qui sépare le fleuve de la flèche de la Gracieuse. On note de plus l'existence d'une tendance au déplacement des sédiments érodés de la plage vers l'intérieur du fleuve, qui peut également contribuer à limiter l'extension vers le large de ce promontoire, dont la stabilité relative (à l'échelle du demi-siècle) a été mise en évidence par Sabatier et Suanez (2003).

Ce phénomène d'intrusion sédimentaire dans le fleuve n'est pas anodin, puisqu'il constitue l'essentiel des transits sédimentaires observés dans la partie occidentale de l'embouchure.

(3) En effet, le dernier champs de vecteurs caractérisant un fonctionnement normal est dirigé vers l'intérieur du fleuve, en provenance de l'ouest de l'embouchure. Il est possible que son existence soit liée à l'influence du courant généré par les orbitales de houles, qui pénètre dans l'embouchure sur plusieurs centaines de mètres. Prépondérant au large de la barre d'embouchure, il peut s'associer à la dérive littorale pour constituer un paramètre dynamique influençant la sédimentation en dehors des périodes de crue dans la partie interne de la barre d'embouchure. Cette hypothèse semble d'ailleurs corroborée par la disparition des vecteurs de transport dans la partie centrale du chenal pendant la crue, lorsque l'équilibre entre les forces est déplacé en faveur des dynamiques fluviales. De même, la présence de transits sédimentaires dans le chenal, inverses par rapport au sens d'écoulement du fleuve et liés à l'intrusion du coin salé, a déjà été constatée à faible débit liquide (Friend P.L., comm. perso), et est illustrée par la présence de petites flèches littorales sableuses à pointe libre vers l'amont du fleuve (fig. 1c). Pour autant, la question de la réalité de ces transferts est sujette à discussion. En effet, il est étonnant que la sédimentation n'exprime pas davantage le transit sédimentaire lié au fleuve. Il est évident que, dans le chenal, le sens prépondérant de transfert s'effectue du fleuve vers la mer, principalement en période de crue mais également en régime normal. Ces vecteurs mettent donc en évidence les limites du modèle de Gao et Collins comme moyen d'exprimer les transits sédimentaires dans une embouchure microtidale.

9.4.4 Les limites de la méthode

Effets des différents forçages

Une des limites identifiées de cette approche géo-statistique concerne sa difficulté d'application en présence de plusieurs processus hydrodynamiques. L'hypothèse initiale consistant à limiter notre étude à une période de crue avait pour objectif de pallier cet inconvénient. Il semble pourtant que, même en période de fort débit, le fleuve n'ait pas une influence suffisante pour masquer les effets des courants littoraux. Les vecteurs de transport qui entrent dans le fleuve, présents bien qu'atténués en période de crue, sont principalement liés aux hétérogénéités granulométriques très fortes entre le chenal stricto-

sensus et la barre d'embouchure, beaucoup plus grossière. Les échantillons les plus au nord sont sous l'influence prépondérante du fleuve. En période de crue, la compétence du fleuve augmente et le chenal se creuse (Maillet et al., 2005). Les sédiments de surface ne sont donc pas représentatifs d'un milieu de dépôt, mais appartiennent à des stocks anciens réactivés par l'incision. Inversement, les conditions de dépôt dans le secteur interne de l'embouchure sont contraintes à la fois par les dynamiques fluviales et par les dynamiques marines, dont l'impact augmente à mesure que l'on s'éloigne du fleuve.

Cette multiplicité des forçages empêche donc toute continuité dans les processus sédimentaires. Ce paramètre ne pouvant être pris en compte dans le modèle de Gao et Collins, à moins de s'affranchir des données fluviales, il provoque l'apparition de vecteurs de transport inverses au sens logique de transfert. Habituellement, les utilisateurs de cette méthode géostatistique ont recours à des mesures complémentaires in-situ pour contraindre leurs interprétations (courantométrie - Wu et Shen, 2002; Héquette et al., 2005-; traceurs colorés - Pedreros et al., 1996; Michel et Howa, 1999; Balouin et al., 2005 - modélisation numérique - Mallet et al., 2000-).

Dans le cas de notre étude, il n'a pas été possible d'envisager ce type de mesures additionnelles, qui auraient nécessité que nous sachions prévoir les crues. Par contre, les résultats bruts de l'application de la méthode de Gao et Collins posent la question de la pertinence du choix de l'échelle spatiale de cette étude, et de l'importance de cette dimension dans les approches géo-statistiques. C'est là la contrainte de toute démarche de modélisation qui souhaite combiner au mieux l'acuité de la résolution spatiale et la mise en évidence des grandes tendances.

Effets des différentes sources sédimentaires

Dans le secteur interne de la barre d'embouchure, (échantillons autour des prélèvements 30, 51 et 80, fig. 4a), les dépôts pendant la période de crue sont clairement issus d'un mélange de sédiments provenant de différentes sources (fig. 9). Si l'on observe la distribution granulométrique de l'échantillon 30, on peut aisément identifier trois modes : des sables grossiers apportés par l'érosion du littoral oriental (similitudes avec l'échantillon 39, pic autour de 350 m), des sables fins transportés par la dérive littorale provenant de l'ouest (signature à 150 m), et une fraction fine, qui vient de l'amont du fleuve, semblable

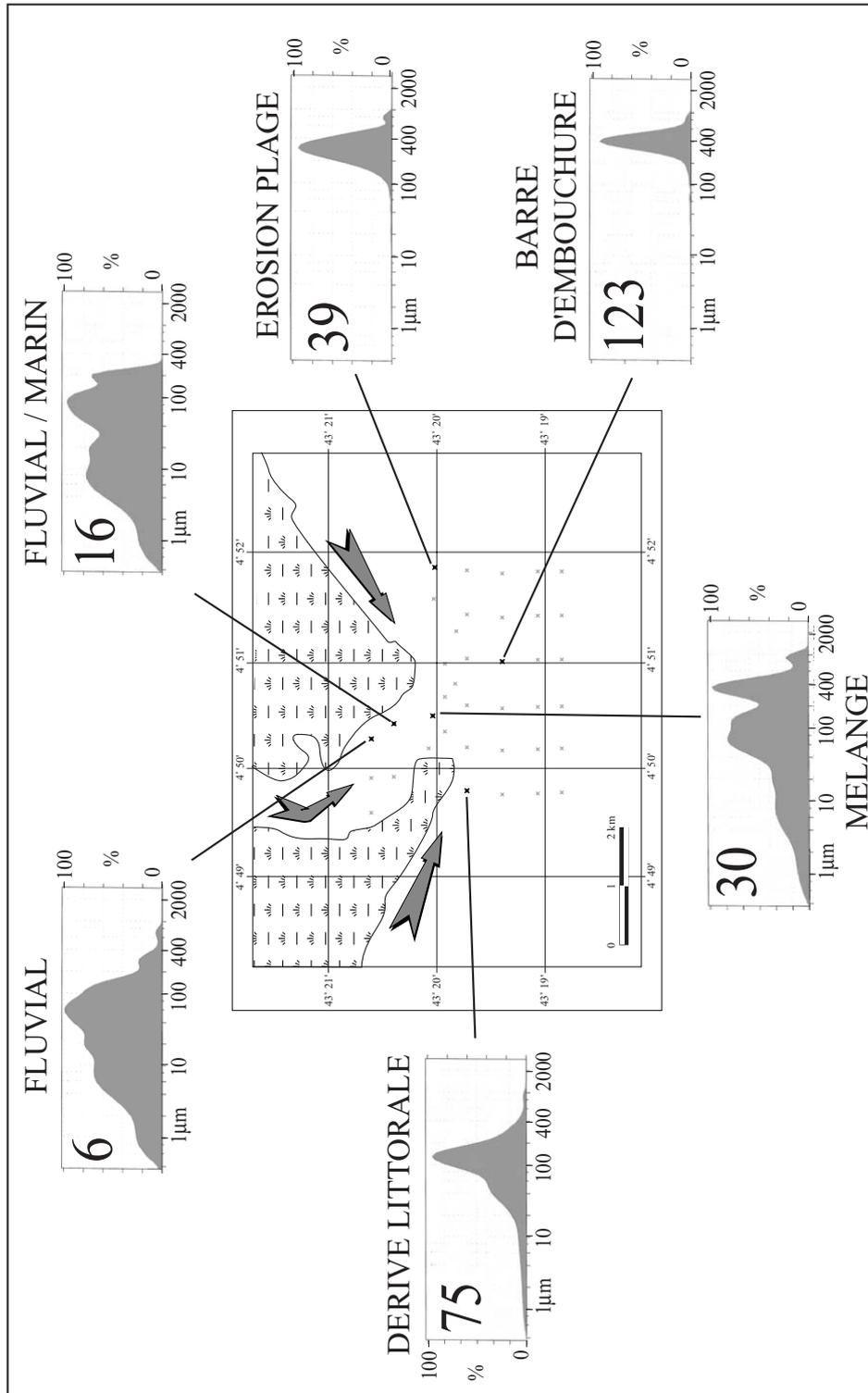


FIG. 9.9 – Contribution des signatures sédimentaires des prélèvements de surface à l'interprétation des dynamiques sédimentaires en période de crue. Chaque milieu de sédimentation est caractérisé par un spectre granulométrique spécifique. La distribution granulométrique des échantillons prélevés dans la zone de mélange, à l'intérieur de la barre d'embouchure, montre un cumul de plusieurs phases, i.e. la contribution de sources d'apport différentes. Les flèches représentent les différentes directions d'apport sédimentaire identifiées par la méthode de Gao et Collins.

au prélèvement de la station 6. Ce mélange de sédiment de différentes sources est une limitation de la méthode de Gao et Collins car le sorting index et le skewness du sédiment sont altérés, non en raison du mécanisme de transport mais en raison de la convergence de plusieurs flux sédimentaires.

Une des possibilités qui s'offrent pour surmonter ce problème serait de séparer les trois fractions et de faire une analyse sédimentométriques pour chaque fraction. Ainsi nous pourrions valider la direction des différentes sources de sédiment. Cette séparation est faisable lorsque les signatures sont clairement identifiées (échantillons 6, 39 et 75), et qu'elles sont identifiables dans les échantillons de la zone de mélange. C'est le cas dans le cadre de notre étude pour l'échantillon 30 (fig. 9).

Par contre, pour l'échantillon 16, il est très difficile de séparer les fractions parce qu'elles ont trop fusionné et que le dépôt sédimentaire marque la transition entre une signature fluviale (échantillon 6) et une signature littorale dont on commence à percevoir les effets sur le spectre granulométrique. Le recours à l'analyse minéralogique pourrait aider à l'identification de la source, mais dans le cas du Rhône, il est peu probable que les dépôts récents diffèrent notablement des dépôts actuels. Une autre possibilité serait d'exclure de notre étude les échantillons qui présentent des difficultés d'identification de la source sédimentaire. Mais il est difficile de juger si l'amélioration évidente des directions de transport est suffisante pour compenser le biais introduit par la perte de résolution spatiale et l'incontournable subjectivité associée aux choix de suppression.

9.5 Conclusion

Ce travail avait pour but d'explicitier la nature de la couverture sédimentaire de l'embouchure du Rhône, et de mettre en évidence les dynamiques sédimentaires au cours d'une crue, à l'aide d'une méthode indirecte de modélisation mathématique. La carte de sédimentologie de surface montre la faible expansion des sables qui séjournent sur le sommet du front deltaïque, ainsi que la relative homogénéité granulométrique des dépôts prodeltaïques. Cette étude met en évidence la permanence d'un flux d'ouest en est sur la pente du front deltaïque ainsi qu'un mécanisme d'aspiration qui accentue les courants littoraux et entraîne un apport sédimentaire en provenance des plages. Au final, la spécificité des

transferts sédimentaires en période de crue dans l'embouchure du Rhône, par rapport à un fonctionnement en conditions hydrodynamiques moyennes, consiste en un décalage du flux sédimentaire d'est vers le large ainsi qu'une diminution assez paradoxale de l'influence du fleuve dans la partie interne de la barre d'embouchure. Le calcul des vecteurs de transport résiduels, comme toute étude statistique, est cependant sujet à de nombreux biais. Le principal en période de crue concerne la nature des dépôts prélevés, qui s'avèrent n'être pas forcément issus d'un transport récent dans les secteurs en érosion (chenal, essentiellement). L'application de la méthode aux deux cas combinés CB- et FB+ limite cependant les effets liés à l'hétérogénéité des dynamiques et des sources sédimentaires. Et l'obtention de résultats, partiellement faussés de ce fait, permet de mettre en évidence l'évolution spatiale de l'influence respective des contraintes fluviales et marine dans une zone d'embouchure où la marée est négligeable.

Remerciements

Cette étude est soutenue par la Communauté Européenne au travers des programmes Eurodelta (contrat EVK3-CT-2001-20001) et Eurostrataform (contrat EVK3-2001-00200). Elle bénéficie du soutien du programme national ORME et du GDR « Marges ». Les auteurs remercient le « domaine de la Palissade » et son directeur J.C. Briffaud pour leur soutien technique et logistique. E. Ribes et M. Martin sont remerciés pour leur contribution lors des journées de terrain, et C. Cerboni, capitaine du « Team Golfus », pour son aide substantielle en mer et à terre. Enfin, G. Maillet remercie spécialement T. Plomaritis (SOC, Southampton) pour les critiques avisées de nos résultats.

Bibliographie

- Aloisi JC, Cambon JP, Carbonne J, Cauwet G, Millot C, Monaco A, Pauc H, 1982. Origin and rôle of the bottom nepheloid layer in the transfer of particles into the marine environment - application to the Gulf of Lions, *Oceanologica Acta* 5 (4), 481-491.
- Antonelli C., Provansal M., et Vella C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France; *geomorphology*, 57, 385-402.
- Asselman N.E.M., 1999.- Suspended sediment dynamics in a large drainage basin : the River Rhine. *Hydrological processes*, 13, 1437-1450.
- Balouin Y, Howa H, Pedreros R, et Michel D, 2005. Longshore sediment movements from tracers and models, Praia de Faro, South Portugal, *J. Coastal Res.* 21 (1), 146-156.
- Carriquiry JD, et Sanchez A, 1999. Sedimentation in the Colorado River delta and Upper

Gulf of California after nearly a century of discharge loss, *Marine Geology*. 158 (1-4), 125-145.

Chang YH, Scrimshaw MD, Macleod CL, et Lester JN, 2001 . Flood defence in the Blackwater Estuary, Essex, UK : The impact of sedimentological and geochemical changes on salt marsh development in the Tollesbury Managed Realignment site, *Marine Pollution Bulletin* 42 (6), 470-481.

Charmasson S, Bouisset P, Radakovitch O, Pruchon AS, et Arnaud M, 1998. Long-core profiles of Cs-137, Cs-134, Co-60 and Pb-210 in sediment near the Rhone River (North-western Mediterranean Sea), *Estuaries* 21 (3), 367-378.

Courp T. 1990. Flux et bilans de matière dans un environnement de marge continentale : la marge nord-occidentale méditerranéenne. Thèse de doctorat. Université Perpignan.

De Falco G, Molinaroli E, Baroli M, and Bellacicco S., 2003. Grain size and compositional trends of sediments from *Posidonia oceanica* meadows to beach shore, Sardinia, western Mediterranean, *Estuarine Coastal and Shelf Science* 58 (2), 299-309

Duman M, Avci M, Duman S, Demirkurt E, et Duzbastilar MK., 2004. Surficial sediment distribution and net sediment transport pattern in Izmir Bay, western Turkey. *Continental Shelf Research* 24 (9), 965-981.

De Mayer PH. et Wartel S., 1988. Relation between superficial sediment grain size and morphological features of the coastal ridge off the Belgian coast. In : De Boer P.L. et al. (Eds), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel, Dordrecht, 91-100.

Echevin V., Crepon M. et Mortier L., 2003. Interaction of a coastal current with a gulf : application to the shelf circulation of the Gulf of Lion in the Mediterranean Sea. *J. Phys. Ocean.*, 33, 188-206.

Eisma, D., 1986. Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20, 183-199.

Flemming B.W., 1988. Process and pattern of sediment mixing in microtidal coastal lagoon along the west coast of South Africa. In : De Boer P.L. et al. (Eds), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel, Dordrecht, 91-100.

Folk R.L., et Ward W.C., 1957. Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. 27 (1), 3-26.

Folk R.L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphills, Austin Tex., 170p

Galloway W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In : B. Ed. (Editor), *Deltas*. Houston Geol. Soc., 87-98.

Gao, S. and Collins, M., 1991. A critique of the "McLaren Method" for defining sediment transport paths. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 143-146.

Gao, S. and Collins, M., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology* 80, 47-60. Abstract.

Gao, S. and Collins, M., 1994. Net sediment transport patterns inferred from grain-size

trends, based upon definition of "transport Vectors"-reply. *Sedimentary Geology* 90, 171-185.

Gao, S., Collins, M.B., Lanckneus, J., De Moor, G. and Van Lancker, V., 1994. Grain size trends associated with net sediment transport patterns : an example from the Belgian continental shelf. *Marine Geology* 121, 171-185. Abstract.

Héquette A., Hemdane Y. et Anthony E., 2005. Determination of sediment transport on a macrotidal shoreface : comparison of the "Gao and Collins" method with near-bed current measurements. 5th International Conference on Coastal Dynamics, 4-8 April 2005, Barcelona, Spain, 424-433.

Jia JJ., Gao S., et Xue YC., 2003. Sediment dynamic processes of the Yuehu inlet system, Shandong peninsula, China. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 57 (5-6), 783-801.

Komar, P.D., 1998. The modelling of processes and morphology in the coastal zone-reflexions on the maturity of our science. *Shore and Beach*, 66, 10-22.

Kuiper, N.H., 1960. Tests concerning random points on a circle. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, Series A* 63, 38-47.

Lansard B., 2004. Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône (Méditerranée, Nord-Occidentale), Thèse de doctorat, Université Paul Cézanne, Aix-Marseille 3, 344p.

Larson R., Morang A et Gorman L., 1997. Monitoring the coastal environment. II : Sediment sampling and geotechnical methods. *Journal of Coastal Research*, 13, 308-330.

Leroux JP, 1994. An alternative approach to the identification of net sediment transport paths based on grain-size trends, *Sed. Geol.*, 94 (1-2), 97-107.

Mallet, C., Howa, H., Garlan, T., Sottolichio, A., Le Hir, P. and Michel, D., 2000. Utilisation of numerical and statistical techniques to describe sedimentary circulation patterns in the mouth of the Gironde estuary. *Earth and Planetary Sciences* 331, pp. 491-497.

Maillet G., Vella C, Berné S., Friend P.L., Amos C.L., Fleury J. et Normand A., 2005. Morphological changes induced by the December 2003 flood at the present mouth of the Rhône river (southern France). *Marine Geology*, accepté.

Masselink G., 1992. Longshore variation of the sediment grain size distribution along the coastal of the Rhône Delta, Southern France : a test of the "Mac Laren Model". *Journal of Coastal Research*, 8(2), 286-291.

Masselink G., 1993. Reply of Mac Laren P. Discussion. *Journal of Coastal Research*, 9(4), 1142-1145.

McLaren, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Petrology* 51 2, pp. 611-624.

McLaren, P. et Bowles, D., 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, pp. 457-470.

McLaren P. et Little D. I., 1987. The effects of sediment transport on contaminant dispersal : An example from Milford Haven. *Marine Pollution Bulletin*, 18 (11), 586-594.

- McLaren P., et Powys R., 1989. The use of sediment trends to assess the fate of dredged material. Proceedings of WODCON XII, World Dredging Congress. Orlando, Florida, USA, 2-5 May, 1989, 223-233.
- McLaren P., 1993. Discussion of Masselink G. 1992. Longshore variation of the sediment grain size distribution along the coastal of the Rhône Delta, Southern France : a test of the "Mac Laren Model". Journal of Coastal Research, 8(2), 286-291, JCR 9(4), 1136-1141.
- McLaren P., Cretney W.J., et Powys R.I.L., 1993a. Sediment pathways in a british-columbia fjord and their relationship with particle-associated contaminants. Journal of Coastal Research, 8 (4), 1026-1043.
- McLaren, P., Cretney W. J. et Powys R.I.L. 1993b. Sediment pathways in a British Columbia fjord and their relationship with particle-associated contaminants. Journal of Coastal Research, 9, 1026-1043.
- Michel D. et Howa H., 1999. Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. Journal of Coastal Research, 15 (2), 428-437.
- Naudin, J.J., Cauwet, G., Chretiennot-dinet, M.-J., Deniaux, B., Devenon, J.-L., et Pauc, H., 1997. River discharge and wind influence upon particulate transfer at the land-ocean interaction : case study of the Rhône river plume. Estuarine Coastal and Shelf Science, 45, 303-316.
- Nordstorm KF., 1989. Downtide coarsening of beach foreshore sediment at tidal inlet - an example from the coast of New-Jersey. Earth Surface Processes and Landforms, 14, 691-701.
- Ollivier P., Radakovitch O., et Hamelin B., 2005. Major and trace elements partition and fluxes in the Rhone river. Chemical geology, soumis.
- Pedreras, R., Howa, H.L. et Michel, D., 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. Marine Geology 135, 35-49.
- Poizot E., Méar Y., Thoma M., et Garnaud S., 2005. The application of geostatistics in defining the critical distance for grain-size trend analysis. Computers & Geosciences, sous presse.
- Pont D, Simonnet JP, Walter AV, 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean : Consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France) Estuar. Coast Shelf Sc. 54 (1), 1-18.
- Poulos S.E., et Collins M.B., 1994. Effluent diffusion and sediment dispersion at microtidal river mouth, predicted using mathematical models. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 38, 189-206.
- Sabatier F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Université de Provence, 273p.
- Sabatier F. et Suanez S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 4, 283-300.

- Sabatier F., Maillet G., Fleury J., Antonelli C., Suanez S., Provansal M. et Vella C., 2005. Long term relationships between river sediment input and littoral bathymetric change in a microtidal deltaic system (Rhône delta shoreline, Mediterranean sea, SE France). *Marine Geology*, accepté.
- Stevens RL, Bengtsson H, et Lepland A, 1996. Textural provinces and transport interpretations with fine-grained sediments in the Skagerrak, *J. Sea Res.* 35 (1-3), 99-110.
- Suanez S., 1997. Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Université de Provence, 283p.
- Suanez S., Bruzzi C., et Arnoux-Chiavassa S., 1998 -Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage napoléon et flèche de la Gracieuse), *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 4, 291-312.
- Thill A., Moustier S., Garnier J.M., Estournel C., Naudin J.J., et Bottero J.Y., 2001. Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone : influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 21, 2127-2140.
- Van Lancker V., Lanckneus J., Hearn S., Hoekstra P., Levoy F., Miles J., Moerkerke G., Monfort O. et Whitehouse R., 2004. Coastal and nearshore morphology, bedforms and sediment transport pathways at Teignmouth (UK). *Continental Shelf Research*, 24 (11), 1171-1202.
- Watson, G.S., 1961. Goodness-of-t tests on a circle . *Biometrika*, 48, 109-114.
- Watson, G. S., 1962. Goodness-of-t tests on a circle II. *Biometrika*, 49, 57-63.
- Williams JJ., O'Connor BA., Arens SM., Abadie S., Bell P., Balouin Y., Van Boxel JH., Do Carmo AJ., Davidson M., Ferreira O., Heron M., Howa H., Hughes Z., Kaczmarek LM., Kim H., Morris B., Nicholson J., Pan S., Salles P., Silva A., Smith J., Soares C., et Vila-Concejo A., 2003. Tidal inlet function : Field evidence and numerical simulation in the INDIA project. *Journal of Coastal Research* 19 (1), 189-211.
- Wu JX, et Shen HT, 1999. Estuarine bottom sediment transport based on the 'McLaren model' : A case study of Huangmaohai Estuary, South China *Estuarine Coastal and Shelf Science* 49 (2), 265-279.
- Yang SL., Zhang J., et Zhu J., 2004. Response of suspended sediment concentration to tidal dynamics at a site inside the mouth of an inlet : Jiaozhou Bay (China). *Hydrology and Earth System Sciences* 8 (2), 170-182.

CINQUIEME PARTIE :

SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE

Chapitre 10 : Synthèse

Les embouchures sont situées géographiquement à l'interface entre fleuve et océan. Mais elles constituent également une zone charnière entre deux domaines de recherche : la géomorphologie et l'hydrologie fluviales d'un côté ; la géomorphologie littorale et l'océanographie de l'autre. Nous disposons donc, de manière générale, d'un important corpus de connaissances sur l'hydro-sédimentologie des fleuves, et de savoirs très poussés sur les dynamiques hydrosédimentaires littorales. Paradoxalement, les études centrées sur les zones d'embouchure font souvent preuve d'une approche partielle, selon la culture scientifique et l'appartenance du chercheur à une discipline particulière (géomorphologue « terrestre », géologue, modélisateur, hydraulicien...).

Dans ce contexte scientifique original, le delta du Rhône constitue un site d'étude privilégié en raison de l'importance du fleuve qui l'a créé (plus grand fleuve français et principale source d'apport sédimentaire en Méditerranée Occidentale), et de la bonne connaissance de la zone, déjà étudiée dans son édification à long terme (L'Homer, 1981 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Vella, 1999), et ses modalités de fonctionnement actuelles (Duboul-Razavet, 1956, Suanez, 1997 ; Bruzzi, 1998 et Sabatier, 2001 pour le littoral ; Carrio, 1988 ; Thill, 1999 et Antonelli, 2002 pour le fleuve). Les objectifs de ce travail, **centrés sur les embouchures récentes et actuelles, zones de connexion entre le fleuve et la mer**, ont concerné principalement l'étude des modalités et des fluctuations des échanges sédimentaires entre le fleuve et la côte adjacente, et leurs implications à l'échelle pluriséculaire sur le fonctionnement du système deltaïque.

De manière plus spécifique, cette étude s'est appliquée à définir et/ou quantifier :

- Les budgets sédimentaires récents des zones littorales deltaïques, dans le but de déterminer les changements temporels et spatiaux des taux de sédimentation et d'établir des analogues pour la modélisation de l'accumulation sédimentaire à long terme (5.000 ans BP), et à moyen terme (échelle centennale).
- Les rapports entre la progradation des lobes deltaïques et les variations à court terme (échelle du siècle) du débit solide du Rhône, provoquées par exemple par des changements climatiques ou par l'anthropisation.
- La morphologie détaillée des différents corps sédimentaires composant l'édifice prodeltaïque.
- La cohérence entre les données connues à terre et l'enregistrements des taux de sédimentation en mer, au cours des différentes périodes de temps considérées.

- L'impact des crues exceptionnelles récentes et les mécanismes d'édification prodeltaïque qui en découlent.
- La nature et les divers mécanismes de dispersion des dépôts sédimentaires sous-marins résultants de ces périodes de crue.

Après être revenu brièvement sur le fonctionnement typique des embouchures microtidales (Chapitre 1), et avoir situé l'embouchure du Rhône dans son contexte spatial et temporel global (Chapitre 2), nous nous sommes tout particulièrement attachés à :

- ❖ intégrer les données historiques pour comprendre et quantifier l'évolution pluriséculaire du littoral deltaïque, avec une attention particulière portée aux relations entre les évolutions du fleuve et leurs conséquences pour l'embouchure du Rhône et le littoral du Delta (**Chapitres 3 et 4**),
- ❖ analyser l'évolution morphosédimentaire et temporelle de l'embouchure et de son littoral adjacent, en réponse aux interventions humaines dans le bassin versant, dans le fleuve et à l'embouchure même (**Chapitres 5, 6 et 7**),
- ❖ étudier, au niveau de l'embouchure, les mécanismes de transfert de la charge solide du fleuve en mer, pendant les périodes de crue qui sont les seules périodes où le fleuve est en mesure d'apporter en mer les sédiments grossiers susceptibles d'alimenter les plages du delta (**Chapitres 8 et 9**).

10.1 Fonctionnement séculaire du littoral du Delta (Partie 2)

Cette étude est basée sur la confrontation de 8 cartes topographiques, dont 4 qui possèdent également des données bathymétriques. Ces cartes ont été recalées spatialement les unes par rapport aux autres, et l'évolution observable par les différences existant entre ces cartes a été étudiée (en 3D pour les cartes bathymétriques ; en 2D pour les cartes topographiques).

10.1.1 Contexte historique depuis 3 siècles

Depuis au moins le 17^{ème} siècle, la plaine deltaïque rhodanienne se développe dans sa partie Est (**Fig. 10.1a**) (Vella et al., 2005). A la fin du 17^{ème} siècle, l'embouchure active, nommée « Bras de Fer », présente un chenal méandrique obstrué par de nombreuses îles. Cette morphologie est caractéristique d'un chenal en voie de colmatage, avec une capacité très réduite à évacuer les flux liquides et solides (**Fig. 10.1 b**). Au début du 18^{ème} siècle, un canal est creusé en amont du

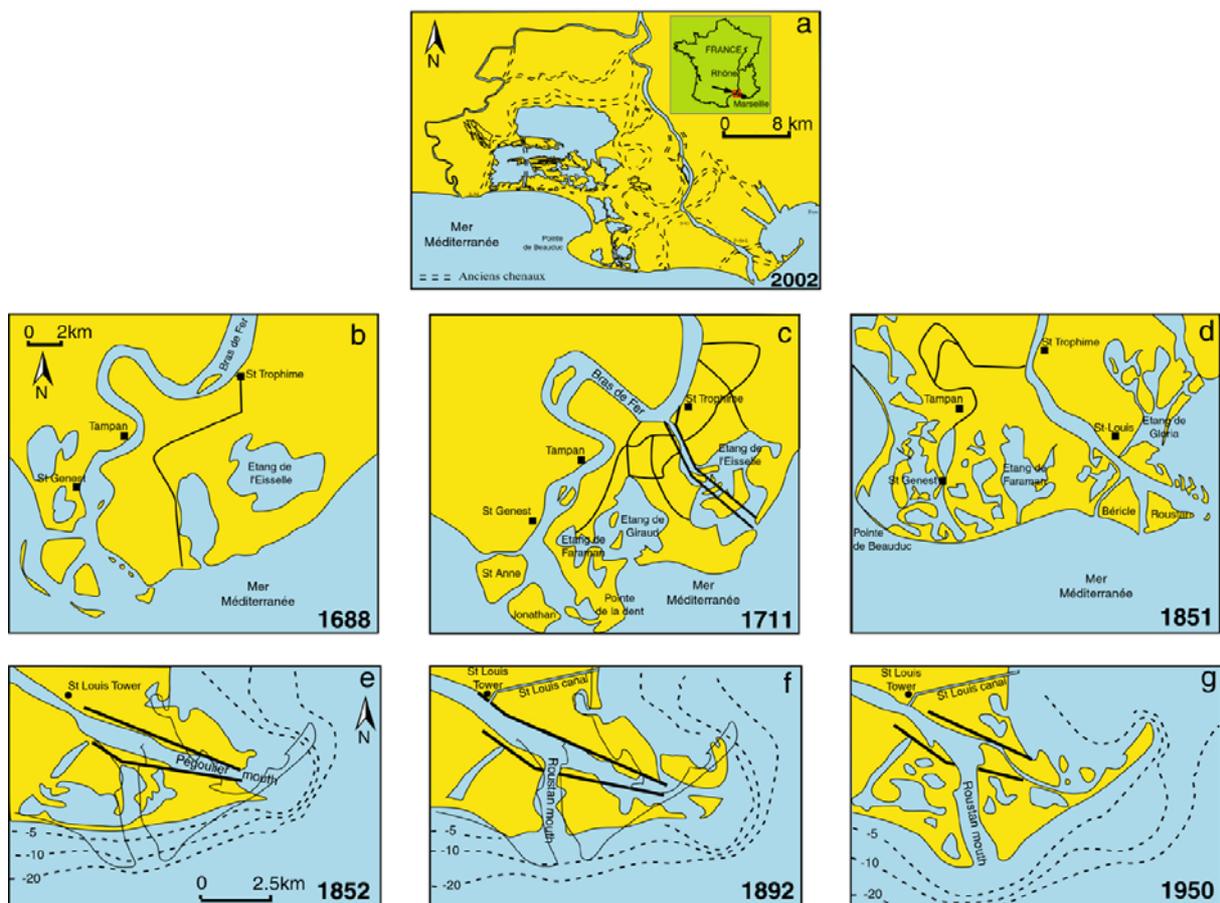


Fig. 10.1 : Historique des embouchures actives du Rhône depuis la fin du 17^{ème} siècle. (d'après L'Homer, 1981 ; Vella, 2005)

dernier méandre du fleuve, afin de dessaler les étangs littoraux, particulièrement appréciés pour les récoltes illicites de sel (**Fig. 10.1c**). Mais à la suite d'une succession de fortes crues dans les années 1709-1712, ce canal devient un nouvel exutoire pour le Rhône ; exutoire qui sera conservé et même aménagé (**Fig. 10.1c**) tant il facilite l'entrée dans le Rhône, devenue périlleuse en raison de l'ensablement de l'embouchure du Bras de Fer. Très rapidement ce nouveau bras devient le bras principal du fleuve, ce qui permet l'édification d'un nouveau lobe, à l'est de celui du Bras de Fer (**Fig. 10.1d**). De même, l'abandon du Bras de Fer permet un démantèlement de son lobe par les houles, favorisant ainsi la constitution d'une flèche littorale qui deviendra l'actuelle Flèche de Beauduc.

L'évolution de ce nouveau lobe créé par cette défluviation « contrôlée » est illustrée par les images e, f et g de la figure 10.1. Elle est profondément marquée par les interventions humaines qui multiplient les aménagements aux fins de favoriser la navigation fluviale. Au milieu du 19^{ème} siècle, l'embouchure présente trois exutoires (d'ouest en est : Piémanson, Roustan et Pégoulie) mais est en voie de colmatage, principalement sous l'effet de la perte de pente liée à l'allongement du profil en long du fleuve. Un endiguement en forme d'entonnoir est alors réalisé pour concentrer les flux dans le seul exutoire de Pégoulie, et ainsi favoriser l'auto-curage (effet de chasse) (**Fig. 10.1e**). Moins d'un demi siècle plus tard, devant l'échec de cette idée, un canal de contournement est creusé (le canal Saint Louis), et un des anciens exutoires, celui de Roustan, est réouvert (**Fig. 10.1f**). Depuis, le chenal de Pégoulie s'est peu à peu comblé, et seul celui de Roustan est resté actif tout au long du 20^{ème} siècle (**Fig. 10.1.g**).

10.1.2 Evolution de la zone sous-marine

Nous disposons de cartes bathymétriques à l'échelle du Delta depuis 1841. La superposition des Modèles Numériques de Terrain réalisés à partir de ces cartes nous permet de mettre en évidence des zones d'accumulation (couleurs chaudes) et des zones d'érosion (couleurs froides) (Fig. 10.2). Une comparaison des MNT entre 1841 et l'actuel montre que le budget sédimentaire global du Delta dans la zone [0 ; -20m] est positif de **620 millions de m³, soit un apport annuel moyen d'environ 4 millions de m³**. La répartition spatiale de ces différentes zones montre que :

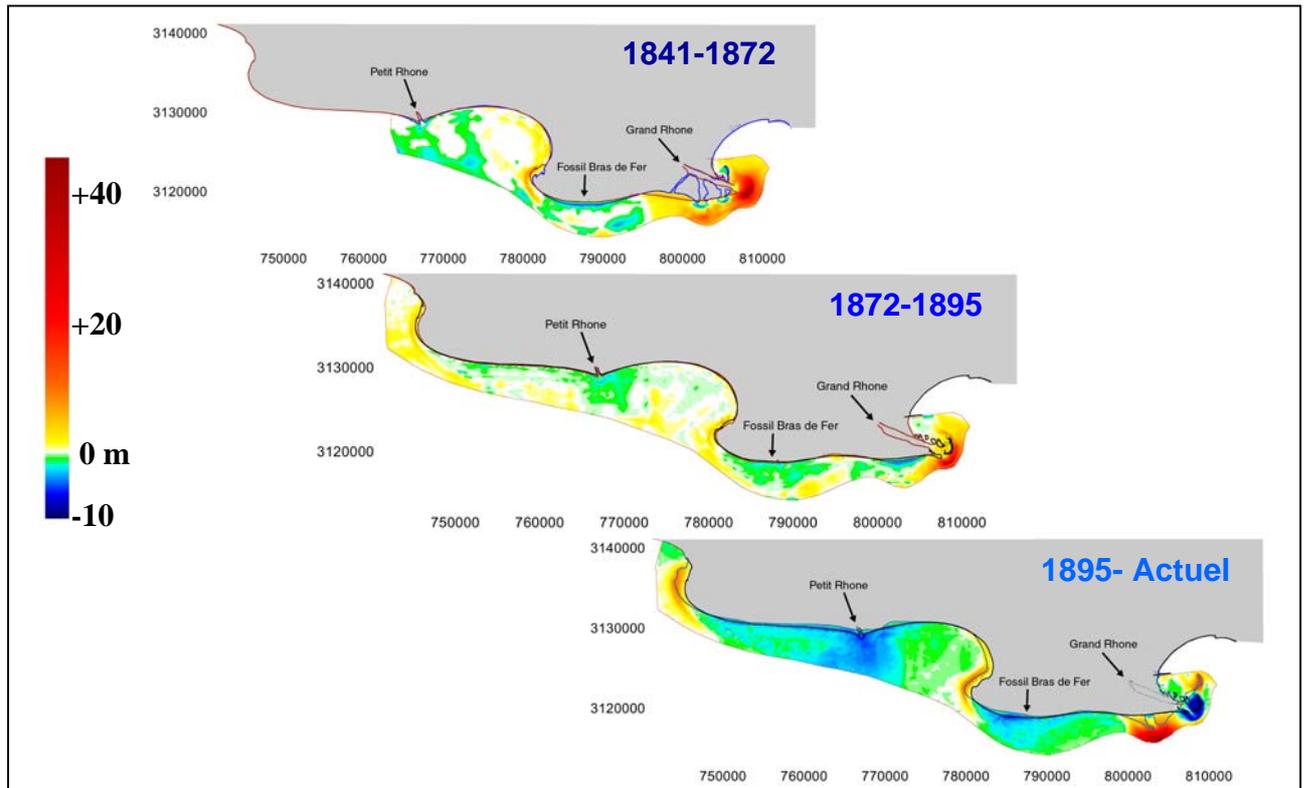


Fig. 10.2 : Evolution des fonds marins entre 0 et -20 m au cours des 19^{ème} et 20^{ème} siècles, basée sur la comparaison différentielle de Modèles Numériques de Terrain.

- les apports fluviaux sont très largement retenus à proximité des embouchures actives successives du Grand Rhône,
- les seules autres zones en accumulation sont les flèches littorales, qui sont alimentées par les courants de dérive littorale,
- les secteurs en forte érosion sont principalement les anciens promontoires sous-marins (ou lobes prodeltaïques) situés au droit des embouchures des anciens chenaux (cas du Bras de Fer dès 1841, et de Pégoulie pour la période 1895-actuel), ou situés à l'embouchure des chenaux du Rhône dont la morphologie ne permet pas un apport sédimentaire conséquent à leur embouchure (cas du Petit Rhône depuis 1841).

Il apparaît ainsi que **le bilan sédimentaire global du delta dépend essentiellement de l'état des lobes prodeltaïques**. Or ceux-ci montrent une tendance nette à l'érosion dès leur déconnexion d'avec le fleuve (Fig. 10.3 et 10.4). L'étude des embouchures actives (Fig. 10.3) nous permet d'observer un ralentissement de la progradation du lobe du Grand Rhône, qui est le bras de Rhône drainant 85 à 90% des débits liquides. Les volumes sédimentés sur ce lobe

diminuent d'un facteur >2 entre la fin du 19^{ème} siècle (1841-1872) et le 20^{ème} siècle (1895-actuel). Dans une tendance équivalente, mais en contexte d'apports sédimentaires moindres, le lobe du Petit Rhône (10 à 15% des débits liquides) montre une accélération de son érosion. Ceci nous permet d'envisager **l'existence de valeurs seuils dans l'hydrosédimentologie du fleuve, au-delà desquelles un lobe, bien qu'alimenté, s'érode**. L'influence du fleuve dans la préservation des stocks sédimentaires au niveau des embouchures est de ce fait mise en évidence.

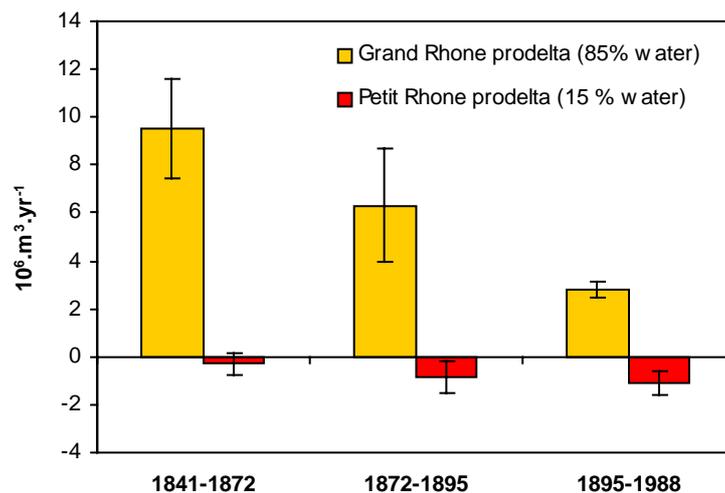


Fig. 10.3 : Evolution volumique des lobes prodeltaïques actifs du Grand Rhône et du Petit Rhône depuis 1841.

Les lobes anciens jouent également un rôle dans l'alimentation du littoral deltaïque. La figure 10.4 montre l'évolution du lobe du Bras de Fer depuis 1841. Il apparaît nettement que ce lobe en érosion est de moins en moins sensible à l'action des houles. Ce processus de « fossilisation » tend à montrer que ces sources secondaires d'apport sédimentaire pour le littoral, qui permettent notamment l'édification des flèches littorales, s'épuisent au mieux en quelques siècles.

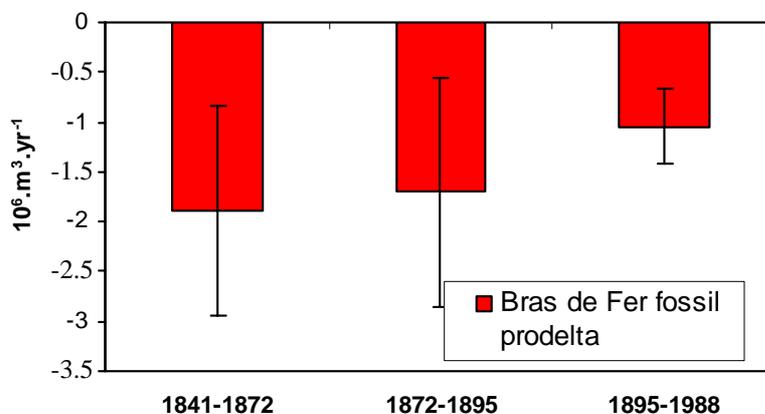


Fig. 10.4 : Evolution volumique du lobe prodeltaïque du Bras de Fer depuis 1841. Le Bras de Fer a cessé d'alimenter son lobe vers 1752 (Pichard, 1995).

Au final, cette étude nous permet de mettre en évidence les mécanismes de distribution sédimentaire en période d'amointrissement des apports fluviaux. Force est de constater que l'évolution récente des lobes, et l'épuisement des stocks anciens ne laissent rien présager de bon pour l'état des plages actuelles du delta du Rhône. Cette étude a également permis de **donner un cadre temporel aux phénomènes d'édification et de démantèlement des lobes prodeltaïques historiques**, qui semblent se limiter à des durées de vie séculaires à bi-séculaires, sous le contrôle principal mais pas exclusif des phénomènes d'avulsion. Il est intéressant, pour finir, de noter que **ces lobes deltaïques enregistrent une diminution des apports fluviaux dès le milieu du 19^{ème} siècle**. En cela, l'impact des barrages hydrauliques dans la diminution des apports solides à la mer est sans doute à atténuer.

10.1.3 Evolution de la surface émergée du delta

Cette étude est basée sur l'utilisation de 8 cartes topographiques couvrant une part importante du linéaire côtier deltaïque. Nous avons pu remonter jusqu'en 1823, bien que cette carte, incomplète pour la partie la plus à l'ouest du delta, nous prive d'information sur l'évolution de la flèche de l'Espiguette, située dès 1790 dans le département du Gard.

L'étude de l'évolution globale de la plaine deltaïque depuis 1823 (Fig. 10.5) montre, à l'instar des fonds marins, des zones de progradation au niveau de l'embouchure du Grand Rhône et de la flèche de Beauduc, et des zones de recul du trait de côte au niveau de l'ancienne embouchure du Bras de Fer, et de l'embouchure « vieillissante » du Petit Rhône. Au total, la surface de la plaine deltaïque s'est tout de même accrue de **1800 ha en 177 ans, soit une augmentation moyenne annuelle de l'ordre de 0.1 km²/an (Table 10.1)**

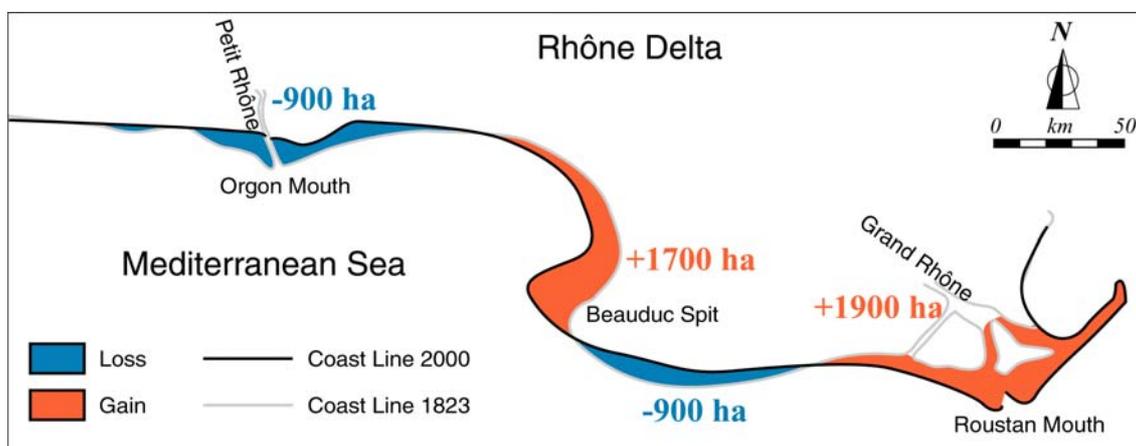


Fig. 10.5 : Variation globale du trait de côte entre 1823 et l'actuel.

L'intérêt de cette étude historique des variations de position du trait de côte deltaïque est synthétisable en deux points :

1. on observe que le secteur de l'embouchure du Grand Rhône, en concentrant l'essentiel des apports fluviaux, représente à lui seul l'intégralité de la surface gagnée par la plaine deltaïque sur la mer ; le reste des variations le long du linéaire côtier se compensant parfaitement
2. on met également en évidence que l'organisation hydrosédimentaire en cellules littorales, qui régule de nos jours les dynamiques sédimentaires littorales (Sabatier et Suanez, 2003), est en place dès le début du 19^{ème} siècle.

Période	Gain Total (hectares)	Perte Totale (hectares)	Bilan Total (hectares)	Bilan Total (km ² /an)	Embouchure (hectares)
1823 - 1895	+3414	-1831	+1587	+0,220	+848
1895 - 2000			+221 ^A	+0,021	+300
1823 - 2000	+3581	-1772	+1809	+0,102	+1148

Table 10.1 : Evolution à long terme de la surface du Delta du Rhône et incidence du secteur de l'embouchure du Grand Rhône sur le bilan surfacique total. (A : donnée d'après Sabatier et Suanez, 2003)

Dans le détail de l'évolution historique, on observe également une tendance très nette entre les 19^{ème} et 20^{ème} siècles. La table 10.1 montre en effet un bilan total moyen de **+0.22 km²/an au 19^{ème} siècle contre +0.02 km²/an au 20^{ème}**. La décroissance de l'émersion de la plaine deltaïque est donc d'un facteur 10, ce qui est considérable au regard des relativement faibles changements climatiques survenus en si peu de temps. On note également que le secteur de l'embouchure concentre **53%** de la surface gagnée par la plaine sur la mer au 19^{ème} siècle, et représente **136%** de la croissance deltaïque au 20^{ème} siècle. Si, moyennée sur 177 ans, la contribution du secteur de l'embouchure à l'augmentation de surface du delta émergé n'est que de **63%** (ce qui en fait tout de même le secteur le plus actif), force est de constater que de nos jours le bilan surfacique global du delta serait très fortement négatif si l'on ne tenait pas compte du secteur de l'embouchure. Une nouvelle fois ces données mettent en évidence que les pertes en sédiment liées au remaniement par les houles et la dérive littorale du linéaire côtier deltaïque étaient compensées au 19^{ème} siècle par les apports issus du démantèlement des lobes anciens, et que, ces sources s'épuisant, la compensation ne se fait plus au 20^{ème} siècle.

10.1.4 Conclusion

Au final, l'étude de l'évolution du delta du Rhône au cours des deux derniers siècles montre **une déconnexion totale entre l'hydrologie du fleuve et l'évolution du delta** (Fig. 10.6), et **entre la zone d'embouchure**, qui concentre l'essentiel des apports contemporains du fleuve, **et le reste du linéaire côtier**. De même, cette étude fixe les temps de réponse de l'environnement littoral à des événements majeurs du type avulsion, et met en lumière la rapidité de la reprise des stocks sédimentés sur les lobes prodeltaïques abandonnées, et le rôle de ces stocks dans l'alimentation du littoral deltaïque.

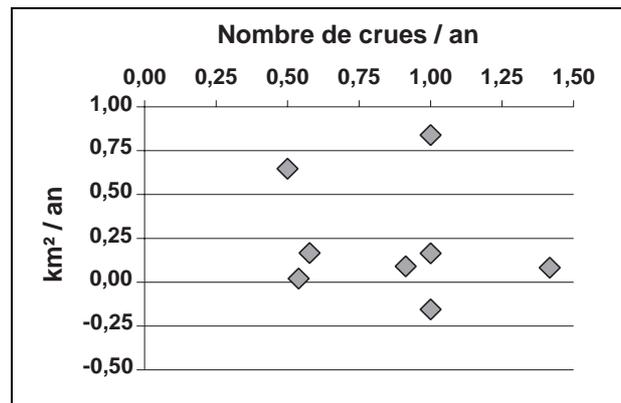


Fig. 10.6 : Relations entre le fleuve et son delta : les variations de surface de la plaine deltaïque sont totalement indépendantes de l'occurrence des crues $> 4600m^3.s^{-1}$.

Ces éléments nous permettent de mettre en avant **le rôle des avulsions dans l'édification deltaïque**, y compris à une échelle de temps aussi courte. En effet, nous constatons que les phénomènes d'érosion s'observent bien avant la construction des barrages hydroélectriques sur le fleuve, et la diminution du transit sédimentaire qui lui est associée. En revanche, ils semblent davantage contemporains de l'endiguement du chenal du Rhône, qui est achevé au milieu du 19^{ème} siècle. Or, la redistribution des apports fluviaux ne se fait pas à partir des lobes en cours d'alimentation par le fleuve (en raison sans doute d'une compétition entre les dynamiques fluviales et marines dans ces secteurs). Ainsi, en empêchant le fleuve de divaguer dans son delta, comme c'est pourtant sa tendance naturelle, l'endiguement du Rhône ne permet pas l'entrée de 150 ans d'apports fluviaux dans le budget sédimentaire du Delta.

Il apparaît ainsi que le secteur de l'embouchure conditionne à lui seul « l'état de santé moyen » de la plaine deltaïque. Il est donc nécessaire, pour compléter le modèle de fonctionnement global du delta du Rhône, de **cerner précisément les mécanismes d'évolution de l'embouchure principale du Rhône**, ce qui est l'objet de la partie suivante de cette étude.

10.2 Fonctionnement séculaire de l'embouchure du Rhône (Partie 3)

Cette étude se concentre sur une zone géographique plus restreinte que la précédente, et surtout beaucoup plus stratégique en termes militaires et commerciaux. Les documents historiques sont donc nombreux, et nos recherches ont permis de débiter l'étude de la partie émergée du delta en 1700 (améliorant ainsi le recul nécessaire à la mise en évidence de tendances), avec une résolution temporelle plus fine. En effet, nous avons pu nous baser sur l'analyse de 14 cartes historiques, recalées les unes par rapport aux autres, de 9 photographies aériennes géoréférencées et de données bibliographiques. C'est ainsi **29 périodes qui ont pu être individualisées sur une durée de 300 ans**, se superposant parfois lorsque plusieurs embouchures sont fonctionnelles en même temps.

Concernant la partie immergée (le lobe), une approche déductive de son évolution pendant 300 ans peut être faite sur la base d'une interprétation de l'évolution historique du trait de côte. Mais nous ne disposons de bathymétries comparables que pour les 100 dernières années, qui correspondent à l'édification du lobe actuel (lobe de Roustan).

Par l'étude comparée des traits de côte historiques, nous avons pu former la figure 10.7 qui présente les **vitesses moyennes maximales d'avancée du trait de côte (VMME)** pour les trois embouchures actives au cours des 300 dernières années (Bras de Fer jusqu'en 1710 ; Pégoulie de 1710 à 1955 ; Roustan de 1892 à nos jours). Trois éléments notables se distinguent. Tout d'abord une tendance nette à la diminution des vitesses d'avancée du trait de côte **(1)**. Ensuite la présence de périodes paroxysmales durant lesquelles l'avancée du trait de côte atteint des vitesses supérieures à 150 m/an **(2)**. Enfin, un comportement particulier de l'embouchure active durant la seconde moitié du 20^{ème} siècle, avec un trait de côte qui oscille autour d'une position moyenne stable **(3)**.

La question qui se pose en préambule est de savoir **quels sont les facteurs qui contrôlent cette avancée du trait de côte (ou « progradation ») de l'embouchure active**. Situés à l'interface entre le fleuve et la mer, il nous faut envisager ces deux environnements comme deux domaines de forçage. Si l'on ne tient pas compte de la marée, négligeable dans cette étude, ces forçages peuvent être décomposés ainsi :

- **Domaine fluvial (« amont ») :**
 1. Débits liquides
 2. Occurrence des crues
 3. Activités anthropiques

- **Domaine marin (« aval ») :**
 1. Variations du niveau marin relatif
 2. Morphologie de la zone d'embouchure
 3. Dynamiques marines

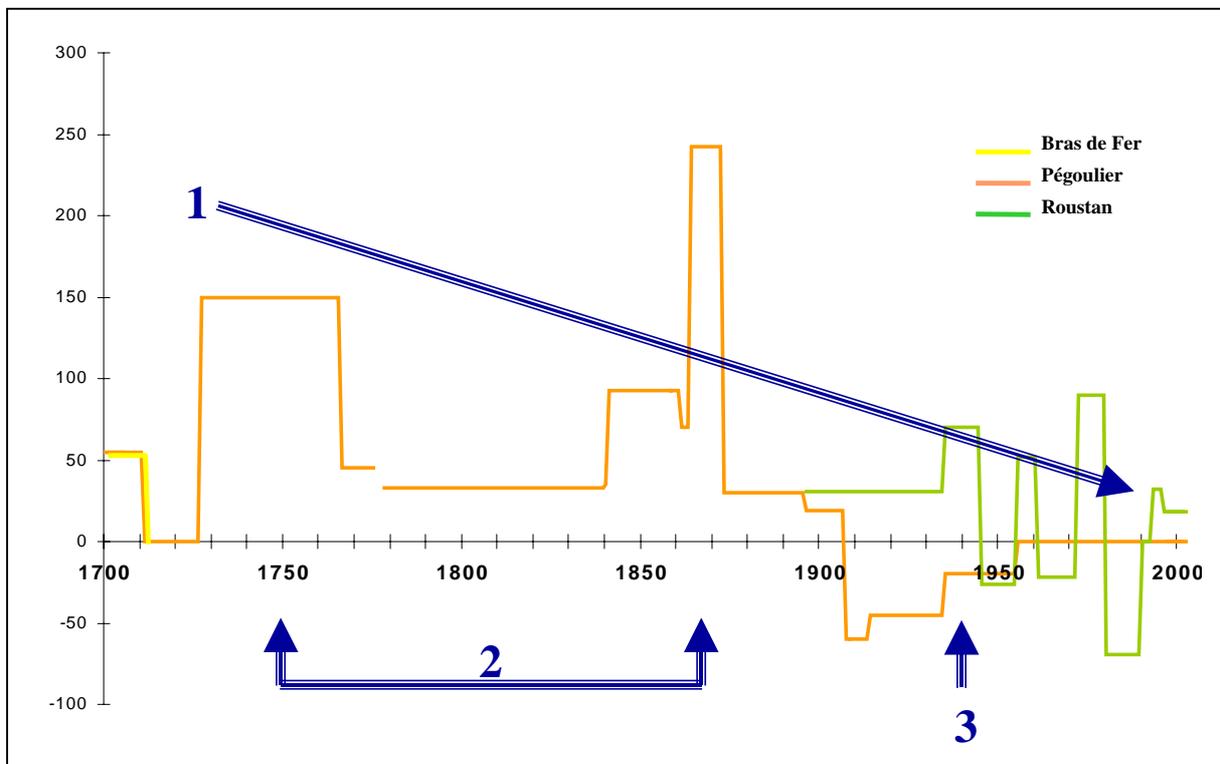


Fig. 10.7 : Vitesses maximales d'avancée du trait de côte aux embouchures actives, au cours des 300 dernières années. Les chiffres 1,2 et 3 correspondent aux trois phénomènes discutés dans le texte.

L'avancée en mer de l'embouchure est ainsi dépendante de facteurs « amont » qui contraignent les apports sédimentaires, et de facteurs « aval » qui vont conditionner les mécanismes de dépôt et de remobilisation en mer.

10.2.1 Effets des facteurs « amont » sur l'évolution du trait de côte à l'embouchure

Les résultats de la recherche bibliographique sur l'hydrologie et la charge solide du Rhône sont détaillés dans le chapitre 2 de cette étude. Nous nous bornerons ici à mettre en relation les données obtenues dans le cadre de ces recherches d'archives et l'évolution du trait de côte à l'embouchure.

- 1- **La corrélation chronologique des VMME avec les restitutions des chroniques de débits moyens annuels en Arles** (Fig. 10.8a), montre que les débits liquides sont en mesure d'expliquer la décroissance générale des vitesses (tendance 1, fig. 10.7). Pour autant, il est désormais bien établi qu'il n'y a pas de corrélation linéaire entre les débits liquides et les débits solides hors période de crue (Antonelli, 2001, Arnaud-Fassetta et al., 2003 ; Ollivier, 2005) (Fig. 10.8a). Par conséquent, il est normal de ne pas pouvoir expliquer les variations courtes des VMME par l'étude des débits moyens annuels, et l'influence des crues doit être précisée.
- 2- **La mise en relation des données historiques de crues**, détaillées par Pichard (1995,) **avec les VMME** ne montre pas de meilleure corrélation que lorsque nous avons tenté cette analyse à l'échelle du delta (Fig. 10.8b). A l'instar des débits moyens, on note une tendance à la diminution des occurrences de crue, mais la relation crue / charge solide étant fortement dépendante de l'origine et de l'amplitude de la crue (données dont nous ne disposons pas à cette échelle de temps), il est impossible de mettre en lumière un rôle plus précis des événements extrêmes dans la détermination des VMME.
- 3- Enfin, **en se basant sur la chronologie de l'anthropisation du bassin versant et des aménagements du fleuve**, réalisée notamment par Poinsart et Salvador (1993), Bravard (2002) et Bravard et Magny (2002), il est possible de déterminer la cause de certaines fluctuations (Fig. 10.8c). Tout d'abord, la tendance **(1)** peut être accentuée par la déprise agricole puis les initiatives de Restauration des Terrains de Montagne (RTM). On constate également que la période de très forte avancée du trait de côte (1860-1875) **(tendance 2)** fait suite aux travaux napoléoniens d'endiguement insubmersible de toute la basse vallée du Rhône, et

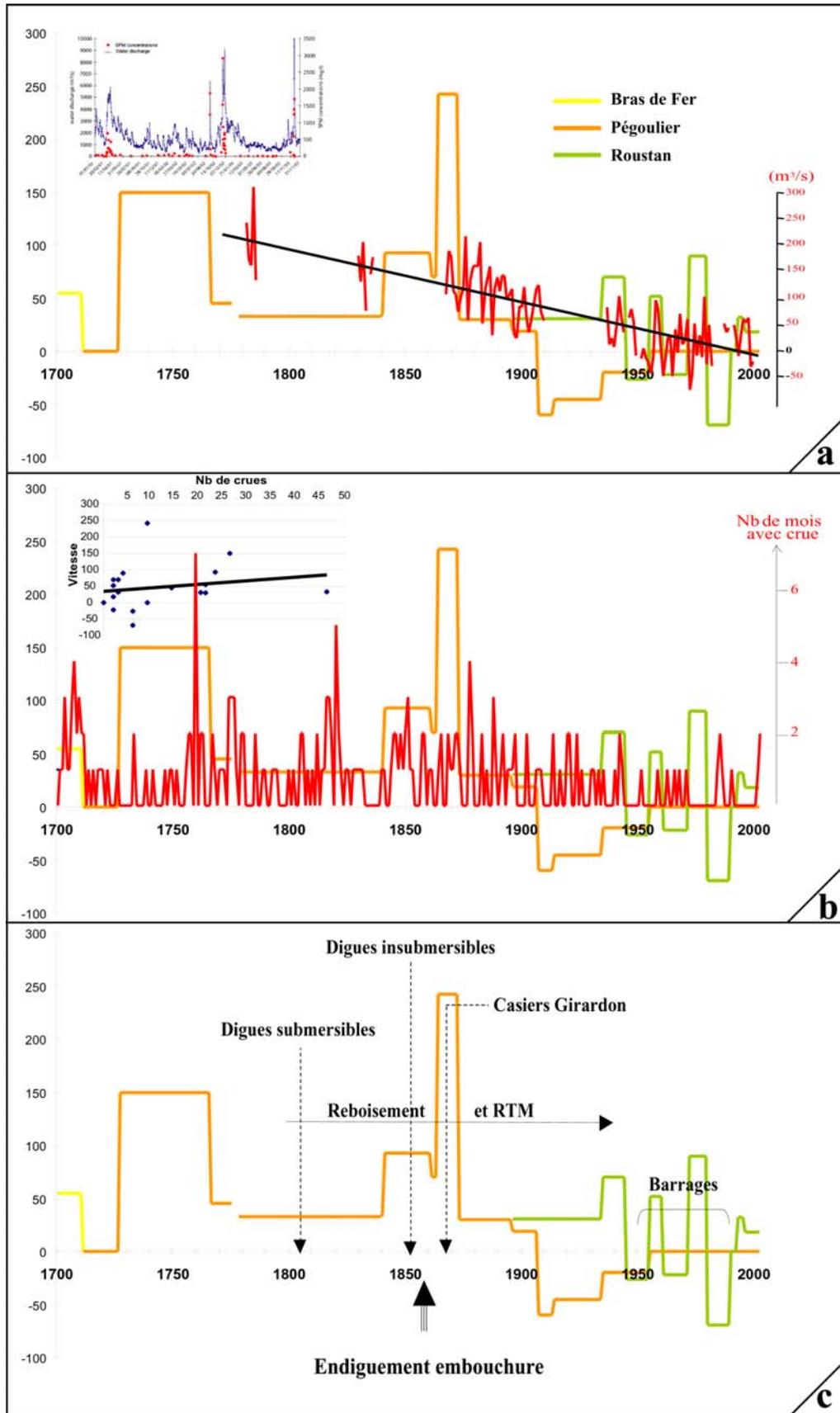


Fig. 10.8 : Comparaison des VMME avec les différents forçages « amont ». a) Relation avec les débits moyens annuels (Pichard, non publié). b) relation avec la fréquence des crues (Pichard, 1995). c) Relation avec l'anthropisation (historique pour le Rhône des principaux forçages sociétaux dans le bassin versant d'après Poinart et Salvador, 1993)

semble quasi-concomitante de la fermeture de deux des trois embouchures. Le lien entre ces événements successifs semble évident : l'endigement général et local améliore le transit sédimentaire dans le chenal, en favorise l'auto-curage, et empêche la dispersion de la charge solide sur la plaine d'inondation. C'est donc la conjonction de ces phénomènes qui a pour conséquence une augmentation rapide et importante des apports sédimentaires à l'embouchure ; apports qui favorisent l'avancée rapide du trait de côte. On peut noter pour conclure que la tendance **(3)** semble être en relation avec l'implantation des barrages sur le fleuve, et leur impact sur la charge solide fluviale, ainsi qu'avec l'achèvement des travaux RTM.

On constate ainsi que **la chronologie des effets supposés des facteurs « amont » est en concordance avec les variations des VMME**. Pour autant, si l'on note cette cohérence en termes de tendances séculaires, on ne trouve pas de facteur explicatif déterminant, si l'on excepte les paramètres locaux tels que la fermeture des embouchures. **Il existe donc bien une influence des forçages « aval »** sur les VMME, que nous allons détailler ci-après.

10.2.2 Effets des facteurs « aval » sur l'évolution du trait de côte à l'embouchure

Nous avons vu que les trois paramètres marins principaux qui contrôlaient la progradation de la zone d'embouchure étaient **les variations du niveau marin relatif (1), la morphologie de la zone sous-marine (2), et la nature des dynamiques des houles (3)**. Le plus grand biais de notre étude réside dans notre incapacité à prendre en compte ce dernier paramètre. En effet la mesure des houles (orientation, hauteur, énergie, récurrence...) ne s'effectue que depuis quelques dizaines d'années sur le Delta du Rhône. De plus, les mesures, souvent peu étendues dans le temps, sont fréquemment issues de houlographes disposés au large, ou au fond du Golfe de Fos sur Mer (Port Autonome de Marseille). Pour pouvoir utiliser ces données sporadiques de manière efficace sur la zone d'embouchure, il aurait fallu avoir recours à un important travail de modélisation de la propagation des houles ; travail qui nécessite l'acquisition de compétences particulières et qui n'a pu être réalisé dans le cadre de cette thèse. Nous n'étudierons donc que la question des variations du niveau marin et de la morphologie sous-marine.

- 1- **Les variations du niveau marin dans le delta du Rhône** sont estimées à + 2.1 mm.an⁻¹ depuis 1905 (Suanez et Provansal, 1998), valeur considérée comme stable par Mulder et Syvitski (1996). Cette tendance est également observable sur les chroniques marégraphiques enregistrées à Fos sur Mer (Fig. 10.9a). On retrouve donc ici aussi un forçage favorisant la tendance à la réduction des VMME, mais en aucun cas efficient pour expliquer les variations à plus court terme.
- 2- **Sur la base d'une influence cyclique des forçages**, initiée par Roberts (1997), il est également possible d'interpréter les VMME en considérant une succession de phases (a) de comblement de l'espace disponible pour la sédimentation au droit de l'embouchure, (b) d'avancée de la plaine deltaïque sur la mer, et (c) de colmatage du chenal sous l'effet de l'allongement du profil en long du cours d'eau (Fig. 10.9b). Cette explication apparaît comme particulièrement pertinente pour expliquer les variations à court terme, d'autant qu'elle suggère une hypothèse incluant les effets de l'anthropisation décrits ci-dessus (se référer au texte du Chapitre 6 pour davantage de détails).

On montre ainsi que **l'avancée deltaïque est soumise aux grandes tendances climatiques**, qui régulent notamment l'hydrologie du fleuve et le niveau marin. A plus forte résolution, **elle apparaît liée à la variabilité chronologique de deux types de forçages : le volume des apports solides fluviaux et l'espace de sédimentation disponible à l'embouchure, qui conditionnent tous deux la morphologie de la zone d'embouchure.**

Nous disposons de nombreuses données et études bibliographiques sur l'évolution de la charge solide du Rhône à l'échelle séculaire, mais il semble difficile de nos jours de juger de la fiabilité des mesures effectuées au 19^{ème} siècle (et même encore actuellement !), ou de la pertinence des marqueurs retenus comme témoins de ces variations.

Par contre, nous ne disposons que de connaissances très partielles sur l'évolution des lobes prodeltaïques sous-marins. Entre autre, **il existe de grosses lacunes de connaissance sur les mécanismes de leur édification et sur l'impact des évènements extrêmes.** Aussi est-ce sur l'amélioration de la connaissance de ces lobes que nous avons orienté la suite de notre étude.

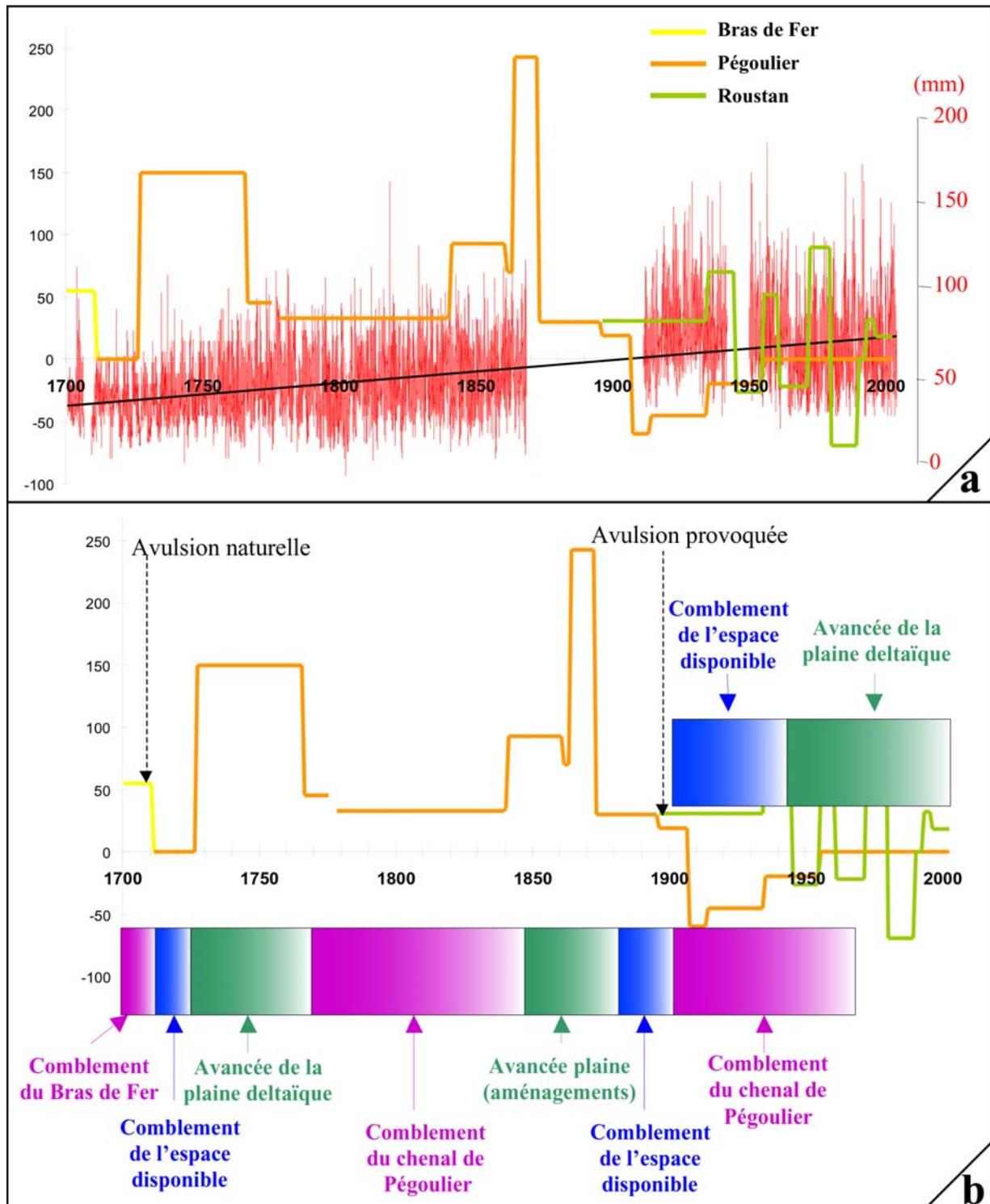


Fig. 10.9 : Comparaison des Vitesses Maximales Moyennes d'avancée de l'Embouchure (VMME) avec les différents forçages « aval ». a) Relation avec la marégraphie à Fos sur Mer (données CCI Provence). B) Hypothèse du contrôle de l'avancée du trait de cote par la morphologie sous-marine.

10.2.3 Relations entre l'édification de la plaine deltaïque et le lobe actif.

Grâce aux mesures effectuées au cours de cette étude, nous sommes en mesure de montrer **la morphologie sous-marine détaillée d'une embouchure microtidale, et ce pour la première fois à notre connaissance** (Fig. 10.10). Dans la zone présentée sur cette figure, on peut observer les 6 derniers kilomètres du Rhône, avant son arrivée en mer. **Le chenal**, profond en moyenne de 8 m mais plus fortement incisé en rive gauche, est faiblement sinueux et endigué sur sa rive gauche jusqu'à l'aval de la sinuosité. Dans sa partie terminale, il est obstrué en rive droite par une flèche littorale s'appuyant sur une importante dune hydraulique longitudinale. **L'embouchure** présente une asymétrie générale vers l'Est, témoin des effets de la dérive littorale de direction Ouest - Est. Une importante

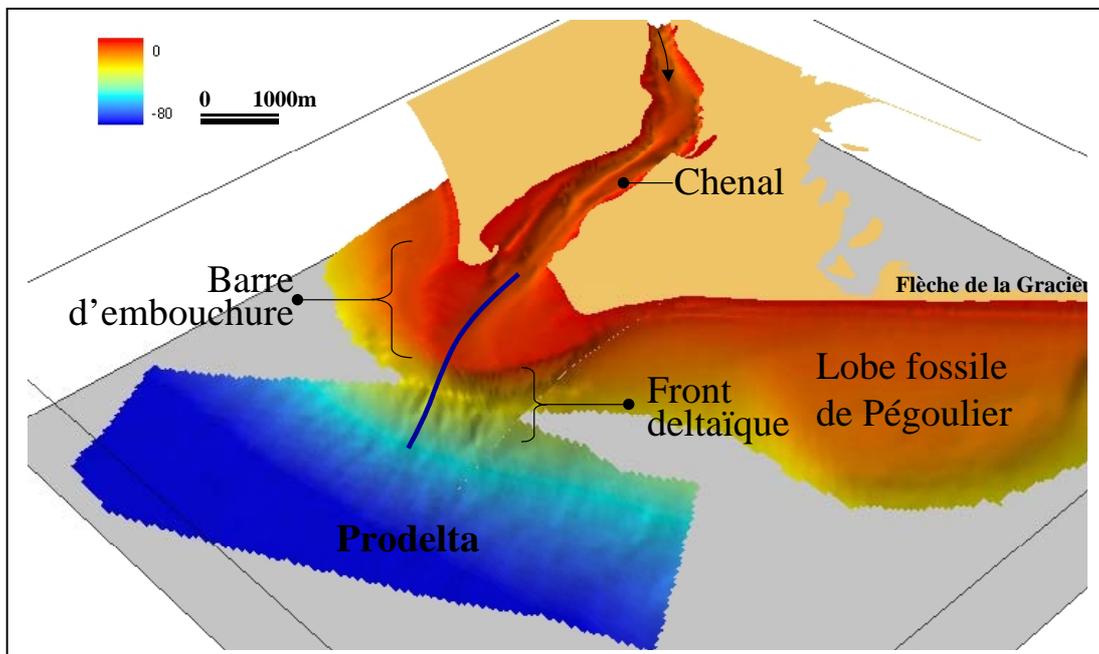


Fig. 10.10 : Morphologie sous-marine actuelle de la zone d'embouchure de Roustan et de Pégoulie (données CEREGE / IFREMER / PAM). Le trait bleu correspond au profil de la figure 10.11

barre d'embouchure en forme de croissant, caractéristique des estuaires dominés par les houles, constitue la partie sommitale du lobe sous-marin. Sa topographie en coupe transversale est asymétrique et forme un seuil à pente légère vers l'amont et beaucoup plus forte en direction de la mer. Plus au large, **le front deltaïque** s'étend de -4 m à -20 m avec une pente moyenne supérieure à 4 °. Sous le front deltaïque, on trouve **le prodelta**, dont la frontière topographique avec les dépôts de plate-forme continentale est estimée autour de -80 m. La figure 10.10 nous présente

également une image de la morphologie du lobe abandonné de Pégoulier, sur lequel s'appuie l'édification de la flèche de la Gracieuse.

L'évolution de cette zone peut être appréhendée grâce à 7 relevés bathymétriques réalisés depuis l'ouverture de l'exutoire de Roustan, par les Pont et Chaussées (1895), les Services Hydrographiques de la Marine française (SHOM), le Port Autonome de Marseille (PAM), et nous même. En procédant à la superposition de profils topographiques, réalisés parallèlement à la ligne de plus forte pente (Fig. 10.11), il est possible de constater que **l'édification du lobe s'est réalisée de manière constante jusqu'en 1995**, avant de subir un net recul entre cette date et 2003. La position du trait de côte étant stable depuis 1944 (Sabatier et Suanez, 2003), **on peut s'étonner de voir le lobe s'avancer en mer sans qu'il y ait pour autant émergence et avancée de la plaine deltaïque.**

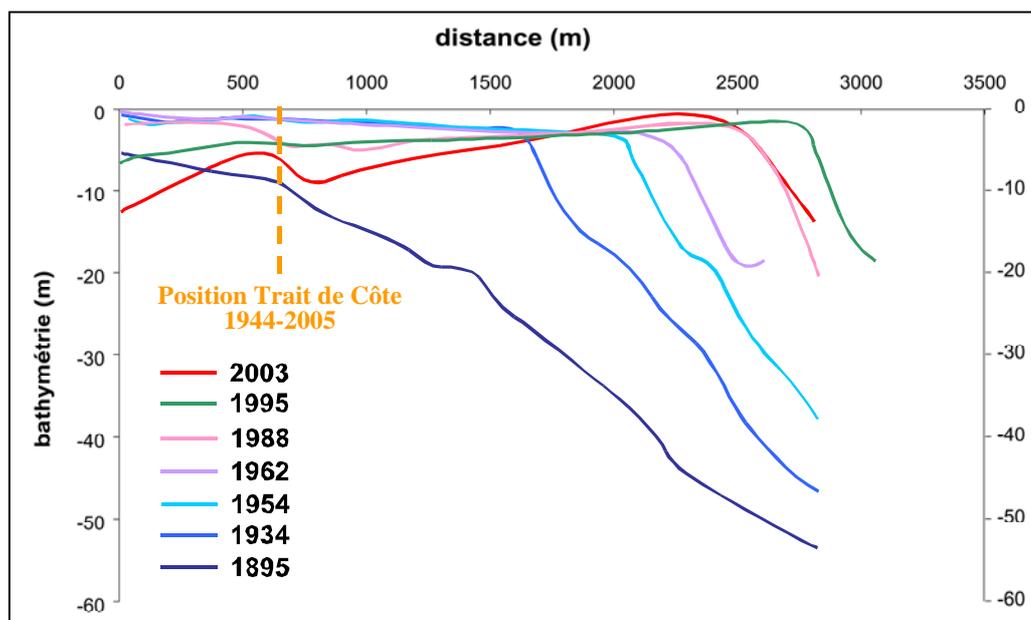


Fig. 10.11 : Superposition des profils bathymétriques historiques au droit de l'embouchure de Roustan (localisation sur la Fig. 10.10).

Si l'on s'intéresse à cette évolution en terme de volumes (Fig. 10.12), on constate que les zones en accumulation restent prépondérantes jusqu'en 1988, puis se restreignent au front deltaïque dans l'axe du chenal. Depuis les années 80, les zones en érosion dominent, et le bilan global est négatif depuis 10 ans. De manière générale, il convient de noter que cette érosion s'effectue **sous forme d'un arasement généralisé de l'ensemble de la barre**, c'est à dire, du sommet du lobe sous-marin.

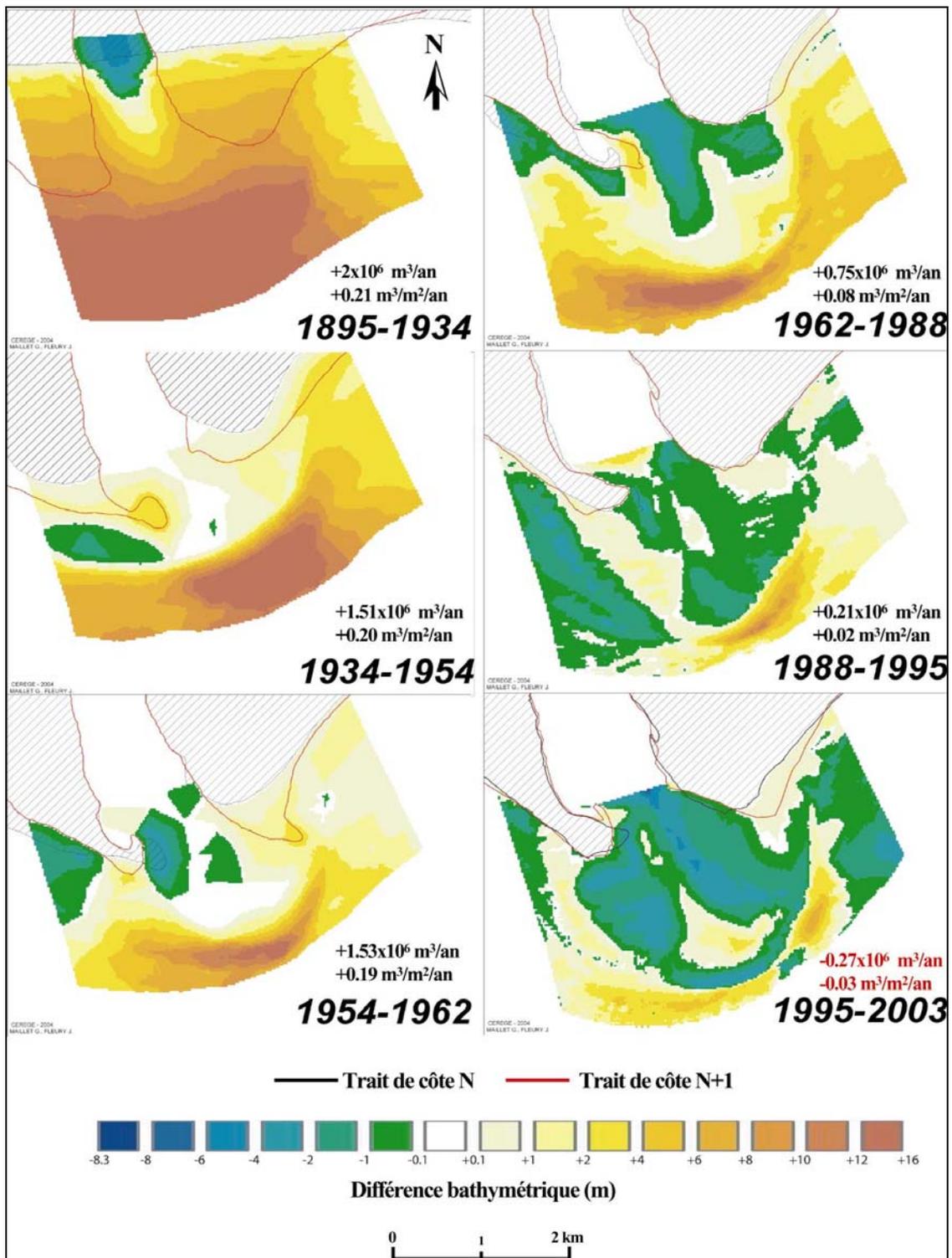


Fig. 10.12 : Bilan sédimentaire séculaire entre 0 et -20 m (en millions de m³), obtenu par superposition différentielle de MNT, montrant le démantèlement progressif du lobe.

Cette tendance nette à l'érosion du lobe par son sommet constitue l'interrogation essentielle à lever pour tenter d'expliquer l'actuel déficit sédimentaire du littoral deltaïque. C'est ce que nous allons nous attacher à faire dans la partie suivante.

10.3 Fonctionnement récent et actuel du lobe prodeltaïque actif (Partie 4)

Pour comprendre les raisons de l'absence de transfert sédimentaire entre le secteur de l'embouchure et les plages du delta, notre attention doit se focaliser sur les mécanismes d'érosion et d'alimentation du lobe prodeltaïque actif. Cette étude a été réalisée à deux échelles de temps différentes, selon la logique de ce travail. C'est à dire d'abord **à l'échelle séculaire pour mettre en évidence un fonctionnement global et des tendances potentielles, puis à l'échelle événementielle pour observer les mécanismes de dépôt / remobilisation en période de forts apports sédimentaires** (périodes de crue).

Pour donner une idée de la répartition des apports solides fluviaux sur le lobe, nous avons dressé une carte de la granulométrie de surface (Fig. 10.13), à partir d'échantillons prélevés à la benne à sédiment en 2002. Elle montre une très forte hétérogénéité granulométrique des dépôts, avec une médiane maximale supérieure à 400 μm à l'intérieur de la barre d'embouchure, et une médiane minimum de 6 μm par -80m de profondeur.

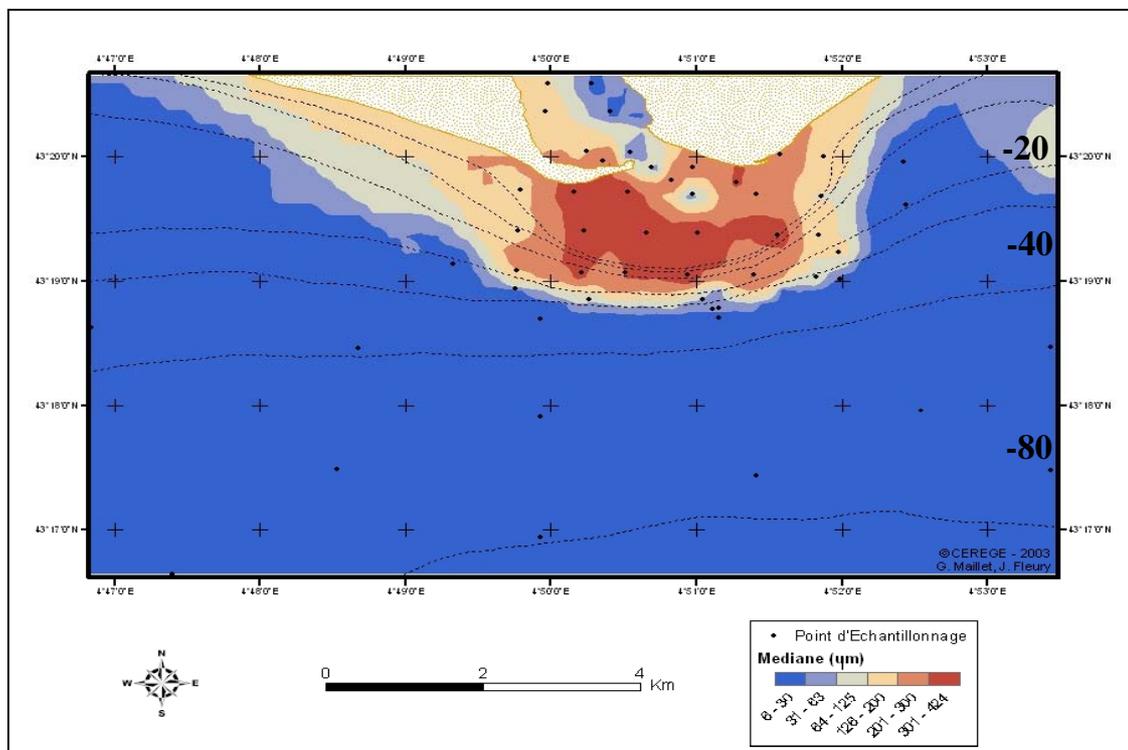


Fig. 10.13 : Carte granulométrique de l'embouchure actuelle du Grand Rhône (Les isobathes sont exprimés en mètres).

De manière générale, la granulométrie tend à s'affiner vers le large, mais il est à noter le confinement des dépôts les plus grossiers à l'intérieur de la barre et sur le sommet du front prodeltaïque, tandis que, au delà de -30 m, tous les échantillons ont un grain médian inférieur à 30 μm .

Ainsi, si l'on compare les figures 10.12 et 10.13, on peut constater que **les zones les plus en érosions sont celles dépositaires du stock sédimentaire grossier**, principalement sableux. Il est donc possible que, au-delà des quantités de particules apportées par le fleuve ou remobilisées par les houles, la granulométrie des apports soit également un facteur contrôlant l'émersion de la plaine deltaïque. Aussi est-il intéressant de tenter de **préciser l'évolution séculaire des apports du Rhône**, non pas tant en termes de quantité, comme cela a déjà été fait, mais de manière qualitative, en se préoccupant de **l'évolution du ratio charge en suspension / charge de fond** (qui en première approximation peut s'apparenter respectivement au rapport apports fins / apports sableux, malgré l'évidente simplification nécessaire à cette démonstration).

10.3.1 Evolution qualitative historique de la charge solide rhodanienne

Nous disposons de deux types de données nous permettant de dégager une idée précise de l'évolution respective des matières en suspension (MES) et de la charge de fond, principalement sableuse.

La première consiste en **une recherche bibliographique** sur les études menées, soit spécifiquement sur l'une ou l'autre des composantes du débit solide total, soit directement sur le rapport entre les deux. L'ensemble des résultats est consigné dans la table 2.4 (cf p 61) que nous ne reproduirons pas ici. Nonobstant les données inédites du 19^{ème} siècle publiées dans cette étude, il est intéressant de constater qu'à la fin du 19^{ème} siècle, la charge en suspension annuelle était estimée par Guerard (1895) à 5.22 millions de m^3 et la charge de fond à 18 millions de m^3 , soit un rapport MES/sable de $\frac{1}{4}$ (Table 2.4). Inversement, à la fin du 20^{ème} siècle, les auteurs estiment à environ 10% la part de la charge de fond dans le débit solide total annuel, avec une charge en suspension estimée à environ 9.0 millions de m^3 . Ainsi, en 100 ans, et sur la base de ces mesures, peut-on observer **une inversion totale du rapport entre charge en suspension et charge de fond**. Inversion essentiellement due à une réduction drastique de la charge de fond (ainsi qu'observée par l'étude IRS, 2000) au cours du 20^{ème} siècle, tandis que la charge en

suspension se maintient dans une fourchette relativement constante au regard de l'extrême variabilité des années hydrologiques.

Ces données restent bien évidemment sujettes à discussion, tant les mesures de la charge solide des fleuves sont, encore de nos jours, difficiles à préciser. Cependant, **sur la base des données bibliographiques historiques**, et malgré les écarts sans doute excessifs entre les données de la fin du 19^{ème} siècle et la fin du 20^{ème}, il nous faut considérer que **la tendance à l'affinement des apports solides du Rhône est nette**.

Pour tenter de minimiser les doutes liés à l'incertitude sur les quantifications, il est possible d'aborder cette question de l'évolution « qualitative » des apports solides du Rhône sur une base plus morphologique. Nous disposons en effet de l'évolution bathymétrique du lobe prodeltaïque au cours du dernier siècle (Fig. 10.11). Il est possible de calculer à partir de ces données les pentes associées à chaque année pour lesquelles nous disposons d'un relevé bathymétrique. Ainsi, nous pouvons observer (Fig. 10.14) que **la pente du lobe actuel n'a pas cessé de croître au cours de l'édification du lobe**, pour atteindre la valeur actuelle de 4,13°. Or de nombreux auteurs s'accordent à penser qu'il y a une corrélation positive directe entre l'augmentation de la teneur des sédiments en particules grossières et l'augmentation de la pente des dépôts (Orton et Reading, 1993 ; Iverson, 1997...). **Suivant cette hypothèse morphologique**, il nous faudrait considérer, à l'inverse de la conclusion basée sur les données bibliographiques, que, au cours du 20^{ème} siècle, puisque la pente augmente, **la proportion de sable dans les dépôts prodeltaïques augmente** également.

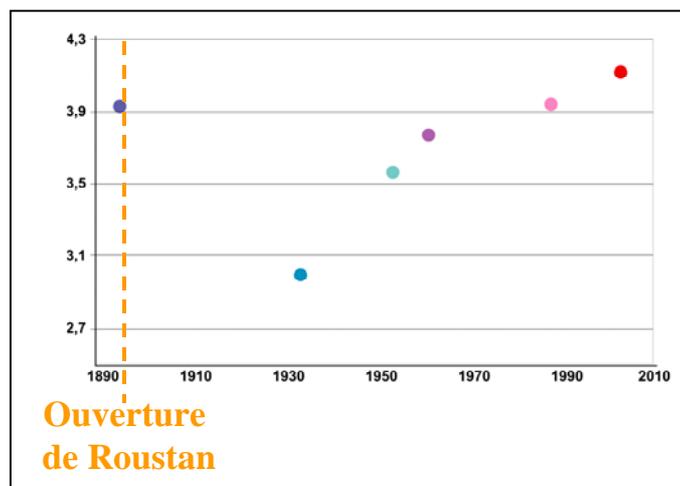


Fig. 10.14 : Evolution de la pente du front prodeltaïque (en degrés) depuis l'ouverture du chenal de Roustan.

La conclusion de cette étude n'est donc que partielle. **Nous souhaitons comprendre pourquoi la plaine deltaïque n'accompagnait pas (ou plus ?) le lobe dans sa progradation.** Or, la question de la diminution globale de la charge solide totale, si elle apporte des réponses en termes de tendance à long terme, n'explique pas cette stagnation récente du trait de côte. En cas d'apports faiblissants, on pourrait s'attendre à une avancée lente ou à un recul, selon que l'on se situe au delà ou en deçà d'un certain seuil, mais pas à une stagnation. Cette observation nous a conduit à considérer la variation du ratio charge en suspension / charge de fond comme potentielle explication, en raison du confinement des sédiments grossiers dans les zones les plus érodées du lobe sous-marin. Là encore, **il nous est impossible de trancher, face à la contradiction qui ressort de la confrontation des données bibliographiques et de l'étude de l'évolution des pentes.**

Puisqu'il nous est, de plus, impossible de valider ou de refaire les mesures de la charge solide du début du 20^{ème} siècle, nous avons tenté d'approfondir l'approche morphologique, en étudiant dans le détail les mécanismes propres à l'évolution de la pente prodeltaïque du Rhône.

10.3.2 Alimentation du lobe sous-marin en période de crue : fonctionnement évènementiel

Notre étude s'est axée sur la compréhension des processus hydrosédimentaires en période de crue, car ce sont les évènements les plus susceptibles d'apporter des sables à l'embouchure du fleuve. **Le protocole d'étude prévu pour ce travail était basé sur l'acquisition de données bathymétriques, courantologiques, houlographiques et de sonar en période de crue.** Mais les évènements auxquels nous avons été confrontés (3 crues de période de retour >50 ans, Fig. 10.15) ont été trop énergétiques pour que nous puissions mettre en œuvre des mesures directes. La table 10.2 présente les caractéristiques des crues et des principales missions effectuées sur la période d'étude. Nous présentons donc ici les principales conclusions **des études indirectes**, basées sur l'interprétation hydrosédimentaire de l'évolution morphologique de la zone au cours de la période de crue, et sur la modélisation des transits sédimentaires à partir de l'évolution de la granulométrie de surface des dépôts (Gao et Collins, 1992).

Les principales variations bathymétriques observées en période de crue se synthétisent en trois points :

- ❖ **approfondissement du fleuve** (incision maximum de 6 m, et environ 600.000 m³ de sédiments érodés sur les 6 derniers km)
- ❖ **alimentation importante de la barre d'embouchure et du front prodeltaïque** (+7.8 millions de m³, soit 80 cm de sédimentation verticale moyenne sur le lobe)
- ❖ **renforcement de la pente prodeltaïque** (+0.24° en 2002 ; +0.19° en 2003) par translation vers le large du sommet de la barre d'embouchure.

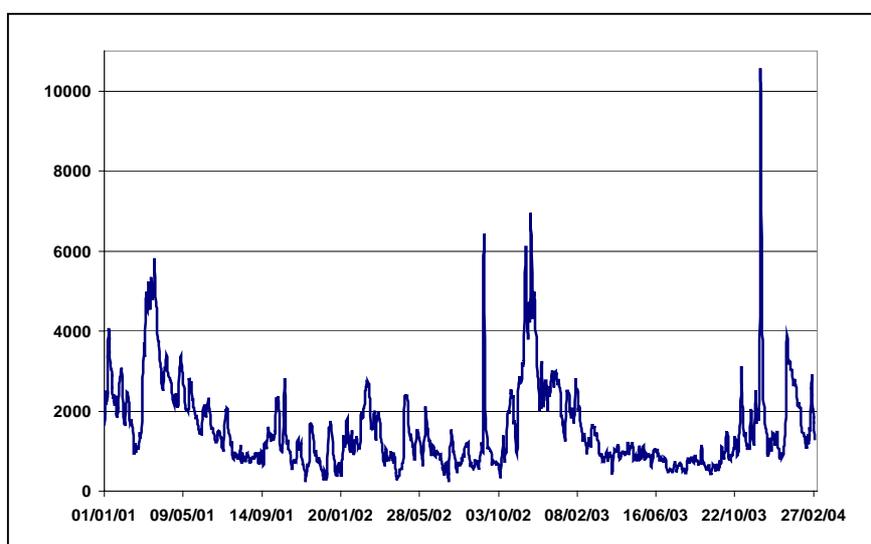


Fig. 10.15 : Débits journaliers en Arles (Grand Rhône) durant la période d'étude.

Date	Pic de crue	Durée de crue (jours)	Débit max à Beaucaire m ³ .s ⁻¹	Gradient de montée de crue (m ³ /s/h)	Période de retour (ans)	Mission	Zone prospectée	Outils
Mars 2001	24-mars-01	19	5.828	50	3.5			
Septembre 2002	10-sept-02	1	10.500	350	55			
Novembre 2002	25-nov-02	17	10.200	80	50			
Novembre 2003						MATRhône1	-3m / -25m	monobeam
Décembre 2003	04/Dec/03	5	11.500	200	120			
15 Décembre 2003						Rhône Flood	-17 m / -80m	multibeam / chirp
14 Janvier 2004						MATRhône2	-3m / -25m Ouest	multibeam
02 Février 2004						MATRhône2	-3m / -25m Est	multibeam

Table 10.2 : Caractéristiques des principales crues (données CNR) et missions effectuées sur le front deltaïque du Grand Rhône entre 2001 et 2004

En ce qui concerne l'évolution du lobe, et sans entrer dans les détails (qui sont fournis au chapitre 8), on constate que **l'ensemble du lobe est alimenté en période de crue** (Fig. 10.16). On peut mettre en évidence que l'accumulation maximale (**2**) est principalement liée au transfert vers le large de la crête de la barre d'embouchure (initialement située en **1**, qui montre l'érosion différentielle résultante de ce déplacement). On peut également observer une importante érosion du littoral en rive gauche de l'embouchure (**3**), qui provoque un recul du trait de côte de presque 400 m. Enfin, il est intéressant de noter que les taux de sédimentation sur le front prodeltaïque montrent un gradient décroissant vers le large.

Cette organisation des dépôts sédimentaires peut être explicitée, toujours de manière indirecte, par **la modélisation des transits résiduels** (méthode de Gao et Collins, 1992). Le résultat de l'analyse géostatistique (Fig. 10.17) montre 3 principaux faisceaux de vecteurs permanents. Il permet d'individualiser :

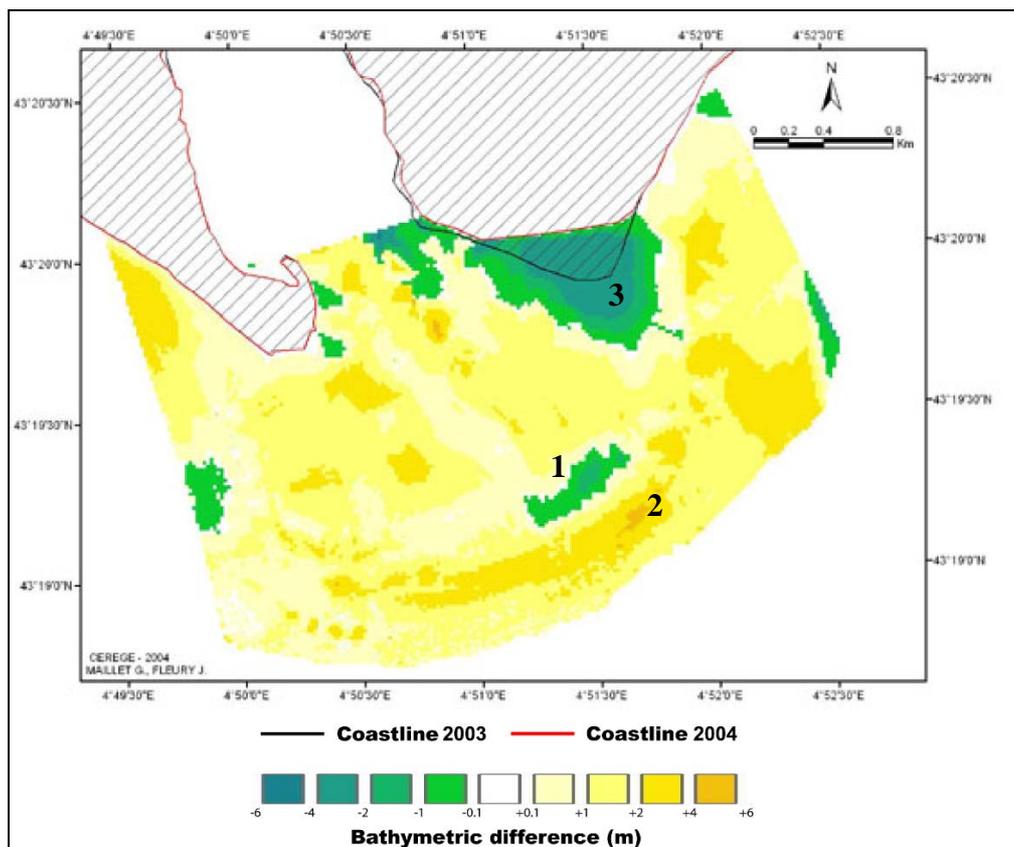


Fig. 10.16 : différentiel bathymétrique encadrant la crue de décembre 2003 au niveau du lobe prodeltaïque du Grand Rhône, dans la zone [0 ; -20m]. (1, 2 et 3 : voir texte)

- (A) un important courant d'aspiration côtier, qui pourrait être à l'origine de l'érosion du littoral observée sur la figure 10.16,
- (B) un courant de dérive littorale qui semble permanent, puisqu'il n'est pas perturbé par les forts débits du Rhône en crue,
- (C) un faisceau de transport résiduel qui pourrait être associé à l'influence de la stratification des eaux dans la partie estuarienne, mais qui résulte plus vraisemblablement d'un artéfact liée à la méthode géostatistique qui ne peut prendre en compte deux environnements radicalement différents comme l'intérieur du fleuve et le domaine marin.

En période de crue, l'efficacité du transport semble se renforcer mais le schéma général de circulation n'est pas modifié au delà de la création d'une zone de fortes turbulences (Fig. 10.17 D) à l'entrée du fleuve en mer.

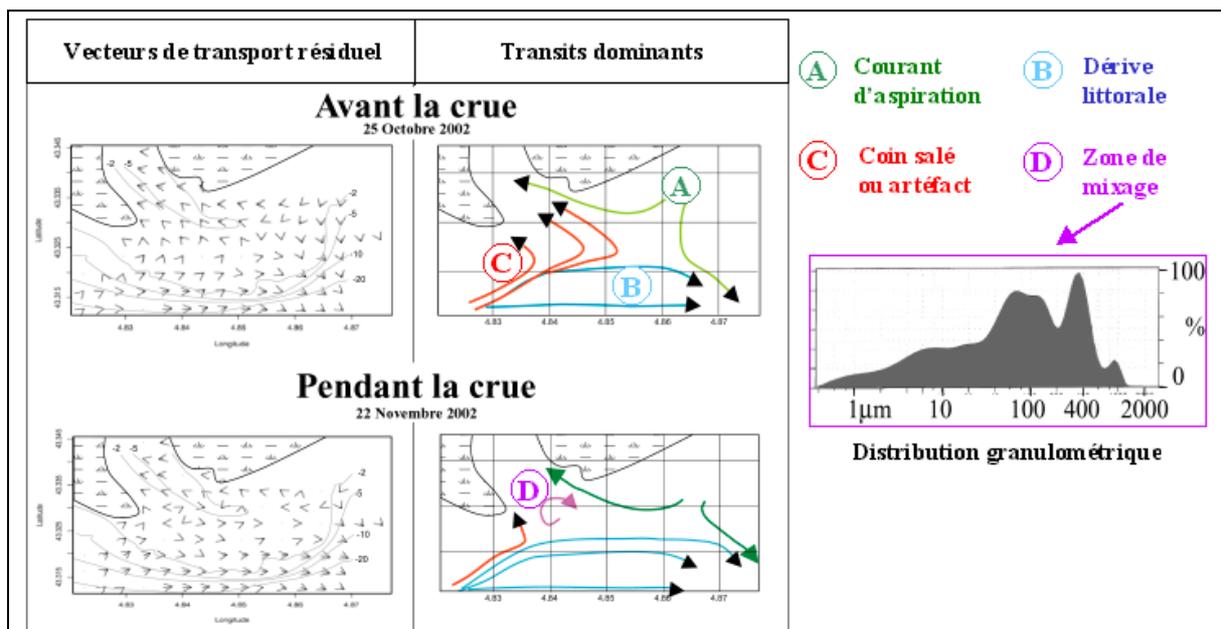


Fig. 10.17 : Résultat de la modélisation basée sur l'évolution des indices morphométriques des sédiments de surface en période de crue.

Par conséquent, en période de crue, les mécanismes d'édification du lobe ne diffèrent a priori que peu du fonctionnement modal, et seul la prépondérance des forçages semble inversée. **L'analyse des tendances à long terme reste donc une approche intéressante pour comprendre la mise en place du lobe.** On a vu que l'augmentation de la pente du front était significative pendant la crue. Elle s'effectue grâce au transfert vers le large du sommet du front, sans que la base du front ne prograde de manière notable.

L'étude de la morphologie détaillée de l'embouchure rhodanienne actuelle (bathymétrie multifaisceaux) a débuté le 03 mai 2002 et s'est achevée en février 2004 (Table 10.3). Deux types de morphologies ont été mis en évidence :

(1) Sur la bathymétrie post crue 2003 (Fig. 10.18a), on note entre -5m et -30m la présence **de chenaux sub-parallèles à la plus forte pente**, sans distinction possible d'accumulation sédimentaire lobée à leur base. Ces chenaux s'étendent sur une zone de plus de 2000 m en travers du front prodeltaïque. Leur taille varie de 50 à 100 m de large pour 2 m de profondeur et leur longueur peut atteindre 800m. En l'absence de donnée dans les profondeurs inférieures à 3m, il n'est que possible de supposer une connexion avec le fleuve. Ces chenaux ne sont pas parfaitement rectilignes et présentent des profils transversaux à fond plat. Au nombre de 4 avant la crue de décembre 2003, on observe la formation d'un 5^{ème} chenal après l'évènement (Fig. 10.19). Les chenaux 1 à 4 semblent donc inactifs durant la crue 2003

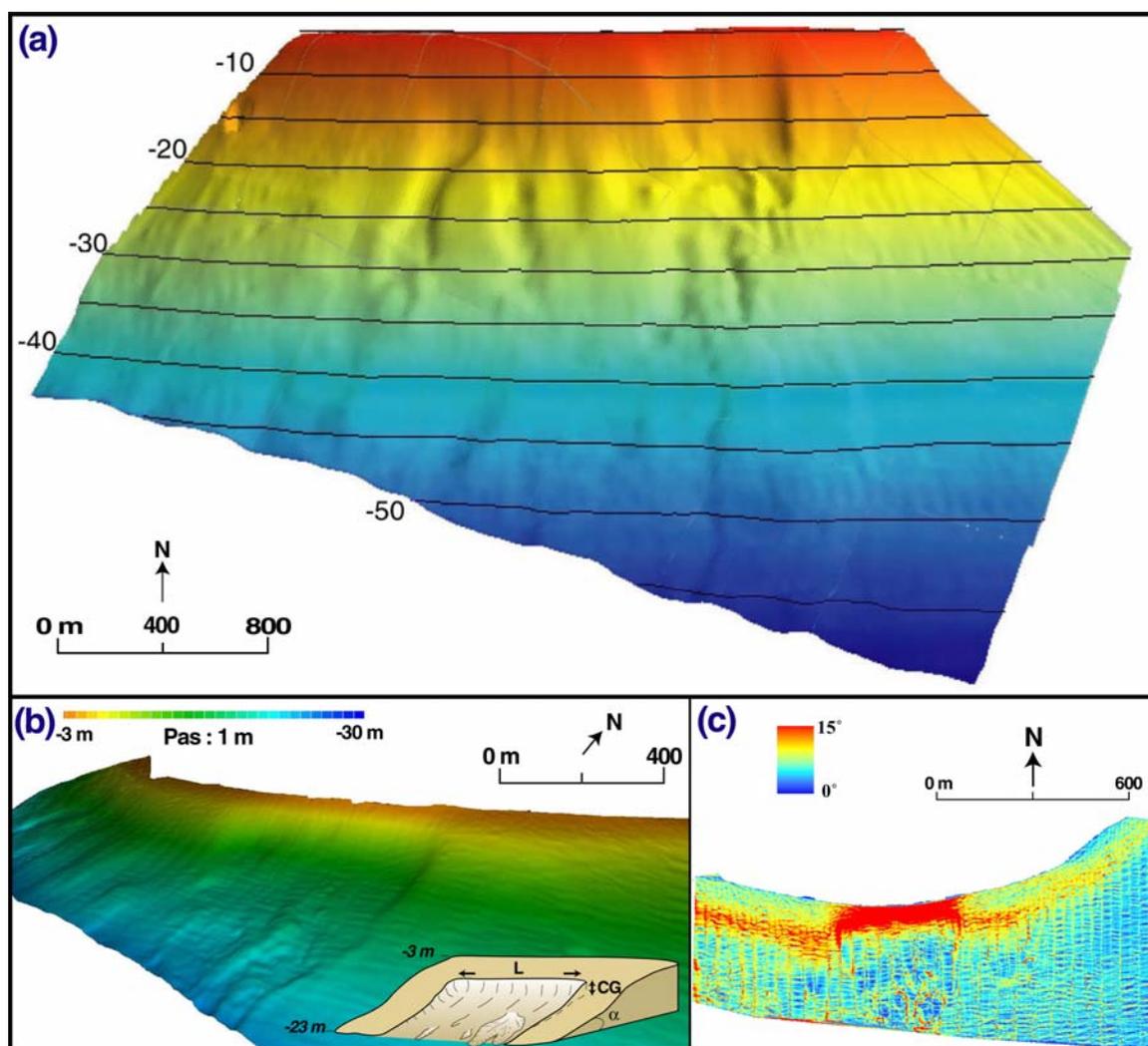


Fig. 10.18 : Morphologie du front deltaïque après la crue de 2003. (a) MNT de la zone (données CEREGE / IFREMER). (b) Détail du sommet du glissement. $L = 400\text{m}$; Cicatrice de Glissement (CG) = 10m ; $\alpha = 4.13^\circ$. (c) Carte des pentes.

mais persistent après, malgré des taux de sédimentations importants. La question de savoir si ces anciens chenaux sont partiellement réactivés en période de crue ou pas n'est pas tranchée. Mais puisque l'on observe une parfaite conservation de leur morphologie malgré l'épisode de crue (Fig. 10.19), on peut émettre l'hypothèse qu'ils expriment la marque d'anciens **transferts d'une partie de la charge de fond par courants hyperpicnaux** en période de crue.

L'étonnante préservation de la morphologie du front laisse à penser que la zone [-5 ; -30m] n'est pas soumise à de fortes dynamiques hydrosédimentaires pendant les crues, et que les processus de sédimentation s'effectuent principalement par décantation. Cette hypothèse demande à être vérifiée, mais reste en concordance avec les résultats de la modélisation géostatistique qui montrent que le courant de dérive littorale n'est pas perturbé dans cette zone pendant les crues (Fig. 10.17).

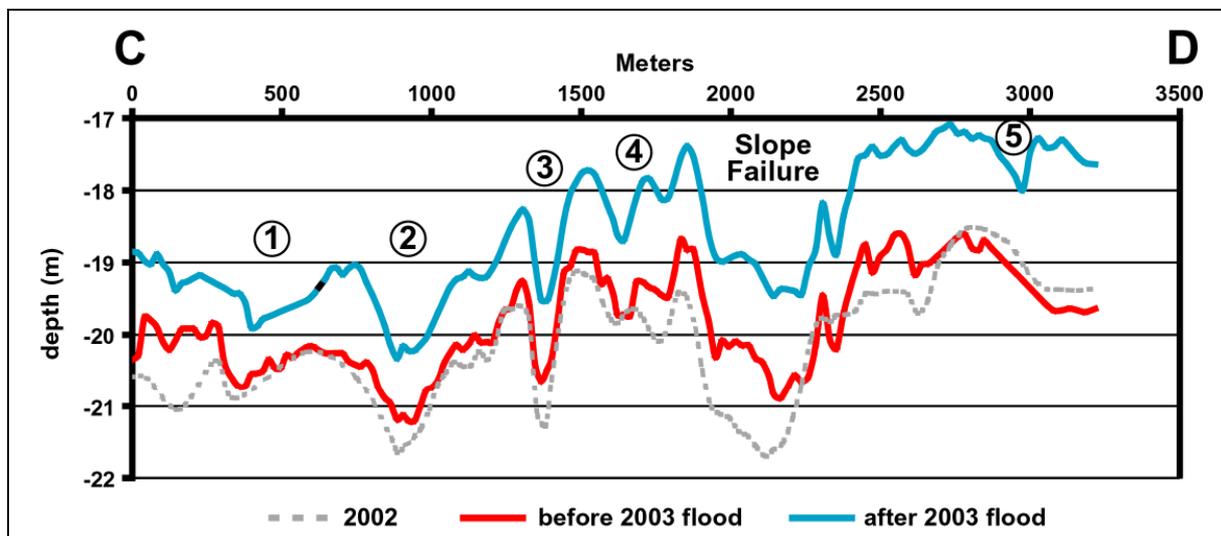


Fig. 10.19 : Profils topographiques du front prodeltaïque, par 20 m de profondeur, encadrant la crue de 2003. (les nombres marquent les chenaux d'ouest en est)

(2) La deuxième forme observable est **une grande rupture de pente à partir de -5m** (Fig. 10.18 b, c). Il est difficile de déterminer avec précision le type de glissement dont il s'agit en se basant uniquement sur la morphologie de surface. Il semble se produire sur une surface listrique. Les dimensions du glissement sont approximativement : largeur ($W = 400$ m), Cicatrice de glissement ($HH = 10$ m) et pente maximale ($MS = 15^\circ$). La pente moyenne du front prodeltaïque (α), mesurée à 4.13° peut être considérée comme une bonne estimation de la pente critique de glissement dans les conditions post-crues. La cause de ce glissement n'est pas la crue de décembre 2003, puisqu'il préexistait à l'évènement. Cependant, la pente du front augmentant considérablement en période de crue, il est probable que ce

décrochement se soit tout de même effectué en période de crue, peut être au cours de celles de l'année 2002.

En première approximation, on peut estimer ce volume de sédiment déplacé vers le prodelta à environ 300.000 m³, **soit 50% du volume moyen sédimenté par année dans cette zone**. Les bourrelets d'épandage au pied du front prodeltaïque (Fig. 10.18 b) représentent un volume bien moindre que celui libéré par le glissement. Dans l'étude de la redistribution spatiale et des taux de sédimentation sur le front prodeltaïque, il convient donc de tenir compte de l'importance des remises en suspension lors des glissements, et des mécanismes de tassement lors de la stabilisation.

L'ampleur des volumes sédimentaires mobilisés par les processus de glissement sur le front deltaïque pose donc la question de **l'impact des déplacements gravitaires dans les modalités de progradation d'un lobe deltaïque**. Il apparaît en effet que la tendance historique de l'évolution des pentes (Fig. 10.14) nous place actuellement dans une période propice à l'accentuation de ces phénomènes gravitaires. La zone source en sédiment reste certes confinée au front deltaïque durant les évènements morphogènes de moindre intensité qui sont les plus fréquents (crue de mars 2001), mais elle est également en mesure de s'étendre jusqu'au sommet du front prodeltaïque durant les crues les plus importantes. L'observation durant les crues de 2002 de flux de transports sableux denses à plus de 50m de profondeur, et le confinement des dépôts post-crue au dessus de l'isobathe -30 m en 2003, nous amènent à réévaluer à la hausse

- (1) l'importance des mécanismes de sédimentation pulsée sur le lobe sous-marin
- (2) le rôle déterminant des conditions marines (vents et houles) dans la dispersion des sédiments en période de crue.

Au final, nous avons regroupé l'ensemble des mécanismes identifiés sur le lobe sous-marin en période de crue dans la table 10.3, et nous avons associé ces mécanismes aux conséquences qu'ils ont sur l'évolution générale du lobe actif en période d'apports sédimentaires. On peut noter pour conclure que la conjonction de l'ensemble de ces mécanismes explique assez bien l'évolution du lobe au cours du dernier siècle et la déconnexion observée entre sa progradation et l'avancée du trait de côte.

Phénomène pendant la crue		Conséquence sur l'édification du lobe et sur les relations fleuve / littoral
Erosion du littoral de l'embouchure	⇒	Pas de connexion entre l'avancée du trait de côte et les crues
Chenalisation des exportations de sable sur le front prodeltaïque	⇒	Alimentation du prodelta en sable faible et localisée
Sédimentation par décantation sur le front	⇒	Pas d'alimentation du littoral en période de crue
Augmentation chronique de la pente du front	⇒	Prépondérance des apports fins facilement remobilisables, confinement du sable sur la barre
		Situation propice aux glissements gravitaires transférant les sables en dessous de la limite d'action des houles

Table 10.3 : synthèse et interprétations des résultats de la Partie 4, concernant les mécanismes d'édification du lobe en période de crue.

10.4 Conclusions

L'embouchure du Grand Rhône apparaît comme un système complexe qui fonctionne selon des mécanismes interagissant au sein d'un **emboîtement d'échelles spatiales et temporelles très contraignant**. La relation entre le fleuve et son delta est régie par une combinaison de **forçages multiples et parfois interdépendants**, qui rend la compréhension du rôle de chacun très difficile à maîtriser.

Nous avons vu que **l'avancée du lobe** se faisait en effet sous le double contrôle des forçages « amont » (climatiques et anthropiques) et « aval » (climatiques et morphologiques ; l'aménagement du littoral étant un fait très récent). Il a été possible de montrer les effets parfois contraires de « l'anthropisation » du bassin versant et du fleuve, et notamment que, le littoral deltaïque étant en érosion avant la construction des barrages hydroélectriques, la déconnexion entre le fleuve et son delta est principalement dû à l'endiguement du fleuve. Concernant **les lobes anciens**, leur démantèlement survient après l'abandon du chenal nourricier. Ils constituent un stock important de sédiments pour l'alimentation du littoral, mais cette source secondaire se révèle actuellement quasiment épuisée pour le delta du Rhône.

Le lobe actif montre, quant à lui, une très forte capacité de rétention des apports fluviaux. L'étude de l'évolution du littoral montre la faiblesse des transferts particuliers entre le lobe et le littoral deltaïque proximal en période modale. On observe que les périodes de forts apports sédimentaires (les périodes de crue) ne favorisent pas (ou plus ?) la progradation de la plaine deltaïque, mais, au contraire, entraînent souvent l'érosion du littoral à proximité de l'embouchure. Concernant la redistribution des sédiments grossiers durant ces périodes, on constate qu'elle reste très restreinte, l'essentiel des transferts s'effectuant vers le prodelta, de manière ponctuelle dans le temps et dans l'espace.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de cette étude était de déterminer **les processus hydrosédimentaires qui lient un fleuve et l'édification de son delta, dans un cadre temporel restreint aux variations séculaires**. Le secteur de l'embouchure du Rhône s'est révélé être la plaque tournante de cette relation, ainsi que nous l'avons envisagé. Les différents paramètres retenus ont permis de dégager des résultats intéressants, dans une période d'étude propice à l'étude du rôle des crues dans la redistribution des apports fluviaux au littoral. Nous en rappelons ici l'essentiel.

1. Un cadre temporel et spatial spécifique

L'évolution à l'échelle séculaire de paramètres indépendants, comme le climat ou les activités anthropiques, ont des effets très rapides sur les systèmes géomorphologiques sensibles (Kochel et Miller, 1997 ; Hassan et Church, 2002 ; Jansen et al., 2004). Au cours de cette étude, nous nous sommes donc appuyés essentiellement sur ces deux forçages, et sur leurs conséquences pour tenter d'expliquer les évolutions morphosédimentaires de la zone d'embouchure depuis le 18^{ème} siècle.

Le rôle du climat dans la détermination des processus fluviaux et littoraux et sur la morphogenèse a été étudié dès le début du 20^{ème} siècle en Europe. La théorie fondatrice (Penck, 1910 in Vandenberghe, 2003) a été développée pour mettre sur pied la "*géomorphologie climatique*", illustrée essentiellement en France, par de Martonne, Birot, Tricart, et en Allemagne, avec Troll, Louis, Büdel... (Etienne, 2004). Les arguments mis en avant pour expliquer l'impact prépondérant du climat sur, **(1)** le volume et la nature du débit solide et, **(2)** les formes fluviales et littorales, sont nombreux et convaincants (Wright et Coleman, 1973 ; Bryant, 1983 ; Gibbard, 1985 ; Seddon et Holyoak, 1985 ; Mulder et Syvitsky, 1996 ; Peizhen et al., 2001 ; Starkel, 2002 ; Walling et Fang, 2002). Malgré tout, la primauté de cette vision a été discutée (Hack, 1960 ; Leopold et al., 1964), et certains auteurs (Schumm, 1977 ; Hey, 1979 ; Bull, 1991 ; Robert, 1997 ; Brack et al., 2000) mettent en avant l'importance des dynamiques internes et des mécanismes de rétroaction dans les systèmes littoraux et fluviaux, en développant le concept de "*réponse complexe*". Ce modèle s'appuie sur un

développement autocylique des deltas par étapes successives, suite à une première impulsion externe, éventuellement climatique (Schumm, 1979).

Depuis 30 ans, les chercheurs développent une approche plus dialectique des effets combinés des forçages internes, du climat, et de l'anthropisation, (Bethoux et Gentili, 1999 ; Marchetti, 2001 ; Van Goor et al., 2001, Bravard et Magny, 2002 par exemple), afin de limiter les dérives d'une géomorphologie climatique souvent très interprétative, intuitive, et parfois subjective. De fait, bien qu'un rapport direct entre le climat et les dynamiques morphogènes soit évident dans beaucoup de cas, ceci ne s'applique pourtant pas systématiquement. Plusieurs facteurs peuvent en effet biaiser une étude purement causale. Outre la résolution de l'étude du forçage climatique, la mésestimation d'autres facteurs externes de contrôle, qui sont déterminés indirectement par le climat ou totalement indépendants de celui-ci, peuvent limiter fortement les interprétations géomorphologiques.

Dans cette étude, qui ne se veut pas climatologique, nous avons tenté une approche de la variabilité morphosédimentaire dans un cadre temporel suffisamment bref pour permettre une étude à haute résolution, et suffisamment long pour permettre la mise en évidence de tendances. Les forçages non (ou indirectement) climatiques, tels que les mouvements tectonique ou du niveau de la mer, n'ayant, quant à eux, pas d'impact réel à l'échelle temporelle de cette étude, nous avons privilégié ici le forçage anthropique et l'évolution qu'il provoque dans les systèmes fluviaux.

L'impact des activités humaines sur l'environnement est visible aujourd'hui dans la majorité des milieux naturels, et particulièrement sur les zones littorales soumises à une forte pression anthropique. Ce n'est qu'assez récemment qu'une évaluation détaillée du forçage sociétal sur l'évolution des systèmes fluviaux et côtiers a été entreprise. La plupart des études anciennes, basées sur le principe de la monographie, ont été concentrées sur de petits secteurs, et, par conséquent, sur de petites composantes des systèmes sédimentaires. Dans ce contexte, l'impact de l'anthropisation, qui, à l'instar du climat, doit être appréhendé à petite échelle (Bertrand, 2002), a souvent été soit négligé, soit considéré comme unique forçage. Et c'est seulement depuis que le cadre morphoclimatique du dernier cycle glaciaire est un

peu plus explicite, que les processus morphologiques et les modelés qui en découlent peuvent être observés dans leur globalité, et les variations liées à la perturbation anthropique mises en évidence.

Notre étude montre que l'évolution des apports sédimentaires à l'embouchure du Rhône représente une mesure pertinente de la dégradation des sols et de la réduction associée de l'activité agricole des sociétés humaines. Mais la complexité des fluctuations temporelles et spatiales de la charge solide des fleuves liées à l'action de l'Homme indique que les flux de sédiments sont également sensibles à de nombreuses influences, de la construction de barrages, à l'évolution de l'utilisation des sols, et d'autres formes de perturbations plus locales, comme l'aménagement d'un secteur pour la navigation ou les programmes de gestion d'extraction de granulats. Certaines de ces influences causent des augmentations de la charge solide des fleuves, tandis que d'autres contribuent à en diminuer le volume. Ces effets contradictoires, aux répercussions plus ou moins rapides, ont également été mis en évidence sur d'autres fleuves (Wright et Coleman, 1973 ; Kondolf et al., 2002 ; Meybeck et al., 2003 ; Walling et Fang, 2002).

De ce fait, dans de nombreux cas, **il reste difficile de distinguer l'influence respective du forçage climatique et du forçage anthropique**, bien qu'il soit possible ponctuellement de mettre en évidence les comportements atypiques de certaines zones. Ceci reflète le manque d'indices disponibles pour quantifier et qualifier les changements et les facteurs qui en contrôlent les modalités.

2. L'édification du delta : influence de la variabilité des forçages sur la cyclicité théorique

Le processus conduisant à la construction d'un édifice deltaïque lobé, comme celui du Rhône, à l'échelle séculaire est bien connu. L'édification contemporaine ou successive de lobes permet une progradation globale de la plaine deltaïque, selon un mécanisme cyclique centré sur le principe d'avulsion. La séquence théorique voit se succéder une phase d'édification du lobe, puis de comblement du chenal qui conduit à

une avulsion et à la mise en place d'un nouveau lobe, coalescent ou pas avec le précédent (Frazier et Osanik, 1969 ; Robert, 1997) . Cette logique de construction deltaïque exclut de fait une potentielle influence des mécanismes de redistribution sédimentaire dans la mise en place des corps progradants deltaïques, et donne une place importante à l'allocyclicité (variations des flux liquides et solides). Notre étude aura montré que, sur le Rhône, cette allocyclicité n'a de cyclique que le nom.

Le Rhône est en effet un parfait exemple de cette logique de construction, où la cyclicité est fortement perturbée par des forçages antagonistes. Au début du 18^{ème} siècle, l'encombrement du chenal, lié aux difficultés de circulation d'une charge solide grossière encore abondante, favorise la dernière grande avulsion naturelle du Rhône. L'édification du nouveau lobe s'effectue en fonction de la morphologie de la marge deltaïque à l'embouchure et au gré d'apports liquides et sédimentaires intermittents, en raison de la variabilité météorologique et de l'activité humaine dans le bassin versant et sur le fleuve même. Sous la contrainte des aménagements de l'embouchure, on assiste à la mise en place d'un lobe moderne constitué de trois sous-lobes coalescents. Ils ont été contemporains durant environ un siècle, puis seul le lobe de Pégoulie a fonctionné, avant de se colmater et de contraindre la réactivation du lobe de Roustan. L'édification de ce lobe trilobé s'inscrit de plus dans une dynamique non linéaire de réduction de la charge solide (facteurs climatique et anthropique). Cette lente diminution de la charge solide, notamment de la fraction grossière, s'est traduite par une incision du chenal, qui s'est progressivement étendue du Haut Rhône au Rhône Aval (Antonelli et al., 2003), et que l'on observe désormais jusqu'à l'embouchure du Rhône (Chapitre 8). Du milieu du 20^{ème} siècle à nos jours, la position de l'embouchure est globalement stabilisée, ce qui suppose une bonne adéquation entre les débits solide et liquide, et une constance des dynamiques marines sur cette période.

Nous constatons ainsi que **les processus d'édification deltaïque fonctionnent à toutes les échelles spatiales et temporelles**, et sont valables à la fois pour le delta mais aussi, à plus grande échelle, pour l'édification des lobes. La dépendance d'un système deltaïque vis à vis des mécanismes pulsés peut ainsi être envisagée à

différentes échelles spatiales et temporelles, tant en terme de volumes sédimentaires mobilisés que de durée de la pulsation.

3. L'édification du lobe : une mise en place pulsée contrôlée par un fonctionnement modal

C'est donc au niveau d'un lobe qu'il faut envisager d'étudier la redistribution des sédiments du fleuve à l'échelle séculaire. La principale difficulté rencontrée à ce niveau de l'étude a été **le choix du vocabulaire**, qui ne conviendra ni aux océanographes, ni aux géomorphologues. Les continuel changements d'échelles spatiales et temporelles, l'étroite relation entre morphologie et genèse des corps sédimentaires, et le manque d'études de références sur ce type de zones en milieu microtidal, nous ont conduit à poser des choix qui dépassaient nos compétences.

Pour autant, nous avons montré que l'alimentation du lobe actif du Grand Rhône s'effectuait par à-coups, et selon des composantes parallèle et perpendiculaire à l'axe du fleuve.

Le mode de dispersion longitudinal (profil Terre / Mer) fait apparaître un gradient granulométrique très important. Les sables sont stockés préférentiellement sur la barre d'embouchure et ont une limite d'expansion en mer faible. Deux mécanismes de transit des sédiments grossiers au delà de -15m de profondeur ont été identifiés à ce jour (Chapitre 8).

Le principal vecteur d'alimentation du prodelta en sable est **le glissement de masses sédimentaires** sur le front du lobe. Le glissement observé permet l'exportation de 400 000 m³ de sédiment, composés majoritairement de sables. Ce mécanisme est ponctuel, et probablement pas déclenché directement par les crues. Au contraire, il pourrait bien résulter d'une évolution progressive du lobe, dont la pente augmenterait progressivement (table 10.1) jusqu'à atteindre un seuil de rupture qui dépend de la granulométrie moyenne des dépôts et de l'hétérogénéité de ceux-ci.

Le second vecteur de transport est plus fréquent et lié aux crues. **Des courants denses**, très chargés en sédiment grossier, traversent la barre via la (ou les) passe(s), creusent un chenal sur le front du lobe et épandent les sédiments au pied de celui-ci.

Les apports sont faibles, très localisés, et l'on semble mettre en évidence un déplacement de ces chenaux successifs d'ouest en est, probablement sous l'influence de la dérive littorale.

	Année	Pente Moyenne Maximale (°)	Evolution annuelle (°)
Pégoulie	1895	3,74	
AVULSION			
Roustan	1934	2,99	
Roustan	1954	3,56	+0,029
Roustan	1962	3,77	+0,026
Roustan	1988	3,94	+0,007
Roustan	1995	5,00	+0,151
GLISSEMENT			
Roustan	2003	4,13	-0,109

Table 10.1 : évolution des pentes sur le front du lobe actif depuis la fin du 19^{ème} siècle.

Cette influence de la dérive littorale sur le front deltaïque constitue l'essentiel de la dispersion transversale (parallèle à la côte) des dépôts grossiers qui atteignent le prodelta. Plus proche du littoral, les dynamiques en période de crue ont pour conséquence une érosion du littoral limitrophe (phénomène d'aspiration), ainsi qu'un stockage massif de sédiment grossier sur la barre d'embouchure. Ces stocks seront ensuite partiellement et lentement redistribués sur le littoral proximal par la dérive littorale, en période modale.

A terme, il ressort clairement de notre étude que **la redistribution des sables à l'embouchure du fleuve est très largement contrôlée par le fonctionnement modal de la zone**. Nous n'avons en effet pu mettre en évidence un fonctionnement hydrosédimentaire spécifique aux périodes de crue, qui ne diffèrent des périodes calmes que par la quantité de sédiment mobilisée. De plus, nous avons pu montrer le rôle de l'augmentation progressive de la pente du front deltaïque dans l'alimentation du prodelta et attribuer les raisons de la stabilité actuelle à la qualité de l'équilibre entre débits liquide et solide dans le fleuve.

Pour conclure, nous ne pouvons que rappeler le résultat primordial de cette étude qui montre **l'inexistence d'un système fleuve / littoral deltaïque à l'échelle de temps séculaire**. L'essentiel de la charge solide fluviale est utilisée à l'édification d'un lobe qui

n'alimente que très peu le littoral deltaïque, tant qu'il reste actif et que les dynamiques marines sont atténuées par leurs antagonistes fluviales. Ce résultat ne remet bien évidemment pas en cause le principe général de construction d'un édifice deltaïque, mais permet de porter un regard différent sur le sujet, qui aidera peut être les géologues et océanographes à améliorer encore l'interprétation déjà bien avancée de l'organisation des différentes séquences stratigraphiques de haut niveau marin.

ANNEXE :
UN NOUVEAU CHAPITRE DE THESE

«Valorisation des compétences - un Nouveau Chapitre de la Thèse »

Campagne 2005

Université de Provence, Aix-Marseille 1

Ecole Doctorale n°355 « Espaces, Cultures et Sociétés »

**RELATIONS SEDIMENTAIRES RECENTES ET ACTUELLES ENTRE
UN FLEUVE ET SON DELTA EN MILIEU MICROTIDAL :
EXEMPLE DE L'EMBOUCHURE DU RHONE.**

Grégoire MAILLET

Directeurs de thèse : M. PROVANSAL / C. VELLA (CEREGE, Aix)

Membres du Jury : S. Berné (IFREMER, Brest), J.P. Bravard (LRGE, Lyon),

M. Fort (PRODIG, Paris), P.L. Friend (SOES, Southampton)

« *Mentor* » : Christian CLEMENT

TSC

(Transformation Sud Consultants)

Les Bastides Bleues

Les Platanes,

13100 Aix en Provence

Date de soutenance : 30 septembre 2005

Objectif en fin de thèse
être capable de se présenter comme :

un bon chercheur **et** un cadre qualifié

Préparation
et soutenance
de la thèse

“Valorisation des
compétences
un nouveau chapitre
de la thèse”

+ être capable de présenter sa thèse
comme une première expérience professionnelle

ABG 2005

“Un nouveau chapitre de la thèse”



- **pour qui ?**
doctorants en dernière année de thèse
- **pourquoi ?**
découvrir, identifier et s'approprier les compétences professionnelles et personnelles développées durant les 3 années de sa thèse

ABG 2005

“Un nouveau chapitre de la thèse” : comment ?

La thèse est analysée a posteriori comme un projet en termes compréhensibles par un non scientifique



Contenu :

- ➔ Cadre général de la thèse,
- ➔ le déroulement du projet et son coût,
- ➔ compétences, savoir-faire, qualités illustrés par des exemples,
- ➔ évaluation des retombées,
- ➔ voies professionnelles ouvertes.

Avec l'aide d'un mentor
durée ~ une semaine
10 pages et une présentation orale

ABG 2005

«Valorisation des compétences - un Nouveau Chapitre de la Thèse »

Campagne 2005

Le «nouveau chapitre» sera-t-il inséré en annexe du mémoire de thèse ?

OUI

Constituera-t-il un document indépendant de la thèse ? **NON**

Le «nouveau chapitre» sera-t-il présenté oralement à l'issu du jury de thèse ?

NON

Une présentation orale est-elle prévue dans un autre cadre ? **OUI**

- > Réunion ACET (Association Cérégienne des Etudiants en Troisième cycle)
- > Séminaires des écoles doctorales "Espaces, Cultures et Sociétés" et "Sciences de l'Environnement"

Le mentor ou d'autres experts extérieurs au jury de thèse seront-ils conviés à la discussion ?

OUI.

Accord pour la publication éventuelle de votre «nouveau chapitre de la thèse» ?

OUI

I. LES RAISONS DE CETTE DEMARCHE

Cette démarche personnelle a pour objectif de **faire le point et de mettre en valeur les compétences acquises au cours de mon parcours universitaire**, qui arrive à son terme avec cette thèse. C'est aussi une façon de porter à la connaissance de tous, et notamment des futurs employeurs, les connaissances scientifiques et techniques, les compétences dans la définition et la réalisation d'un projet, et l'ensemble des qualités qu'il a fallu mettre en œuvre pour mener à bien ce projet de thèse.

A l'évidence, un étudiant en passe d'acquérir le plus haut diplôme décerné en France présente un profil complexe. De ce fait, le docteur universitaire n'est pas toujours bien accepté du milieu non-académique, souvent par méconnaissance (donc crainte) du monde dont il est issu et qui l'a formé. Les qualifications d'un docteur qui sont en mesure d'intéresser une entreprise résultent, à la fois, des compétences diverses acquises en tant que chercheur, de son expérience d'enseignant, mais aussi des divers savoirs et aptitudes acquis au cours d'une longue scolarité universitaire.

Mon cas ne fait évidemment pas exception à cette généralité, puisque mon profil s'articule autour de ces trois principaux axes au travers de mes expériences de recherche (thèse), d'enseignement (monitorat et ATER), et d'administration (responsabilités universitaires). Je savais cependant (mais faut-il parler au passé?) n'avoir pas le recul nécessaire pour faire valoir ces compétences très généralistes.

J'ai pourtant la chance d'évoluer dans un secteur d'activité très appliqué, de pouvoir faire valoir un savoir-faire directement opérationnel et de présenter un profil original dans un secteur économique actuellement porteur. Ma thématique de recherche s'inscrit en effet dans la vaste problématique de l'impact des événements naturels majeurs sur les populations et leur environnement (inondations, tempêtes...). Mon domaine de recherche est, de ce fait, à l'interface de nombreuses disciplines (géographie, géologie, océanographie, environnement...) et mon étude s'est inspirée de concepts et techniques très divers, concentrant sur une même aire géographique des méthodes variées et des objectifs parfois divergents. De plus, les compétences acquises au cours de 10 années universitaires partagées entre Géologie et Géographie, Fac de Sciences et Fac de Lettres, stages professionnalisants et cours académiques, UFR de Géographie et laboratoires de Géologie... m'apparaissaient fondamentales, mais difficilement synthétisables, valorisables et adaptables aux attentes des milieux professionnels extra-universitaires.

C'est donc dans le but d'obtenir un soutien et un avis extérieur pour mettre en forme et synthétiser l'ensemble de mes compétences que j'ai souhaité me lancer dans cette expérience du Nouveau Chapitre de Thèse (NCT). ATER pour ma 4^{ème} année de thèse, j'ai davantage de latitude pour terminer paisiblement cette dernière et ai donc pu en profiter pour améliorer la lisibilité du long et complexe parcours académique qu'est le mien.

II. ENJEUX ET RESULTATS DE LA THESE

II.1. Contexte scientifique général

Actuellement 80% de la population mondiale habite à proximité des littoraux. En milieu deltaïque, la remontée actuelle du niveau de la mer et la diminution des volumes de sable apportés par les fleuves pose un problème crucial d'érosion et de recul du littoral. L'exemple du delta du Rhône est caractéristique. De même que de nombreux autres deltas, le delta du Rhône est un environnement écologiquement très riche, favorable au développement de l'agriculture (sel et riz) et constituant également un écosystème varié abritant une faune et une flore très diverse. La population est actuellement de 7.000 habitants, mais c'est plus de 15.000 personnes qui foulent les plages du Delta en période estivale. Les enjeux économiques, écologiques et humains sont donc très importants dans cette zone. Malheureusement, cet environnement deltaïque est vulnérable et est actuellement soumis à une intense érosion qui se marque par des reculs de plus de 20m par an en certains secteurs du littoral. Dans le contexte actuel d'augmentation de la pression touristique et économique sur ces zones, cette question de la vulnérabilité importante des littoraux nécessite de mieux comprendre les mécanismes de transfert de la charge solide des fleuves vers le delta et les processus de répartition des sédiments sur les plages.

Ma thèse, qui s'intitule "*Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : exemple de l'embouchure du Rhône*", a été réalisée au sein de l'équipe Géomorphologie et Tectonique du CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement", à Aix-en-Provence. Elle a bénéficié du soutien logistique et financier des programmes nationaux ORME et RESYST et du GDR "Marges". Elle s'est effectuée dans le cadre de deux programmes européens pour lesquels le Delta du Rhône constitue une zone atelier.

Pour tenter d'expliquer la dégradation du littoral du Delta du Rhône, nous avons mené l'étude selon deux approches complémentaires :

(1) Il s'avère en effet nécessaire de replacer les évolutions actuelles du trait de côte du delta dans un contexte historique plus large, afin de percevoir les tendances évolutives à long terme. Pour cela, la recherche, l'étude et l'utilisation de documents historiques tels que les cartes anciennes et les travaux réalisés par les différents acteurs économiques des siècles précédents constitue une étape préalable à la réflexion sur le fonctionnement global d'un système deltaïque (fleuve et littoral).

Une étude plus précise sur le fonctionnement à court terme et les relations actuelles entre le fleuve, pourvoyeur de sédiment, et le delta s'avère également indispensable. L'objectif de cette approche est de comprendre les mécanismes hydrodynamiques qui permettent au sable fluvial d'être rejeté en mer et transporté vers le littoral pour alimenter les plages. Pour cela, la zone d'embouchure apparaît comme la zone clef du système, à l'interface entre les dynamiques fluviales et marines, et les processus qui en régissent l'activité peuvent être étudiés en instrumentant la zone (courantomètres, pièges à sédiments) ou en la modélisant.

II.3. Principaux résultats de la Thèse

Les principaux résultats de notre étude montrent que le littoral deltaïque est actuellement déconnecté de l'embouchure et que les sédiments apportés par le Rhône restent stockés à l'embouchure au lieu d'alimenter le littoral. Les apports fluviaux restent importants, malgré une diminution notable depuis 200 ans, et c'est près de 200.000m³ de sédiments en moyenne qui sont stockés à l'embouchure du fleuve chaque année. La récente recrudescence de crues du fleuve, qui transportent près de 80% des volumes totaux annuels de sédiments, ne contribue pas non plus à alimenter le littoral car c'est essentiellement des particules fines (limons et argiles) qui sont apportées à l'embouchure (8 millions de m³ pendant la crue de décembre 2003) et transportées loin en mer.

Cette déconnexion entre fleuve et littoral deltaïque est liée à deux causes principales :

(1) l'endiguement complet du Rhône depuis plus de 150 ans empêche le fleuve de divaguer dans son delta, comme c'est pourtant sa tendance naturelle. De ce fait, les dépôts de sédiments au droit du fleuve ne peuvent être remobilisés par les vagues, principal agent de redistribution des sédiments en l'absence de marée. En effet, leur énergie est fortement atténuée par les courants du fleuve, qui circulent en sens opposé, et limitent ainsi leur impact.

(2) La remontée globale actuelle du niveau de la mer se concrétise dans le delta du Rhône par une augmentation du niveau d'eau de 2mm par an. De ce fait, l'espace sous-marin disponible pour stocker le sédiment au niveau de l'embouchure augmente régulièrement, ce qui n'est pas propice à une modification du fonctionnement actuel de l'embouchure du fleuve.

Ainsi, on montre que quelque soit la quantité de sédiments apportés par le fleuve, l'alimentation du littoral deltaïque ne peut se faire. De ce fait, **la responsabilité des grands barrages** qui bloquent une partie de la charge sédimentaire du Rhône concernant l'érosion des plages de Camargue **est atténuée**.

Concernant l'évolution à long terme, la gestion des risques et la sauvegarde des intérêts patrimoniaux, écologiques et financiers dans le delta du Rhône, **la question du déplacement contrôlé de l'embouchure actuelle** doit être posée, afin de déplacer la source sédimentaire vers les zones en érosion chronique et permettre la remobilisation des volumes sédimentaires déposés actuellement à l'embouchure du Rhône.

Enfin, en améliorant la connaissance de la zone, nous apportons des éléments de réponse, qui restent à préciser, concernant **l'impact des différentes interventions envisagées pour réduire le risque d'inondation durant les crues**. Tout particulièrement, nous souhaitons attirer l'attention des pouvoirs publics sur la non-maîtrise actuelle des conséquences d'une ponction artificielle de sable dans la barre d'embouchure actuelle (conséquences morphologiques avec l'augmentation de l'énergie des houles et la possible fermeture de l'embouchure par la flèche littorale ; conséquences écologiques et hydrauliques avec la possible remontée du coin salé...).

III. CONDUITE DE PROJET

III.1. De l'élaboration du projet au rendu des résultats

Le temps usuellement imparti pour réaliser une thèse est de trois ans. La mienne a duré quatre ans. Durant ces quatre années, j'ai également occupé un poste d'enseignant à l'Université de Provence, et effectué plus de 300 heures de cours. Ces quatre années ont été divisées en plusieurs phases de travail :

Etape préliminaire :

- Recherche de financement pour trois ans de thèse (35 k€net).
- Auditions, Montages de dossiers, Relationnel

Première année :

- Etude bibliographique et ébauche du sujet de recherche.
- Choix des objectifs à atteindre et des expérimentations à mener.
- Planification des dépenses et recherches de supports financiers.
- Montage des dossiers de missions océanographiques.
- Prise de contact avec les partenaires européens (échanges scientifiques et technologiques).
- Mise en place et coordination des campagnes de terrain.
- Enseignement, formation à la pédagogie.

Deuxième année :

- Recherches bibliographiques historiques.
- Traitement des données issues des missions de terrain et des recherches bibliographiques.
- Communications scientifiques sur les premiers résultats.
- Mise en place et coordination de nouvelles campagnes de terrain.
- Recherche de nouveaux partenariats scientifiques.
- Montages de plans de financements pour l'achat de matériel lourd (bateau, courantomètres...)
- Investissement dans les instances du laboratoire (Conseil d'Administration, Conseil Scientifique)
- Enseignement, formation à la pédagogie, encadrement de stagiaire.

Troisième année :

- Travail de laboratoire.
- Interprétation des données.
- Communications scientifiques nationales et internationales
- Investissement dans les instances du laboratoire (Conseil d'Administration, Conseil Scientifique)
- Enseignement, formation à la pédagogie, encadrement de stagiaires.
- Recherche financement et statut professionnel pour la quatrième année.

Quatrième année :

- Rédaction du manuscrit de thèse.
- Rédaction des articles scientifiques (7 au final)
- Investissement dans les instances du laboratoire (Conseil d'Administration, Conseil Scientifique)
- Enseignement, encadrement de stagiaires.
- Démarches d'insertion professionnelle (Nouveau Chapitre de Thèse, recherche d'emploi...)

III.2. Evaluation du coût du projet

Ce budget est donné à titre purement indicatif, presque en guise d'illustration, afin d'explicitier l'investissement financier que représente une thèse de doctorat, et de donner des éléments de comparaison avec les opérations similaires réalisées dans le milieu non académique.

	Coût TTC (en k€)	Bailleur de fonds
Ressources humaines :		
- doctorant	110	Ministère de l'Education Nationale (MEN)
- 10 % Maître de Conférences	16	
- 10 % Professeur	40	MEN / Région
- stagiaires Master	1	
Coût analytique	8	EUROPE
Matériel	25	EUROPE
Déplacement / Inscriptions	2	EUROPE
Infrastructures / Documentation	4	CNRS
Prestations externes	94	EUROPE / IFREMER / CNRS
Coût total	300	

IV. QUALITES NECESSAIRES A LA REALISATION D'UNE THESE

IV.1. Intégrité professionnelle

L'intégrité professionnelle quant aux rendus des résultats, à l'observance des dates limites et au respect des engagements vis à vis des partenaires. Intégrité scientifique également, face aux résultats pas toujours convaincants et parfois contradictoires dont il faut pourtant tenir compte.

IV.2. Persévérance

Il s'agit d'un travail de longue haleine (quatre ans), durant lesquels de nombreux incidents surgissent en terme de panne d'appareillage, de défaillance technique, ou désengagement inopiné des partenaires. Pour autant, le fil conducteur du projet doit être conservé, quitte à modifier fondamentalement les protocoles et méthodologies d'étude.

IV.3. Capacité de travail

La réalisation d'une thèse impose des volumes de travail importants, notamment à l'approche des nombreuses échéances qui jalonnent le projet, durant les missions de terrain, ou pendant la phase de rédaction du manuscrit. Les assumer sans qu'en pâtisse la qualité du travail ou des relations avec les collègues est un objectif à ne pas perdre de vue.

IV.4. Réactivité, adaptabilité

Toujours face aux impondérables, parfois liés aux évènements climatiques par définition imprévisibles, il a fallu réagir très vite en diagnostiquant les conséquences et en adaptant les méthodes sans pour autant remettre en cause les objectifs à atteindre. Il a fallut s'approprier différentes facettes de la profession, tant du point de vue des techniques nombreuses et variées utilisées, que des exigences de la recherche, de la formation et de l'encadrement.

IV.5. Créativité et innovation

Une thèse est avant tout un exercice de créativité et d'innovation. Il faut sans cesse renouveler les méthodes, apporter des éléments de réflexion nouveaux, lancer des collaborations pour repousser les limites de nos compétences, etc.

IV.6. Autonomie

Le travail de thèse est un projet personnel où l'autonomie est une qualité essentielle. Un directeur de thèse, comme le nom de sa fonction l'indique, donne des directions. A nous de tourner le volant, d'accélérer ou de freiner selon les circonstances. A nous aussi, de donner notre avis sur l'itinéraire, les étapes et le but de cette aventure. A nous enfin de gérer le levier le plus délicat à assumer lorsqu'on est livré à soi-même, et à ne pas débrayer trop souvent pour pouvoir terminer en roue libre, dans les temps...

V. COMPETENCES / SAVOIR-FAIRE

Au-delà de ma formation initiale, des différentes activités connexes ou extra-universitaires m'ont permis de développer des méthodes de travail et des compétences dans les domaines suivants :

Conduite de projets scientifiques

Compétences

- Observer un phénomène
- Rechercher des données bibliographiques
- Imaginer des hypothèses de fonctionnement
- Mettre en place des protocoles expérimentaux
- Ajuster les hypothèses en fonction des résultats obtenus
- Approfondir les points essentiels
- Rédiger une synthèse et/ou un rapport d'expertise
- Communiquer sur les résultats

Réalisations ou responsabilités

- Thèse de doctorat
- DEA de géomorphologie
- Expertises environnementales

Organisation de rencontres

Compétences

- Trouver des concepts
- Réunir des compétences
- Réaliser un budget prévisionnel
- Rechercher des partenaires / fournisseurs / sponsors
- Coordonner la logistique
- Assurer la promotion / publicité
- Rédiger un bilan

Réalisations ou responsabilités

- Colloques Scientifiques
- Missions de terrain (mer & terre)
- Excursions scientifiques
- Gala / soirées étudiantes
- Expositions d'art / Concerts
- Championnat de France de Tir à l'Arc

Communication

Compétences

- Faire passer un message
- Valoriser un résultat
- Trouver des idées originales
- Varier les supports
- Entretenir les relations presses
- Créer des réseaux relationnels
- Utiliser correctement le Français

Réalisations ou responsabilités

- Cours / Enseignements
- Communications orales scientifiques
- Réalisation présentation de posters
- Rédaction de rapports/ d'articles scientifiques
- Rédacteur en Chef d'un journal étudiant (2000 expl)

Management des hommes

Compétences

- Diriger une équipe
- Former du personnel
- Animer une réunion
- Recruter du personnel
- Déléguer
- Assurer la coordination des délégations
- Organiser des emplois du temps
- Se faire rendre des comptes
- Evaluer le travail
- Valoriser les réussites
- Aider à l'insertion professionnelle

Réalisations ou responsabilités

- Vice-Président de l'Université Lyon 1
- Responsable de 3 employés
- Enseignant universitaire
- Encadrant d'études scientifiques

Management d'entreprise

Compétences

- Créer une entreprise individuelle
- Créer une association/ une société civile
- Déterminer des objectifs
- Négocier des achats / ventes
- Définir une politique tarifaire
- Rédiger des statuts / Règlements intérieurs
- Gérer des stocks
- Monter des contrats d'assurance
- Coordonner un changement d'enseigne

Réalisations ou responsabilités

- Gérer une entreprise de reprographie
- Chargé de mission à l'Université Lyon 1
- Elu dans des instances décisionnelles
- Employé d'une société rachetée par un concurrent

Finances / Comptabilité

Compétences

- Monter des dossiers de subvention
- Elaborer des budgets
- Suivre des plans de financement
- Ordonner des dépenses
- Gérer une trésorerie
- Tenir une comptabilité double
- Calculer des prix de revient
- Suivre des indicateurs de gestion et de rentabilité
- Analyser des résultats commerciaux
- Assurer les relations avec les banques

Réalisations ou responsabilités

- Membre de la commission des finances Université Lyon 1
- Gestion d'un budget associatif de 200k€annuels
- Gestion d'une entreprise de reprographie (150 k€annuels)

Gestion de clientèle

Compétences

- Gérer des relations publiques
- Repérer, attirer, fidéliser la clientèle
- Organiser un répertoire client
- Rechercher de nouvelles cibles
- Mettre en place des promotions
- Optimiser un investissement promotionnel
- Lancer de nouveaux produits
- Conduire une veille concurrentielle

Réalisations ou responsabilités

- Gestion d'une entreprise de reprographie
- Gestionnaire adjoint d'une pizzeria

Savoir-faire techniques

Compétences

- | <i>Informatiques</i> | <i>Scientifiques</i> | <i>Linguistiques</i> |
|---|--------------------------------|---|
| ▪ Utiliser un traitement de texte | ▪ Conduire un bateau | ▪ Maîtriser le Français à l'écrit et à l'oral |
| ▪ Utiliser Internet/ réseau interne | ▪ Travailler sous l'eau | ▪ Lire l'anglais |
| ▪ Préparer des supports de communication orale | ▪ Utiliser : | ▪ Me faire comprendre en Anglais |
| ▪ Utiliser des SIG | ➢ Carottiers / Tarières | ▪ Comprendre des algorithmes simples |
| ▪ Numériser / Géoréférencer / retoucher un document | ➢ Bennes à sédiment | ▪ Utiliser des archives / de la bibliographie |
| ▪ Modéliser des transports sédimentaires | ➢ DGPS | |
| ▪ Utiliser / réparer un photocopieur | ➢ Ligne sismique | |
| ▪ Faire des maquettes PAO | ➢ Sondeur bathymétrique | |
| | ➢ Tachéomètre | |
| | ➢ Microscope / Loupe | |
| | ➢ Banc d'ouverture de carottes | |
| | ➢ Granulomètre laser / manuel | |
| | ➢ Calcimètre | |
| | ➢ Produits chimiques | |

Réalisations ou responsabilités

- | <i>Informatiques</i> | <i>Scientifiques</i> | <i>Linguistiques</i> |
|---|--|--|
| ▪ Rédaction de mémoires scientifiques | ▪ Réalisation d'une thèse en géomorphologie littorale et fluviale | ▪ Participation aux programmes scientifiques européens |
| ▪ Modélisation de l'érosion du littoral de St Hilaire de Riez (85) | ▪ Brevets de plongée | ▪ Organisation d'un colloque international |
| ▪ Analyse de l'évolution du trait de côte en Camargue depuis le 18 ^{ème} siècle. | ▪ Analyse de 18 carottages kullenberg et 10 carottages d'interface | ▪ Utilisation de la bibliographie anglaise |
| | | ▪ Recherches historiques |

VI. PERSPECTIVES D'ORIENTATION PROFESSIONNELLE

Le cheminement effectué dans le cadre de ce **Nouveau Chapitre de Thèse** ne se limite pas à la prise de conscience et à l'explicitation des compétences acquises. Les perspectives professionnelles, qui s'ouvrent avec la fin de la période de thèse, nécessitent de déterminer, quelques pistes professionnelles souhaitées ou souhaitables, eu égard au profil qui s'est petit à petit dessiné grâce à cet exercice.

A la relecture de mon parcours universitaire et extra-universitaire, il semble que l'aspect le plus redondant de mes diverses expériences professionnelles, le fil conducteur de mes activités, réside plutôt dans **la prise de responsabilités au service de l'organisation d'un projet**, qu'il soit à finalité scientifique, économique, administrative, humaine, sociale, ludique...Le choix de l'orientation vers un "premier" emploi doit donc se faire dans un sens qui me permette d'exprimer ces qualités d'entrepreneur, cette volonté de fédérer des compétences autour d'un projet commun.

Aussi, semble t'il intéressant de développer mes axes de recherche d'emploi vers des structures qui proposent des **activités variées, globales, multidirectionnelles**, afin de disposer des opportunités de progression internes, et d'accéder par étapes successives, aux postes que l'on me jugera apte d'occuper. Les établissements présentant ce type de profils sont nombreux, et l'on en trouve aussi bien dans le secteur public ou semi-public (Universités, EPIC tels IFREMER, CEA, BRGM, Collectivités territoriales...), que dans le privé.

Au final, c'est donc davantage un type d'activité qu'une orientation vers un emploi particulier qui ressort de cet exercice. Et c'est pour moi une bonne chose, car c'est autant de portes dont les serrures sont compatibles avec la clé qu'est ce travail de thèse...

VII. CURRICULUM VITAE

MAILLET Grégoire
L'Estagel, Route de Saint Chamas
13800 Istres

✉ : maillet@geologist.com
né le 27.12.1976 à Istres
Service National : dispensé



FORMATION UNIVERSITAIRE

THESE de Géomorphologie fluviale et littorale au CEREGE, UMR 6635

Université de Provence Aix-Marseille I, 2001 / 2005.

Financement : Allocataire de recherche MRT. Soutenance le 30 septembre 2005.

Sujet : Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : exemple de l'embouchure du Rhône.

Direction : Mireille PROVANSAL & Claude VELLA, CEREGE, Aix en Pce.

D.E.A. de Géographie, option Milieux Physiques Méditerranéens.

Université de Provence Aix-Marseille I, 2000 / 2001.

Hydrogéomorphologie, Erosion hydrique, Statistiques temporelles, Géologie du Quaternaire, Techniques de quantification.

Direction : Mireille PROVANSAL & Claude VELLA, CEREGE, Aix en Pce.

LICENCE & MAITRISE de Géographie, option Géomorphologie.

Université de Bretagne Occidentale, 1999 / 2000.

Géographie des milieux naturels et leur aménagement, géographie des espaces maritimes et continentaux, géomorphologie littorale et continentale, biogéographie des littoraux, espaces touristiques, villes en développement, télédétection / statistiques .

Direction : Bernard HALLEGOUET, GEOLITTOMER Brest.

LICENCE et MAITRISE de Sciences de la Terre mention Sédimentologie / Paléontologie.

Université Claude Bernard Lyon 1, 1997 / 1999.

Imagerie et structure de la terre, paléoécologie, pétrologie et géochimie sédimentaire, structure et dynamique des bassins sédimentaires, dynamique et évolution de la biosphère, histoire de la terre et de l'univers.

Direction : Paul BERNIER, PEPS, Lyon / Patrice WALKER, CREOCEAN S.A., La Rochelle.

ENSEIGNEMENTS

2004-2005 : ATER, IUP "Environnement, Technologies et Société", UFR de Géographie, Université Aix-Marseille I (96h).

Enseignements dispensés :

- **Capes Histoire-Géographie** : Colles d'oral en géographie des risques dans le monde.
- **Licence 3 IUP** : CM Gestion des risques : risques naturels.
- **Licence 2 de géographie** : TD Géomorphologie zonale et structurale.
- **Licence 2 de géographie** : Cours/TD Traitement de l'information géographique et analyse spatiale.

2001-2004 : Formation pédagogique (30 jours) au Centre d'Initiation à l'Enseignement Supérieur (PACA).

2001-2004 : Monitorat au sein de l'UFR de Géographie Université Aix Marseille I (192h).

Enseignements dispensés :

- **Maîtrise / DEA de géographie**: TP Stage de techniques de laboratoire en sédimentologie.
 - Méthodologie du travail de terrain, échantillonnage.
 - Préparation des échantillons, analyses sédimentologiques (granulométrie, calcimétrie, dosage M.O., exoscopie...)
 - Interprétation des résultats, valorisation scientifique.
- **DEUG 2^{ème} année de géographie** : Cours/TD Traitement de l'information géographique et analyse spatiale.
 - Analyse statistique uni et bivariée
 - Représentation cartographique des données statistiques
- **DEUG 1^{ère} année de géographie** : TD Introduction à la géographie physique, relation sociétés / milieux / territoires (études de cas, application à la problématique "risques").
- **DEUG 1^{ère} année d'histoire** : Cours/TD Initiation à la géographie. Etude des processus physiques en milieu montagnard, fluvial et littoral. Interactions Nature / Société.

Encadrement d'étudiants :

- **2005 : Master 2 géographie : Co-encadrement**, sujet : transit sédimentaire entre une barre d'embouchure et les barres d'avant côte en milieu microtidal.
Licences 3 STU, stages d'été. (1) Quantification de la charge solide du Rhône. (2) Traitement des données sédimentologiques de la campagne REMORA 2.
- **2004 : Stage de terrain licence / DEA de géographie** : Géomorphologie des milieux méditerranéens. Application à l'environnement fluvial et marin de Fréjus, Var.
- **2003 : Stagiaire 1^{ère} année IUP ENTES : Co-encadrement** , filière environnement et aménagement du territoire.

ACTIVITES ET RESPONSABILITES COLLECTIVES

2003 : Co-organisateur du colloque international "Comparing Mediterranean and Black Sea prodeltas (COMDELTA)"

Aix-en-Provence, France, 26-28 Octobre 2003.

95 participants européens et américains, 53 communications orales, 31 posters, une excursion terrain, budget : 12 k€

2003 - 2005 : Vice-Président de l'Association Cérégienne des Etudiants en Troisième cycle (A.C.E.T.)

Membre fondateur, 50 adhérents.

Accueil des DEA, convivialité, insertion professionnelle, annuaire des anciens...

2002 - 2005 : Représentant étudiant au Conseil de Laboratoire, CEREGE, UMR 6635, Aix en Provence.

1999 - 2000 : Vice Président du Conseil d'Administration du Département de Géographie, UBO, Brest.

1997 - 1999 : Vice Président Etudiant de l'Université Claude Bernard Lyon 1 (27.000 étudiants)

Membre du bureau de l'Université.

Membre du Conseil d'Administration et des commissions finances, structures, disciplinaire, formation...

Membre du CA de l'UFR des Sciences de la Terre

Co-Chargé de mission Vie Etudiante.

1998 : Organisateur du Forum Bio. Relations étudiants / entreprises, Orientation, Recherche d'emploi...

Espace Double-Mixte, Villeurbanne, 2-3 avril 1998.

44 entreprises du secteur Biologie, 1000 visiteurs, Budget : 500 kF

1997 - 1999 : Vice Président de l'Association Lyon GEologie (ALYGE).

Membre fondateur, 80 adhérents.

1997 – 1998 : Vice-Président du Comité Départemental des Sports Universitaires (FNSU), région Rhône-Alpes.

Administrateur de la Fédération Régionale des Sports Universitaires, Président de la commission règlements.

1995 - 1997 : Vice-Président de l'Association des étudiants en Biologie de Lyon (A.E.B.L.).

2000 adhérents, budget : 1.200 KF, 12 administrateurs, 3 employés.

Objectifs : Aide aux études, représentation des étudiants dans les conseils, organisation de manifestations socio-culturelles, centrale d'achats, gestion des foyers étudiants...

ACTIVITES DE RECHERCHE

Expérience de recherche

- **Doctorat : 2001 - 2005 (Directeurs: Pr. Mireille Provansal, Dr. Claude Vella)**

Mes travaux de thèse se sont concentrés sur l'étude des processus sédimentaires à l'interface d'un fleuve et d'une mer microtidale. Ce travail a bénéficié du soutien financier et logistique des programmes européens Eurodelta (contrat EVK3-CT-2001-20001) et Eurostrataform (contrat EVK3-2001-00200), et s'inscrit dans les thématiques de recherche développées et soutenues par le GDR "Marges", Chantier Golfe du Lion.

La finalité de mon travail est d'explicitier les mécanismes dynamiques qui permettent une redistribution de la charge sédimentaire du fleuve sur les plages de son delta, dans le but de **quantifier la capacité de résistance du littoral à l'érosion marine**.

La partie novatrice de cette thèse réside techniquement dans l'utilisation couplée d'outils océanographiques et de matériel traditionnellement utilisé en environnement fluvial. Le cadre temporel choisi est également original. Du processus ponctuel (crue) à la tendance biséculaire, l'évolution de l'embouchure du Rhône est étudiée selon une approche couplant géomorphologie, histoire, sédimentologie, et géophysique terrestre et marine. Ces collaborations ont été mises en œuvre au travers des programmes de recherche, a créé la synergie d'expériences, de compétences et de moyens la plus complète possible pour améliorer la connaissance de cette zone située à l'interface entre dynamiques météo-marines et fluviales.

Les principaux résultats de mon étude montrent :

- La tendance séculaire à la diminution des volumes de sédiments déposés à l'embouchure, et à la perte d'influence du fleuve sur l'architecture du lobe actuel et la dispersion des sédiments en mer.
- L'influence des mécanismes allo et autocycliques sur la constitution deltaïque et les variations de morphologie du fleuve et du prodelta.
- L'impact des événements fluviaux sur la remobilisation des stocks sédimentaires accumulés à l'embouchure.
- Le bilan sédimentaire littoral et la nature des stocks sableux potentiellement disponibles pour l'alimentation des plages limitrophes.
- La déconnexion actuelle du fleuve et de son delta et l'absence de transfert sédimentaire du fleuve vers les plages

La collaboration avec les chercheurs d'IFREMER Brest, de l'IRSN Cadarache et du Southampton Oceanographic Centre (SOC), a donc abouti à une approche pluridisciplinaire efficace qui me permet désormais de dresser un bilan assez exhaustif des mécanismes qui régissent les échanges sédimentaires entre un fleuve et le littoral de son delta.

• **DEA : 2000 - 2001 (Directeurs: Pr. Mireille Provansal, Dr. Claude Vella)**

Basées sur l'analyse géomorphologique et sédimentologique de quatre secteurs du littoral camarguais, mes recherches de DEA ont permis de **compléter le bilan sédimentologique global du Delta du Rhône**, en caractérisant la part de sédiments d'origine biologique dans les stocks sédimentaires récents des plages. L'étude montre que, dans le contexte actuel d'amointrissement des apports terrigènes, la production biogène est réellement significative pour l'équilibre sédimentaire du Delta du Rhône. En dressant un bilan de la bio-sédimentogenèse marine en Camargue, une tentative de détermination de la pérennité de ces stock a été amorcée à l'aide de carottages dans la zone de déferlement. Les premiers résultats montrent que, malgré l'importance volumique des dépôts calcaires, leur contribution n'est qu'éphémère, et qu'un constant renouvellement de la calcimasse permet seulement un maintien à l'équilibre des volumes sédimentaires d'origine biologique.

• **Maîtrise de géographie : 1999-2000 (Encadrant: Dr. B. Hallégouët)**

Déterminer avec précision la tendance évolutive du littoral d'une commune qui envisage une reconversion radicale de son économie vers le tourisme balnéaire fut pour moi une expérience inestimable. L'établissement de ce "bilan de santé" du littoral de Plouhinec, Finistère Sud, fut l'occasion d'associer de manière très étroite rigueur scientifique et enjeux économiques. Au delà de l'aspect scientifique et technique que j'ai pu développer sur cette problématique, il m'a fallu œuvrer pour faire accepter à des élus locaux des conclusions non désirées. C'est donc avant tout cet aspect relationnel entre institutions, intérêts personnels et développement durable qui constitue l'expérience nouvelle acquise au cours de cette étude.

• **Maîtrise de géologie : 1998-1999 (Encadrants: Dr. P. Bernier, Dr. P. Walker)**

Mon mémoire de maîtrise de Sciences de la Terre m'a apporté une première expérience de la recherche en dynamiques littorales et érosion côtière appliquée à la gestion des risques naturels en milieu tidal. Mon insertion dans un bureau d'étude privé et la validation d'un logiciel de modélisation m'ont permis de compléter ma formation universitaire en sédimentologie et en hydrologie, dans un contexte intéressant de productivité, où la place laissée à la Science est souvent réduite au profit d'une nécessaire rentabilité.

Missions océanographiques

- 01/2004 Mission "**MATRhône**" à bord du "Calambo". Etude morphologique par bathymétrie multifaisceaux du front deltaïque rhodannien. Collaboration CEREGE / Port Autonome de Marseille. 2 jours.
- 03/2003 Mission "**SSBIL**", programme CORILA. Survey of Submerged Beaches in Venice Lagoon. 2 semaines.
- 02/2003. Mission "**TRANSLIT 1**" à bord du N.O. "Thétys". Prospection bathymétrique et sismique dans le Golfe du Lion. 2 semaines.
- 04/2002 Mission "**STRATAFORM1**" à bord du N.O. "Le Suroît". Acquisition bathymétrique, sismique, et carottages Killenberg et interface sur le prodelta du Rhône. 2 semaines.
- 11/2001 Mission "**REMORA 2**" à bord du N.O. "L'Europe". Carottages Killenberg et multi-tubes sur le prodelta rhodannien. 1 semaine.

PRODUCTION SCIENTIFIQUE

Articles parus ou acceptés dans des revues à comité de lecture	2 (1 ^{er} auteur : 1)
Articles soumis dans des revues à comité de lecture	4 (1 ^{er} auteur : 3)
Articles en préparation	1 (1 ^{er} auteur : 1)
Articles parus ou acceptés dans d'autres revues	4 (1 ^{er} auteur : 1)
Congrès nationaux et internationaux	26 (1 ^{er} auteur : 15)
Rapports	9

Articles et prépublications internationaux:

MAILLET G., RIZZO E., REVIL A. & VELLA C., 2005. High resolution ERT applied in sand-bed channel mouth infilling. The test site of Pégoulie channel in the Rhône Delta, France. *Marine Geophysical Research*. Sous presse.

MAILLET G., VELLA C., BERNÉ S., FRIEND P.L., AMOS C.L., FLEURY J. & NORMAND A. (en cours). Morphological changes induced by the December 2003 flood at the present mouth of the Rhône river (southern France). *Marine Geology*, Soumis.

MAILLET G., SABATIER F., FLEURY J., ROUSSEAU D., VELLA C., & PROVANSAL M., (en cours). Connection between the Rhône River and his Delta Part 1 : Rhône Delta shoreline changes since the middle of the 19th century. *Geomorphologie*, Soumis.

MAILLET G., VELLA C., & PROVANSAL M., (en cours). Connection between the Rhône River and his Delta. Part 2 : Rhône mouth evolution since the beginning of the 18th century. *Geomorphologie*, Soumis.

MAILLET G., VELLA C., SABATIER F. POIZOT E. & MEAR Y., (en cours). Dynamiques sédimentaires en période de crue dans une embouchure microtidale. Application à l'embouchure du Rhône, France. En préparation pour *Ocean Dynamics*.

SABATIER F., MAILLET G., FLEURY J., ANTONELLI C., SUANEZ S., PROVANSAL M. & VELLA C (en cours) Long term relationships between river sediment input and littoral bathymetric change in a microtidal deltaic system (Rhône delta shoreline, Mediterranean sea, SE France). *Marine Geology*, Soumis.

PROVANSAL M., VELLA C., ARNAUD-FASSETTA G., SABATIER F., & MAILLET G. 2003. Participation des apports sédimentaires fluviaux à la mobilité du littoral du Delta du Rhône (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°4, p 271 - 282.

Autres publications :

MAILLET G., VELLA C., & BERNÉ S., 2005. Mécanismes d'alimentation des prodeltas en sédiments grossiers, Grand Rhône, France. Proceeding of National congress on Rhône-Méditerranée. Sous presse.

PROVANSAL M., MAILLET G., & ANTONELLI C. 2005. La géomorphologie entre nature et société : retour sur un vieux débat à propos de l'histoire récente du delta du Rhône (du bas Rhône). *Dossiers d'Archéologie Méridionale*. Sous presse.

PROVANSAL M., SABATIER F., VELLA C., ANTONELLI C., & MAILLET G., 2005. Impacts of the fluvial sediment inputs and channel morphology in the mobility of the Rhône delta coast during the holocene and recent periods. LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone) Newsletter, 34, 4-7. <http://www.loicz.org/public/loicz/newsletters/number34.pdf>

BERNE S. (Coord.), VELLA C., SABATIER F., MAILLET G., SATRA C., & DUVAL F., 2003. Corrélations terre/mer sur le delta du Rhône dans le Golfe du Lion. Bulletin d'Informations du GDR Marges, 5, 15-17. <http://gdrmarges.lgs.jussieu.fr/Bulletin5-GDR.pdf>

Congrès Internationaux :

MAILLET G., ROUSSEAU D., FLEURY J., VELLA C., & SABATIER F., 2004. Regional variations in shore response along the Rhône Delta coastline : historical change since the end of Little Ice Age. EURODELTA Final Meeting and EUROSTRATAFORM 2nd Annual Meeting, October 20-23 2004, Venice, Italy.

MAILLET G. & BEAUDOUIN C., 2004. Validité du signal pollinique comme marqueur des dynamiques sédimentaires à l'embouchure des fleuves. Test à l'embouchure du Grand Rhône, France. Joint Earth Sciences Meeting Société Géologique Française - Geologische Vereinigung, 20-25 sept. 2004, Strasbourg, France.

MAILLET G.; VELLA C.; FRIEND P.L.; NORMAND A.; AMOS C.L. & BERNE S., 2004. Flood channel morphology changes during centennial event, Grand Rhône mouth, France. Session "Interactions of sediment transport, storage and alluvial channel morphology", European Geosciences Union - 1st General Assembly, Nice, France, 26-30 avril 2004, poster.

MAILLET G.; & RIZZO E., 2004. Comparison between Geological and Electrical Resistivity Methods for salt-water subsurface surveys. The case of a channel mouth infilling in the Rhône Delta. Session "Open session on Geophysical Instrumentation", European Geosciences Union - 1st General Assembly, Nice, France, 26-30 avril 2004, poster.

- MAILLET G.**, FLEURY J., VELLA C. & SABATIER F., 2003, Rhône river mouth sedimentation during the XXth century. "Ocean margin systems: forcing and modelling" Session, [European Geophysical Society](#) / [American Geophysical Union](#) / [European Union of Geosciences](#) Joint Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 01414.
- MAILLET G.**, REVIL A., VELLA C., HERMITTE D., & SARACCO G. 2003, Methods of surface tomography in studies of channel mouth infilling processes, Deltech meeting, Eurodelta conference, Venice Italie, 5-9 mai 2003, poster.
- MAILLET, G.**, VELLA, C., FLEURY, J., POIZOT, E., & MEAR, Y. 2003. Grand Rhône river mouth surface sedimentation before, during and after November 2002 flood. International Open Conference on Comparing mediterranean and black sea prodeltas (COMDELTA), abstract book, Eurodelta / Eurostrataform joint meeting, Aix-en-Provence, 26-29 novembre 2003, pp 85-86.
- MAILLET, G.**, FLEURY, J., BERNÉ, S., VELLA, C., & LOUBRIEU, B. 2003. Morphology and coastal processes of the Grand Rhône prodeltaic front. International Open Conference on Comparing mediterranean and black sea prodeltas (COMDELTA), abstract book, Eurodelta / Eurostrataform joint meeting, Aix-en-Provence, 26-29 novembre 2003, pp 83-84.
- MAILLET G.**, FLEURY J., VELLA C., SABATIER F. & PROVANSAL M., 2003. Morphologie et dynamiques sédimentaires à l'embouchure du Rhône. 9^{ème} Congrès des Sédimentologues Français, 14 - 16 octobre 2003, Bordeaux, France, Communication.
- MAILLET G.**, VELLA C., SABATIER F. , FLEURY J., POIZOT E. & MEAR Y., 2003. Dynamique sédimentaires à l'embouchure du Rhône par comparaison de relevés bathymétriques et application du modèle de Gao et Collins. 9^{ème} Congrès des Sédimentologues Français, 14 - 16 octobre 2003, Bordeaux, France, Poster.
- RADAKOVITCH O., **MAILLET G.**, VELLA C., MIRALLES J., ARNAUD M., OLLIVIER P., AMOS C.L., & FRIEND P.L., 2005. Sediment accumulation on the Rhône River prodelta in response to major floods. EUROSTRATAFORM Final Meeting and PROMESS 2nd Annual Meeting, October 24-27 2005, Salamanca, Spain.
- MIRALLES J., **MAILLET G.**, VELLA C., RADAKOVITCH O., & ARNAUD M., 2005. Sedimentary features in the Rhône River prodelta from radionuclide analysis and bathymetric evidences. "Coupled oceanographic processes in estuaries and river dominated margins"; ASLO Summer Meeting, June 19-24 2005, Santiago de Compostela, Spain.
- FRIEND P.L., AMOS C.L., ANTONELLI C., ARNAUD P., BOLDRIN A., CANALS M., CORREGGIARI A., LIQUETE C., **MAILLET G.**, MONACO A., PANIN N., PROVANSAL M., SABATIER F., TESSON M., TRINCARDI F., TURCHETTO M., & VELLA C., 2004. River plume dynamics and sediment dynamics processes: EURODELTA WP2. EURODELTA Final Meeting and EUROSTRATAFORM 2nd Annual Meeting, October 20-23 2004, Venice, Italy.
- VELLA C., FLEURY J., **MAILLET G.**, TESSON M., GENSOUS B., & LABAUNE C. 2004. Characterisation and quantification of a prograding lobe delta: the Saint-Ferreol case in the Rhone delta. EURODELTA Final Meeting and EUROSTRATAFORM 2nd Annual Meeting, 20-23 October 2004, Venice, Italy.
- SABATIER F, **MAILLET G.**, FLEURY T.J., ANTONELLI C., SUANEZ S., PROVANSAL M., VELLA C., & STIVE M., 2003. Long term relationships between river sediment input and littoral bathymetric changes in a microtidal deltaic system (Rhône delta, France). International Open Conference on Comparing mediterranean and black sea prodeltas (COMDELTA), october 26-28 2003, Aix-en-Provence, France.
- SABATIER F. ANTONELLI C., **MAILLET G.**, & FLEURY T.J., 2003. River-shoreface-shelf sediment budget of a deltaic system. The case of the Rhone delta during the 20th century (France). *International Hydraulics Association Research, 3rd Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Barcelona 1-5 september 2003, 913-923.
- SABATIER F., PROVANSAL M., CHAIBI M., SAMAT O., LAMBERT A. & **MAILLET G.**, 2003. Transport longshore à différentes échelles spatio-temporelles sur les plages du delta du Rhône. 9^{ème} Congrès de l'Association des Sédimentologues Français, Bordeaux, du 14 au 16 octobre 2003, poster
- SABATIER F., **MAILLET G.**, SUANEZ S. & PROVANSAL M., 2002. Long term bathymetric change along the Rhône delta shoreline, *International Workshop on Estuarine Processes*, Ferrara, Italy, 13-18 sept-2002. Communication
- SABATIER, F., **MAILLET G.**, FLEURY J., SUANEZ S., PROVANSAL M, & VELLA, C., 2002. Long term relationships between river sediment input and littoral bathymetric change, Rhone delta, Mediterranean Sea, France. International Workshop on Sediment Transport in European Estuaries (STRAEE), 9th september 2002.
- PROVANSAL M, VELLA C, **MAILLET G.**, & SABATIER F., 2002. The Rhône delta, data available and late Holocene evolution, Preliminary Meeting of Eurodelta European program. 20-24 Jan., Bologna (Italy). Communication.

Autres congrès :

MAILLET G., 2004. Morphologie sous-marine et processus sédimentaires, Front deltaïque du Grand Rhône, France. Colloque Rhône -Méditerranée, Marseille France, 5-7 mai 2004, Communication.

MAILLET G., VELLA C., PROVANSAL M., & SABATIER F., 2003, Evolution morphologique du prodelta rhodanien depuis le 18ème siècle, prix spécial du jury, colloque EDSE, Marseille France, 17-18 mars 2003, Communication.

MAILLET G., SABATIER F., & VELLA C., 2002, L'érosion en Camargue : un casse-tête pour les aménageurs, prix spécial du jury, Doctoriales du Grand Sud, Carry le Rouet France, 7-11 octobre 2002, Poster.

MAILLET G., VELLA C., & SABATIER F., 2002, Processus et architecture des corps sédimentaires du lobe actuel de Roustan. Excursion "Camargue", Commission des Hydrosystèmes Continentaux, CNFG, 2-4 septembre 2002. Communication.

VELLA C., **MAILLET G.** & SABATIER F., 2002. Edification pulsée d'un appareil sédimentaire progradant : le lobe de Saint-Ferréol, Delta du Rhône. *GDR Marges*, Paris, 13-14 février 2002, *poster*

Rapports :

CATTANEO A., CHRONIS TH., CORREGGIARI A., FLEURY J., GEORGE A., KARAGEORGIS P., LYKOUSIS V., **MAILLET G.**, PANIN N., TRINCARDI F., & VELLA C., 2005. Historical evolution of deltas and catchment areas : Volumes calculation and sediment budgets for major late-Holocene deltas. Eurodelta Year 3 Report, WP1, Deliverable D1c, 77pp.

RADAKOVITCH O., VELLA C., PROVANSAL M., **MAILLET G.**, & MIRALLES J., 2005. Sedimentary processes, pathways and products derived from fast-event surveys in Mediterranean prodeltas. WP1 months 30 interim report, In : Weaver (Co-ordinator), Eurostrataform project management report, 3-7.

FRIEND, P.L., AMOS, C.L., LIQUETE, C., ARNAU, P., CANALS, M., CORREGGIARI, A., **MAILLET, G.**, MONACO, A., & PANIN, N., 2004. Covariance of oceanographic, river and atmospheric time series; correlation of storm parameters with river plume character. Southampton Oceanography Centre Research and Consultancy report No. 92, September 2004. 40p.

RADAKOVITCH O., VELLA C., **MAILLET G.**, & MIRALLES J., 2004. Deposition and reworking of sediment on the Rhône prodelta. In : Weaver (Co-ordinator), WP1 report, Eurostrataform Year 2 annual report, section 1-4, 27-33.

FRIEND, P.L., AMOS, C.L., ANTONELLI, C., ARNAU, P., BOLDRIN, A., CANALS, M., CORREGGIARI, A., LIQUETE, C., **MAILLET, G.**, MONACO, A., PANIN, N., PROVANSAL, M., SABATIER, F., TESSON, M., TRINCARDI, F., TURCHETTO, M., & VELLA, C., 2004. River plume dynamics and sediment dynamic processes: Eurodelta WP2, in Joint Eurodelta-Eurostrataform Annual Meeting Abstract Volume, 20-23 October 2004, CNR-ISMAR, Venice, 82pp.

FLEURY J, VELLA C., PROVANSAL M., SABATIER F., ANTONELLI A., **MAILLET G.** & VASSAS C., 2003. Rhône Delta. Field Trip guidebook. ComDelta Conference, *CEREGE*, October 26th 2003, 35p.

MAILLET G. 2001. Quantification, origine et devenir des bioclastes dans les cordons meubles actuels du littoral camarguais. Mémoire de DEA, Université de Provence Aix-Marseille 1, 96 p.

MAILLET G. 2000. Quantification des paramètres morphodynamiques et perspectives d'évolution du littoral de la commune de Plouhinec, Sud-Finistère. Mémoire de Maîtrise, Université de Bretagne Occidentale, 114 p.

MAILLET G. 1999. Validation d'un logiciel de modélisation numérique des transports de sédiments sous l'action de la houle (GENESIS). Application au littoral de Saint-Hilaire de Riez, Vendée; Mémoire de Maîtrise, Université Claude Bernard Lyon 1, 27 p.

BIBLIOGRAPHIE

Hors articles

- Allen G.P., et Mercier F., 1987.** Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. Bull. Soc. Géol. France, 8 (7), 1247-1269.
- Allen H., et Delannoy B., 1990.** Mesure de houle en différents sites du littoral français. Rapport HE-45/90.07, Direction des Etudes et Recherches, SAE / DLNH / GTE, Electricité de France (Ed.), 532 p.
- Alliot E., Younes W.A.N., Romano J-C., Rebouillon P. et Massé H. 2003.** Biogeochemical impact of a dilution plume(Rhone River) on coastal sediments : comparison between a surface water survey (1996-2000) and sediment composition. Estuarine, Coastal and Shelf Science 57, 357-367.
- Aloisi J.C., 1986.** Sur un modèle de sédimentation deltaïque : contribution à la connaissance des marges passives. Thèse de doctorat d'état, Université de Perpignan, 162 p.
- Aloisi J.C., Cambon JP, Carbonne J, Cauwet G, Millot C, Monaco A, et Pauc H, 1982.** Origin and rôle of the bottom nepheloid layer in the transfer of particles into the marine environment - application to the Gulf of Lions, Oceanologica Acta 5 (4), 481-491.
- Aloisi J.C., et Mougenot D., 1989.** Stratigraphie séquentielle du Quaternaire des plate-formes progradantes de la Méditerranée occidentale. Strata, 5, 59-61.
- Amore C., et Randazzo G., 1997.** First data on the coastal dynamics and the sedimentary characteristics of the area influenced by the River Irmino basin, (SE Sicily). Catena, 30, 357-368.
- Andrew J., et Cooper G., 1990.** Ephemeral stream-mouth bars at flood-breach river mouths on a wave-dominated coast: Comparison with ebb-tidal deltas at barrier inlets. Marine Geology, 95 (1), 57-70.
- Anthony E.J., Oyédé L.M., et Lang J., 2002.** Sedimentation in a fluviially infilling, barrier-bound estuary on a wave-dominated, microtidal coast : the Ouémé River estuary, Benin, west Africa. Sedimentology, 49, 1095-1112.
- Antonelli C, Provansal M, et Vella C.,2004.** Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhone River, France. Geomorphology 57 (3-4): 385-402
- Antonelli C., 2002.** Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval, thèse Université Aix-Marseille 1, 274 p.
- Antonelli C., Provansal M., Fleury J. et Pichard, G., 2004.** Analyse de l'évolution séculaire du lit du Rhône à Arles à partir de l'analyse d'image. Implications géomorphologiques et paléohydrologiques. Méditerranée, 1.2, 135-142.
- Antonelli C., Rolland B., Eyrolle F., Provansal M., et Sabatier F., 2005.** Suspended sediment and ¹³⁷Cs fluxes during exceptional floods. The case of the Rhône River (SE France) in December 2003. Science of the total environment, (in press).
- Arnaud-Fassetta G., 1997.** Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuelle (delta du Rhône, France du sud). Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 3: 237-256.
- Arnaud-Fassetta G., 1998.** Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. Thèse de doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille 1, 329p.
- Arnaud-Fassetta G., et Provansal M., 1999.** High frequency variations of water flux and sediment discharge during little Ice Age in the Rhone delta (France). Relationship to the catchment area. Hydrobiologia , 410, 241-250, DOI: 10.1023/A:1003865428112.

- Arnaud-Fassetta G., 2002.** Geomorphological records of a flood-dominated regime in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the AD 2nd century. What correlations with the catchment paleohydrology ? *Geodinamica Acta*, (15), 79-92.
- Arnaud-Fassetta G., 2003.** River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age : geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena*, 51, 141-172.
- Arnaud-Fassetta G., Quisserne D., et Antonelli C., 2003.** Downstream grain-size distribution of superficial bed material and its hydro-geomorphological significance in a large and regulated river : The Rhône River in its delta area (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 33-50.
- Arnoul, 1678.** Mémoire sur les embouchures du Rhône et sur les expédients qui se pourraient prendre pour remédier aux inconvénients qui s'y trouvent. *Arch. Dépôt général des Fortifications, Rivières et Canaux*, carton n°26, pièce n°1.
- Arnoux-Chiavassa S., Rey V., et Fraunié P., 2003.** Modeling 3D Rhône river plume using a higher order advection scheme. *Oceanologica Acta*, 26 (4), 299-309.
- Baraillet L. et Bonnet M., 1964.** Golfe de Fos : évolution des fonds le long de la flèche de la Gracieuse. Rapport d'étude SOGREAH, n°8724, Grenoble, 26p.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G., et Rogerie S., 1993.** Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382, 241-244.
- Beaudouin C., Suc J.P., Cambon G., Touzani A., Giresse P., Pont D., Aloisi J.C., Marsset T., Cochonat P., Duzer D., et Ferrier J., 2005.** Present-day rhythmic depositions in the Grand Rhone prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *J. Coastal Res.*, 22 (1), 66-80.
- Bellaiche G., et Mart Y., 1995.** Morphostructure, growth-patterns and tectonic control of the Rhône and Nile deep-sea fans - a comparison. *AAPG Bull. Am. Asso. Petro. Geol.*, 79 (2), 259-284.
- Bellotti P., Caputo C., Davoli L., Evangelista S., Garzanti E., Pugliese F. et Valeri P., 2004.** Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany) *Geomorphology*, 61 (1-2), 71-90.
- Bellotti P., Chiocci F.L., Milli S., Tortora P., et Valeri P., 1994.** Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta : integration of high-resolution seismics, well logs and archeological data? *Journal of Sedimentary Research*, B64 (3), 416-432.
- Bénévent E., 1930.** La bora et le Mistral. *Annales de Géographie, Compte-rendu de la Commission de Météorologie du Département des Bouches du Rhône*, 15 Mai 1930, 286-298.
- Berné S., Lericolais G., Marsset T., Bourillet J. F. et de Batist M., 1998.** Erosional shelf sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide and wave dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research*, 68 (4), 540-555.
- Berné S., et Loubrieu B., 1999.** Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar cruise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 328 (7), 471-477.
- Berné S., Carré D., Loubrieu B., Mazé J.P. et Normand A., 2002.** Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion. IFREMER, Brest (4 bathymetric maps at the 1/100000 scale). Vol.1, 48p
- Bertrand G., 2002.** La discordance des temps. In : *Equilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest*. Richard et Vignot (Eds.), Presses Universitaires Franc-Comtoises, Besançon, 15-23.

- Bethemont J., 1972.** Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Essai sur la genèse d'un espace hydraulique. Thèse d'état, Université de Saint Etienne, 642p.
- Bethoux J.P. et Gentili B., 1999.** Functioning of the Mediterranean Sea : past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine System*, 20, 33-47.
- Bhattacharya J.P., et Walket R.G., 1992.** Deltas. In *Facies Models : Response to sea-level Changes*. Walker et James (Eds.), Geol. Asso., Canada, 157-177.
- Bhattacharya J.P., et Giosan L., 2003.** Wave-influenced deltas : geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50, 187-210.
- Blanc J., 1977.** Recherche en sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi. Pub.Centre National pour l'EXploitation des Océans, 75(1193), 69p.
- Blanc J.J., 1996.** Plages en recul et dynamiques des profils littoraux à Faraman (Camargue, delta du Rhône). *Méthodes d'études ; essais d'analyse prévisionnelle*. Quaternaire, 7 (1), 53-62.
- Blanchard R., 1911.** Les côtes de Provence. Note de morphologie côtière. *Bull. Soc. Géogr.*, 24(2), 201-224.
- Blum M.D., et Törnqvist T.E., 2000.** Fluvial responses to climate and sea-level change : a review and look forward, *Sedimentology*, 47, 2-48.
- Bouma A.H., Roberts H.H., Coleman J.M., Prior D.B., 1991.** Delta front gullies as part of mass-mouvement phenomena: Mississippi River delta front. in: Osborne R.H. (Ed.), *From Shoreline to Abyss: Contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard*. Special publication of the Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, 46, 99-105.
- Boyd R., Suter J., et Penland S., 1989.** Relation of sequence stratigraphy to modern environments, *Geology*; 17, 926-929.
- Brack K., Stevens R.L., et Paetzel M., 2000.** Holocene environmental change and the accumulation-erosion balance of sheltered river-mouth sediments, Göteborg, SW Sweden. *Marine Geology*, 170, 347-362.
- Brasseur M., 1998.** Provence, terre de mythes et de légendes. *Terre de Brume* (Ed.), Rennes, 192p.
- Bravard J.P. 1987.** Le Rhône du Léman à Lyon. *La Manufacture* (Ed.), Lyon, 451 p.
- Bravard J.P., 1989.** La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Age et à l'Epoque Moderne. *Revue de géographie de Liège*, 25, 145-157.
- Bravard J.P., 1991.** La dynamique fluviale à l'épreuve des changements environnementaux : quels enseignements applicables à l'aménagement des rivières. *La Houille Blanche*, 7-8, 515-521.
- Bravard J.P., 2002.** Les réponses des systèmes fluviaux à une réduction des flux d'eau et des sédiments sous l'effet du reboisement en montagne. *La Houille Blanche*, 3 (11).
- Bravard J.P., et Magny M. (sous la direction de), 2002.** Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans. Errance Editions, Paris, 312p.
- Bravard J.P., et Peiry J.L., 1993.** La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20^{ème} siècle). *Z. Geomorph. N.F.*, 88, 67-79.
- Bravard J.P., et Petit F., 1997.** Les cours d'eau, dynamique du système fluvial. Colin (Ed.), Masson, Paris, 221p.

- Brochier J.E., 1983.** Deux mille ans d'histoire du climat dans le midi de la France : étude sédimentologique. *Annales Economies, Sociétés, Civilisations*, 2, 425-438.
- Bruneton H., Arnaud-Fassetta G., Provansal M., et Sistach D., 2001.** Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhone valley (southern France). *CATENA*, 45 (4), 287-312.
- Bruzzi C., 1998.** Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Université de Provence, 326p.
- Bruzzi C., 1999.** Bilan des impacts morphologiques des tempêtes de novembre et décembre 1997 sur les plages orientales du delta du Rhône. *Méditerranée*, 93 (4), 5-10.
- Buckley A., et O'Kane J.P., 1992.** A Comparison of River Plume Models. In : Martin et Barth (Eds.), *Water Pollution Research Report*, 28, Brussels, 63-74.
- Bryant I.D., 1983.** The utilization of arctic river analogue studies in the interpretation of periglacial river sediments from southern Britain. In: Gregory, K.J. (Ed.), *Background to Paleohydrology*. Wiley, Chichester, 413-431.
- Bull W.B., 1991.** *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press, Oxford, 326p.
- Canals M., Lastras G., Urgeles R., Casamor J.L., Mienert J., Cattaneo A., De Batist M., Hafliadon H., Imbo Y., Laberg J.S., Locat J., Long D., Longva O., Masson D.G., Sultan N., Trincardi F., et Bryn P., 2004.** Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project *Marine Geology*, 213 (1-4), 9-72.
- Carrio C., 1988.** Contribution à l'étude dynamo-sédimentaire du delta rhodanien et du processus d'émersion de la plaine deltaïque associée (exemple du domaine de la Palissade, Camargue, France). Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille I, 361 p.
- Cattaneo A., Correggiari A., Langone L, Trincardi F., 2003.** The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations. *Mar. Geol.*, 193, 61-91.
- Chamley H., 1971.** Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille, 401p.
- Champion M., 1862.** Les inondations en France depuis le 6^{ème} siècle à nos jours. Dunod (Ed.), Paris, 6 vol., Réédité par le Cemagref en 2000.
- Charmasson S., 1998.** Cycle du combustible nucléaire et milieu marin. Devenir des effluents Rhodaniens en Méditerranée et des déchets immergés en Atlantique Nord-Est. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 3 – C.E.A. (Commissariat à l'énergie Atomique), Gif-sur-Yvette, France, 365 p.
- Chassefiere B., 1990.** Mass-physical properties of surficial sediments on the Rhône continental margin : implications for the nepheloid benthic layer. *Continental Shelf Research*, 10, 857-867.
- Cœur R., Lang M., et Paquier A., 2002.** L'historien, l'hydraulicien et l'hydrologue et la connaissance des inondations. *La Houille Blanche*, 4/5 (10).
- Coleman J.M. et Wright L.D., 1975.** Modern river deltas : variability of processes and sandstones bodies. In: Broussard M.L. (Ed.), *Deltas, model for exploration*, Houston, Geol. Soc., 99-150.
- Coleman J.M., 1975.** Deltaic process. In : *Finding and exploring ancient deltas in the subsurface*. Am. Assoc. Petr. Geol., Tulsa, Marine Geol. Commitee Workshop, Dallas, Texas, 06 Apr. 1975, 1-25.
- Coleman J.M., Robert H.H., et Stone G.W., 1998b.** Mississippi River Delta : an Overview. *Journal of Coastal Research*, 14 (3), 698-716.

- Coleman J.M., Walker H.J., et Grabau W.E., 1998a.** Sediment instability in the Mississippi River Delta. *J. Coast. Res.*, 14 (3), 872-881.
- Coleman J.M., Prior D.B., et Garrison L.E., 1980.** Subaqueous sediment instabilities in the offshore Mississippi River delta. New Orleans, La., Bureau of Land Management Open File Report, 80-101.
- Collela A., et Prior D.B. (Eds), 1990.** Coarse grained deltas. *Int. Asso. Sedimentol. Spec. Publ.*, 10, 357p.
- Cooper, J.A.G., 2001.** Geomorphological variability among microtidal estuaries from wave-dominated South African coasts. *Geomorphology*, 40, 99-122.
- Correggiari A., Cattaneo A., et Trincardi F., 2005.** The modern Po delta system : lobe switching and asymmetric prodelta growth. *Marine Geology*, 222/223, 49-71.
- Cottureau C., 1988.** Leçons tirées de l'aménagement du Rhône sur l'hydrobiologie, la qualité de l'eau et le débit solide. Commission Internationale des Grands Barrages, San Francisco.
- Davis R.A., et Clifton, H.E., 1987.** Sea-level change and the preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. In: Numendal, Pilkey, Howard, (Eds.), *Sea Level Fluctuations and Coastal Evolution. Spec. Publ. Soc. Econom. Palaeontol. Mineral.*, 41, 167-178.
- Delgros M., 1831.** Note sur le prétendu abaissement de la mer à Aigues-Mortes. *Bull. Soc. Géogr.*, 15, 6-11.
- Delrieu G., Ducrocq V., Gaume E., Nicol J., Payrastre O., Yates E., Kirstetter P.E., Andrieu H., Ayrat P.A., Bouvier C., Creutin J.D., Livet M., Anquetin S., Lang M., Neppel L., Obled C., Parent-du-Chatelet J., Saulnier G.M., Walpersdorf A., et Wobrock W., 2005.** The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, 6 (1), 34-52.
- Diaz J.I., Palanques A., Nelson C.H., et Guillen J., 1996.** Morpho-structure and sedimentology of the Holocene Ebro prodelta mud belt (northwestern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, 16 (4), 435-456.
- Droz L., Kergoat R., Cochonat P. et Berne S., 2001.** Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine geology*, 176 (1-4), 23-37.
- Duboul-Razavet C., 1956.** Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. *Mémoires de la Société Géologique de France*, n°76, tome 25, Fasc. 3-4, 1-234.
- Dugas F., 1989.** Etude du transit sédimentaire par charriage dans le Rhône entre Beaucaire et Arles. 1ère partie, *Rapp. Instit. Franç. De Rech. Scient. Pour le Dev. En Coop. & Comp. Natio. Rhône, département DEC, Montpellier*, 65p.
- Durrieu de Madron X., 1994.** Hydrography and nepheloid structures in the Grand Rhône canyon. *Continental Shelf Research*, 14 (5), 457-477.
- Durrieu de Madron X., Nyffeler F., et Godet C.H., 1990.** Hydrographic structure and nepheloid spatial distribution in the Gulf of Lions continental margin. *Continental Shelf Research*, 10 (9-11), 915-929.
- El Habr H., et Golterman H.L., 1987.** Input of nutrient and suspended matter into the Golfe du Lion and the Camargue by river Rhône. *Revue des Sciences de l'Eau*, 6, 395-422.
- Elliott M., et McLusky D.S., 2002.** The need for definition in understanding estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55, 815-827.

- Estournel C., Broche P., Marsaleix P., Devenon J-L., Auclair F. et Vehil R., 2001.** The Rhone River Plume in Unsteady Conditions: Numerical and Experimental Results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53 (1), 25-38.
- Etienne S., 2004.** *Islande. Biogéomorphologie d'un milieu périglaciaire humide.* Sèteun (Ed.), Coll. "Géoenvironnement", 260 p.
- Fairbanks R.G., 1989.** A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 342, 637-642.
- Farrell K.M., 2001.** Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan. *Sedimentary Geology*, 139 (2), 93-150.
- Fisk H.N., 1961.** Bar-finger sands of the Mississippi Delta. In : Peterson et Osmond (Eds.), *Geometry of sandstone bodies – A Symposium.* Am. Ass. Petrol Geol. Tulsa, OK, 29-52.
- François L., 1937.** Etude sur l'évolution actuelle des côtes de Camargue. Institut des Etudes Rhodaniennes. *Revue de Géographie Régionale*, 13, 71-126.
- Frazier D.E., et Osanik A., 1969.** Recent peat deposits - Louisiana coastal plain. In Dapples and Hopkins (Eds.), *Environments of Coal Deposition*, Geological Society of America Special paper, 114, 63-86.
- Friedman G.M., et Sanders J.E., 2000.** Comments about the relationship between ne ideas and geologic terms in stratigraphy with suggested modifications. *AAPG Bull.*, 84, 1274-1280.
- Fruget J.F., 1992.** Ecology of the Lower Rhône following 200 years of human influence: a review. *Regulated Rivers* 7 (3), 233-246.
- Galloway W.E., 1975.** Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: B. Ed. (Editor), *Deltas.* Houston Geol. Soc., 87-98.
- Gao, S. et Collins, M., 1992.** Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 80, 47-60.
- Gaume E., Livet M., Desbordes M., et Villeneuve JP., 2004.** Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *J. Hydro*, 286 (1-4), 135-154.
- Gautier E., 1992.** Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch (Alpes du Sud). Thèse de doctorat, Université Paris X - Nanterre.
- 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 (1/94), 57-62.
- Gazand L., 1924.** Note sur le Mistral. *Bulletin annuel de la Commission de Météorologie du Département des Bouches du Rhône*, 43^e année, 23-26.
- Gemaehling C., Ginocchio R. et Chabert J., 1957.** Comparaison entre les évaluations théoriques et expérimentales du débit solide dans le tiers central du Rhône. Publication de l'Association Internationale de Recherche Hydraulique (AIRH). 7^{ème} congrès. Lisbonne, Vol. D, 13p.
- Gensous B., et Tesson M., 2003.** L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (golfe du Lion). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174 (4) 401-419.

- Georges K., et Antonelli C., 2003.** Characterisation of the Rhône River bed-material by SEM analysis and evaluation of flood impact on bedload. 3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, September 1-5, Barcelona (Spain), 187-196.
- Gilbert G.K., 1890.** Lake Bonneville. US Geol Survey Monogr. 1, 438p.
- Guérard A., 1895.** Mouth of the River Rhône. Excerpt Minutes of Proceedings of the Institution of Civil Engineers. James Forrest (Ed.) 82 (4), 34p.
- Guillen J., et Palanques A., 1993.** Longshore bar and trough systems in a microtidal, storm wave dominated coast: the Ebro delta (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 115, 239-252.
- Guillen J., et Palanques A., 1992.** Sediment dynamics and hydrodynamics in the lower course of a river regulated by dams : the Ebro River. *Sedimentology*, 39, 567-579.
- Hack J.T., 1960.** Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258-A, 80-97.
- Hanot C., 1998.** Evolution des précipitations dans le département des Bouches du Rhône au cours du 20^{ème} siècle. Mémoire de DEA, Université de Provence, Aix-Marseille 1, 72 p + annexes 76 p.
- Hassan M.A., et Church M., 2002.** Drainage basin dynamics. *Geomorphology*, special issue, 45 (1-2), 1-2.
- Hart B.S., et Long B.F., 1996.** Forced regressions and lowstand deltas : Holocene Canadian examples. *J. Sediment. Res.*, 66, 820-829.
- Hart B.S., Prior D.B., Barrie J.V., Currie R. G., et Luternauer J. L., 1992.** A river mouth submarine channel and failure complex, Fraser Delta, Canada, *Sedimentary Geol.*, 81, 1-2, 73-87.
- Heap A.D., Bryce S. et Ryan D.A., 2004.** Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. *Sedimentary Geology*, 168 (1-2), 1-17.
- Henry M. et Gemaehling C., 1958.** Les mouvements des matériaux du lit du Rhône à la suite de la mise en eau de la dérivation de Donzère-Mondragon. *La Houille Blanche*, 1, 5-24.
- Hensel PF, Day JW, Pont D, et Day J.N., 1998.** Short-term sedimentation dynamics in the Rhone River Delta, France: The importance of riverine pulsing. *Estuaries* 21 (1), 52-65.
- Hey R.D., 1979.** Dynamic process-response model of river channel development. *Earth Surface Processes* 4, 59-72.
- Hill P.R., et Christian H.A., 2003.** Monitoring in situ pore pressures for prediction of slope failure on the prodelta slope of the Fraser River Delta, Canada. . *Geophysical Research Abstracts*, EGS/AGU/EUG Joint Assembly, 5, 13783, Nice France.
- Hori K., Saito Y., Zhao Q.H., et Wang P.X., 2002.** Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) River in response to late pleistocene-holocene sea-level changes *Journal of Sedimentary Research*, 72 (6), 884-897.
- Ibanez C., Pont D, et Prat N., 1997.** Characterization of the Ebre and Rhone estuaries: A basis for defining and classifying salt-wedge estuaries *Limnol. Oceanogr.*, 42 (1), 89-101
- Illouze A., 1988.** Epaves de Camargue, d'Aigues-Mortes à Fos sur mer, du 15^{ème} au 19^{ème} siècle : contribution à l'histoire des naufrages. *Notre Dame* (Ed.), Nîmes, 164p.

- IRS, 2000.** Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide, 1ère étape, rapport de synthèse. Institution interdépartementale des bassins Rhône-Saône, Valence, France. 5 volumes, 469 p.
- Iverson R.M., 1997.** The physics of debris flows. *Review of Geophysics* ; 35 (3), 245-296
- Jansen E., de Menocal P., et Grousset F., 2004.** Holocene climate variability—a marine perspective. *Quaternary Science Reviews*, 23 (20-22), 2061-2061.
- Jelgersma S., 1961.** Holocene sea level change in the Netherlands. *Mededelingen van de Geologische Stichting, CIV* (7), 100p.
- Jervey M.T., 1988.** Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, Hastings, Kendall, Posamentier, Ross, Van Wagoner, (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 42, 47-69.
- Jiménez J. A., Sánchez-Arcilla A., Valdemoro H.I., Gracia V. et Nieto F., 1997.** Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology* 144, 59-79.
- Klingeman P.C., Bravard J.P., et Giuliani Y., 1994.** Les impacts morphodynamiques sur un cours d'eau soumis à un aménagement hydroélectrique à dérivation: le Rhône en Chautagne (France), *Revue de Géographie de Lyon*, 69 (1/94), 73-87.
- Klingeman P.C., Bravard J.P., Giuliani Y., Olivier J.M., et Pautou G. 1998.** Hydropower reach by-passing and dewatering impacts in gravel-bed rivers. In Klingeman, Beschta, Komar et Bradley (Eds), *Gravel-bed rivers in the environment*, Water Resources Publications, LLC, USA, 313-344.
- Kochel R.C., et Miller J.R., 1997.** Geomorphic response to short-term climate change : an introduction. *Geomorphology*, 19, 171-173.
- Komar P.D., 1998.** *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd Ed, Prentice Hall. 544 p.
- Kondolf G.M., Piégay H., et Landon N., 2002.** Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments *Geomorphology* ,45 (1-2), 35-51.
- Lambeck K., et Johnson P., 1995.** Land subsidence and sea-level change : contributions from the melting of the last great ice sheet and isostatic adjustment of the earth? In : *Land Subsidence*, Brend (Ed.), Brouwer et Schröder, Balkema, Rotterdam, 3-18.
- Landon N., 1999.** L'évolution contemporaine du profil en long des affluents du Rhône moyen. Constat régional et analyse d'un hydrosystème complexe, la Drôme. Thèse Université Paris IV-Sorbonne, Volume 1 : 560 p, Volume 2 (annexes).
- Landon N., et Piégay H., 1994.** L'incision de deux affluents subméditerranéens du Rhône : la Drôme et l'Ardèche, *Revue de Géographie de Lyon*, 1, 63-72.
- Lansard B., 2004.** Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône (Méditerranée, Nord-Occidentale), Thèse de doctorat, Université Paul Cézanne, Aix-Marseille 3, 344p.
- Lapouyade A., et Durrieu de Madron X., 2001.** Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanologica acta*, 24 (3), 295-312.
- Larras, J., 1964.** *Embouchures, estuaires, lagunes et deltas*. Collection du centre de recherches et d'essais de Chatou. Paris: Eyrolles. 171 pp.
- Le Roy Ladurie E., 1983.** Histoire du climat depuis l'an mil, Paris, Flammarion, 2 vol., 287 et 254 p.
- Lenthéric C., 1876.** Les villes mortes du Golfe du Lion. Paris, Plon (Ed.), 524p.

- Lenthéric C., 1881.** La région du Bas-Rhône. Hachette and (Ed)., Paris, 304p.
- Leopold L.B., Wolman L.G., et Miller J., 1964.** Fluvial Processes in Geomorphology. W.H. Freeman, San Francisco, 522p.
- Leveau M., et Coste B., 1987.** Impact des apports rhodaniens sur le milieu pélagique du Golfe du Lion. Bull. écol., 18, 119-122.
- L'Homer A., Bazile J., Thommeret J., et Thommeret Y., 1981.** Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours, variations du niveau marin, Oceanis, 7, 4, 389-408.
- Li G., Tang Z., Yue S., Zhuang K., et Wei H., 2001.** Sedimentation in the shear front off the Yellow River mouth. Continental Shelf Research, 21 (6-7), 607-625.
- Li G., Wei H., Yue S., Cheng Y., et Han Y., 1998.** Sedimentation in the Yellow River delta, part II: suspended sediment dispersal and deposition on the subaqueous delta. Marine Geology, 149 (1-4), 113-131.
- Liébault F., 2003.** Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massif du Diois et de Baronnies). Thèse de doctorat, Université Lumière, Lyon 2.
- Liébault F., et Piégay H., 2002.** Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. Earth Surface Processes and Landforms, 27, 425-444.
- Lindsay J.F., Prior D.B., et Coleman J.M., 1984.** Distributary-mouth bar development and rôle of submarine landslides in delta-growth, south pass, Mississippi delta, Bull AAPG, 68 (11), 1732-1743.
- Liu J.T., Yan P.B., et Hung J.J., 1998.** The coastal transition at the mouth of a small mountainous river in Taiwan. Sedimentology, 45, 803-816.
- Llasat Del Carmen M., Barriendos M., et Rigo T., 2002.** L'analyse de la fréquence et de l'occurrence temporelle des fortes précipitations d'origine méditerranéennes, causes des crues rares en Espagne et dans le Sud de la France. La Houille Blanche, 6-7 (21).
- Lorgère, 1957.** Turbidité des eaux du Rhône. Rapport préliminaire, SOGREAH et Génie Rural du Gard, R4673, 17p.
- Ludwig W., et Meybeck M., 2003.** Riverine Transport of water, sediments and pollutants to the Mediterranean Sea, UNEP/MAP/MED POL, MAP Technical Reports Series No 141, UNEP/MAP Athens 2003, 111p.
- Maillet G., 2001.** Quantification, origine et devenir des bioclastes dans les cordons meubles actuels du littoral camarguais. Mémoire de DEA, Université de Provence Aix-Marseille 1, 96 p.
- Maillet G., Provansal M., et Vella C., 2005.** Connections entre le Rhône et son delta. Partie 2 : Evolution de l'embouchure du Rhône depuis le début du 18^{ème} siècle. Ce volume.
- Maillet G., Rizzo E., Revil A., et Vella C., 2005b.** High resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a transition zone environment. Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel. Marine Geophysical Researches Missiaen, T.; Wardell, N., Dix, J., (Eds) "Subsurface imaging and sediment characterisation in shallow water environments", Deltech special volume, ce volume.
- Maillet G., Vella C., Berné S., Friend P.L., Amos C.L., Fleury J. et Normand A., 2005c.** Morphological changes induced by the December 2003 flood at the present mouth of the Rhône river (southern France), ce volume.

- Maldonado A., 1975.** Sedimentation stratigraphy and development of the Ebro delta plain. In : Deltas, models for exploration. M.L. Broussard Ed., Houston Geol. Soc., Texas, 31-38.
- Marchetti M., 2001.** Environnemental changes in the central Po plain (northern Italy) due to fluvial modifications and anthropogenic activities. *Geomorphology*, 44, 361-373.
- Marsset T., et Bellec V., 2002.** Late pleistocene- holocene deposits of the Rhône inner continental shelf (France): detailed mapping and correlation with previous continental and marine studies. *Sedimentology*, 49, 255-276.
- Mathews W.H., et Shepard F.P., 1962.** Sedimentation of Fraser River Delta, British Columbia; *Bulletin of the American Association of Petroleum Geology*, 46, 1416-1443.
- Mc Bride R.A., Byrnes M.R., et Hiland M.W., 1995.** Geomorphic response-type model for barrier coastline - a regional perspective. *Mar Geol.* 126 (1-4), 143-159.
- Meade R.H., 1972.** Transport and deposition of sediments in estuaries. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 133, 91-120.
- Meybeck M., Laroche L., Dürr H. H., et. Syvitski J. P. M., 2003.** Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change*, 39, 65-93.
- Milliman J.D., et Meade R.H., 1983.** World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21.
- Millot C., 1990.** The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10 (9-11), 885-894.
- Millot C., 1999.** Circulation in the Western Mediterranean. *Sea. Journal Marine System*, 20, 423-442.
- Millot C., et Monaco A., 1984.** Deep strong currents and sediment transport in the Northwestern Mediterranean. *Sea. Geo-Marine Letters*, 4, 13-17.
- Miramont C., 1998.** Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la Moyenne Durance (Alpes française du Sud)". Thèse de doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille I, 286p
- Miramont C., et Guilbert X., 1997.** Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en Moyenne Durance, *Géomorphologie*, 4: 325-338
- Monaco A., 1971.** Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon. Thèse d'État, Université de Perpignan, 295 p
- Moore D., 1966.** Deltaic sedimentation. *Earth-Science Reviews*, 1, 87-104.
- Morellato D., Sabatier F., Pons F., et Gaufres P., 2005.** Comparaison de deux modèles cross-shore d'érosion des plages (Site de Rousty, Delta du Rhône, France). VIIIèmes Journées Nationales, Génie Côtier Génie Civil, Compiègne, 7 au 9 septembre 2004. sous presse.
- Mulder T., et Syvitski J.P.M., 1996.** Climatic and morphologic relationships of rivers: Implications of sea-level fluctuations on river loads. *J. Geol.* 104 (5), 509-523.
- Mulder, T., et Syvitski, J.P.M., 1995.** Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.*, 103, 285-299.
- Muto T., et Steel R.J., 2000.** The accomodation concept in sequence stratigraphy : some dimensional problems and possible redefinition. *Sedimentary Geology*, 130, 1-10.

- Muto T., et Steel R.J., 2001.** Autostepping during transgressive growth of deltas : results from flume experiments. *Geology*, 29 (9), 771-774.
- Naizot T., Allard P., Auda Y., et Dervieux A., 2001.** Evolution du delta du Rhône depuis le 19^{ème} siècle. Etude comparée d'une carte du 19^{ème} siècle et d'une carte du 20^{ème} siècle. CTHS Ed., Actes du 124^{ème} congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Avril 1999, Nantes, 41-66.
- Naudin J.J., Cauwet G., Chretiennot-dinet M.J., Deniaux B., Devenon J.-L., et Pauc H., 1997.** River discharge and wind influence upon particulate transfer at the land-ocean interaction: case study of the Rhône river plume. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 45, 303-316.
- Naudin J.J., Cauwet G., Leveau M., Lochet F., Pauc H., Romano J.C., et Sempere R., 1992.** Le néphéloïde benthique au large du Rhône. Transferts particuliers à l'interface continent-océan. *Oceanologica acta*, 15 (6), 621-638.
- Naudin J.J., et Cauwet G., 1997.** Transfer mechanisms and biogeochemical implications in the bottom nepheloid layer. A case study of the coastal zone off the Rhone River (France). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 44 (3-4), 551-575.
- Nelson B.W., 1970.** Hydrology, sediment dispersal and recent historical development of the Pô River delta. In : *Deltaic sedimentation, modern and ancient*. J.P. Morgan Ed., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., Tulsa, 15, 152-184.
- Nittrouer C.A., et Demaster D.J., 1986.** Sedimentary processes on the Amazon continental shelf - past, present and future research. *Cont. Shelf Res.*, 6 (1-2), 5-30.
- Oomkens E., 1967.** Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex : a sedimentological investigation of the post-glacial Rhône delta complex. *Geol. Minj.*, Amsterdam, 46, 265-278.
- Orton G.J., et Reading H.G., 1993.** Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 10, 475-512.
- Pardé A., 1934.** Les transports d'alluvions dans le bassin du Rhône. *Union générale des Rhodaniens*, Actes du 8^{ème} congrès du Rhône, 27juin - 1^{er} juillet 1934, Lausanne, Imp. Réunies, 8, 237-275.
- Pardé M., 1925.** Le régime du Rhône. Etude hydrologique. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 2 vol., 887 & 440 p.
- Pauc H.E., 1976.** Comportement dynamique des matériaux en suspension. Etude de divers secteurs du Golfe du Lion. *Bulletin de la Société Naturelle d'Afrique du Nord*, Alger, 67, 151-169.
- Peiresc (de) N.C., 1636.** Lettre à Monsieur Thomas d'Arcos, à Thunis, le 30 mai 1636. In : *Ph. Tamizey de Larroque (Ed.), Lettres de Peiresc à divers*, 1602-1637, Paris, 1898, tome 8, section 1636, 171-173.
- Peiry J.L., 1988.** Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intramontagnard : l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute Savoie). Thèse de doctorat, Université Jean Moulin, Lyon III, 378p.
- Peizhen Z., Molnar P., et Downs W.R., 2001.** Increased sedimentation rates and grain size 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 410, 891-897.
- Periáñez R., 2005.** Modelling the transport of suspended particulate matter by the Rhone River plume (France). Implications for pollutant dispersion. *Environmental Pollution*, 133 (2), 351-364.

- Pfister C., 1980.** The Little Ice Age: Thermal and Wetness Indices for Central Europe. *Journal of Interdisciplinary History*, 10:665-696.
- Pichard G., 2002.** Terroirs et paysages provençaux au 18^{ème} siècle. La cartographie à grande échelle des militaires de Génie. *Histoire et Sociétés Rurales*, 17, 153-185.
- Pichard G., 1999.** Espaces et Nature en Provence. L'environnement rural, 1540-1789. Thèse de doctorat, Université de Provence [Aix-Marseille 1], 1700 p.
- Pichard G., 1995.** Les crues sur le bas-Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydroclimatique. *Méditerranée*, 3-4, 105-116.
- Piégay H., 1995.** Dynamiques et gestion de la ripisylve de cinq cours d'eau à charge grossière du bassin du Rhône (l'Ain, l'Ardèche, le Giffre, L'Ouvèze et l'Ubaye). Thèse de doctorat, Université Paris 4, Sorbonne, 529p.
- Pirazzoli P.A., 2002.** Evolution du niveau moyen de la mer et fréquence des tempêtes : certitudes et incertitudes. *La Houille Blanche*, 2 (17).
- Poinsard D., 1992.** Effets des aménagements fluviaux sur les débits liquides et solides. L'exemple du Rhône entre les plaines de Miribel-Jonage et de Donzère-Mondragon. Thèse de doctorat. Université Jean Moulin, Lyon 3, 501p.
- Pont D., et Bardin O., 1996.** Liquid and solid inputs from the Rhone into the Ile de Camargue and its hydrological functioning, In: Final Workshop MEDDELTA, Venezia (Italy), Oct. 2-6, 1996, Vol.I – The past and the Present, 4, 29-46.
- Pont D., et Blombed B., 1995.** Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 1994 – 1995. 7^{èmes} rencontres de l'Agence Régionale Pour l'Environnement, PACA, 24-27 Octobre 1995, Digne les bains, 283-292.
- Pont D., Simonnet J.P. et Walter A.V., 2002.** Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean : consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône river, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 1-18.
- Porebski S.J., et Steel R.J., 2003.** Shelf-margin deltas : their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. *Earth Science Reviews*, 62, 283-326.
- Postma G., 1984.** Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, 12, 27-30.
- Postma G., 1995.** Causes of architectural variation in deltas. In: Oti M. N. et Postma G. (Eds), *Geology of Deltas*, A. A. Balkema, Rotterdam, 3-16.
- Prior D.B., et Coleman J.M., 1978.** Submarine landslides on the Mississippi River delta-front slope. *Geoscience and man*, School of Geosciences, Louisiana State University, Baton Rouge, 19, 41-53.
- Prothero D. R., et Schwab F., 1996.** *Sedimentary Geology, An introduction to sedimentary rocks and stratigraphy*, W. H. Freeman, New York 575p.
- Provansal M., Vella C., Arnaud-Fassetta G., Sabatier F., et Maillet G., 2003.** Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 4, 271-282.
- Provansal M., 1992.** Le rôle du climat dans la morphogenèse à la fin de l'Age de Fer dans l'antiquité en Basse Provence. *Les nouvelles de l'archéologie*, 50, 21-27.
- Provansal M., 1995.** The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, southern France, The Holocene, 5,3, 348-353.
- Provansal M., Berger J.F., Bravard J.P., Salvador P.G., Arnaud-Fassetta G., Bruneton H., Verot-Bourrely A., 1999.** Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen-Age, *Gallia*, 56, 13-32

- Provansal M., Maillet G., et Antonelli C., 2005.** Geomorphology between nature and society: Flask back on an old debate concerning the recent history of the Rhône Delta. *Dossiers d'Archéologie Méridionale* (ce volume).
- Psuty N.P., 1967.** The geomorphology of beach ridges in Tabasco, Mexico. *Coastal Studies Institut Publications*, série 18, 51p.
- Radakovitch O., Charmasson S., Arnaud M., et Bouisset P., 1998.** 210 Pb and Caesium Accumulation in the Rhône Delta Sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 48, 77-92.
- Ramette, M. et Heuzel R., 1982.** Le Rhône à Lyon. Etude de l'entraînement des galets à l'aide de traceurs radioactifs. *La Houille Blanche n° spécial A*, 389-399.
- Rateyev M.A., Shimkus J., et Kheirov M.B., 1981.** Distribution of clay minerals in recent sediments of the Mediterranean Sea. *Oceanology*, 21, 475-479.
- Reading H.G., et Collison J.D., 1996.** *Clastic Coast*. In : *Sedimentary Environment : Processes, Fascies and Stratigraphy*. Reading (Ed.), Blackwell Science, Oxford, 154-231.
- Reineck H.E., et Singh I.B., 1980.** *Depositional sedimentary environments*. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag. 439p.
- Reyt P., 2000.** Les dragons de la crue. *Cahiers de Géographie du Québec*, 44 (122), 127-145.
- Roberts H.H., 1997.** Dynamic changes of the Holocene Mississippi River delta plain: The delta cycle. *J. Coast. Res.*, 13 (3), 605-627.
- Roditis J.C., 1993.** Caractérisation de la charge solide en suspension et alluvionnement du Rhône dans le secteur Beaucaire-Arles. Crues et modalités du transfert sédimentaire. Bilan actuel et évolution récente. Mémoire de D.E.A, Université de Provence, Aix-en-Provence, 135 p.
- Roditis J.C., et Pont D., 1993.** Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta, Méditerranée, 3-4, 5-18.
- Roy P.S., Cowell P.J., Ferland M.A., et Thom B.G., 1994.** Wave dominated coast. In : Carter et Woodroffe (Eds.), *Coastal evolution : Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 121-186.
- Roys (de) M.A., 1851.** Note sur le transport de matériaux dans le bassin du Rhône, à l'entrée de son delta. *Comptes-Rendus de la séance du 7 avril 1856*, Société Géologique de France, 316-323
- Russell J.R., 1942.** Geomorphology of the Rhône delta. *Ann. Asso. Amer Geogr.*, 32 (2), 149-254.
- Sabatier F., 2001.** Fonctionnement et dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III, 272 p.
- Sabatier F., Chaibi, M., et Pons F., 2002.** Validation of aeolian sediment transport formulae. In E. Özhan (Ed.), *International MEDCOAST Workshop on Beaches of the Mediterranean and the Black Sea: Dynamics, Regeneration, Ecology & Management*, Turkey, 87-98.
- Sabatier F., et Suanez S., 2003.** Shoreline changes of the Rhone delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-300.
- Sabatier F., Maillet G., Fleury J., Antonelli C., Suanez S., Provansal M. et Vella C., 2005.** Long term relationships between river sediment input and littoral bathymetric change in a microtidal deltaic system (Rhône delta shoreline, Mediterranean sea, SE France). Ce volume.

- Salvador P.G., 1991.** Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère (Bassin de Malville et ombilic de Moirans, Bas-Dauphiné). Thèse de doctorat, Université Jean Moulin, Lyon 3, 498p.
- Savey P ; et Deleglise R., 1967.** Les incidences de l'aménagement du tiers central du Bas-Rhône sur les transports solides par charriage et par suspension. International Association on Hydrology Scientific Publication (IAHS), 75, 462-476.
- Schaaff E., 2003.** Dynamique de la matière particulaire à l'interface eau-sédiment en zone côtière: approches expérimentales et modélisation. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille II. 262p.
- Schoonees J.S., 2000.** Annual variation in the net longshore sediment transport. Coastal Engineering, 40, 141-160.
- Schumm S.A., 1977.** The Fluvial System. Wiley-Interscience, New-York, 338p.
- Schumm S.A., 1979.** Geomorphic thresholds: the concept and its applications. Transactions of the Institute of British Geographers, New Series 4, 485-515.
- Schumm S.A., 1993.** River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy, The Journal of Geology, 101, 279-294.
- Schumm S.A., Harvey M.D., et Watson C.C., 1984.** Incised Channels. Morphology, dynamics and control. Water Resources Publication, 200p.
- Sclafert T., 1959.** Cultures en Haute Provence. Déboisements et pâturages au Moyen Age. SVEPEN, E.P.H.E., VIe. section, Centre de recherches historiques, Paris, 271p.
- Scruton P.C., 1960.** Delta building and the delta sequence. In : Shepard, Phleger et Van Andel (Eds.), Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico, Am. Asso. Petr. Geol., Tulsa, Oklahoma, 82-102.
- Seddon M.B., et Holyoak D.T., 1985.** Evidence of sustained regional permafrost during deposition of fossiliferous Late Pleistocene river sediments at Stanton Harcourt (Oxfordshire, England). Proceedings of the Geological Association 96, 53-71.
- Serra T P., Ludwig W., Navarro B., et Blazi J.L., 2001.** Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). C.R. Acad. Sci. Paris, série Iia, 389-397.
- Sheffer N.A., Enzel Y., Benito T., Grodek T., Poart N., Lang M., Naulet R., et Cœur D., 2003.** Paleoflood and historical flood of the Ardèche River, France. Water Resources Research, 39 (12), 1376, doi : 10.1029/2003WR002468, 2003.
- Shepard F.P., 1955.** Delta-front valleys bordering the Mississippi distributaries, Bull. Geol. Soc. Am., 66, 1489-1498.
- Shepard F.P., et Milliman J.D., 1978.** Sea-floor currents on the foreset slope of the Fraser River Delta, British Columbia (Canada), Mar. Geol., 28, 3-4, 245-251.
- Sivan O., Miramont C., Jorda M., Rosique T., et Edouard J-L., 2002.** Rythmes et ruptures de la morphogenèse tardi- et postglaciaire des bassins versants sud-alpins (Moyenne Durance). In : Actes du colloque international de Besançon, septembre 2000, Richard et Vignot (Eds), Presses Franc-Comptoises, Besançon, 35-44.
- SOGREAH, 1999.** Aqueduc du Rhône à Barcelone, investigations supplémentaires. RMC8, Impacts sur les sédiments du Rhône. Rapport 55 0470/JLR/R3 VA, 82 p.
- Stanley D.J., et Maldonado A., 1977.** Nile cone : Late Quaternary stratigraphy and sediment dispersal. Nature, 266, 129-135.
- Stapor F.W., 1974.** The "cell" concept in coastal geology. In : Tanner (Ed.) : Sediment transport in the nearshore zone. Florida state University, 1-11.

- Starkel L., 1983.** Climatic change and fluvial response. In Gardner R., Scoging H.(ed), *Mega-Geomorphology*, Oxford, 195-211.
- Stefani M., et Vincenzi S., 2005.** The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Mar. Geol.*, 222-223, 19-48.
- Suanez S, et Provansal M., 1998.** Large scale evolution of the littoral of the Rhone delta (southeast France). *J. Coast. Res.*, 14 (2), 493-501.
- Suanez S., 1997.** Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône, Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille I, 283p.
- Surell E., 1847.** Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône. Imprimerie cévenole, Mines, France. 148p.
- Suter J.R., 1994.** Deltaic coast. In : *Coastal Evolution ; Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Carter et Woodroffe (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 87-120.
- Syvitski, J.P.M., Vorosmarty C. J., Kettner A.J. et Green P., 2005.** Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308, 376-380.
- Syvitski J.P.M., Peckham S.D., Hilberman R. et Mulder T., 2003.** Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*, 162 (1-2), 5-24.
- Ta T.K.O., Nguyen V.L., Tateishi M., Kobayashi I., Saito Yo., et Nakamura T., 2002.** Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sedimentary Geology*, 152, 313-325.
- Tessier L., De Beaulieu J.L., Coutaux M., Edouard J.L., Ponel P., Rolando C., Thion M., Thomas A., et Tobolski K., 1993.** Holocene palaeoenvironments at the timberline in the Alps (Tallefer massif, french Alps), a multidisciplinary approach. *Boreas*, 22, 243-254.
- Thill A., 1999.** Agrégation des particules : structure, dynamique et simulation. Application au cas d'un écoulement stratifié : l'estuaire du Rhône. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 3, 362p.
- Thill A., Moustier S., Garnier J.M., Estournel C., Naudin J.J., et Bottero J.Y., 2001.** Evolution of particle size and concentration in the Rhone river mixing zone: influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 21, 2127-2140.
- Touzani A., 1998.** L'édification prodeltaïque du Rhône. Marqueurs de l'évolution séculaire de la sédimentation. Thèse de doctorat, Université de Perpignan, 192p.
- Touzani A., et Giresse P., 2002.** The Rhône River Prodelta: Short-Term (100-103 Year) Sedimentation Patterns and Human Impact. *Journal of Coastal Research*, 18 (1), 102-117.
- Van Goor M.A., Stive M.J.F., Wang Z.B., et Zitman, T.J., 2001.** Influence of sea level rise on coastal inlets and tidal basins. *Proceedings Coastal Dynamics'01*, Lund, Sweden, 242-251.
- Van Straaten L.M.J.U., 1959.** Littoral and submarine morphology of the Rhone delta. *Proc. Coastal Geog. Conf.*, Baton Rouge, Louisiana State University, 233-264.
- Vandenbergh J., 2003.** Climate forcing of fluvial system development : an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2053-2060.
- Vanney J.R., et Stanley D.J., 1983.** Shelfbreak physiography : an overview. In : Stanley and Moore (Eds), *The shelfbreak : critical interface on continental margin*. SEPM Spécial Pub., 3, Tulsa, 1-24.

- Vella C., 1999.** Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Aix-Marseille 1, 225 p.
- Vella C., et Provansal M., 2000.** Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France, *Marine Geology*, 170, 27-39.
- Vella C., Fleury J., Raccasi G., Provansal M., Sabatier F., et Bourcier M., 2005.** Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology*, soumis.
- Vernier E., 1976.** Edification et évolution de la flèche de la Gracieuse, Ouest du Golfe de Fos. *Bull. BRGM, série 2, 4 (2)*, 103-115.
- Walling D.E., et Fang D., 2002.** Recent trends in the suspended sediment load of the world's rivers. *Global Planetary Change*, 39, 111-126.
- Wells J.T., et Coleman M., 1987.** Wetland loss and the subdelta life cycle. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 25, 111-125.
- Wiseman W. J., Wright L. D., Rouse L. J., et Coleman J. M., 1976.** Periodic phenomena at the mouth of the Mississippi River. *Cont. Mar. Sci.* 20:11-32.
- Wright L.D., 1977.** Sediment transport and deposition at river mouths : a synthesis. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 88, 857-868.
- Wright L.D., et Coleman J.M., 1973.** Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *AAPG Bulletin*, 57, 370-398.
- Younes W.A.N., Bensoussan N., Romano J-C., Arlhac D., et Lafont M., 2003.** Seasonal and interannual variations (1996–2000) of the coastal waters east of the Rhone river mouth as indicated by the SORCOM series. *Oceanologica Acta*, 26 (4), 311-321.
- Zuo Z., Eisma D., et Berger W., 1991.** Determination of sediment accumulation and mixing rates in the Gulf of Lions, Mediterranean Sea. *Oceanologica acta*, 14 (3), 253-262.
- Zuo Z., Eisma D., Gieles R., et Beks J., 1997.** Accumulation rates and sediment deposition in the northwestern Mediterranean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 44 (3-4), 597-609.

Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône

Pour tenter d'expliquer la dégradation actuelle des littoraux deltaïques, nous avons mené une étude sur les modalités de la distribution des apports fluviaux sur le littoral. Deux approches ont été couplées : (1) l'étude de l'évolution séculaire du trait de côte et des forçages, basée sur l'exploitation de documents historiques, et (2) l'étude détaillée des mécanismes morphosédimentaires à l'occasion des crues, dans la zone clef de l'embouchure.

Les principaux résultats montrent que le littoral deltaïque est actuellement déconnecté du fleuve car les sédiments fluviaux restent stockés à proximité de l'embouchure. Les crues ne contribuent pas non plus à alimenter le littoral, car c'est essentiellement des particules fines qui sont apportées en mer et transportées au large. Pour autant, les endiguements fluviaux ont une responsabilité bien supérieure à celle des grands barrages dans l'érosion des plages, en raison du rôle déterminant des avulsions dans l'édification de la plaine deltaïque.

Recent and current sediment relationships between a river and its delta in microtidal environment : example from Rhône River Mouth.

In order to explain the current degradation of the delta-coasts, we undertook a study on the modalities of the distribution of the river solid discharge on the littoral. Two approaches have been coupled: (1) the study of the secular evolution of the coastline and climatic and human impacts, based on the study of historical documents, and (2) the detailed study of the sedimentary mechanisms during floods, in the key zone of the river mouth.

The main results show that the delta-coast is currently disconnected from the river, because the river inputs remain stored near the mouth. The floods do not contribute either to feed the littoral, because this is primarily fine particles that are brought into the sea. For as much, the river banks are more responsible than hydraulic dams in the beaches erosion, because of the important role of avulsion mechanism in the delta-plain progradation.

Pour citer ce travail :

Maillet G.M., 2005. Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône. Thèse de doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille 1, 331p.

Maillet G.M., 2005. Recent and current sediment relationships between a river and its delta in microtidal environment : example from Rhône River Mouth. Unpublished Ph-D Thesis, University of Provence, Aix-Marseille 1, 331p.