HAL
open science

Mutations géomorphologiques récentes du Rône aval, Recherches en vue de la restauration hydraulique et de la gestion des crues

Guillaume Raccasi

To cite this version:

Guillaume Raccasi. Mutations géomorphologiques récentes du Rône aval, Recherches en vue de la restauration hydraulique et de la gestion des crues. Géomorphologie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 2008. Français. NNT : . tel-00321723

HAL Id: tel-00321723

https://theses.hal.science/tel-00321723

Submitted on 15 Sep 2008

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.

Université de Provence, Aix-Marseille Université

U.F.R des Sciences Géographiques et de l'Aménagement

Centre Européen de Recherches et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (UMR 6635-CNRS)

N°: _/_/_/_/_/_/_/_/_

Mutations géomorphologiques récentes du Rhône aval, Recherches en vue de la restauration hydraulique et de la gestion des crues

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'Université de Provence

Formation doctorale : Espaces, Cultures et Sociétés (n°355)
Filière : Sciences Géographiques, Ville et Territoire, Urbanisme et Aménagement

Présentée et soutenue publiquement Par

Guillaume RACCASI

Le 13 juin 2008, devant un jury composé de

J.-P. BRAVARD	Professeur, Université Lumière, Lyon 2 (Lyon)	Rapporteur
B. CHASTAN	Chercheur, Cemagref-Lyon (Lyon)	Examinateur
S. DUFOUR	Maître de conférences, Université de Provence (Aix en Provence)	Examinateur
J.-J. MACAIRE	Professeur, université François Rabelais (Tours)	Examinateur
F. PETIT	Professeur, Université de Liège (Liège)	Rapporteur
M. PROVANSAL	Professeur, Université de Provence (Aix en Provence)	Directeur

Avant propos, remerciements

Cette thèse, dont le titre est évocateur, constitue une sorte de continuité dans les travaux initiés sur le Rhône aval, depuis le début des années 1990, au sein de l'équipe géomorphologie fluviale de l'université de Provence. Mais elle se situe également dans un contexte un peu spécial : en effet, en décembre 2003, pour la première fois depuis 1856, une crue inonde les plaines d'Arles et de la Petite Camargue, provoquant des dégâts considérables.

C'est à la suite de cette crue qu'à germée l'idée d'effectuer un travail de recherche sur les mutations du système fluvial depuis 150 ans et leur rôle dans l'écoulement des eaux du Rhône. Afin de le réaliser dans les meilleures conditions possibles, *Mireille Provansal* m'a proposé d'effectuer sous sa direction, une thèse sur ce sujet, qui voit le jour aujourd'hui. Pour cela et pour la qualité des échanges (parfois assez vifs) que nous avons eus durant ces trois ans et demi je l'en remercie chaleureusement.

L'argent constituant le nerf de la guerre, pour avoir participé au montage de la demande de bourse auprès de *la région PACA*, je remercie l'ex-bureau d'étude *SIEE* (nouvellement *Ginger*) et particulièrement *Jean-Christophe Roditis* et *Eric Bruchet*. Je remercie également la région pour m'avoir fait confiance à travers l'attribution d'une bourse « 100% région », mais également pour le financement qu'elle a apporté à une partie de cette recherche. Je tiens également à remercier ici, le *SYMADREM* et la *CNR* qui ont également financé une partie des travaux présentés ici.

Outre l'acquisition de matériel, ces financements ont permis la recherche des cartes anciennes dans les archives de différents acteurs du Rhône. Pour leur accueil, je remercie : *la Bibliothèque Nationale*, *Les archives départementales des Bouches du Rhône*, *du Vaucluse et de Lyon*, *les archives municipales d'Arles et de Fourques*, les *archives de l'Ecole Nationale Supérieure des Ponts et Chaussées*, *les Voies Navigables de France d'Avignon*, *la CNR d'Avignon*, *la cartothèque de l'UFR de géographie, le CRIGE PACA* à travers le service SIGéo du CEREGE.

La géomorphologie ne se pratique pas que dans les cartes, elle se vit principalement sur le terrain et pour des fleuves comme le Rhône, le plus souvent sur l'eau. Pour son prêt gracieux d'un anneau à la halte fluviale d'Arles pendant toute la réalisation de cette thèse, je remercie la municipalité de la *ville d'Arles*. Et, à l'heure, actuelle, des outils de plus en plus complexes sont nécessaires à des acquisitions de terrain, pour la confiance que m'a accordée l'équipe *Morphogenèse et Risque Naturel du CEREGE* au cours de ces trois ans je la remercie. Pourtant le bilan est assez catastrophique : Semi destruction d'un aDcp dans le delta du Danube (comment ça, l'électronique à l'intérieur d'un aDcp ça supporte pas l'eau de mer ???) et destruction d'un câble de GPS suite à une rupture d'amarre, toujours dans le delta du Danube (bon remarque, là on aurait perdu l'aDcp et le GPS s'il n'y avait pas eu le câble).

L'utilisation de ce matériel est complexe et nécessite souvent plusieurs personnes pour le mettre en œuvre, le temps est venu de remercier toutes les personnes qui de près ou de loin m'ont aidé à acquérir les données au cours de cette recherche. Tout d'abord les nombreux Master de CEREGE qui ont eu le bonheur ou le malheur (à eux de choisir) de travailler sur le Rhône pendant ma thèse : *Romain*, je t'en ai fait voir de toutes les couleurs, entre le GPS dans les vignes, les prélèvements sur le Petit Rhône et l'apprentissage forcé du SIG, *Julia* (PS : sur le terrain on ne prend pas QUE des photos du chien…), *Elise* (tu verras un jour Lyon ne sera plus champion), *Mounia*, *Caro*, *France*, *Sophie*... je vous souhaite toute la réussite possible pour la suite.

Je glisse ici, un remerciement particulier à *Laura* qui m'a permis de m'évader un peu du Rhône pour aller voir le Danube. Au final, c'est un peu comme le Rhône mais en plus gros, surtout en crue centennale. Mais la prochaine fois je veux voir des pélicans.

Je dédie un paragraphe particulier aux personnes qui ont accepté de participer spontanément, sans montage financier et sur leurs propres budgets de fonctionnement à une mission de trois jours sur le Rhône avec leurs matériels (Cemagref, CEREGE, CNR, COM, IRSN). Je ne vous cite pas ici, mais vous vous reconnaitrez sur la photo.

Après le temps de l'acquisition vient logiquement le temps du traitement et de l'interprétation. Cette phase de la recherche, comme je la conçois, se base sur des collaborations, des discussions et des réflexions communes. Ayant eu la chance de travailler sur plusieurs champs de la géomorphologie fluviale, ces rencontres ont été diverses et variées. Je remercie donc toutes les personnes qui ont travaillé sur l'aDcp, *Jérôme* et *Guillaume* qui sont descendus exprès de Lyon pour faire quelques manips à Arles, et qui m'ont surtout permis de travailler avec les résultats du logiciel Sediview. *Philippe* et *Sam*, qui ont grandement participé à la réflexion sur les données, mais aussi aux traitements des données dans Matlab. Merci à *Jules*, également, pour les échanges de « bidouilles » et de modules supplémentaire pour ArcGis glanés ça et là sur le net. Je remercie aussi *Anne-Julia*, pour m'avoir montré le fonctionnement de SAM et surtout pour m'avoir aidé à critiquer les résultats. Il faut aussi remercier ici *Claude*, qui m'a encadré au cours de ma maîtrise, de mon DEA et qui m'a donné l'envie de faire une thèse, les quelques échanges que nous avons eu et les missions de terrain ont toujours était très enrichissantes, j'espère que nous aurons l'occasion de retravailler ensemble. Je remercie également un littoraliste : *François* pour ses commentaires (moi, je préfère les figures en couleurs !!) et les échanges que nous avons eu à l'interface fleuve mer.

Je remercie également les géomorphologues fluviaux, littoraux et paléo du CEREGE, pour les discussions toujours enrichissantes et la bonne humeur collective pendant et en dehors des réunions d'équipe. Je remercie également toutes les personnes que j'ai côtoyées tous les jours au sein du CEREGE pendant cette thèse et même depuis ma maîtrise (sept ans déjà). Je tiens à remercier pareillement le personnel enseignant et administratif qui m'a permis d'enseigner pendant trois ans la géomorphologie et le SIG au *DENTES*, il règne dans vos locaux une ambiance chaleureuse qui donne du cœur à l'ouvrage.

Après la phase de réflexion arrive le moment, plus solitaire, de la synthèse qui m'a permis de rédiger cette thèse et de la présenter devant un Jury. Je remercie les professeurs *J.-P Bravard* et *F. Petit* d'avoir accepté d'en être les rapporteur, ainsi que messieurs *B. Chastan*, *S. Dufour* et *J.-J.Macaire* pour avoir accepté de l'examiner.

Vous avez remarqué, des remerciements, ça fait toujours un peu « inventaire à la Prévert ». Le temps est venu de remercier toutes les personnes qui le soir, le week-end ou pendant les quelques jours de « repos » qui jalonnent une thèse m'ont permis de m'évader du Rhône, le plus souvent vers la montagne.

En premier lieu, l'équipe des *doctorants du CEREGE*, avec qui j'ai partagé nombre de repas à la cantine du CEREGE et particulièrement *les joueurs de ballon* de l'Olympique du CEREGE (je sais il n'y a pas que des doctorants dans l'équipe) qui affronte glorieusement de façon hebdomadaire le P. S. *Ginger*. Ces petits matchs de foot entre midi et quatorze heures ont été un plaisir.

Une mention spéciale à mon colocataire de bureau *Cedric* qui supporte depuis plus de deux ans mes élucubrations sous SIG… - Mais si ça doit marcher, si ça existe sur ArcGis, tu dois pourvoir le faire sur MapInfo. - Non ! Ça marche pas ! - P…. ! C'est vraiment de la M…. MapInfo, passe à ArcView.

Mais, également et surtout, à tous les doctorants qui ont squatté Parasitland, pendant ces trois années en hiver comme en été. Ces petits week-end à Chabanon sont une synthèse : de la bonne humeur, du sport (ski ou vtt en fonction des saisons), de la gastronomie et du Génépi (sinon il doit rester un peu de poire…). Donc dans le désordre : *Adrien, Olivier, Mel, Julie, Yannick, Prisc, Ph, Barbara, Agnes, Lise, Christine*… J'en profite pour vous signaler que la saison estivale démarre le 13 juillet… la porte est ouverte et le barbecue toujours prêt.

Restons dans l'alpage pour remercier de leur présence et de leur soutient moral tous les membres du *Barjot Dahu Team* : *Gillou, Céline, Fredo, Thierry (mon cousin fou), Olivier, Amandine, Yann, Jean-Mi, Steph, Béa* ainsi que leurs parents et amis qui forment *le clan des retraités ou presque* de Chabanon, c'est toujours un plaisir de discuter et de partager un moment avec vous.

Je redescends de l'alpage pour remercier les membres du *CCFF de Cabriès*, surveiller les forêts et faire des interventions en votre compagnie est un plaisir sans cesse renouvelé, depuis bientôt 10 ans.

Enfin, je profite de ces quelques lignes pour remercier *ma famille*, proches et moins proches, pour le soutien qu'elle m'a apporté pendant toute la réalisation de cette thèse. Que ce soit un soutien moral ou technique : merci de m'avoir aidé à amener le Surell à Arles, sinon j'aurais fait mes mesures dans l'Arc.

Une mention particulière à *mes parents*, qui m'ont toujours fait confiance et sont toujours présents, merci pour tout et merci également d'avoir lu et relu les brouillons de cette thèse pour essayer d'en chasser les diverses fautes d'orthographes et coquilles. Merci également à *ma sœur* et à *Sophie* pour me supporter tous les jours,

Que toute les personnes que j'oublie de remercier ici ne s'en offusquent pas, des remerciements ne s'écrivent pas en début de thèse et je rédige ces lignes dans les dernières minutes avant d'envoyer ce texte à mes rapporteurs. Si je vous ai oublié, ce n'est pas volontaire et je m'en excuse : inscrivez votre noms sur les pointillés qui suivent…….

Une dernière fois merci à tous …

Résumé

Mutation géomorphologique récente du Rhône aval, recherche en vue de la restauration hydraulique et de la gestion des crues

La crue de décembre 2003, sur le Rhône en aval de Beaucaire (11 500 m^3 s^1) a eu une ligne d'eau plus élevée de 30 à 60 cm que la crue de référence du mois de Mai 1856 (11 640 m^3 s^1). Cette élévation a provoqué des inondations par surverse sur la berge gauche du Rhône entre Beaucaire et Arles et l'apparition de brèches en rive droite du Petit Rhône, entraînant des dégâts matériels considérables. Elle peut être interprétée en terme de perte de débitance, due à l'évolution géomorphologique du chenal depuis la fin du XIXe siècle.

Pour valider cette hypothèse, cette thèse est construite en trois parties. Dans la première, sont analysés les facteurs de la morphogenèse, à l'échelle du bassin-versant et locales (évolution des apports solides, aménagements…), sur la base d'une synthèse des données d'archives et des travaux déjà publiés. Dans la deuxième partie une analyse 2D de l'évolution de l'occupation du sol, puis 3D de la topographie de la plaine et du chenal depuis 150 ans localise et permet de quantifier les zones d'érosion et de stockage sédimentaire. Ces résultats sont discutés et mis en relation avec les forçages généraux et les contraintes locales. L'analyse des brèches du Petit Rhône pose les bases d'une méthode de détermination des zones les plus sensibles à la rupture. Enfin la troisième partie est axée sur l'évolution des flux solides en transit depuis 150 ans : modélisation et calcul de la charge de fond potentielle mise en mouvement en 1876 et en 2006, estimation des flux de MES en transit et de l'impact des aménagements sur leur piégeage ou leur remobilisation à partir de la calibration des données aDcp (dont la validation est présentée).

Recent Rhone river morphological change, research for flow restoration and flood management

Mots clés : Rhône aval, géomorphologie fluviale, transport solide, SIG, aDcp, analyse historique.

Key word : Rhone river, fluvial geomorphology, solid load transport, GIS, aDcp, historical analysis.

Sommaire

AVANT PROPOS, REMERCIEMENTS **3**

RESUME **7**

SOMMAIRE **9**

SIGLES **11**

INTRODUCTION, PROBLEMATIQUE DE L'ETUDE **13**

PREMIERE PARTIE : PRESENTATION GENERALE, LES FACTEURS DE LA MORPHOGENESE DU RHONE AVAL DEPUIS LE MILIEU DU XIXE SIECLE **19**

1. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DU RHONE A L'AVAL D'AVIGNON 24
2. HYDROLOGIE, LE REGIME DU RHONE AVAL 34
3. LES APPORTS SOLIDES, ETAT DES CONNAISSANCES 45
4. CHRONOLOGIE ET CARACTERISATION DES AMENAGEMENTS SUR LE RHONE AVAL 59
5. CONCLUSION : UN SYSTEME COMPLEXE SOUMIS A DES FACTEURS LOCAUX ET EXTERNES, NATURELS ET ANTHROPIQUES 78

DEUXIEME PARTIE : MORPHOGENESE ET IMPACT DE 150 ANS D'AMENAGEMENTS SUR LA MORPHOLOGIE DES LITS DU RHONE **81**

1. LES DONNEES SOURCES 86
2. METHODES D'EXPLOITATION DES DONNEES 113
3. MUTATIONS EN SURFACE (2D) DES MILIEUX FLUVIAUX DEPUIS 150 ANS SUR LE TRONÇON BEAUCAIRE-ARLES 130
4. MODIFICATIONS TOPOBATHYMETRIQUES (3D) DES MILIEUX FLUVIAUX SUR LE TRONÇON BEAUCAIRE-DIFFLUENCE DEPUIS 150 ANS 143
5. EVOLUTION DU CHENAL DU PETIT RHONE DEPUIS 150 ANS 171
6. CONCLUSION, EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU SYSTEME FLUVIAL DEPUIS 150 ANS SUR LE RHONE AVAL ET LE PETIT RHONE 143

TROISIEME PARTIE : LES FLUX EN TRANSIT **205**

1. EVALUATION DE LA CAPACITE DE TRANSPORT DE LA CHARGE DE FOND DU RHONE AVAL, SITUATION ACTUELLE ET EVOLUTION SECULAIRE 210
2. QUANTIFICATION ET MODALITES D'ECOULEMENT DES FLUX DE MES DANS LE RHONE AVAL 238
3. CONCLUSION : L'ADCP UN OUTIL MODERNE POUR DE NOUVEAUX RESULTATS MAIS QUI RESTE EN COURS DE DEVELOPPEMENT 281

CONCLUSION **285**

1. ACQUIS METHODOLOGIQUES 287
2. ACQUIS SCIENTIFIQUES 288
3. MORPHOGENESE, FLUX SEDIMENTAIRES ET AMENAGEMENTS DU FLEUVE 290
4. QUELLES PRECONISATIONS EN DECOULENT POUR L'AMENAGEMENT ET LA GESTION DU RHONE AVAL . 291
5. AXES DE REFLEXION ET PISTES DE RECHERCHES 292

LISTE DES FIGURES **293**

LISTE DES TABLEAUX **299**

LISTE DES PHOTOGRAPHIES **301**

TABLE DES MATIERES **303**

ANNEXE 1 : EVOLUTION DE L'OCCUPATION DU SOL EN BEAUCAIRE ET ARLES DEPUIS LE MILIEU DU XIXE SIECLE **307**

ANNEXE 2 : DIFFERENTIEL TOPOGRAPHIQUE DU CHENAL DU PETIT RHONE ENTRE LA DIFFLUENCE ET L'ECLUSE DE SAINT GILLES SUR LA PERIODE 2001-2004. ..... **317**

BIBLIOGRAPHIE **307**

Sigles

aDcp : Profileur de courant à effet Doppler

AE RMC : Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse

CCR2003 : Conférence de Consensus sur l'évaluation du débit de la crue du Rhône de décembre 2003 à Beaucaire

CEFREM : Centre de Formation et de Recherche sur l'Environnement Marin

Cemagref : Institut de recherche pour l'ingénierie de l'Agriculture et de l'Environnement

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

CNR : Compagnie Nationale du Rhône

COM : Centre d'Océanologie de Marseille

CRIGE PACA : Centre Régional de l'Information Géographique de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur

DCE : Débit Caractéristique d'Etiage

DIREN : DIrection Régionale de l'ENvironnement

EGR : Etude Globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône

Fli-Map : Plateforme aéroportée pour la cartographie à partir de l'acquisition rapide d'images LASER (Ang : *Fast Laser Imaging Mapping Airborne Platform*)

IFN : Inventaire Forestier National

IGN : Institut Géographique National

IRSN : Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire

LIDAR : LIght Detection And Ranging

MES : Matières En Suspension

MNE : Modèle Numérique d'Elevation

MNS : Modèle Numérique de Surface

MNT : Modèles Numériques de Terrain

ONF : Office National des Forêts

OPERA : Observatoires PErmanents de la RAdioactivité dans l'environnement de l'IRSN

ORE Resyst : Observatoire de Recherche en Environnement « Réponse d'un système deltaïque aux forçages externes »

$Q_{1\ 5\ 10\ 50\ 100}$: Débit de période de retour indiquée par l'indice

Q_{bf} : Débit de plein bord (*Ang : Bank full flood*)

Q_l : Débit liquide

$QMNA_{5\ 10}$: Débit mensuel minimal ayant la probabilité 1/5 ou 1/10 de ne pas être dépassé une année donnée

Q_s : Débit solide

PAG : Petit Age Glaciaire

PCB : Polychlorobiphényles

PK : Point Kilométrique le long du Rhône

P&C : Ponts et Chaussées (SSR : Service Spécial du Rhône)

PNRC : Parc Naturel Régional de Camargue

RFF : Réseau Ferré de France

RTM : La restauration des terrains de montagne

SDAGE : Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des cours d'Eau

SIG : Système d'Information Géographique

TRDI : Teledyne RDI

USACE : United States Association of Civil Engineers

VNF : Voies Navigables de France

ZEC : Zone d'Expansion des Crues

Introduction, problématique de l’étude

Pour la première fois depuis leur élévation et leur consolidation au milieu du XIXe siècle, les digues de protection contre les inondations du Rhône en aval de Beaucaire ont été menacées de submersion par la crue de Décembre 2003. Au pic de crue, le Rhône a affleuré le sommet du remblai SNCF, traversé les trémies de la digue voie-ferrée et submergé l'ancienne plaine inondable du fleuve, hors d'eau depuis la construction de la voie ferrée en 1856. La crue de 2003 est la troisième la plus importante connue après les évènements de 1856 (12 500 m^3 s^{-1} à Beaucaire) et 1840 (13 000 m^3 s^{-1} à Beaucaire). Son maximum a été évalué par un comité d'experts (Anselmo et al., 2005) à 11 500 m^3 s^{-1}, soit 200 m^3 s^{-1} au-dessus de la crue centennale, mais 900 m^3 s^{-1}en dessous de la crue de 1856 (crue de référence[1] sur le Rhône aval). Dans le delta, deux brèches importantes dans la digue de rive droite du Petit Rhône ont inondé la Camargue occidentale et la Petite Camargue, alors que l'écoulement est resté contenu dans les digues du Grand Rhône, qui évacue 80% du débit.

Malgré un débit plus faible, le niveau d'eau dans le chenal en amont d'Arles a été plus élevé de 0.3 m environ que celui du pic de crue de 1856 (SOGREAH, 2004). La capacité d'évacuation des eaux des lits intradigues (débitance) a donc diminué depuis 1856. Sur le Petit Rhône, la rupture des digues est un phénomène « classique » lors des crues exceptionnelles ; mais sa reproduction en 2003 traduit la persistance d'une instabilité géomorphologique du chenal, étroitement contraint par les digues de protection contre les inondations.

La question posée à l'origine de cette recherche est donc de comprendre pourquoi la crue centennale de 2003 a atteint un niveau supérieur à celui de la crue historique de 1856, malgré un débit plus faible : quelles sont les modifications des paramètres de l'écoulement qui expliquent l'élévation de la ligne d'eau? Cette question intéresse évidemment aussi les gestionnaires de l'espace fluvial. A leur demande, l'étude est centrée sur les deux secteurs les plus affectés par la crue de 2003 : le tronçon Beaucaire-Arles et le Petit Rhône.

Le Rhône aval correspond à la partie terminale du vaste système fluvial rhodanien. La construction holocène de son delta (L'Homer *et al.*, 1987) témoigne de l'atténuation des dynamiques et de la tendance naturelle de cet espace à l'accumulation sédimentaire. Pourtant le Rhône aval a démontré depuis plusieurs millénaires sa capacité à fonctionner en processus-réponse (Schumm, 1977; Starckel, 1983; Knighton, 1984), face aux changements des variables de contrôle externes. Ces dernières sont, d'une part les flux liquides et solides produits par le bassin amont et moyen, d'autre part la mobilité du niveau marin et du trait de côte. L'ajustement des chenaux deltaïques à ces contraintes s'est traduit par plusieurs « métamorphoses », caractérisées par le développement et le recoupement de méandres, l'alternance de phases d'incisions, de rétraction ou d'élargissement du chenal, ainsi que par plusieurs avulsions des bras deltaïques (Arnaud Fassetta, 1998; Vella, 1999; Vella *et al.*, 2005b).

Cette « sensibilité » du fleuve relève de plusieurs facteurs : c'est un organisme puissant (1 750 m^3 s^{-1} au module actuellement), situé à l'aval d'un très vaste bassin-versant (97 800 km^2) ; à son arrivée dans la plaine d'Arles, sa pente est encore de 0.003%, ce qui lui confère une énergie importante. Par ailleurs, son régime subit, à partir du Rhône moyen, les

[1] Crue de référence : Définie dans la circulaire du 24 avril 1996 relative aux dispositions applicables au bâti et ouvrages existants en zones inondables comme la plus forte crue connue ou, si cette crue était plus faible qu'une crue de fréquence centennale, cette dernière.

influences oroméditerranéennes, puis méditerranéennes, génératrices de crues rapides, à débit élevé et forte charge sédimentaire. Au XIXe siècle, elles ont justifié sa réputation de « taureau furieux ». Ces caractères donnent au bas Rhône un fonctionnement spécifique, très énergique, différent de celui des plaines de niveau de base du Pô ou de l'Ebre, fleuves méditerranéens aussi, mais au débit beaucoup plus faible (Vericat et Batalla, 2006), ou de celui du Danube ou du complexe Rhin-Meuse, non méditerranéens (Asselman, 1999; Panin et Jipa, 2002; Panin, 2003). Son originalité est aussi évidente par rapport au fonctionnement des grandes plaines deltaïques du Nil (Stanley et Maldonado, 1977) ou asiatiques (Le *et al.*, 2007), qui dépendent de systèmes hydro-climatiques et anthropiques radicalement différents.

Depuis 150 ans, les contraintes externes et internes du système fluvial du bas Rhône ont été profondément modifiées par les changements environnementaux, naturels et anthropiques, dans le bassin-versant et par les aménagements locaux du chenal. La lente montée du niveau marin (0.4 m depuis le début du XXe siècle) n'a pas d'influence hydrodynamique au-delà des premiers kilomètres de distance à la côte (Antonelli, 2002).

Les changements environnementaux dans le bassin-versant modifient les intrants liquides et solides dans la zone aval. Ils influent sur les variables d'ajustement internes du lit (pente, largeur, profondeur, sinuosité) : ce sont donc des facteurs morphogènes, qui régulent la débitance du chenal sur le Rhône aval. Ces changements ont fait l'objet d'études nombreuses, sur le fleuve lui-même (Salvador, 1991; Collilieux et Bravard, 2005) et sur ses principaux affluents, l'Ain (Dufour, 2005; Rollet, 2007), la Saône (Astrade et Dumont, 2000), l'Isère (Salvador, 1991), la Drôme et son bassin (Landon, 1999; Liebault, 1999; Piegay *et al.*, 2004), l'Ardèche (Jacob, 2003) et la Durance (Miramont et Guilbert, 1997). Elles ont montré que le système fluvial répondait d'abord par une métamorphose (disparition progressive de la bande active de tressage, évacuation des bancs mobiles, évolution vers un chenal unique) à la diminution du rapport Q_s/Q_l à partir du milieu du XIXe siècle. Cette diminution coïncide avec la fin de la crise climatique du Petit Age Glaciaire (Le Roy Ladurie, 1983), le début de la déprise rurale et les travaux de restauration des sols en montagne. Puis, au cours du XXe siècle, la densification de la ripisylve et les transformations des pratiques agricoles dans les plaines alluviales ont favorisé le piégeage des fines sur les marges alluviales et la rétraction du lit mineur. Depuis les années 1950, la construction des barrages hydro-électriques et les extractions massives dans les lits ont amplifié localement cette rétraction.

Le bilan de cette évolution est une réduction importante des apports solides vers le Rhône aval. Elle a été quantifiée récemment à l'embouchure du Grand Rhône (Maillet *et al.*, sous presse) : depuis la fin du XIXe siècle, les apports auraient décru de 50 à 8-10 10^6 t an^{-1}. L'objectif est de déterminer comment le bas Rhône s'ajuste à ces changements et quelle est la capacité de son chenal à retrouver ou à maintenir actuellement un état « d'équilibre dynamique » (Knighton, 1984).

De façon plus précise, il faudra répondre aux questions suivantes :

- les changements ont-ils modifié le spectre granulométrique (charge de fond/MES) des flux solides entrants dans le bas Rhône ? On peut faire l'hypothèse que la charge grossière a diminué plus vite et de façon plus nette que les MES : quelles en sont les conséquences morphogènes ?

- quels sont les décalages chronologiques ou la vitesse de propagation vers l'aval des ajustements ? quelle est l'autonomie du Rhône aval par rapport aux évolutions du bassin amont ?

- le « déstockage » sédimentaire de l'amont du bassin-versant a-t-il atteint le bas Rhône ? quelles sont les capacités de stockage des lits actuels ?

Le bras deltaïque du Petit Rhône constitue un système particulier, où la réduction importante de la pente du profil en long (0.009%) devient une variable déterminante, génératrice d'instabilité. Ses flux liquides et solides sont alimentés par le Rhône à partir de la diffluence en amont d'Arles. Quelles sont les relations entre ces deux secteurs ?

Les impacts des barrages hydro-électriques sur l'équilibre dynamique et le fonctionnement des cours d'eau ont fait l'objet de recherches très nombreuses (Petts et Gurnell, 2005; Gregory, 2006). Elles ont porté sur les rivières ou les fleuves de petite taille, comme la Warche (Assani et Petit, 2004), l'Arno (Surian et Rinaldi, 2003), l'Ebre (Ibanez *et al.*, 1996), les Dry et aacama Creek (Gordon et Meentemeyer, 2006) ou les grands fleuves mondiaux, comme le Yang Tsé Kiang (Yin et Li, 2001; Zhang *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2007), le Nil (leopold, 1997), le Mississipi (Kesel, 2003). Ces ouvrages modifient les variables de contrôle, exerçant en particulier une rétention sur la charge de fond, qui induit un réajustement de la géométrie du chenal à l'aval. Leur impact est cependant différent selon la puissance spécifique et les forces tractrices dans le lit. Elle est aussi fonction de l'abondance sédimentaire du fleuve (Petts et Gurnell, 2005). Quelles sont les réponses morphologiques du lit sur le Rhône aval, énergique mais dont la charge solide a été réduite ?

Le secteur d'étude est situé cependant loin des grands barrages-réservoirs alpins. Son fonctionnement est dominé par les barrages « au fil de l'eau », gérés par la CNR entre Lyon et la mer, qui maintiennent un certain transit de la charge de fond dans les « Rhône court-circuités » et ne stockent pas, en principe, les matières fines en suspension. Le barrage de Vallabrègues est le dernier de ce grand « escalier », directement à l'amont de Beaucaire. Il faudra analyser l'influence particulière de ces ouvrages sur l'ajustement des formes fluviales à l'aval.

Les aménagements locaux, enfin, modifient artificiellement les variables d'ajustement du chenal (largeur, profondeur). Leurs impacts se combinent avec ceux qui sont induits par les modifications des variables externes (changements environnementaux dans le bassin-versant et barrages hydro-électriques, auxquels il faut ajouter les extractions sédimentaires). Ils peuvent en amplifier ou contredire les effets.

Sur le bas Rhône, les principaux ouvrages d'aménagement ont été édifiés entre la fin du XIXe siècle et le milieu du XXe siècle. Ce sont les digues de protection contre les inondations et les ouvrages à courant libre. Ces derniers étaient destinés à favoriser l'auto-curage du chenal, afin de développer la navigation fluviale (digues immergées, casiers Girardon). L'influence de ces type d'ouvrages sur la morphogenèse des lits a été analysée sur la bassin amont et moyen du Rhône (Bravard, 1991; Bravard et Peiry, 1993; Poinsart et Salvador, 1993; Bravard *et al.*, 1999) et sur autres rivières comme l'Elbe (Helms *et al.*, 2002; Sukhodolov *et al.*, 2002), le Mississippi (Smith et Winkley, 1996; Kesel, 2003), la rivière Perle (Weng, 2007), le Rhin (Hesselink *et al.*, 2003; De Bruin, 2006). Les auteurs leur accordent souvent un rôle déterminant.

Il faudra donc répondre aux questions suivantes :

- Ces ouvrages ont-ils été efficaces ? Avec quel temps de réponse ?

- Quel est leur impact sur la modification des lignes d'eau et de la débitance ?

- Leurs effets morphogènes sur le chenal sont-ils comparables à ceux du bassin-amont, compte-tenu de l'affaiblissement du profil en long et de la tendance naturelle à l'accumulation sédimentaire sur le Rhône aval ?

- Comment se combinent leurs impacts et ceux des changements induits par l'amont sur les variables de contrôle ? Quelles sont les coïncidences ou les anti-coïncidences entre ces forçages ?

L'amont du fleuve fournit deux types de débits solides, une charge de fond grossière et une charge en suspension fine, dont les vitesses de transfert sont très différentes et différemment influencées par les modifications évoquées ci-dessus (transformation générale du bassin-versant, barrages hydro-électriques).

La charge de fond se déplace à l'échelle séculaire et joue un rôle déterminant sur l'ajustement des variables internes du chenal. C'est elle, en principe, qui va commander les variations de la débitance. Mais, son déplacement dépend de la fréquence et de l'amplitude des crues (évènements instantanés) et des contraintes structurales locales (permanentes). Par ailleurs, la charge en suspension, qui transite pour 80% lors des crues (Pont *et al.*, 2002; Antonelli, 2004) contribue au colmatage et à l'accrétion des marges alluviales, modifiant ainsi la géométrie du lit, le débit à plein bord (Q_{bf}) et l'espace disponible pour l'expansion des crues.

On voit que le façonnement du chenal et des lits du Rhône dépend de processus, appartenant à la fois au temps long et au temps immédiat, dont les effets s'emboîtent et interagissent. La recherche d'un équilibre dynamique (Brunsden, 1980; Gilvear et Bravard, 1993) va dépendre des temps de réponse du système fluvial à ces perturbations.

A partir de ce constat, le travail s'est organisé en trois parties :

- La première partie présente les caractéristiques du système fluvial du Rhône aval : contexte géomorphologique, flux liquides et solides, historique des aménagements.

- La deuxième partie analyse l'évolution des lits fluviaux depuis 150 ans environ. Elle repose sur le traitement d'images (cartes anciennes et récentes, photographies aériennes), traitées sous SIG en deux dimensions ou par la réalisation de MNT, en trois dimensions. Les protocoles de traitement et la recherche de référentiels communs sont traités de façon détaillée. Ce travail permet de proposer un bilan quantifié des mouvements sédimentaires et des transformations des lits à long terme. Ces mutations sont interprétées et replacées dans leur contexte global (relations avec le bassin-versant) et local (contraintes lithologiques et des ouvrages d'aménagement). Un chapitre particulier est consacré à l'évolution du chenal du Petit Rhône et aux conditions d'apparition des ruptures de berges ou de digues.

- La troisième partie est consacrée à l'analyse des processus de transfert de la charge de fond et des MES sur le tronçon Beaucaire-diffluence deltaïque. L'estimation des capacités de transport de la charge de fond, au milieu du XXe siècle et à l'heure actuelle, repose sur une modélisation mathématique, dont les paramètres sont discutés et adaptés au Rhône aval. La quantification et la structuration des flux de MES sont étudiées à partir de relevés par aDcp, en particulier autour des ouvrages, afin de déterminer plus précisément l'influence de ces derniers.

Première partie : Présentation générale, les facteurs de la morphogénèse du Rhône aval depuis le milieu du XIXe siècle

Le Rhône est un des plus grands fleuves de Méditerranée par sa longueur (812 km) et la superficie de son bassin versant (97 800 km^2). Il peut être divisé en deux parties séparées par le lac Léman qui régule les flux entrants sur le territoire français. Il prend sa source dans le massif du Saint-Gothard dans les Alpes suisses et est alimenté par les eaux de fonte du glacier du Rhône. En France, le bassin versant du fleuve draine un cinquième du territoire national avec une superficie de 95 000 km^2, pour un linéaire de 581 km (Figure 1).

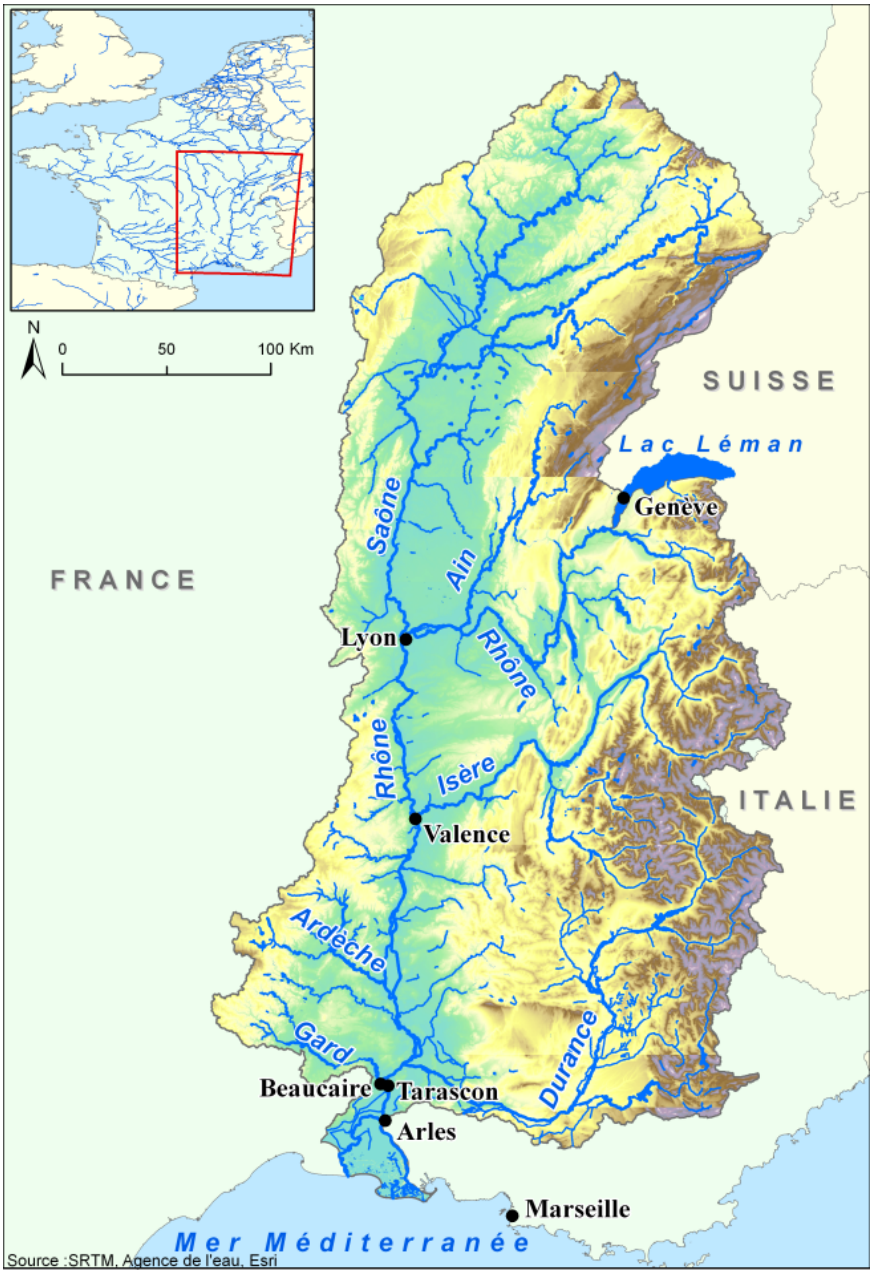


Figure 1 : Le bassin versant rhodanien en aval du Lac Léman

Le tracé du fleuve, sinueux jusqu'à Lyon, constitue une séparation entre les massifs alpins (rive gauche) et jurassiens (rive droite). À partir de Lyon et de la confluence avec la Saône, il s'écoule vers le sud, dans une succession de défilés et de plaines alluviales contraintes par la géologie et les zones de confluence des affluents qui drainent les Alpes en rive gauche et le Massif Central puis les Cévennes en rive droite.

Ces contraintes géologiques et l'influence des apports sédimentaires des affluents structurent les vitesses d'écoulement, la pente du chenal et provoquent des variations spatiales dans la largeur de la plaine alluviale et donc du champ d'inondation. La Figure 2 montre la répartition spatiale de l'inondation à l'issue de la crue de 1856 avec les rétrécissements du champ d'expansion de la crue au niveau des défilés et un élargissement maximum dans les plaines alluviales aux zones de confluence.

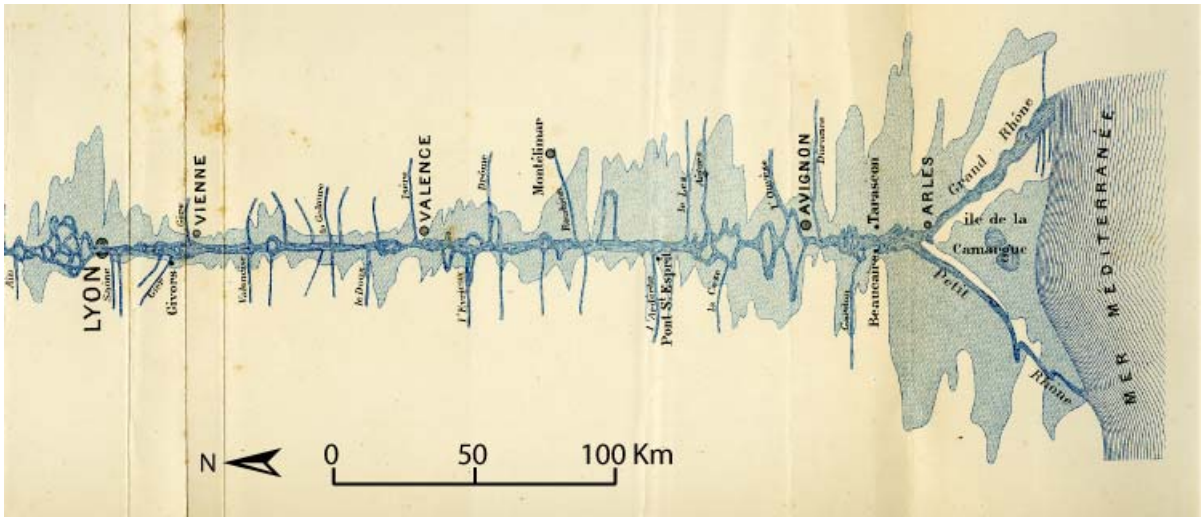


Figure 2 : Développement du Rhône de Lyon à la mer et limites maximales de la crue de 1856 (Lenthéric, 1892)

Arrivé dans la plaine de niveau de base à Beaucaire, après la confluence avec le dernier affluent, le Rhône présente un débit conventionnel d'étiage de 520 $m^3 s^{-1}$, un module de 1 700 $m^3 s^{-1}$ et la crue décennale est fixée à 8 400 $m^3 s^{-1}$, d'après les mesures de la Compagnie Nationale du Rhône (CNR). Le fleuve se jette, pour finir, dans la mer Méditerranée par deux bras le Grand et le Petit Rhône qui forment un delta à partir de la ville d'Arles et trouvent respectivement leur exutoire à Port Saint Louis du Rhône et aux Saintes Marie de la Mer. Les estimations récentes d'apports sédimentaires à l'embouchure varient entre 7.2 et 12.2 10^6 t an^{-1} (Antonelli, 2002).

En arrivant à Beaucaire, le Rhône a donc collecté la totalité des apports liquides et solides de son bassin versant : ils constituent les intrants du système fluvial, qui interfèrent avec les contraintes locales pour construire la plaine alluviale et conditionner l'évolution morphologique du chenal et de ses marges. Pour comprendre le fonctionnement et la mobilité séculaire de l'espace étudié, il est donc nécessaire, dans un premier temps, de synthétiser les connaissances acquises sur le contexte local et sur les apports du bassin-versant.

Cette première partie présentera donc d'abord le contexte géomorphologique du Rhône aval, entre la confluence de la Durance et la mer, en mettant l'accent sur les héritages morphologiques récents et les contraintes structurales qui conditionnent la dynamique fluviale.

Par la suite, l'étude des intrants reposera sur :

- L'analyse des flux liquides et de leur variabilité depuis 150 ans environ, à partir des données de la station de jaugeage CNR de Beaucaire en fonction depuis 1921, complétées par les travaux de Pardé (1925),

- Un bilan des connaissances sur les apports solides, en distinguant charge de fond et MES, qui conditionnent différemment l'ajustement du système fluvial aux variations des contraintes hydrosédimentaires. Les limites dans la qualité des données, mises en évidence par cette synthèse bibliographique, justifieront le développement de nouvelles méthodes de quantification dans la dernière partie de ce travail.

Enfin, une synthèse des connaissances acquises sur le bassin versant et sur le secteur d'étude, permettra de présenter l'historique et les caractéristiques géotechniques des aménagements fluviaux, qui modifient le fonctionnement naturel du fleuve

La conclusion de cette première partie permettra de discuter de l'importance des variations de chacun de ces facteurs depuis la fin du Petit Age Glaciaire, afin disposer des bases d'interprétation pour l'analyse des mutations morphologiques du système fluvial sur le long terme (deuxième partie) et des contraintes sur les écoulements actuels (troisième partie).

1. Contexte géomorphologique du Rhône à l'aval d'Avignon

En aval d'Avignon (PK 242), le fleuve reçoit ses deux derniers affluents, la Durance en rive gauche (PK 248) et le Gard en rive droite (PK 263). Ces confluences s'inscrivent entre les derniers défilés traversés par le Rhône : Avignon-Villeneuve-les-Avignon puis Aramon-Barbentane et enfin Beaucaire-Tarascon (Figure 3). Au PK 279, en amont d'Arles, 10 km en aval de Beaucaire, le chenal se sépare en deux bras : le Grand Rhône à l'Est et le Petit Rhône à l'Ouest. Cette diffluence est elle-même conditionnée par un haut fond structural (Bruneton, 1999).

Le système fluvial du Rhône aval comprend donc trois secteurs différents qui seront présentés rapidement :

- Le secteur Avignon-Beaucaire caractérisé par les dernières confluences et limité à l'aval par le dernier défilé.

- Le secteur de Beaucaire à la diffluence qui correspond à l'entrée dans la plaine de niveau de base et qui constitue le cœur de la zone d'étude

- Les deux bras deltaïques et leur contexte sédimentaire. Le Grand Rhône a déjà fait l'objet de nombreux travaux qui seront succinctement rappelés, même s'il est à la marge du travail présenté ici.

Cette présentation s'appuiera particulièrement sur l'atlas Cartographique du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône, réalisé en collaboration avec les universités Lumière (Lyon II) et Denis Diderot (Paris VII) sur une commande de la DIREN Rhône Alpes (2007)

1.1. Le secteur Avignon-Beaucaire

Sur ce tronçon, la plaine alluviale holocène du Rhône est délimitée par un « encaissant » d'affleurements rocheux calcaires, de terrasses fluviales anciennes et de versants colluviaux (Figure 3).

La structure géologique résistante (plis calcaires est-ouest) impose de fortes contraintes structurales, qui ont contrôlé la position des lits fluviaux, en particulier dans les défilés de Villeneuve-les-Avignon-Avignon (Rocher des doms) et Beaucaire-Tarascon, et la pente du profil en long du talweg, donc les dynamiques géomorphologiques des lits fluviaux. Le défilé dissymétrique d'Avignon a permis la persistance de divagations fluviales holocènes et historiques, repérées à l'Est de la ville (Bruneton, 1999). Au niveau du défilé de Beaucaire-Tarascon, inscrit dans un substrat calcaire résistant, le chenal se resserre, s'approfondit et devient subrectiligne, avec un renforcement de la pente longitudinale. Entre ces deux défilés principaux, le secteur d'Aramon correspond à un rétrécissement mineur, dominé par les terrasses pléistocènes du fleuve (massif de la Montagnette à l'Est, des Garrigues à l'Ouest).

Ces rétrécissements délimitent deux bassins alluviaux, où confluent la Durance, puis le Gardon. Les confluences ont été caractérisées par une importante mobilité au cours de la période historique.

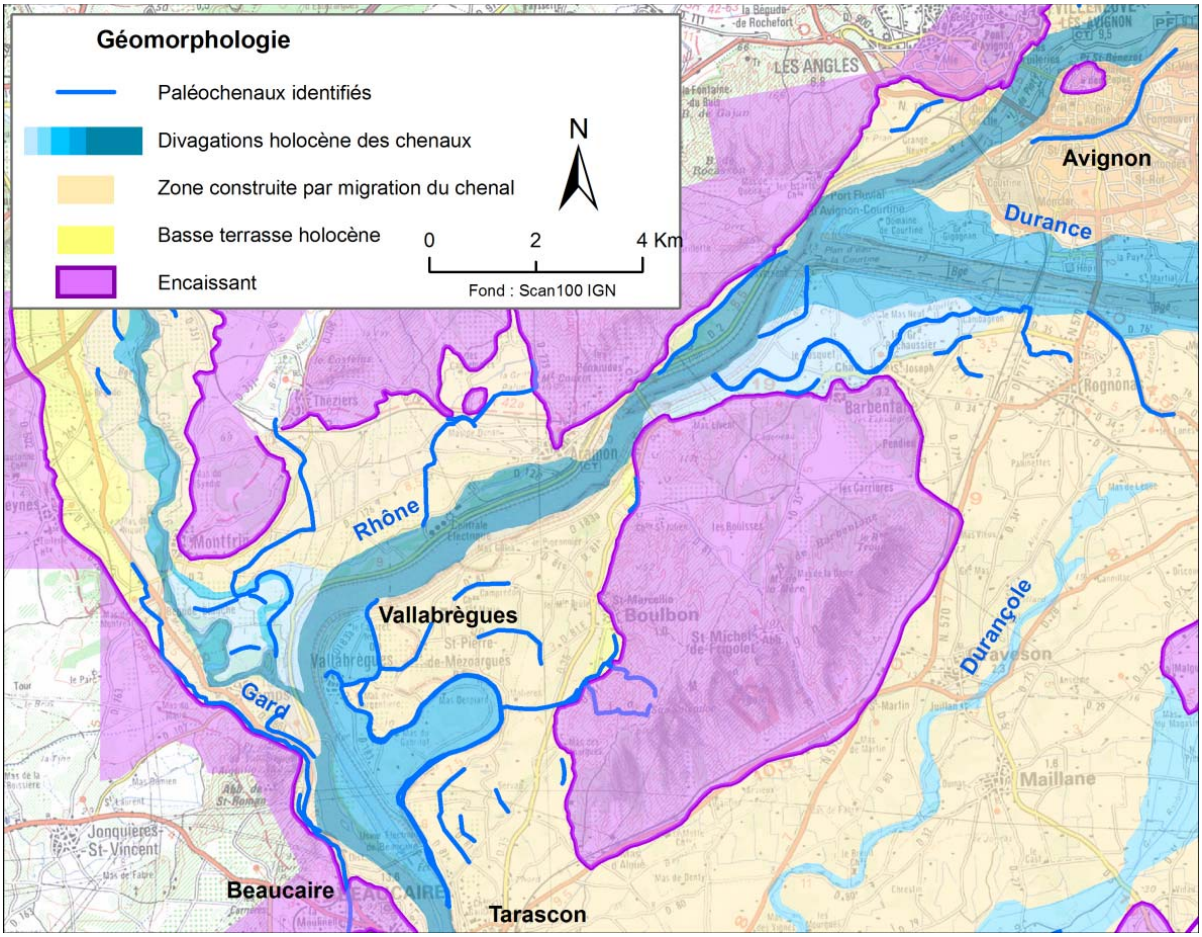


Figure 3 : Géomorphologie de l'axe rhodanien entre la confluence de la Durance et du Gard (Source : Université Lumière Lyon 2 (LRGE ZABR) et al., 2007)

Sur la Durance (Lonchambon, 1998), le chenal, qui séparait en effet les Etats du Pape et la Provence, se déplace vers le Nord depuis la fin du Moyen-âge et se divise parfois en plusieurs bras. On sait que la Durance a présenté alternativement depuis la protohistoire un style tressé ou de type méandriforme (Miramont, 1998), mais l'extension des bancs de galets au cours des derniers siècles masque complètement cet héritage. Au début du XXe siècle, le transit annuel naturel est estimé à 300 000 m^3 an^{-1} (SOGREAH, 2000d). Cet apport, essentiellement caillouteux, a édifié un large cône qui déporte le Rhône vers sa rive droite. Les aménagements du XXe siècle ont complètement modifié le lit de cette rivière, qui s'enfonce et se rétrécit rapidement au cours de ce dernier siècle.

La confluence du Gardon correspond également à un cône sédimentaire composé d'éléments grossiers à l'origine d'une forte mobilité de l'affluent, qui migre vers le sud du milieu du XVIe au milieu du XIXe siècle. Cet affluent reste encore peu aménagé. Mais SOGREAH (2000c) estime que, sur son tronçon aval, sa charge caillouteuse ne transite plus qu'exceptionnellement et pour des valeurs très faible. L'incision de son chenal est encore modeste, en relation avec le stockage de cette charge en amont de la confluence.

Sur le Rhône, les barrages naturels formés par les cônes affluents, puis le défilé aval affaiblissent la pente longitudinale et ont favorisé le dépôt de la charge de fond et les migrations latérales du chenal. La plaine alluviale est caractérisée par la présence de deux types d'héritages morpho-sédimentaires, qui témoignent de métamorphoses historiques du fleuve. D'une part, des méandres divagants, en particulier le très beau méandre fossile de Vallabrègues (qui constitue encore la limite entre les départements du Gard et des Bouches-du-Rhône), qui « calibrent » latéralement la plaine alluviale ; ils ont abandonné des formes fluviales élémentaires (paléochenaux, levées alluviales), discontinues et parfois presqu'effacées dans le paysage, qui peuvent conditionner la mise en eau par les crues. D'autre part, une bande active de tressage, bien visible sur la carte de Cassini et jusque sur la carte au 1/50 000 des années 1930) témoigne des effets du Petit Age Glaciaire sur la morphologie du Rhône aval. C'est sur ses bords que sont implantées les digues de protection contre les inondations, puis les premiers aménagements fluviaux pour la navigation à partir des années 1860.

Le défilé de Beaucaire-Tarascon a justifié l'implantation du dernier élément du grand escalier hydro-électrique du Rhône en 1970 : le barrage de Vallabrègues. Son canal d'amenée, domine les plaines de Boulbon et de Tarascon. Un débit réservé est maintenu dans le Rhône court-circuité en rive droite, qui reçoit également les apports du Gardon. Les impacts morphologiques et sédimentaires de cet ouvrage sur le fleuve en aval de Beaucaire seront détaillés par la suite.

1.2. De Beaucaire à la diffluence deltaïque

A l'aval du défilé de Beaucaire-Tarascon, les bordures de la plaine alluviale sont formées par les chaînons sud du massif des Alpilles à l'Est, les nappes alluviales du Pléistocène ancien (Costières du Gard) à l'Ouest ; elles s'écartent rapidement, amorçant le grand triangle deltaïque. La contrainte structurale s'efface donc et ne réapparait que ponctuellement dans la traversée d'Arles (pointement rocheux de l'Hauture).

La plaine holocène s'est édifiée sur une nappe caillouteuse pléistocène, formée de galets de quelques centimètres à quelques décimètres, plus ou moins cimentés par une matrice sablo-argileuse localement indurée (Roure et al., 2004). Son toit plonge avec une pente de 1% vers un littoral fossile situé vers -120m NGF. Il est à -70m NGF au droit des Saintes-Maries de la Mer.

Le tracé du chenal est commandé par l'existence d'un paléochenal tardiglaciaire, incisé dans cette nappe caillouteuse. Au cours de l'Holocène, le Rhône a colmaté progressivement cette forme en creux, en ajustant son profil en long à la remontée holocène du niveau marin et à la progradation vers le sud de son embouchure. Cette évolution induit un affaiblissement de la pente de la vallée et du talweg (0.03% actuellement), qui favorise une tendance structurelle à l'accumulation sédimentaire. La diffluence aval, conditionnée depuis plusieurs millénaires par les irrégularités de la topographie du substrat, réduit encore l'hydrodynamisme. A partir de Beaucaire, les alluvions holocènes sont donc superposées aux dépôts caillouteux de la dernière période froide, et non plus emboîtées en contrebas. Ce contexte stratigraphique peut jouer un rôle important sur la morphogenèse fluviale, selon que le chenal actuel recoupe ou non le substrat caillouteux, qui pourrait alors modifier localement la pente du talweg et permettre une recharge en sédiments grossiers.

Une recherche a donc été faite dans le but de préciser la topographie du toit de la nappe pléistocène. Cette donnée sera intégrée ensuite dans le SIG général construit sur ce secteur (cf. 2ème partie de ce travail). Le toit du Pléistocène dessiné, sur les deux cartes géologiques au 1/50 000 d'Arles et de Nîmes (Bonnet et al., 1973; L'Homer et al., 1987), sous forme de courbes de niveaux a été vectorisé avec le logiciel ArcView. L'équidistance verticale des isolignes est de 10 m par rapport au zéro NGF avec une diminution de l'amplitude entre -20 et +20 (-15, -5, -2, +2, +4, +12, +14 et +15 m). Entre les deux cartes, il existe, dans la partie Est, des décalages horizontaux entre les courbes de niveau de l'ordre du kilomètre. Ces divergences ont été corrigées lors de la vectorisation pour afficher une continuité des isolignes entre les deux cartes. Ces données ont été extrapolées sous forme d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à l'aide de l'extension 3D Analyst d'ArcView pour obtenir une représentation spatiale continue du toit du cailloutis. Ce résultat est corrélé à la topobathymétrie du Rhône dressée en 1999 par la CNR sur le Rhône et le Grand Rhône et en 2004 par les Voies Navigables de France (VNF) sur le Petit Rhône. Le croisement des deux valeurs (toit du cailloutis et topobathymétrie) met en évidence les zones d'affleurement du substrat pléistocène dans le chenal. L'impact de la maille du MNT dans le croisement des données est limité par une interpolation des valeurs de l'altitude du raster par rapport aux points topobathymétriques. En effet la valeur d'un pixel correspond à l'altitude au centre de ce dernier ; l'absence de prise en compte de cette caractéristique aurait introduit une erreur supplémentaire dans un MNT dont la précision est variable avec : des isolignes, qui ont servi de base à l'interpolation, de 10 m d'amplitude puis localement plus resserrés, un ajustement à la limite des deux cartes et une taille de la maille de 220 m déterminée par le théorème de Nyquist (Nyquist, 1928) :

$$M = \frac{2}{\sqrt{D_e}}$$

Avec : $\boldsymbol{M}$, la taille du pixel en sortie du MNT et $\boldsymbol{D_e}$ la densité de points sur la surface d'emprise du MNT.

Plusieurs secteurs d'affleurement du toit du cailloutis pléistocène dans le chenal actuel sont ainsi mis en évidence : sur le Rhône entre Beaucaire et le PK 275, puis sur la partie amont du Grand Rhône (Figure 4).

Sur le tronçon, de Beaucaire à la diffluence, le plongement du toit de la nappe de galets en aval du PK 275 correspond à une limite sensible de la morphologie fluviale :

- En amont du PK 275, la plaine présente les indices de divagations historiques du chenal en rive gauche. Le site romain de Saint-Gabriel (Allinne, 2005) atteste de l'arrivée des eaux d'inondation du Rhône jusqu'au pied du massif calcaire au début de notre ère. Le mur de Lansac est d'ailleurs construit en travers de la plaine au début du Petit Age Glaciaire pour limiter l'extension des eaux de crue vers le Sud. Il est probable que les crues des Durançoles, alimentées par les eaux de la Durance au Nord des Alpilles, favorisent cette instabilité, par des apports d'eau et de sédiments importants. Ces divagations n'affectent pas la partie occidentale de la plaine alluviale, où domine un alluvionnement par exhaussement. Le chenal du Rhône semble être fixé sur sa position actuelle au moins depuis le Moyen-Age. A partir du début des Temps Modernes, les archives (Pichard, 1999) montrent qu'il adopte un faciès en tresse, avec des bras secondaires (Pillet, Ranchier), de nombreuses îles et bancs mobiles.

- En aval du PK 275, la position du chenal semble plus stable au cours de l'Holocène. La carte de Cassini décrit un chenal moins large, sans bras secondaire, ni bancs de graviers importants.

Ces différences morphologiques de part et d'autre du PK 275 coïncident avec la rupture de pente du toit de la nappe pléistocène. Cette contrainte semble donc avoir joué un rôle important sur la dynamique fluviale. L'analyse des mutations récentes, au cours de la seconde partie de ce travail, permettra de revenir sur ce point spécifique.

Le chenal actuel occupe une position surélevée par rapport à la plaine d'inondation, qu'il domine de plusieurs mètres. Cette topographie « en toit » a été acquise progressivement depuis la proto-histoire, mais s'est accélérée au cours du Petit Age Glaciaire (Bruneton, 1999). Elle favorise une propagation lointaine des inondations : la crue de 1856 dépasse pour la première fois le seuil de Barbegal à l'entrée du Marais des Baux ; la crue de 2003 atteint une position encore plus distale, à l'extrémité orientale du Marais (Figure 4).

Des marais persistent aux marges de la plaine, dont l'occupation agricole repose sur un drainage systématique (canaux des Alpines, du Vigueirat, des Baux, dans la plaine du Trébon, en rive gauche, et les canaux du Rhône à Sète et du Bas Rhône en rive droite). Les eaux inondantes y atteignent des hauteurs importantes et le ressuyage naturel est très lent : leur évacuation, ne pouvant pas se faire par un retour vers le chenal naturel, est gérée artificiellement jusqu'à la mer par les canaux du Vigueirat en rive gauche, de Petite Camargue en rive droite. Les milieux marécageux, le plus souvent drainés ou asséchés en été, et quelques étangs permanents ne subsistent plus actuellement qu'à l'état de vestiges localisés au pied de l'encaissant en rive gauche, plus étendus en rive droite. Ils ont été très importants au cours de la période humide du Petit Age Glaciaire (Pichard, 1999).

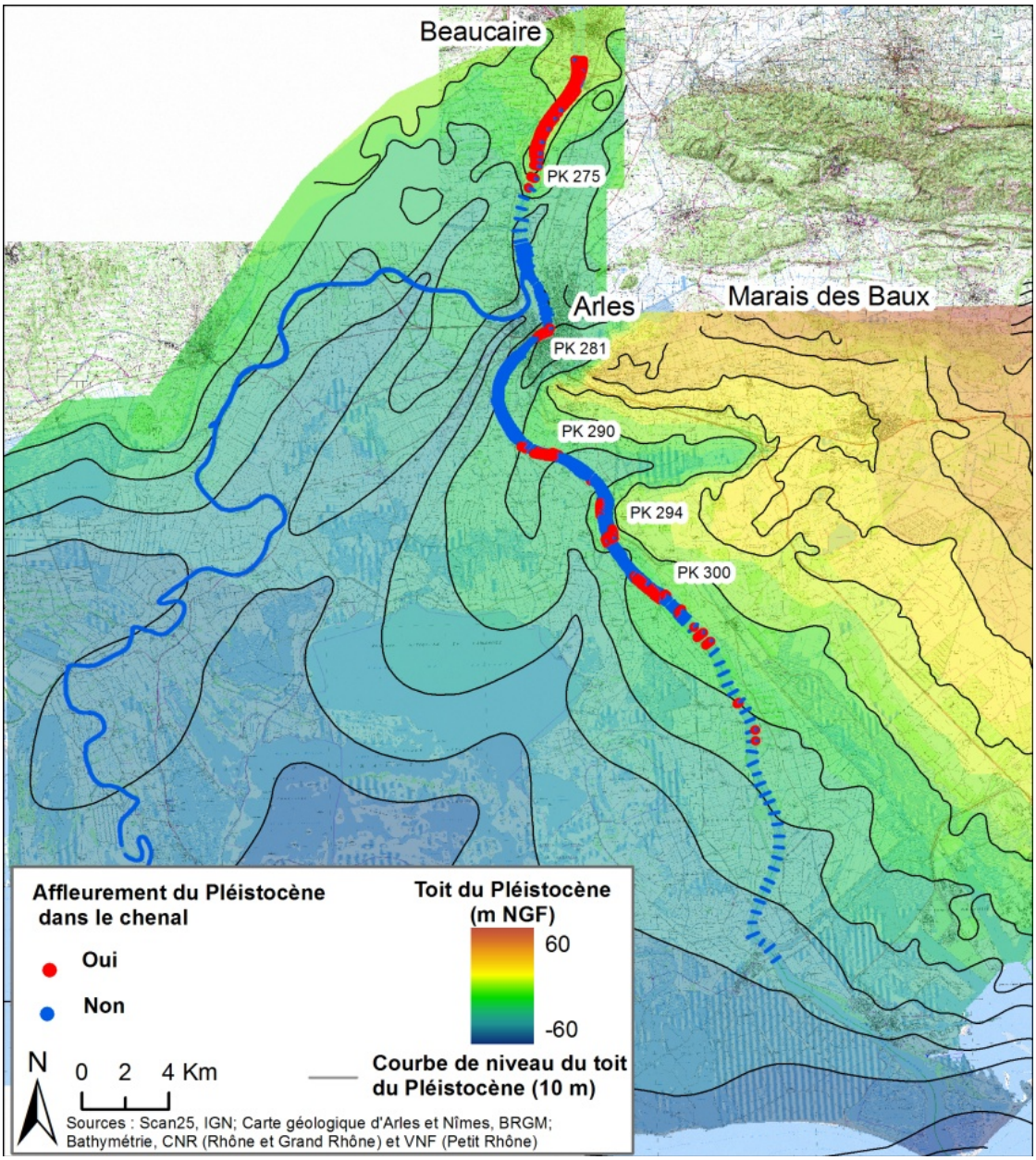


Figure 4 : Toit du Pléistocène et secteur d'affleurement de la couche de cailloutis dans le chenal du Rhône, construit à partir des cartes géologiques au 1 /50 000 d'Arles et de Nîmes (Bonnet et al., 1973; L'Homer et al., 1987).

.

1.3. Le delta

La plaine actuelle correspond au sommet d'une accumulation deltaïque (Figure 5), formant un prisme sédimentaire épais de plus de 70 m au Sud. Les dépôts, à faciès fluviatiles (alluvions du Rhône), saumâtres (lagunes salées) ou littoraux (cordons sableux) s'organisent de façon complexe, et reposent à leur base sur une nappe alluviale pléistocène caillouteuse. Les apports du fleuve ont permis une avancée des terres émergées, progradantes depuis environ 7000 ans à partir d'un maximum transgressif situé au nord de l'Etang du Vaccarès : les cordons littoraux successifs sont matérialisés par des dépôts sableux coquilliers, formant des points hauts et alignés globalement Est-Ouest au centre du delta, Sud-Est/Nord-Ouest en Petite Camargue (Vella et al., 2005b).

Du rebord de la Crau à l'Est, à la plaine du Vidourle à l'Ouest, le delta correspond au champ d'inondation du Rhône, comme en témoignent les limites de la crue de 1856. L'affaiblissement de la pente de la plaine (< à 0.001%) explique le fonctionnement particulier de cet espace, caractérisé par :

- l'accumulation sédimentaire, en relation avec la chute d'énergie hydrodynamique,
- l'affinement sédimentaire (disparition des galets),
- une très importante mobilité latérale,
- la contrainte liée au niveau de base, qui a modifié les profils en long des bras au fur et à mesure de la remontée marine holocène et qui contrarie actuellement la sortie des eaux et les possibilités de ressuyage des sols.

La plaine deltaïque se présente comme un ensemble de casiers, séparés par les lignes de points hauts (« montilles ») que constituent les levées alluviales et les cordons littoraux. La propagation des inondations est donc limitée par cette topographie « en damier ». L'inondabilité de la plaine deltaïque est donc dépendante de la morphologie héritée, d'origine fluviale ou littorale. En dehors des périodes de crues, la répartition des eaux dans le delta et les échanges avec la mer sont contrôlés par un système de pompes permettant la régulation des entrants pour l'agriculture, le fonctionnement des salins ainsi que le maintient des niveaux d'eau dans les étangs. Pendant les inondations, ces pompes peuvent également aider à la vidange des casiers inondés.

Le fleuve a été divisé, selon les périodes, en plusieurs bras, dont le tracé et les embouchures se sont déplacés au cours du temps. La diffluence actuelle est conditionnée par la présence d'un « haut fond » du substrat pléistocène, mais sa position est mobile au cours de l'Holocène. Les chenaux fluviaux successifs, abandonnés par défluviations, sont encore visibles en surface : les plus anciens (entre 6500 et 2000 BP) sont situés à l'Ouest : Rhône d'Albaron, des Torradons, de Saint-Ferréol ; les plus récents sont situés au centre et à l'Est du delta : Rhône d'Ulmet (romain à médiéval), du Grand Passon (médiéval), du Bras de Fer (1586-1711), Grand Rhône (depuis 1711). Quelques bras secondaires médiévaux ont fonctionné en Petite Camargue, où l'aval du Petit Rhône actuel a été tardivement privilégié par la fermeture artificielle du Rhône de Peccaïs en 1552 (L'Homer *et al.*, 1987; Arnaud Fassetta, 1998; Vella *et al.*, 2005a). Ces bras ont édifié des bourrelets alluviaux, constitués de sables limoneux, bien drainés naturellement, et qui dominent la plaine inondable marécageuse.

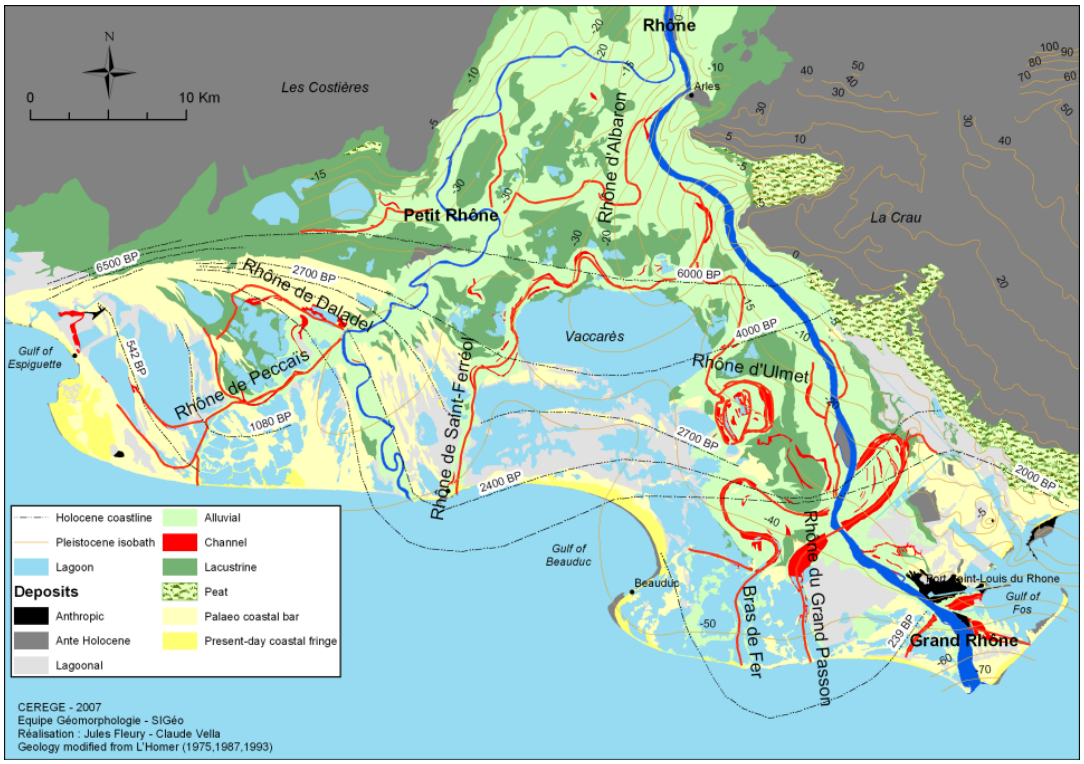


Figure 5 : Géomorphologie du delta

1.3.1. Le Grand Rhône

Le Grand Rhône est le chenal principal dans le delta. Il présente aujourd'hui un indice de sinuosité de 1.16, qui le classe parmi les chenaux rectilignes ou faiblement sinueux à charge mixte (Schumm, 1977; Schumm, 1981; Arnaud Fassetta, 1998), avec une pente très faible, 0.012 % pour un linéaire de 52 km avec une alternance de seuils espacés de 2.5 à 3 km et de mouilles de 1 km de long (Arnaud Fassetta, 1998).

Son chenal recoupe le Pléistocène caillouteux sur le seuil de Terrin (PK 294) qui a nécessité un déroctage à -4.75 m NGF et de fréquents dragages pour maintenir le tirant d'eau nécessaire à la navigation (Antonelli, 2002). Les affleurements des PK 281, 290 et 300, identifiés sur la Figure 4 sont vraisemblablement des artéfacts générés par l'interpolation lors de la construction du MNT. En effet, en l'absence de données topographiques plus précises et plus denses, la méthode d'interpolation TIN extrapole de façon linéaire la topographie entre deux points et ne tient donc pas compte des variations topographiques réelles entre les points (Rousseau, 2005; Raccasi *et al.*, 2008). La mouille la plus conséquente est située en aval d'Arles (15 de fond sur 2 km de long).

Le chenal du Grand Rhône n'est établi sur sa position actuelle à l'aval du seuil de Terrin (qui correspond à une remontée du substrat dur pléistocène) que depuis 1711. La présence d'ilots sableux mobiles jusqu'au milieu du XIXe siècle, traduit l'existence d'un style tressé de type deltaïque (Arnaud Fassetta, 1998). Le chenal est bordé par des bourrelets alluviaux épais. Son embouchure, a été caractérisée par une rapide propagation entre le XVIIIe et la fin du XIXe siècle (jusqu'à 80 m an^{-1}, (Maillet, 2005)). Les bras occidental (Piémanson) et central (Roustan) sont barrés et le bras de Pégoulier est endigué en 1850, avant que ne soit privilégiée définitivement l'embouchure de Roustan en 1895.

Les berges du chenal sont aménagées sur 48 % du linéaire, de façon discontinue et inégalement entre rive droite et rive gauche (digues, enrochements, pieux …), ce qui empêche toute divagation du système sur cette partie du linéaire. Les berges non aménagées varient entre berges d'accumulation ou d'érosion. Antonelli (2002) détermine ainsi que, bien que l'évolution latérale du fleuve soit globalement peu importante, des secteurs de forte érosion, notamment à l'aval du seuil de Terrin et d'accumulation surtout localisés en rive gauche sont identifiés.

Le Grand Rhône est donc un système que les aménagements peuvent faire apparaitre comme figé sur la moitié de son linéaire, mais un suivi des berges non aménagées a montré un système dynamique avec des secteurs en accumulation ou en érosion.

Ce bras a fait l'objet de nombreuses études géomorphologiques depuis quelques années (Vella, 1999; Antonelli, 2002; Maillet, 2005). Le suivi de sa charge solide à l'embouchure fait l'objet d'une thèse en cours (Vassas, thèse en cours[2]). Il ne sera donc pas étudié ici, à l'exception de quelques secteurs limités, où des données récentes et inédites permettent d'analyser l'évolution depuis 150 ans (2ème partie), ainsi que du secteur d'Arles où des mesures des flux actuels ont pu être effectuées au cours de ce travail (3ème partie).

1.3.2. Le Petit Rhône

Le Petit Rhône est le bras secondaire du delta du Rhône. Son tracé actuel est fixé au moins depuis la période romaine sur la partie amont jusqu'au PK 300 (L'Homer *et al.*, 1987; Arnaud Fassetta, 1998).

A partir du PK 300, sur le segment aval, les écoulements ont été favorisés depuis 1552 par la fermeture artificielle du Rhône de Peccaïs qui s'écoulait à travers la Petite Camargue Gardoise. Aujourd'hui, de la diffluence à l'embouchure (Grau d'Orgon) le chenal se développe sur 57 km et présente une pente de 0.009%, inférieure à celle du Grand Rhône. Il évacue, en fonction des variations du débit, entre 10 à 15% des flux du Rhône (mesures CNR). La géomorphologie du chenal et son aménagement sont différents de part et d'autre du PK 300.

En amont, le chenal a un indice de sinuosité de 1.3, ce qui le classe dans les chenaux sinueux (Schumm, 1977; Schumm, 1981; Arnaud Fassetta, 1998). La largeur moyenne du lit mouillé[3] est de 115 m, pour une profondeur comprise entre 4 et 16 m (Richard, 2007). Pour maintenir ces caractéristiques, nécessaires à la navigation, des aménagements ont été construits dans le chenal et des campagnes de dragages sont effectuées à des fréquences variables (annuelles avant la crue de 2003) jusqu'à l'écluse de Saint Gilles.

En aval, le chenal est plus méandriforme avec un indice de sinuosité de 2.3 (Arnaud Fassetta, 1998). Il recoupe des cordons littoraux fossiles entre les PK 315 et 320 (Figure 5), puis il oblique vers le sud et longe des cordons littoraux datés entre 2 420 BP à l'Est et le paléorivage d'avancée maximale du lobe du Rhône de Saint Ferréol post 2 000 BP à l'Ouest (Vella et al., 2005a). Ces héritages pourraient justifier la sinuosité du chenal et peuvent enrichir en sable la charge solide du fleuve. L'absence d'aménagement pour la navigation autorise un chenal plus large (200 m), mais moins profond (profondeurs comprises entre 1 et

[2] Etude des transits sédimentaires à l'embouchure d'un fleuve et redistribution littorale. Exemple du Grand Rhône et de la Flèche de la Gracieuse. Sous la direction de F. Sabatier et C. Vella (CEREGE Aix Marseille Université).
[3] Le lit mouillé correspond au miroir d'une berge à l'autre du chenal

8 m en moyenne, avec toutefois la présence d'une mouille de 12 m). Cette morphologie (fort méandrage) et l'absence d'aménagement influencent la variabilité des débits locaux : pour une crue annuelle mesurée à Fourques (CNR) de 180 m^3 s^{-1}, une campagne de mesure des débits sur plusieurs profils montre des variations locales comprises entre 155 m^3 s^{-1} et 195 m^3 s^{-1} (Capanni, 2006).

Depuis l'homogénéisation des digues de protection contre les inondations à la fin du XIXe siècle, le chenal a perdu toute liberté de divagation, sauf sur les 7.5 derniers kilomètres en rive droite qui permettent l'inondation de la Petite Camargue. Ces digues contraignent le chenal dans un espace restreint qui ne permet pas l'évacuation des plus fortes crues sans l'apparition de brèches ou de surverses, entrainant ainsi des dégâts dans la plaine de Camargue ou de Petite Camargue. Pour cette raison, et parce que le Petit Rhône est un bras du Rhône encore peu étudié (à l'exception d'Arnaud Fassetta, 1998), une place importante sera accordé à ce tronçon au cours de cette recherche.

Enfin, la montée séculaire du niveau marin et les surcotes, plus fréquentes et plus hautes au cours du XXe siècle (Ullmann et al., 2007), constituent une entrave importante au bon écoulement des eaux de crues, aggravant le risque d'inondation à proximité des embouchures (BCEOM, 2003).

1.4. Conclusion : les contraintes structurales du système aval

Le contexte géomorphologique du Rhône aval présente des particularités, qui contraignent son évolution et son fonctionnement actuel.

Le défilé de Beaucaire-Tarascon constitue le dernier véritable « point dur », qui crée un « niveau de base » local pour les apports d'amont, en particulier les flux solides grossiers de la Durance et du Gardon. Il favorise une rétention sédimentaire partielle, génératrice d'un style tressé très développé au cours du Petit Age Glaciaire dans la plaine de Vallabrègues, mais qui n'oblitère pas complètement un héritage plus ancien méandriforme. Le barrage de Vallabrègues conforte, depuis 1970, la difficulté du transit des sédiments grossiers à travers ce secteur.

A l'aval, le fleuve s'écoule dans une plaine de niveau de base, dans laquelle la réduction progressive de la pente longitudinale, puis la diffluence deltaïque sont des facteurs défavorables à un bon transit sédimentaire. La période holocène est globalement caractérisée par l'accumulation de fines, qui ennoient la nappe pléistocène caillouteuse et construisent une large plaine alluviale. Nous avons montré que le chenal recoupe localement cet héritage plus grossier, en particulier entre Beaucaire et le PK 275, puis en aval d'Arles (seuil de Terrin) : ces secteurs correspondent à une modification des conditions hydrodynamiques (renforcement du profil en long, recharge grossière possible). Enfin, l'existence de mutations récentes du système fluvial a été évoquée : la bande active est passé depuis 150 ans environ d'un style tressé, plus développé à l'aval de Beaucaire, à un chenal unique. Les modalités de cette transformation étant le sujet principal de cette thèse, ce point sera développé dans la deuxième partie.

Au-delà de la diffluence, le Grand Rhône écoule 80 à 90% du flux hydrique. Mais, étant donné les connaissances déjà accumulées sur ce bras, l'étude du Petit Rhône sera privilégiée. Ce bras secondaire, à chenal unique sinueux à pente très faible, recoupe un système hérité complexe de cordons littoraux et d'anciennes levées alluviales. Il s'avère particulièrement sensible au risque de brèches inondantes.

2. Hydrologie, le régime du Rhône aval

L'étude des flux hydrologiques en aval de Beaucaire passe d'abord par le recensement des données existantes en termes de mesure des débits, puis par le recalage des valeurs mesurées. Sur ces bases, il sera possible d'identifier les débits caractéristiques du fleuve (étiage, module, crues). Ces données, en particulier les crues, sont en effet essentielles pour comprendre et interpréter les transformations morphologiques des lits fluviaux. Le présent travail s'attachera à restituer une chronique séculaire de ces dernières. Enfin, un examen des variations intra-annuelles des débits, permettra de déterminer la stationnarité du régime du Rhône depuis 150 ans.

2.1. Historique de la mesure hydrologique sur le Bas Rhône

Le Rhône est un des fleuves du monde qui possède le plus d'archives concernant son débit. Pichard (1999) a consacré une partie de sa thèse à leur recensement, dont nous rappelons d'abord les grandes lignes pour la période historique. Depuis 1930, c'est la CNR qui est en charge de ces mesures.

Les stations de mesures les plus anciennes sont installées à Arles, sans doute à partir du XIVe siècle. Les hauteurs d'eau étaient mesurées par rapport à des repères sur les marches des quais du fleuve (Figure 6), puis sur des échelles de mesures mises en place au XIXe siècle (Pichard, 1995). Les « échelles d'Arles », sont situées à proximité du pont de bateau (rive gauche, PK283.6), puis, entre 1854 et 1930 du Rhônomètre (rive gauche, PK 283.1, à l'entrée du canal d'Arles à Bouc). A Beaucaire, un Rhônomètre est mis en place en 1816 à l'entrée du canal de Beaucaire à Aigues-Mortes, puis en 1829-31 au niveau du pont qui remplace le pont de bateaux au PK 267.6.

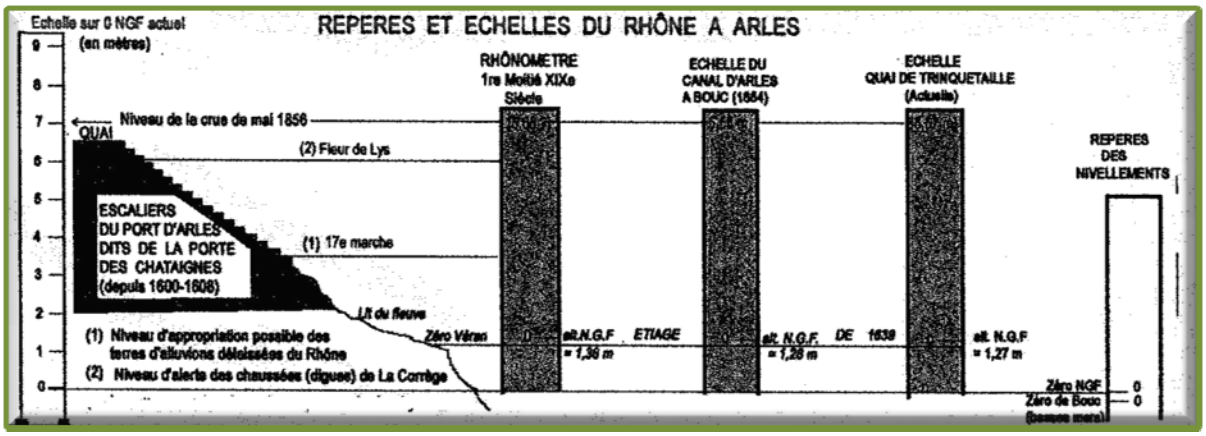


Figure 6 : Repères et échelles utilisés depuis le XVIIe siècle pour caractériser les débits dans la traversée d'Arles (Pichard, 1995)

Chacune de ces échelles possède son propre 0, qu'il est nécessaire de rapporter à une altitude connue, en m NGF, afin de pouvoir réaliser une étude diachronique. A Arles, le 0 des « échelles » est à 1.5 m NGF, celui du Rhônomètre à 1.38 m NGF (Antonelli et al., 2004). A Beaucaire, le 0 du premier Rhônomètre est fixé au niveau des plus basses eaux connues les années précédentes. En 1819, le niveau du Rhône atteint -0.25 m à cette échelle (Dumas, 1876). On connaît, en revanche, trois positions du 0 pour le second Rhônomètre, reconstituées à partir des différents nivellements du Rhône et des laisses de la crue de 1856. Avant 1857, le 0 est à 3.62 m NGF. Entre 1857 et 1860, il est situé à 3.86 m NGF. Après 1860, le zéro est positionné à 3.53 m NGF (Com. orale PICHARD).

Cette correction des échelles autorise pour la suite l'utilisation des données antérieures à 1920 dans l'étude de l'évolution du milieu fluvial et de son hydrologie (surtout en ce qui concerne les événements extrêmes comme les crues et les étiages).

A partir du milieu du XIXe siècle, des mesures sont effectuées par le Service Spécial du Rhône (SSR) dans la traversée d'Arles, à l'aide d'un flotteur dont le temps de parcours sur un linéaire donné est chronométré. La section à explorer est divisée en plusieurs segments et la mesure est répétée sur chaque segment du profil. Dans le même temps, le profil topographique est acquis. La multiplication des vitesses de déplacement en surface, corrigées par des coefficients empiriques compris entre 0.75 et 0.85[4], par la surface de chaque section permet ainsi de calculer le débit du profil instrumenté. Cette méthode est utilisée par le SSR en 1897 (Figure 7) et encore en 1974 sur le Petit Rhône, avec des mesures d'écoulements de surface effectuées par la CNR (Archive CNR Avignon, non publié).

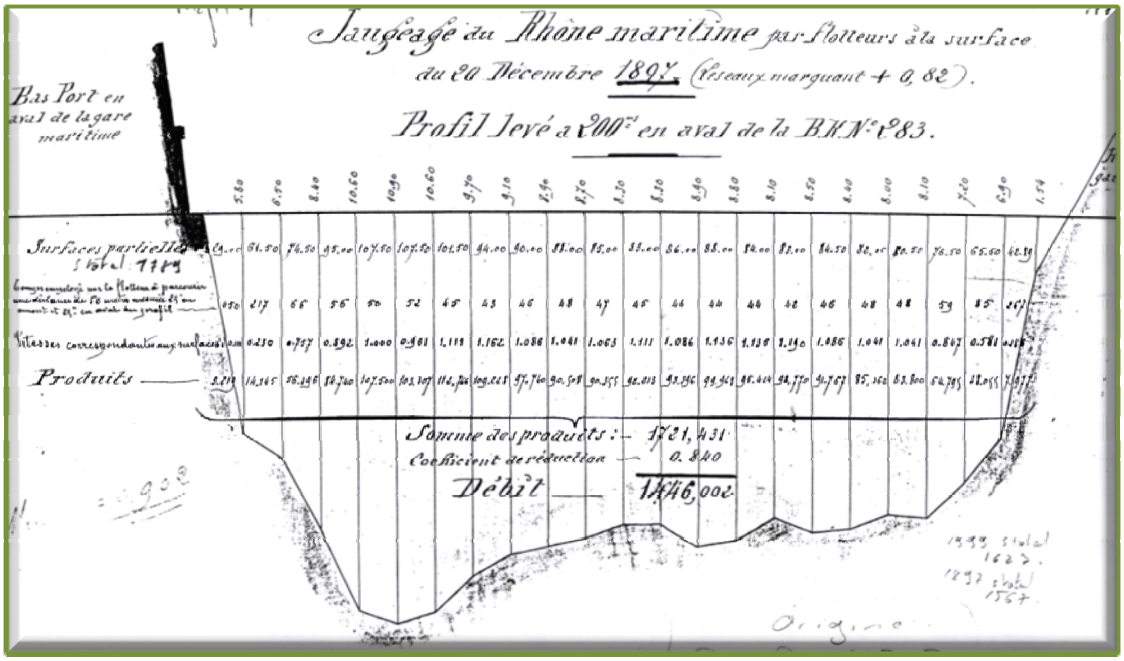


Figure 7 : Jaugeage au flotteur dans la traversée d'Arles et détail des calculs du débit en 1897 par le SSR

Pardé (Pardé, 1925) décrit les méthodes employées au cours de ses recherches, au début du XXe siècle, pour mesurer le débit des cours d'eau. Il détaille le fonctionnement des jaugeages par flotteur, flotteur lesté, hydrotachymètre et moulinet

Depuis sa création dans les années 1930, la CNR effectue les mesures de débits sur le Rhône à partir de deux méthodes. La plus ancienne est la méthode point par point effectuée par des mesures au moulinet dans le chenal. Une étude confiée au Centre Technique des industries Aérauliques et Thermiques montre que les mesures effectuées avec cet appareil fournissent un minimum de 5% de marge d'erreur dans la mesure d'un débit effectué dans de bonnes conditions et de 8 à 10 % en cas d'un jaugeage rapide en surface (CETIAT, 2005). Depuis les années 1994-96, la CNR utilise également les profileurs acoustiques de courant à effet Doppler (Le Coz et al., 2007), dont le principe de fonctionnement, les avantages et limites sont décrits ci-dessous.

[4] Les vitesses sur la colonne d'eau n'étant pas homogènes, ce coefficient corrige ces variations.

La CNR assure la mesure des débits par une station de jaugeage située à Beaucaire au PK 269.6 en rive droite. Une station de la DIREN fonctionne au même PK en rive droite. Nous n'utiliserons que les données CNR, similaires de toute façon à celles de la DIREN. Ces stations de jaugeage sont les dernières avant la diffluence, en aval des derniers affluents. Elles mesurent le niveau d'eau du Rhône sur une échelle graduée et le convertissent en débit par une courbe de tarage (hauteur/débit). Celle-ci (Figure 8) est construite à partir de mesures du débit sur le profil en travers à l'aide d'un profileur de courant à effet Doppler (aDcp), dont la technique d'acquisition sera présentée dans la troisième partie. Elle est remise à jour en fonction de l'hydrologie du fleuve pour prendre en compte les variations topographiques sur le profil. Les données sont fournies en en m NGF-Orthométrique.

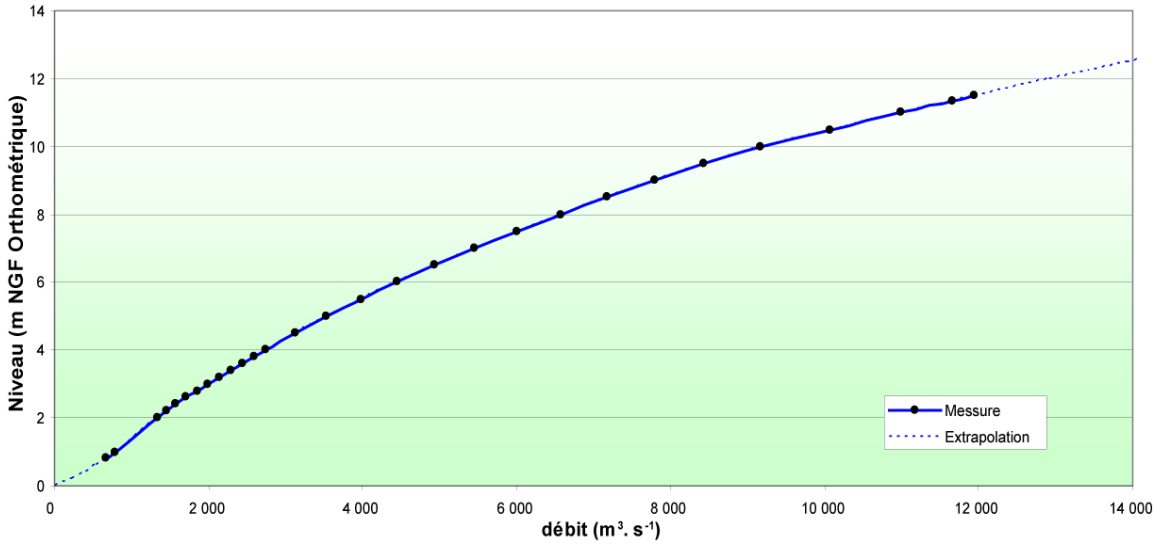


Figure 8 : Courbe de tarage du Rhône à Beaucaire par la CNR en 2003

A Arles et Fourques, des stations de mesures existent au moins depuis la création de la CNR, et permettent de déterminer la répartition des débits entre le Grand et le Petit Rhône. En 2007, le Grand Rhône évacue entre 85 et 90 % des flux en fonction des débits (Ibanez *et al.*, 1997; CNR, 1999a), mais au milieu du XIXe siècle et avant la mise en place des aménagements CNR, ce rapport avoisinait 80 % (Surell, 1847; François, 1937).

Enfin, des recherches sur le débit du Rhône ont été effectuées avant cette date. Pardé (1925) a travaillé avec des données acquises entre 1877 et 1916 et, avant lui, Surell (1847) sur des données de la première moitié du XIXe siècle. Il existe également, dans les archives départementales du Vaucluse[5], une table des valeurs du débit pour les hauteurs d'eau du Rhône aux échelles limnimétriques de Beaucaire, Fourques et Arles en 1868. Ces données apportent une information complémentaire aux mesures de la CNR et vont permettre par l'intermédiaire des courbes de tarages aux différentes périodes de mettre en évidence les mutations morphologiques du milieu. Par ailleurs des informations particulières sur les évènements de crues depuis le début du XIXe siècle sont recensées : Pardé (1925) utilise les données de crues depuis 1827. Avant cette date, les archives ne font mention que des événements les plus notables. Ce sont donc surtout les crues significatives qui sont référencées. Pichard (1995) retrace l'historique précis des crues depuis 1500. La thèse en

[5] 3 S 20 navigation : Les débits aux échelles d'Arles, Fourques et Beaucaire en 1868

cours de Roucaute[6], doit permettre de remonter jusqu'au XIVe siècle. Pour la période antérieure au VIe siècle, les données des fouilles archéologiques de la ville d'Arles (Allinne, 2005) fournissent des indications sur les débordements du fleuve à l'époque romaine. Ces données indirectes permettent uniquement l'identification des crues débordantes. Le premier événement est daté d'environ -475 av. J.-C par Arnaud-Fassetta (1994) à partir des données de la fouille archéologique du Jardin d'Hiver. Il ressort de l'analyse de ces événements hydrologiques que la rythmicité et l'importance des crues sont liées aux variations climatiques.

Au total, pour la réalisation de cette étude, des données hydrométriques régulières sont disponibles depuis les années 1860, ainsi que des informations sur les crues les plus importantes depuis le XVIe siècle, avec une précision plus satisfaisante depuis le début du XIXe siècle.

6 Le rôle de l'eau dans la mise en valeur du terroir de la Basse Durance du Moyen Age au XIXe siècle, sous la direction de M. Fixot (LAMM-UMR6572 CNRS, Aix-Marseille Université),

2.2. Les débits caractéristiques

Après un rappel des données concernant les débits d'étiages et le module, une attention particulière sera apportée aux débits de crue, qui jouent le rôle le plus important sur la morphogenèse, puis sur les variations séculaires du régime du Rhône.

2.2.1. Débits d'étiage et module

Le Débit Caractéristique d'Etiage (DCE) est défini à partir d'une série de débits journaliers classés : le DCE est le débit seuil au-dessous duquel l'écoulement descend dix jours par an. A Beaucaire, il s'établit à 520 $m^3 . s^{-1}$ à partir des débits de la période 1920-2002. L'étiage le plus sévère du Rhône a été mesuré à 320 $m^3 s^{-1}$ à Beaucaire en décembre 1921 (Pardé, 1925). Pour les années 2004, 2005, 2006 et 2007[7], le DCE est respectivement de 620, 540, 635 et 835 $m^3 s^{-1}$. Ces données tendraient à décrire une période hydrologique avec des étiages moins sévères sur le Rhône aval entre 2004 et 2007 que sur le XXe siècle ; les barrages régulant les débits du fleuve, soutiennent vraisemblablement les étiages, ce qui n'était pas le cas pour les données du DCE antérieures à 1948 (mise en service du premier barrage à Génissiat).

Le débit moyen annuel (ou module) correspond à la moyenne des débits moyens mensuels au cours de la période de relevés. Au milieu du XIXe siècle, Surell (1847) établit un module à 1 718 $m^3 s^{-1}$ (mode d'acquisition des débits inconnu). Pour la fin du XIXe siècle et le début du XXe siècle, Pardé (1925; 1942) donne une valeur à Beaucaire comprise entre 1 650 et 1 720 $m^3 s^{-1}$. Il se base pour cela sur la somme des débits des affluents à laquelle il retranche une estimation des prélèvements agricoles. Pour la période actuelle (1920-2001), la CNR estime le débit moyen à 1 714 $m^3 s^{-1}$ (Anselmo et al., 2005). Antonelli (2002) estime que le débit moyen du Rhône est resté constant depuis la fin du XIXe siècle. Pour les années 2004, 2005, 2006 et 2007, les modules calculés sont respectivement de 1 380, 1 180, 1 480 et 1 600 $m^3 s^{-1}$, soit des débits moyens plus faibles sur la période d'étude.

2.2.2. Débits de crues

Les crues sont les évènements déterminants sur la morphogenèse fluviale. Les travaux antérieurs (Antonelli, 2002; Pont *et al.*, 2002; Maillet, 2005; Ollivier, 2006) ont montré qu'elles font transiter 70 à 80 % de la totalité des MES. Pour la plupart des auteurs (Leopold *et al.*, 1964; Bravard et Petit, 1997), ce sont les crues à plein bord (Q_{bf}) qui sont les plus efficaces sur l'ajustement du chenal aux contraintes hydrosédimentaires. Le Q_{bf} est de 6 000 $m^3 s^{-1}$ à Beaucaire (Roditis, 1993). Mais, étant donné les variations géométriques de la section mouillée et la morphologie très différenciée des berges (Sabatier, 2004; Villiet, 2005), cette valeur varie entre Beaucaire et Arles. Cette question sera reprise plus en détail dans la deuxième partie.

A l'aval d'un vaste bassin-versant soumis à des influences climatiques variées, le bas-Rhône est soumis à des crues très différentes selon leur origine. Pardé (1925) a établi une typologie des crues en fonction des temps de concentration des eaux jusqu'à l'embouchure et de leur origine. Cette classification est validée par SAFEGE (2000), sur la période actuelle, dans l'Etude Globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône (EGR). On distingue les crues océaniques (en provenance des sous bassins versant de la Saône, l'Ain, l'Isère, le Fier), les crues cévenoles (Ardèche, Gard, Cèze), les crues

[7] Pour 2007, la plage de données est arrêtée au 1er septembre.

méditerranéennes (Durance, Drôme) et les crues généralisées qui sont la concomitance ou la succession rapide de tous les types de crue.

De manière générale, Antonelli (2002) et Ollivier (2006) ont montré que les crues les plus riches en charge solide sont d'origines cévenoles et méditerranéennes.

Entre la fin du XVIe siècle et les années 1850, le Rhône connaît une longue période de crues débordantes, avec des niveaux supérieurs à 4m au dessus de l'étiage des échelles d'Arles (Pichard, 1995; Pichard, 1999) (Figure 9). L'auteur les met en relation avec la crise climatique du Petit Age Glaciaire. Le recalage de ces données sur le Rhônomètre d'Arles permet d'attribuer aux crues les plus fortes une hauteur de 5.38 m NGF (Antonelli et al., 2004a), soit un débit de 4 600 m^{3} s^{-1}, déterminé sur la courbe de tarage de 1868.

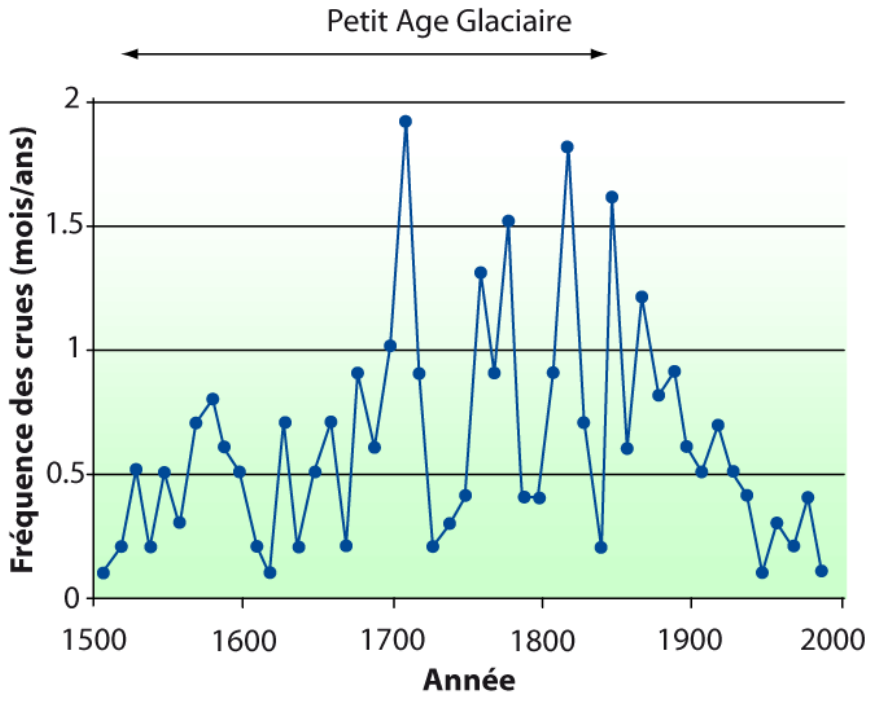


Figure 9 : Evolution de la fréquence décennale des plus fortes crues à Arles depuis le XVIe siècle (Pichard, 1995)

Ces données doivent cependant être acceptées avec précaution, dans la mesure où elles reposent sur le relevé de hauteurs d'eau, et non de débits. L'état du lit mineur, en particulier son encombrement sédimentaire, influence en effet le niveau atteint par les crues. L'étude réalisée dans la traversée d'Arles (Antonelli et al., 2004a) a montré le rôle que joue l'approfondissement du chenal à la fin du XIXe siècle sur les hauteurs d'eau. Elle relativise aussi l'ampleur des fortes crues historiques, sans qu'il soit possible d'en déterminer précisément le débit.

Les données de Pardé et le suivi mis en place par la CNR donnent des informations précises sur les crues depuis 150 ans. La plus importante référencée est celle du 3 novembre 1840. Elle est évaluée par Pardé à 13 000 m^{3} s^{-1} à Beaucaire, mais c'est une valeur théorique du débit qui se serait écoulé si des brèches ne s'étaient pas formées en amont. En effet, Pardé calcule ce débit à partir de la hauteur d'eau à Beaucaire et d'une estimation des débits dans les différentes brèches. En outre la morphologie du fond est variable à Beaucaire pendant les crues (Anselmo et al., 2005) et engendre une erreur supplémentaire dans la mesure ; si les

débits définis à partir de la courbe de tarage sont supérieurs aux plus forts débits mesurés pour la construction de cette courbe. Pour cet événement, la CNR propose donc un débit réel recalculé à 9 640 $m^3 s^{-1}$ mais qui reste soumis à discussion.

La deuxième crue la plus importante sur le Rhône aval est la crue du 31 mai 1856, elle atteindrait, toujours selon Pardé, 12 500 $m^3 s^{-1}$ (recalculée à 11 640 par la CNR). La présence des aménagements de protection contre les inondations et le nombre de brèches dans ces derniers, inférieur à celui de la crue de 1840, incitent Pardé à en faire la crue de référence sur le Rhône aval. Cette opinion est confirmée par le comité d'expert de la « Conférence de consensus sur l'évaluation du débit de la crue du Rhône de décembre 2003 à Beaucaire » (CCR2003) (Anselmo et al., 2005). Le comité établit le débit de la crue de 2003 à 11 500 $m^3 s^{-1}$, soit la troisième crue la plus importante connue.

Les données de débit journalier de la période 1920-2001 permettent le calcul statistique par la CNR des périodes de retour des débits de crue. Ils confirment que les trois crues principales observées sur le Rhône ont des débits supérieurs à celui d'une crue de période de retour centennale (fixé à 11 200 $m^3 s^{-1}$). Les périodes de retours des crues d'intensité inférieure sont fixés à : 10 400 $m^3 s^{-1}$ pour Q_{50}, 8 400 $m^3 s^{-1}$ pour Q_{10} et 4 000 $m^3 s^{-1}$ pour la crue annuelle.

A partir du début du XXe siècle, le régime hydrologique redevient plus calme, avec une diminution considérable des crues exceptionnelles. Avant les années 1990, seulement cinq années ont connu une crue exceptionnelle (1907, 1910, 1935, 1951, 1976), alors que sur la période 1840-1900, plus courte, huit années présentant des crues exceptionnelles ($>Q_{15}$) sont recensées (1840, 1843, 1846, 1856, 1872, 1886, 1889, 1896, 1900). Depuis le début des années 1990, la recrudescence d'événements exceptionnels (1993, 1994, 1996, 2002, 2003) montre des modifications hydrologiques du système. Ces recrudescences de fortes crues sont également mises en évidence à partir du scénario A1B de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change[8], 2001). Kharin et Zwiers (2005), à partir des précipitations extrêmes sur le bassin versant rhodanien, et d'une période de retour de 20 ans (P_{20}), prévoient une fréquence 10 à 15 % plus élevée de ces événements sur la période 2081-2100 par rapport à 1981-2000. Même si les rapports, les plus récents, de l'IPCC (2007) revoient à la baisse les valeurs du scénario A1B, le futur pourrait connaitre une recrudescence des crues sur le bassin versant rhodanien.

A partir des données journalières de débit et de pluviométrie sur le bassin versant depuis 1920, le bureau d'étude SAFEGE (2000b; 2000a) a montré que la construction des barrages de retenue sur les affluents et sur le Rhône, à partir des années 1940, limite les interprétations statistiques sur une cyclicité ou une évolution possible des évènements de crues. En effet ces barrages peuvent jouer un rôle d'écrêteur de crue en fonction de leur mode de gestion. Les données antérieures à 1940 pourraient faire l'objet d'une étude statistique, mais seuls les débits maximum annuels sont connus. Ce lissage des données, avec l'affichage uniquement de la crue la plus importante annuelle ne prend pas en compte les événements moins importants au cours de l'année comme précédemment.

La Figure 10 présente une chronique des débits maximum annuels à Beaucaire (débit maximum instantané), établie par la CNR. Bien que masquant la répartition possible de crues sur une année, elle décrit l'évolution de l'hydraulicité du fleuve depuis 1840 (à partir de recalage des débits par la CNR). On rappelle pour mémoire que les années 1820-30 avaient

[8] IPPC : http://www.ipcc.ch/

été caractérisées par un régime hydrologique relativement faible, avant la recrudescence des crues exceptionnelles des années 1840-60 (Pichard, 1995). On constate que la fin du XIXe siècle et le début du XXe siècle sont encore marqués par plusieurs crues exceptionnelles (1864, 1872, 1882, 1886, 1896, 1900, 1907, 1910, 1919, 1935). L'amplitude de ces crues s'atténue cependant à partir de 1937. La période 1965-75 est caractérisée par une très faible hydraulicité, où les crues maximales n'atteignent pas Q_2 (5 000 m^3 s^{-1}). A partir des années 1990, le Rhône subit à nouveau une période de forts débits (crues exceptionnelles en 1993, 1994, 2002 et 2003) jusqu'à la crue de décembre 2003 (huit crues ont un débit supérieur à Q_{10}). Pour la période 2004-2007 (période de cette étude), le Rhône à Beaucaire est dans une phase de faible hydraulicité où aucune grande crue ne se produit. Les débits maximaux annuels sont : 5 030, 3 970, 4 160 et 3 750 m^3 s^{-1}, pour 2004, 2005, 2006 et 2007.

Ces phases de forte ou faible hydraulicité vont avoir un double impact sur le système. Elles conditionneront au cours du temps, les apports liquides et solides aux Rhône aval et joueront un rôle prépondérant dans la morphogenèse du système jusqu'à l'embouchure.

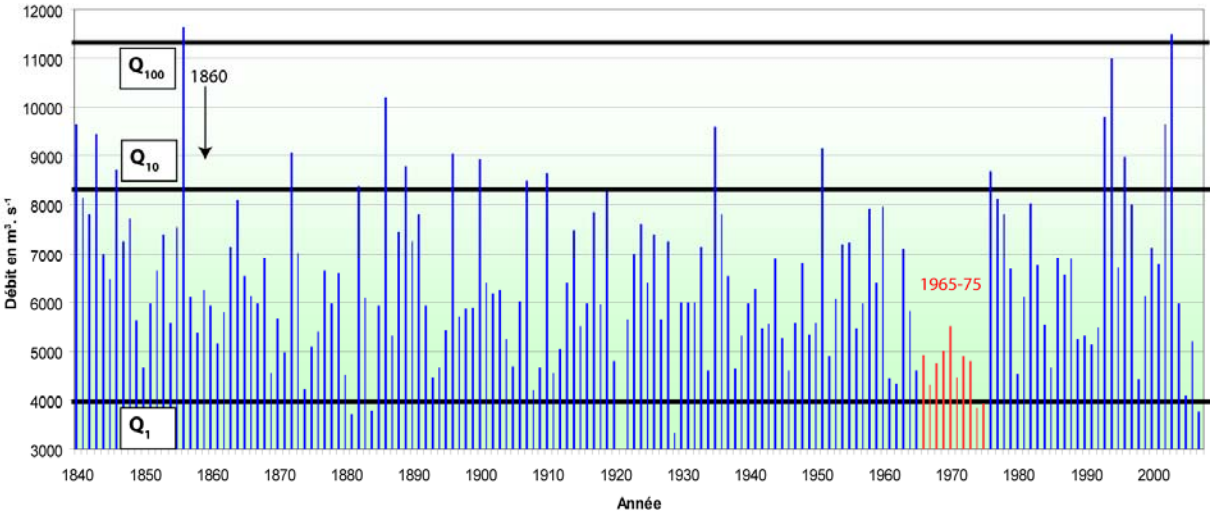


Figure 10 : Chronique des débits maximum annuels à Beaucaire depuis 1840 (pour 2007 jusqu'au 1er septembre) source : CNR.

2.2.3. Variabilité saisonnière des débits

Elle est mise en évidence par l'analyse des moyennes mensuelles du débit depuis 150 ans à Beaucaire. Ces données à long terme sont comparées à la structure saisonnière des débits pendant la période de cette étude (entre 2004 et 2007).

La Figure 11 compare les débits moyens mensuels de la période 1877-1916 avec ceux de 1920-2004. Ces derniers sont fournis par la CNR (depuis 1921). Pour la période 1877-1916, nous disposons des chiffres de Pardé (1925), corrigés à partir de la réévaluation du débit moyen par ce même auteur (1 720 m^3 s^{-1}, au lieu de 1 669 m^3 s^{-1}, (Pardé, 1942)).

Entre le mois de juillet et le mois d'octobre le débit est inférieur au module sur les deux périodes, sous l'influence des affluents méditerranéens à l'étiage en été. Les débits de 1920-2004 sont inférieurs à ceux de 1877-1916 sur toute la saison estivale, soit des étiages plus marqués, même si les barrages limitent ponctuellement les étiages les plus sévères. Pour le reste de l'année, les deux courbes présentent des disparités importantes. Entre 1877 et 1916, la courbe est bimodale, caractérisée par deux maxima, d'octobre à décembre, puis d'avril à juin,

séparés par un minimum hivernal. Entre 1920 et 2004, la courbe est unimodale avec un maximum qui s'étend d'octobre à avril.

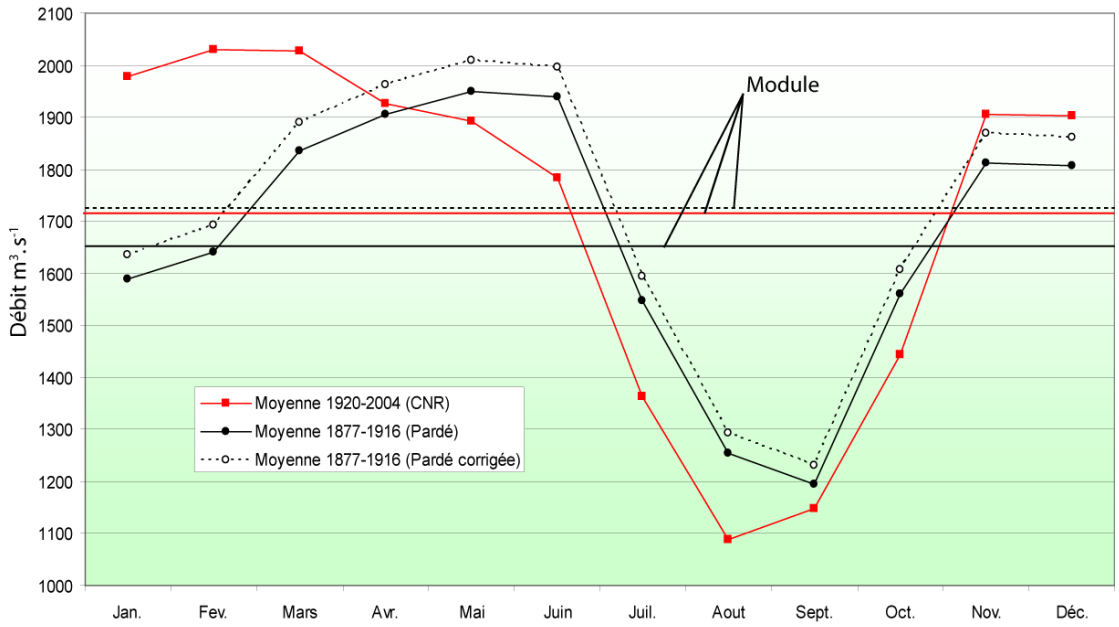


Figure 11 : Moyenne mensuelle des débits du Rhône à Beaucaire, variabilité saisonnière depuis 1877

La disparité des débits hivernaux (400 m^3 s^{-1} de différence pour le mois de janvier) et estivaux pour des deux périodes est interprétée par Maillet et al. (2006a) comme l'effet des changements climatiques à la fin du Petit Age Glaciaire : été moins pluvieux, moindre rôle de la rétention nivale hivernale. Mais l'analyse des chroniques pluviométriques et hydrologiques depuis 1920 dans l'EGR (SAFEGE CETIIS, 2000a) montre également l'impact des barrages, en particulier celui de Serre-Ponçon sur la Durance, sur les débits mensuels. Le calcul des $QMNA_{5 \text{ et } 10}$[9] (et des autres débits caractéristiques) va dans le même sens.

Cette évolution peut refléter une contribution différente des affluents du bassin, avec une participation accrue des affluents d'origine océanique. Mais elle peut aussi avoir des répercussions importantes sur la charge solide et l'impact morphogène des crues. En effet, les crues de printemps sont réputées plus chargées en MES que les crues hivernales (Walling, 1974), en raison de la violence des pluies printanières méditerranéennes et de l'absence d'un couvert neigeux protecteur. Les crues du XXe siècle seraient donc moins chargées que les crues du XIXe siècle. Ce constat vient renforcer les données déjà bien connues sur la réduction des apports solides, en relation avec le recul des activités agricoles et la remontée forestière au XXe siècle (Bravard, 1991; 2002; Marston *et al.*, 2003). Mais, d'autre part, les crues hivernales s'exercent sur des berges dépourvues de protection végétale, donc plus sensibles à l'érosion.

L'hypothèse peut donc être faite que la part du remaniement des berges dans la formation de la charge solide du bas Rhône devient plus importante que celle qui est fournie par l'érosion du bassin-versant. Ce constat est cohérent avec les recherches effectuées sur le

[9] **Le QMNA est le débit mensuel minimal de chaque année civile**, calculé par mois calendaire. Le $QMNA_5$ (obtenu par ajustement de tous les QMNA sur une période de 5 ans) est la valeur du QMNA, qui a une probabilité d'apparition de 20 fois par siècle. Ce débit donne une information sur la sévérité de l'étiage et a une valeur réglementaire (défini au titre 2 de la nomenclature figurant dans les décrets n°93-742 et 93-743 du 29 mars 1993 pris en application de la loi sur l'eau du 3 janvier 1992).

bassin de la Drôme (Kondolf et al., 2002; Piegay et al., 2004), qui montrent la déconnexion entre les versants et le chenal principal au cours du XXe siècle. Elle est aussi renforcée par les observations d'érosion importante des berges, lors des crues sur le bas Rhône, effectuées pour ce travail.

La comparaison des débits moyens mensuels du Rhône à Beaucaire pendant la période 2004-07 avec les données moyennes 1920-2004 montre les spécificités de la période d'étude (figure 9). Les débits sont généralement plus faibles, à l'exception de Janvier 04 (fin de la crue de décembre 2003), Avril 2005 et 2006, Février et été 2007. L'irrégularité intra-annuelle est forte, toujours caractérisée par des hautes eaux de printemps. Enfin, l'année 2007 apparaît très « anormale », avec un étiage marqué en Mars et Avril : elle illustre l'irrégulatité interannuelle des débits déjà bien connue sur le bas Rhône (Pardé, 1925; Pont et al., 2002). Une attention particulière sera portée à l'évaluation de ces débits et de leur capacité de transport dans la troisième partie de ce travail.

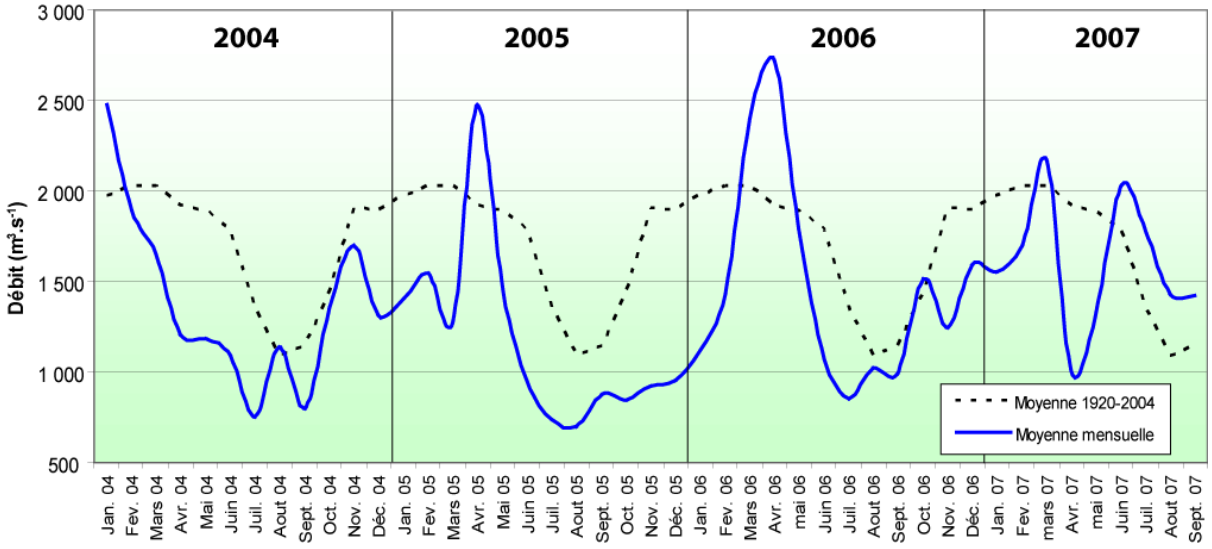


Figure 12 : Moyennes mensuelles des débits du Rhône à Beaucaire pour les années 2004 à 2007

2.3. Conclusion

L'étude hydrologique du fleuve, a été effectuée à partir de la compilation de données historiques. Ces données ont nécessité le recalage des échelles de mesure pour définir un référentiel commun afin de pouvoir comparer les enregistrements depuis le milieu du XIXe siècle.

A l'échelle séculaire, la chronologie des crues permet d'identifier les périodes de recrudescence des crues moyennes à exceptionnelles pendant lesquelles l'évolution morphologique est potentiellement plus importante. C'est principalement au cours des décennies 1840-1860, 1890-1900, 1950-1960 et 1993-2003 que se retrouvent ces épisodes de plus forte concentration des crues dans le temps. Le croisement de ces données avec les travaux de l'EGR (SAFEGE SETIIS, 2000) détermine que 90% des plus forts événements hydrologiques sont caractérisées par des crues méditerranéennes extensives ou généralisées (Antonelli, 2002).

A l'échelle intra-annuelle, les variations du débit moyen mensuel entre la fin du XIXe siècle et le XXe siècle montrent également des variabilités dans la distribution saisonnière des débits,avec une diminution des hautes eaux de printemps au profit de hautes eaux hivernales. Cette variation provoque une diminution potentielle des apports solides au fleuve. En effet, les crues de printemps qui s'écoulent pendant et après la fonte des neiges sont potentiellement plus chargées que les crues hivernales. Au XXe siècle les variations dans la chronique annuelle des débits sont donc une source potentielle de diminution des apports solides au fleuve.

L'analyse des chroniques de débits sur la période d'étude montre un relatif calme hydrologique, avec l'absence de crues supérieures à Q_2 et la fréquence des débits mensuels inférieurs à la tendance séculaire, si ce n'est au printemps. Il en ressort que les flux sédimentaires seront donc sans doute faibles pour la période d'étude. Cette observation sera à prendre en compte dans la troisième partie pour la comparaison des bilans de flux de MES annuels avec les données antérieures.

3. Les apports solides, état des connaissances

Les flux solides, et leur variabilité chronologique, jouent un rôle essentiel dans la morphogenèse fluviale puisqu'ils sont un des facteurs déterminant de l'ajustement du chenal (Schumm, 1977; Reineck et Singh, 1980; Schumm, 1981; Starckel, 1983; Bravard et Petit, 1997). En outre, sur le Rhône aval, à la problématique des dépôts et des érosions de matériaux qui modifient les capacités d'écoulement du système s'ajoute, au cours du XXe siècle, celle de la pollution de la vallée du Rhône. La construction des centrales nucléaires a, en effet, provoqué des rejets de radionucléides artificiels (Eyrolle *et al.*, 2004; Duffa et Renaud, 2005) et de polluants (Batut et Miege, 2007). Le lessivage des sols, lors des pluies, concentre également les dépôts atmosphériques de polluants sur le bassin versant (accident de Tchernobyl, test d'explosions atomiques dans l'atmosphère dans les années 1950-60). Ces polluants sont mobilisés et transportés en phase dissoute, mais aussi pour partie, sous forme de colloïdes fixés sur les sédiments (Ollivier, 2006; Rolland, 2006). La quantification des volumes en transit, ainsi que l'identification des zones de stockage et d'érosion deviennent donc primordiales dans la gestion des milieux.

Dans le chenal, le déplacement des sédiments est régi par leur granulométrie, la morphologie du lit et le débit. Les variations de ces paramètres engendrent deux types de transports en fonction de leur distribution verticale : le charriage/saltation au fond puis la suspension graduée (ou uniforme) (Passega, 1963). Dans des conditions naturelles d'écoulement, la charge de fond représente la majeure partie des matériaux transportés avec un gradient de concentration dans la colonne d'eau qui diminue en s'éloignant du fond (Passega, 1963; Bravard et Petit, 1997; Knighton, 1998).

Les bassins amont, sources (au moins partielle) des flux sédimentaires sur le bas Rhône, ont fait l'objet de nombreuses études, en particulier par l'Université de Lyon depuis une vingtaine d'années. L'évolution des conditions de la fourniture sédimentaire par les versants, puis du transit dans le chenal ont été étudiées sur le Rhône amont (Bravard et Peiry, 1993; Bravard, 2002; Marston *et al.*, 2003), l'Ain (Marston et al., 1995; Rollet, 2007), la Saône (Astrade et Dumont, 2000), la Drôme (Liebault, 1999) et l'Ardèche (Jacob, 2003). Plus récemment Hydratech (2000) et SOGREAH (2000d) ont constitué dans l'EGR une synthèse des apports en charge solide des différents affluents. Les acquis des connaissances sur cette question vont être développés brièvement.

Ces transformations ont des conséquences importantes sur les flux solides du Rhône aval, dont l'étude démarre au XIXe siècle avec les travaux d'amélioration de la navigabilité (Surell, 1847). De nombreuses évaluations ont été proposées au cours du XXe siècle. La réalisation d'un bilan de ces évaluation est essentiel pour connaître l'évolution séculaire des flux solides et donc pour comprendre la morphogenèse du secteur d'étude.

La mise en activité de la station SORA à Arles, à l'initiative de l'Agence de l'eau et de l'IRSN, permet désormais de disposer d'informations fréquentes et fiables sur les flux de MES. Les principaux acquis sur cette question seront rappelés ici, pour y revenir de façon plus précise, avec les mesures effectuées sur les flux de MES pour ce travail, dans la troisième partie. Mais, entre Beaucaire et Arles, la mesure de la charge de fond reste toujours délicate et sujette à débat. Elle est pourtant décisive pour comprendre la morphogénèse fluviale et les mutations importantes que le chenal connaît depuis 150 ans. Un état des connaissances sur ce point, indispensable pour la compréhension des résultats présentés dans la deuxième partie et les tentatives de modélisation du transfert au fond dans la troisième partie, sera établis.

3.1. Les apports des affluents

Il faut séparer les apports grossiers de charge de fond des flux de MES en suspension. La période du Petit Age Glaciaire correspond au développement d'une forte torrentialité dans les bassins montagnards (Bravard, 1989; Bravard et Peiry, 1993; Miramont, 1998). A la fin du XVIIIe siècle.

A la fin du XVIIIe siècle, la forêt française est amoindrie avec une estimation de 1.5 10^{6} ha défrichés (Surell, 1841), provoquant des ravinements et des crues importantes pendant les épisodes de pluie (Thoral, 2005). La charge de fond caillouteuse transite à des vitesses oscillant entre 30 et 50 km par siècle (Bravard et Petit, 1997; Landon, 1999; Salvador, 2001) ; elle provoque l'exhaussement du plancher alluvial et le développement d'un style tressé dans la bande active très large sur les affluents du rang supérieur et sur le Rhône amont.

La loi de septembre 1791, confie la gestion de la lutte contre les crues aux Ponts et Chaussées. En 1841, Surrel expose les principales techniques et politiques du reboisement des montagnes en vue de maîtriser les torrents (Surell, 1841). Mais il faut attendre les grandes crues des années 1856 et 1859 sur l'Isère, le Rhône, la Garonne, la Loire et la Durance, pour que soit votée la loi du 28 juillet 1860 sur le reboisement obligatoire par l'Etat de tout terrain dont l'Etat du sol détermine des dangers pour les terrains inférieurs, avec pour objectif principal la protection des plaines et des grandes vallées. Elle sera suivie de la loi du 4 avril 1882 relative à la restauration et la conservation des terrains en montagne qui instaure un dispositif gradué en fonction de la gravité des phénomènes et limite l'emprise des travaux aux « dangers constatés et actuels » (Brugnot et Cassayre, 2001). Les bases de ce dispositif ont permis à l'Etat d'acquérir 342 000 Ha de terrain en montagne, principalement dans les Alpes, dont les 2/3 seront reboisés et d'aménager plus de 1 000 torrents de montagne[10].

L'essentiel des travaux de reforestation dans les Alpes va être conduit entre 1880 et 1920 sous l'impulsion de Prosper Demontzey alors à la tête du service de RTM. Il instaure la mise en place de plantation à grande échelle pour pérenniser la stabilisation des versants suite aux travaux de correction (Demontzey, 1878; De Reparaz, 2000). L'efficacité de ces travaux a été démontrée à plusieurs reprises avec une multiplication par deux du couvert forestier dans la Drôme, les Baronnies (Liebault et Zahnd, 2001) et les Alpes (Vallauri, 1997) en l'espace de 150 ans. Le Tableau 1 montre qu'après un état de dégradation avancé des forêts à la fin du XVIIIe siècle (couvert forestier : 10 % dans les départements alpins), le reboisement se fait de façon assez lente au cours du XIXe siècle avant une reconquête importante au cours du XXe siècle sous l'impulsion des travaux de reforestation (Vallauri, 1997; Liebault, 2003) et d'une reconquête végétale naturelle suite à la déprise rurale qui s'amorce à partir de 1850 (Landon, 1999; Kondolf *et al.*, 2002; Liebault, 2003; Taillefumier et Piegay, 2003).

	1770-80	1878	1989
Alpes de Hte Pce	10 %	17.7 %	42.8 %
Hautes Alpes	11 %	17 %	28.4 %
Drôme	14 %		40.1 %

Tableau 1 : Evolution du couvert forestier sur le bassin versant rhodanien méridional depuis le XVIIIe siècle (Vallauri, 1997)

Les ouvrages réalisés par le service RTM visaient essentiellement les petits torrents de montagnes et les versants érodés. Une centaine de sites avalancheux furent traités pour limiter l'érosion. L'aménagement des cours d'eau visait généralement à la construction de

[10] Source : http://www.onf.fr/foret/dossier/rtm/

microbarrages ou de seuils et de fascines dans le lit mineur pour stabiliser le profil en long (Liebault et Zahnd, 2001). Les barrages et les seuils réduisaient la compétence du cours d'eau et provoquaient le dépôt d'une grande partie des sédiments, les fascines étant destinées à faciliter la reprise végétale sur les berges, et donc leur stabilisation. Sur les versants, les techniques de garnissage et de clayonnage protégeaient le sol de l'érosion et favorisaient la reprise végétale. Dans certains cas extrêmes ces travaux furent complétés par du génie civil.

Les principales modifications induites par la restauration des terrains de montagne sont la diminution des débits de pointe des crues et la réduction de la production sédimentaire (Landon, 1999; Kondolf *et al.*, 2002; Liebault et Piegay, 2002; Piegay *et al.*, 2004). Mais des impacts indirects sont également observables avec la conquête de la ripisylve sur la bande active qui provoque une rétraction/incision du chenal et donc une augmentation des vitesses d'écoulement. Ce phénomène a entrainé une modification de la morphologie fluviale avec la disparition d'un système en tresses au profit d'un chenal méandriforme en incision. (Salvador, 1991; Marston *et al.*, 1995; Landon, 1999; Liebault et Piegay, 2002; Marston *et al.*, 2003; Piegay *et al.*, 2004).

Ainsi, l'alimentation et le transit de la charge de fond ont subi une réduction importante au cours de la seconde moitié du XIXe siècle, puis au début du XXe siècle.

Depuis 1950, les barrages hydro-électriques et les prélèvements dans les lits mineurs ont accéléré cette évolution. Antonelli (2002) a effectué une compilation, qui montre une diminution des apports de sédiments à l'embouchure de 145. 10^6 m^3 par rapport au régime naturel, entre 1950 et 1998, du fait des prélèvements réalisés dans les affluents par dragages. Les barrages, sur les affluents et sur le Rhône, ne soustraient pas les matériaux aux cours d'eau, mais ralentissent le transit sédimentaire, et en particulier celui de la charge de fond, par la modification des paramètres morphologiques du cours d'eau. SOGREAH (2000d) confirme cette évolution (Tableau 2 et Figure 13). L'interruption du charriage sur la Durance a des conséquences importantes pour le Rhône aval. Avant aménagement, cette rivière fournissait plus que la somme des apports aux Rhône de l'ensemble des affluents en aval de Valence. Les seuls affluents qui fournissent encore des matériaux pour le charriage sont la Drôme puis, dans de moindres mesures, l'Ardèche, la Cèze et de façon anecdotique : le Lèz.. Mais, la faiblesse des débits réservés dans les Rhône court-circuités a réduit sensiblement les forces de cisaillement nécessaires au transport de cette charge vers le bas Rhône. A l'heure actuelle, le transit solide grossier provenant de l'amont du barrage de Vallabrègues ne transite qu'au-delà de 3 000 m^3 s^{-1} (SOGREAH, 2000c). Du coup, il sera important d'étudier quelles sont les possibilités de recharge locale aux dépens des stocks hérités sur le Rhône aval. En effet, les capacités de transports élevés dans un chenal qui ne reçoit plus de sédiment vont provoquer l'incision du plancher alluvial et l'enfoncement du chenal

A partir de l'étude des flux de radionucléides et de métaux, Ollivier (2006) et Rolland (2006) ont montré que la principale source sédimentaire des MES sur le Rhône aval provenait de l'érosion du bassin-versant, le remaniement des berges ne fournissant que 1 à 33 % de la charge totale (en fonction de l'intensité de la crue). Ce constat est cohérent avec l'étude de l'EGR (SOGREAH, 2000d), qui montre que les ouvrages n'ont pas diminué de façon drastique les apports de MES depuis le milieu du XXe siècle (Tableau 2 et Figure 14). Seule la Durance, fournisseur important du fait de l'érosion des « marnes noires », a vu ses apports fortement diminués par le barrage de Serre-Ponçon. La Saône et l'Isère ont été moins perturbées.

Affluent	Actuel		Diminution des apports par rapport au régime avant aménagements	
	Charriage (m^3. an^{-1})	MES (Mt. an^{-1})	charriage (m^3. an^{-1})	MES (Mt. an^{-1})
Drôme	30 000	0.2	10 000	0
Roubion	0	0.05	10 000	0
Lèz	2 000	0.02	0	0
Ardèche	10 000	0.1	5 000	0
Aygues	0	0.1	2 000	0
Cèze	10 000	0.1	0	0
Ouvèze	0	0.1	5 000	0
Durance	0	1.8	**300 000**	4.2
Gardon	0	0.1	5 000	0

Tableau 2 : Evolution du transport sédimentaire sur le Rhône à l'aval de Valence sous l'impact de l'aménagement du bassin versant (SOGREAH, 2000d)

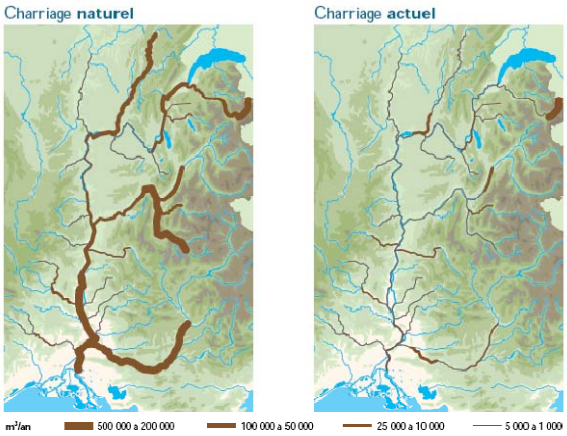


Figure 13 : Diminution du charriage sur le bassin versant suite à l'anthropisation massive du fleuve (CNR)

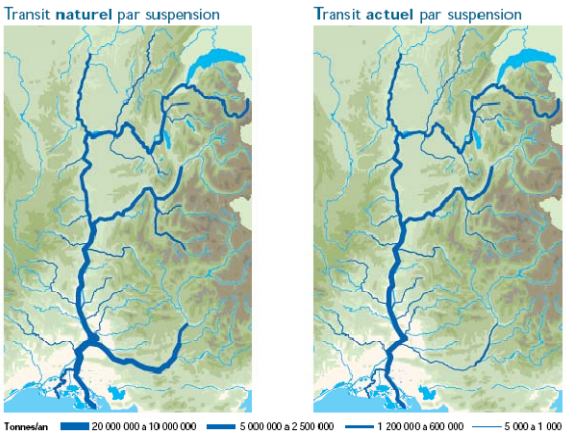


Figure 14 : Diminution du flux de MES sur le bassin versant suite à l'anthropisation massive du fleuve (CNR)

A partir de l'étude de l'embouchure du Rhône et des plages du delta, Sabatier (2001), puis Maillet (2005) ont démontré l'importante réduction globale des flux, et particulièrement des MES, depuis le milieu du XIXe siècle. Elle doit être mise en relation avec les transformations de l'occupation du sol dans le bassin-versant, en particulier la remontée forestière et les travaux RTM, qui diminuent l'impact des précipitations sur l'érosion des sols (Kondolf *et al.*, 2002; Taillefumier et Piegay, 2003; Piegay *et al.*, 2004; Gordon et Meentemeyer, 2006). Les piégeages sédimentaires des fines dans les ripisilves, décrits sur la plupart des rivières du bassin-versant (Marston *et al.*, 1995; Piegay *et al.*, 2004; Dufour *et al.*, 2007) contribuent également à la réduction des flux de MES vers l'aval.

Au total on peut conclure que les apports grossiers issus des bassins versants et du Rhône amont ont été considérablement réduits. Il en est de même des MES. Mais ces dernières ont pris, proportionnellement, une importance croissante. La morphogenèse du Rhône aval dépend précisément de ce rapport. Nous allons donc analyser à présent les flux solides sur le Rhône aval, leur évolution historique et leur état actuel.

3.2. Bilans de l'évolution des flux solides sur le Rhône aval

Les tentatives de bilan passent par une connaissance de la répartition du flux solide, entre charge de fond et MES dans le chenal. Surell (1847) avance un rapport de concentration entre charge de fond et MES en surface de 188%. Entre 1842 et 1895, Guérard (1895) estime que la charge de fond est 3 à 5 fois plus importante que la charge en suspension. Toutes les études récentes sur le sujet (Dugas, 1989; IRS, 2000; SOGREAH, 2000c) admettent une réduction de la fréquence et de la part relative du charriage au cours du XXe siècle. La charge de fond aurait diminué d'un facteur 4, ce qui semble cohérent avec la métamorphose observée de la bande active (Arnaud Fassetta, 2003; Antonelli *et al.*, 2004b). Il est admis actuellement, mais sans mesure précise, que la charge de fond ne constituerait plus que 10 % de la charge en MES (Pont et al., 2002).

Le recensement bibliographique (Tableau 3) fait état d'écarts considérables dans les tentatives de bilans entre les auteurs depuis le début des mesures solides sur le Rhône au milieu du XIXe siècle (Maillet, 2005; Maillet et al., sous presse).

Référence bibliographique	Charge en suspension		Charge de fond		Informations complémentaires
	Volumes (10^6 t. an^{-1})	Volumes (10^6 m^3. an^{-1})	Volumes (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 10^6 m^3. an^{-1}**			1841-1872
Pardé, 1925	**25-30**	15.6-18.75			Première partie du XXe siècle
Gemaehling et al., 1957			1,9	**0,73**	
Lorgeré, 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 Deléglise, 1967	**5,1**	3,19	0,26 à 0,13	**0,1 à 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
Cottereau, 1988			0,91	**0,35**	
Dugas, 1989	0,003 à 1,92	**0,002 à 1,2**		**0,41 à 1,38**	Synthèse de plusieurs travaux
Roditis, 1993	**7,2**	4,5			
Roditis et Pont, 1993	**8**	5			Pendant 7 mois en 1992
Pont et Bombled, 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

Tableau 3 : Synthèse bibliographique des bilans sédimentaires sur le Rhône aval. Conversions masse/volume avec une valeur de masse volumique de 1.6 (Maillet et al., sous presse)

Ces données ont été critiquées par Maillet (2005) qui recalcule les volumes du transports solide total annuel sur la base d'une réévaluation des valeurs de 30 % déterminée par Antonelli (2002). Il en résulte :

- Pour les données de Surrel (1847), de 33 à 55 10^6 tonnes par an, entre 1809 et1837.

- Pour les données du marquis de Roy (1851), 38 10^6 tonnes par an au milieu du XIXe siècle.

- Pour les données de Guérard (1895), 11.9 10^6 tonnes par an, entre 1841 et 1872.

- Pour les données de Pardé (1925), de 15 à 40 10^6 tonnes par an au début du XXe siècle.

Depuis le début des années 1990, les mesures réalisées à Arles (Pont, 1992; Roditis, 1993; Pont et Bombled, 1995), réévaluées de 30% sur la base des travaux d'Antonelli (2002) indiquent un flux total de 7 à 12 10^6 tonnes par an entre 1961 et 1996, puis au cours des années 2000 et 2001.

Les mesures ont été effectuées selon trois protocoles distincts :

- De façon ponctuelle par la mesure de concentration en sédiments, des prélèvements dans le chenal puis l'extrapolation des valeurs dans le temps en fonction des débits liquides (Surell, 1847; Roys (de) 1851; Guérard, 1895; Savey et Deléglise, 1967; Antonelli et Provansal, 2002; Pont *et al.*, 2002).

- Par l'estimation des apports des affluents d'après des mesures *in-situ* et une compilation bibliographique (Pardé, 1925).

- Ou enfin, par la mesure de l'accumulation sédimentaire à l'embouchure (Guérard, 1895).

Dans les deux derniers cas, l'incertitude de la mesure est plus forte. En effet, la méthode de Pardé (1925) ne prend pas en compte les phénomènes de stockage/déstockage dans la plaine alluviale. Quant à celle de Guérard (1895), elle ôte du bilan les volumes de sédiments déposés au-delà de l'isobathe -100 m sur la plateforme continentale et ne permet pas de différencier les volumes transportés par charriage de ceux transitant en suspension (Guérard, 1895).

Les différences entre les chiffres retenus par les auteurs ont plusieurs explications :

- Les méthodes utilisées, la durée des périodes de mesure et la fréquence des relevés induisent des marges d'erreurs spécifiques à chaque technique. Elles ne sont généralement pas indiquées dans les résultats finaux et cette absence limite les possibilités de comparaisons quantitatives des bilans.

- Les concentrations de MES dans le chenal sont fonction de la provenance des eaux. En fonction de la fréquence et de l'intensité des précipitations, et de la nature du substrat géologique, les valeurs de la charge solide provenant des divers sous bassins versants sont différentes entre les mesures.

Les hiatus dans la chronologie des données perturbent la possibilité d'étudier de façon précise les tendances de l'évolution du transport solide sur le Rhône aval. Entre les données acquises par Pardé (1925) et le début des mesures systématiques à Arles (1991), les mesures ou les estimations réalisées sont discontinues ou méthodologiquement imprécises (Larras, 1964; Pauc, 1976; Milliman et Meade, 1983).

Les bilans disponibles depuis la moitié du XIXe siècle confirment donc la réduction importante des transferts solides dans le Rhône aval, qui passent de 15 à 40. 10^6 tonnes par an au début du siècle (Pardé, 1925), à 7 à 12 10^6 tonnes par an à la fin du siècle et au début du XXIe (Antonelli, 2002).

Il faut à présent faire le point sur les données connues des flux solides actuels entre Beaucaire et la mer.

3.3. Les flux actuels de MES en aval de Beaucaire

Selon l'étude EGR (SOGREAH, 2000d), la granulométrie des sédiments en transit au module est à dominante limono-sableuse (< à 0.2 mm), le déplacement des particules serait d'environ 100 km en 24 heures.

Plusieurs études ont déjà été consacrées à cette question, qui a été renouvelée à partir des années 1990 par Pont (Pont, 1992; Pont *et al.*, 2002). SOGREAH (2000d) recense les mesures réalisées depuis 1980 (Figure 15) dans des contextes de débits modérés (une seule mesure réalisée pour un débit> Q10). La plupart d'entre elles ont été réalisées à partir d'un préleveur fixé sur une barge flottante arrimée au quai d'Arles et ne prennent donc en compte que le flux des décimètres supérieurs de la colonne d'eau. Antonelli (2002) sur le Grand Rhône, puis Ollivier (2006) à Arles (Figure 16) ont mesuré les flux de MES lors des débits de crues de 3 000 à plus de 10 000 $m^3 s^{-1}$ (crue de Décembre 2003). Enfin, depuis 2002, la station SORA fournit des mesures quotidiennes des concentrations à partir d'un préleveur en continu situé en rive droite au PK 282.6 à Arles.

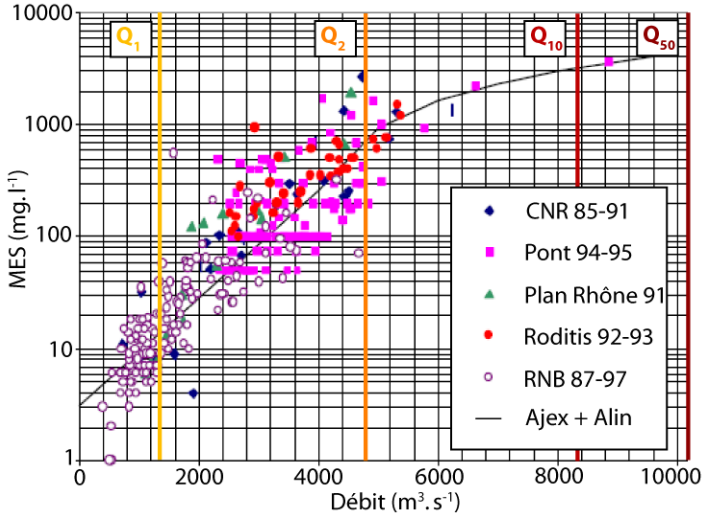


Figure 15 : Relation Débit/MES à Beaucaire mesurées par les différentes études depuis les années 1980 (modifié de SOGREAH, 2000c)

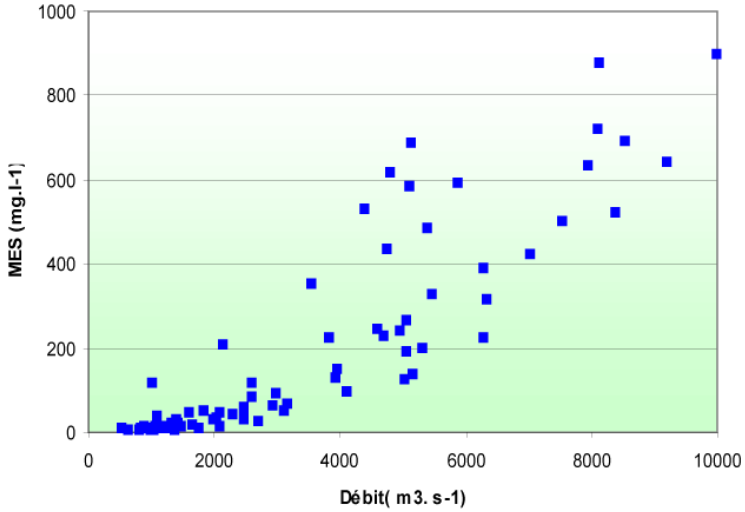


Figure 16 : Relation débit/MES à Arles entre 2000 et 2003 (Ollivier, 2006)

Ces travaux montrent globalement une bonne corrélation entre les débits liquides et solides. La Figure 15 montre une relation exponentielle débit/concentration pour les débits inférieurs à 4 000 $m^3 s^{-1}$ (coefficient de corrélation 0.774), puis linéaire au-dessus (coefficient de corrélation non mentionné). Ollivier (2006) démontre également une relation exponentielle (coefficient de corrélation 0.79 sur l'ensemble de ses prélèvements). Mais les premiers résultats de la station SORA (Figure 17) sont moins nets. La corrélation entre les valeurs de turbidité mesurées et les concentrations de MES est estimée à 0.97. La hauteur d'eau du Rhône étant directement liée au débit (Antonelli, 2004), l'analyse de la figure montre une alternance de réponse en phase ou en déphasage des deux paramètres et une absence totale de corrélation (Antonelli, 2004).

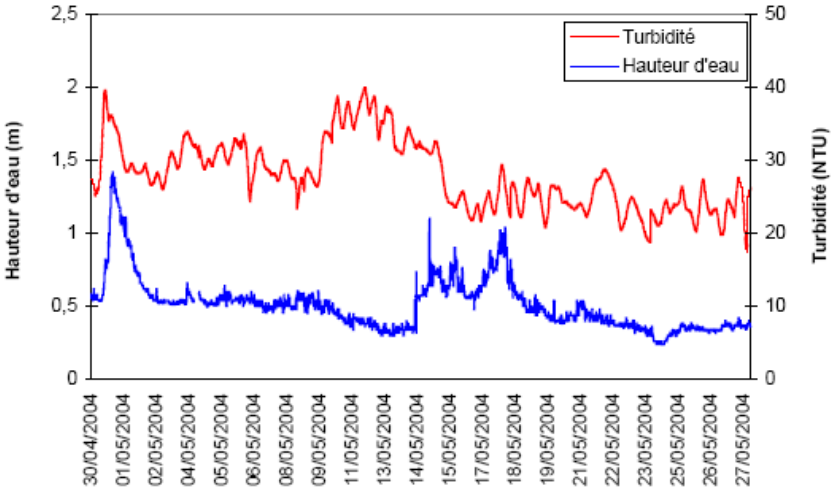


Figure 17 : Evolution de la turbidité et de la hauteur d'eau à la station SORA en mai 2004 (Antonelli, 2004)

Cette observation rejoint celle de SOGREAH (2000d) qui démontre que la concentration peut varier d'un facteur dix pour un débit donné, et ce dans toutes les gammes de l'échantillonnage. SOGREAH explique ces variations par des facteurs supplémentaires à prendre en compte dans la relation débit liquide-concentration de MES, notamment la période de l'année, les antécédents pluvieux, l'origine des apports ou les vidanges des ouvrages. En effet, plusieurs phénomènes peuvent expliquer la dégradation de la corrélation entre les flux liquides et solides :

- Les données acquises à la station SORA sont limitées à un mois, avec une hydrologie du fleuve relativement homogène. Ces données ne permettent donc pas une extrapolation fiable du résultat à l'ensemble des débits.

- En fonction des apports hydrologiques du bassin versant, la concentration en MES varie dans le chenal. Il a été montré à de nombreuses reprises que les crues méditerranéennes extensives sont généralement les plus chargées en MES (Pont, 1992; Roditis, 1993; Pont et Bombled, 1995; Pont, 1997; Pont *et al.*, 2002)

- Pendant un événement hydrologique, la concentration en MES est plus importante avant le pic de crue, suite au lessivage des sols, que pendant la décrue. Ce constat général (Corbonnois, 1998; Asselman, 1999; Restrepo et Kjerfve, 2000; Picouet *et al.*, 2001) a été largement vérifié sur le Rhône aval (Pont, 1992; Roditis, 1993).

- enfin, le flux solide mesuré à Arles est perturbé par le fonctionnement des berges entre Beaucaire et Arles : plusieurs études réalisées dans le cadre de Master à l'Université de Provence (Sabatier, 2004; Villiet, 2005) ont démontré un piégeage sédimentaire important au sommet de la berge lors du pic des crues de 2002 et 2003, puis un déstockage par érosion latérale lors de la décrue. Les dépôts avaient un caractère sableux (> 0.60 mm), alors que l'érosion emportait les limons sous-jacents.

Antonelli (Antonelli, 2002; Antonelli, 2004) a démontré l'apparition d'une stratification des concentrations dans le flux à partir de 2500 m3/s. Il est évident alors qu'une mesure ponctuelle ne fournit pas une information suffisante pour une extrapolation sur toute la section mouillée. A partir de ce constat, cet auteur a donc proposé une réévaluation de 30% des débits totaux de MES du Rhône, aboutissant à un débit solide de 7.4 à 12.4 tonnes par ans.

Les flux de MES dépendent donc de paramètres complexes. Pour affiner les bilans de transport en suspension existants, il est nécessaire de multiplier les mesures avec plusieurs prélèvements sur les profils, pour différents débits. L'apport des nouveaux outils de mesure des débits solides en suspension comme les aDcp, sera développé dans la troisième partie de cette thèse.

De plus, les mesures existantes sont réalisées à Beaucaire, sur le Palier d'Arles ou sur le Grand Rhône, mais font abstraction de la part du flux solide qui s'écoule dans le Petit Rhône, chenal secondaire du delta, où le colmatage est un des enjeux pour la navigation. Ce point sera également développé dans la troisième partie.

3.4. La charge de fond dans le Rhône aval

La charge de fond est un fluide difficilement mesurable du fait de sa position dans le chenal. Une définition générale a été formulée par Einstein (1950) et reprise par de nombreux auteurs (Bagnold, 1966; Knighton, 1998) : elle correspond à l'ensemble des sédiments transitant au contact du fond par glissement, roulement ou saltation. La saltation est généralement incluse dans les processus de déplacement de la charge de fond du fait de la difficulté à estimer les limites entre charriage et saltation (Frenette, 1996).

SOGREAH (2000d) a réalisé, pour l'EGR, une synthèse des données existantes concernant la charge de fond du Rhône. L'étude détermine, sans précision sur la méthode employée, une vitesse de migration de la charge de fond de 10 km par an sur le tronçon Beaucaire-Arles.

Le secteur Beaucaire Arles, puis le Petit Rhône seront présentés séparément.

3.4.1. De Beaucaire à Arles

Les données connues montrent un affinement de la charge de fond (valeurs moyennes : 35 mm à Avignon, 30 mm à Beaucaire, 15 mm à Arles), qui favorise une plus grand mobilité vers l'aval. A Beaucaire et à Arles, le fond du chenal est caractérisé par un pavage (SOGREAH, 2000d) :

- à Beaucaire, il est formé de graviers de 42 mm, qui ne sont mis en mouvement qu'à partir de 1552 m^3 s^{-1}, limitant les possibilités de remaniement des lits inférieurs, potentiellement mobiles à partir de 669 m^3 s^{-1} ;

- à Arles, il est formé de graviers compris entre 15 et 64 mm, formant une couche de 20 cm environ, reposant sur des graviers de 20 à 40 mm englobés dans une matrice sableuse de 0,25 mm de diamètre moyen (Dugas, 1989; SOGREAH, 2000c). Ces sédiments sont mobiles au-delà de 643 m^3 s^{-1}.

Le transit potentiel est estimé à 166 000 m^3 par an à Beaucaire, avec une mise en mouvement de la charge de fond d'au moins 200 jours par an, à 200 000 m^3 par an à Arles où il est possible toute l'année (SOGREAH, 2000d). Ces données seront reprises dans la deuxième partie pour valider des équations du transport solide pouvant s'appliquer au Rhône aval. L'application de ces formules aux données du XIXe siècle permettra d'évaluer l'évolution de la capacité de transport depuis 150 ans entre Beaucaire et Arles.

Entre Beaucaire et le PK 275, les berges du Rhône sont constituées par des grèves de galets. Une de ces grèves a été étudiée par Villiet et Hellal (2006) au PK 272.5 entre le 13 janvier et le 02 février 2006. La largeur de la bande de galets atteint 6.5 m dans des conditions d'étiage (débit : 1 100 m^3 s^{-1}) avec une granulométrie comprise entre 30 et 100 mm en surface (diamètre moyen de 56 mm). Le marquage de placettes à la peinture (Sear et al., 2000) montre un déplacement des galets les plus grossiers de 5 m vers l'aval dès la submersion de la parcelle peinte (débit de 1 610 m^3 s^{-1}, le 30 janvier 2006), lors de débits inférieurs au module. Donc les bancs de graviers qui constituent les berges sont fréquemment remis en mouvement et participent à l'évacuation de la charge grossière du fleuve à partir de débits inférieurs au module. On peut logiquement supposé que dans le chenal lui-même les galets sont mobilisés pour des débits inférieurs. La CNR a réalisé une modélisation des contraintes de cisaillement au fond qui seront analysées et comparées aux résultats de ce travail dans la troisième partie.

Au-delà d'Arles, Antonelli (2002) et Arnaud-Fassetta *et al.* (2003) ont montré, à partir de prélèvements systématiques sur le fond, que la charge grossière (graviers et galets) ne dépassait pas le seuil de Terrin (PK 294). Quelques bancs de galets pléistocènes remaniés plus en aval sont à leur tour stockés en amont du seuil de Mas Thibert (PK 300). Seule la fraction sablo-limoneuse parvient donc à la mer (ce qui soulève la question du devenir des galets en transit depuis l'amont). Une partie de la charge de fond est draguée par la CNR (237 000 m^3 entre 2002 et 2005), une autre partie est piégée dans les profondes mouilles en aval d'Arles, mais il semble difficile d'imaginer un flux de longue durée qui n'aurait pas dépassé ces obstacles. L'hypothèse est donc formulée que la charge de fond graveleuse et caillouteuse est apparue récemment sur le bas Rhône.

Enfin, il est important de souligner que la charge de fond est soumise à des prélèvements importants par dragage.

Le dragage a fait l'objet d'une note technique spécifique (SDAGE RMC, 1996) dans le Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des cours d'Eau (SDAGE) de l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse (AE RMC). Dans le lit mineur, les prélèvements sont désormais interdits[11], mais ils étaient autorisés dans le passé et sont encore accordés à titre exceptionnel. SOGREAH (SOGREAH, 2000d) estime, sur la base des données disponibles, que depuis 30 ans les prélèvements sur l'ensemble du chenal ont été de 0.9 10^6 m^3 an^{-1} de graviers et 1.1 10^6 m^3 an^{-1} de matériaux fins répartis au niveau des secteurs les plus sensibles au colmatage.

Les opérations de dragage sur le Rhône en aval de Vallabrègues sont réalisées à plusieurs titres dans le lit mineur :

- En aval de Vallabrègues, suite à l'aménagement hydroélectrique pour augmenter la chute d'eau et la production électrique. Les extractions en lit mineur ont été déposées sur la berge en aval de Beaucaire pour édifier une plateforme hors d'eau lors des crues moyennes (CNR, 1999b; CNR, 1999a).

- En aval de Beaucaire, suite à la construction du pont de la D90 sur le Rhône dont deux piles perturbent l'écoulement dans le chenal, une fosse a été creusée entre les PK 269.7 et 270 en 1997-1998 (CNR et Richard, 2005).

- Sur le palier d'Arles pour maintenir la profondeur minimale nécessaire à la navigation, entre les PK275 et 280 (CNR, 1999a; CNR et Richard, 2005). A la diffluence, le dragage est fait de façon à orienter le talweg vers le Petit Rhône pour faciliter la remise en suspension de la charge sableuse qui colmate le fond du chenal dans la partie navigable du bras (Communication orale CNR).

- Sur le Grand Rhône, des déroctages au niveau du seuil de Terrin ont été effectués en 1969, 1979 et 1991, également pour faciliter la navigation (Antonelli, 2002).

- Sur le Petit Rhône, avant la crue de 2003, des dragages étaient également nécessaires tous les 18 mois en moyenne (communication des Voies navigables de France responsables de l'entretien du Petit Rhône) sur la partie navigable du fleuve (jusqu'au PK 300) pour maintenir

[11] **L'arrêté du 22 septembre 1994** relatif aux exploitations de carrières et aux installations de premier traitement des matériaux de carrières prévoit que : les **extractions en lit mineur de cours d'eau** et dans les plans d'eau traversés par des cours d'eau sont interdites, sauf nécessité d'entretien ou d'aménagement. Elles sont alors considérées comme un dragage.

le tirant d'eau. Depuis la crue de 2003, aucune intervention de dragage n'a été réalisée. Il n'existe pas de suivi réel des volumes dragués par VNF.

Une partie des dragages réalisée par la CNR, gestionnaire du fleuve avant VNF et chargée de la mise aux normes de navigabilité du chenal, est déposée sur les berges (Observation de terrain et communication du SYMADREM). Ces dépôts ont été identifiés notamment au PK 286 en rive gauche et ont été aménagés en aires de retournement sur les digues.

A partir des données fournies par la CNR, SOGREAH dans l'EGR (2000c), estime que la totalité des prélèvements dans le lit mineur sur le palier d'Arles entre 1987 et 1998 est de 8.81 10^6 m^3 de graviers. Ces dragages ont généré, d'après la même source, la remobilisation de 3.82 10^6 m^3 de matériaux fins, soit un bilan total de 12.62 10^6 m^3.

Les affluents sont également soumis aux contraintes du dragage dans le but de modifier la ligne d'eau dans les zones de confluence, pour la navigation. Mais ce sont surtout des prélèvements de commercialisation qui ont été exécutés (Astrade et Dumont, 2000). Antonelli (2002) estime qu'entre 1950 et 1998, 139 à 152 10^6 m^3 ont ainsi été soustraits au Rhône sur les affluents, soit cinq fois plus que ce qui a été prélevé dans le lit du fleuve sur la même période.

3.5. Conclusion

Les flux solides sont, depuis 150 ans, l'objet de mesures d'inégale valeur, en raison des difficultés d'instrumentation du milieu. Tous les travaux convergent cependant pour montrer une diminution importante des flux, charge de fond et MES. Elle est due à l'évolution globale du bassin-versant (apaisement de la torrentialité, déconnexion des versants montagnards et des lits fluviaux), aux changements climatiques et hydrologiques (réduction des fortes crues, modifications du régime saisonnier), ainsi qu'aux aménagements (en particulier les barrages hydro-électriques) et aux prélèvements dans les lits. Ces derniers (affluents et chenal du Rhône aval) sont évalués globalement à 4.16 à 4.43 10^6 m^3 an^{-1}. Au regard des données les plus actuelles (Antonelli, 2002; Pont et al., 2002) sur le transport solide à Arles (Tableau 3), il apparaît que c'est presque l'équivalent de la charge solide potentielle annuelle (située entre 4.48 à 7.13 10^6 m^3 an^{-1}) (Antonelli, 2002) qui est extraite du système par l'action des dragages depuis 50 ans.

Ces deux derniers facteurs ont réduit de façon drastique le transit de la charge de fond, qui ne franchit désormais le Rhône court-circuité de Vallabrègues qu'au-delà d'un débit de 3 000 m^3 s^{-1}. Dans le contexte de forte énergie du Rhône aval, c'est un facteur propice à la métamorphose fluviale, dont nous étudierons la chronologie et les modalités dans la deuxième partie.

Les flux de MES, même réduits, sont restés importants (8 à 12 10^6 t an^{-1}). Leur transit s'effectue majoritairement lors des crues. Les barrages jouent un rôle complexe sur ce transit, puisque les déversements dans le Rhône court-circuité de Vallabrègues s'effectuent à partir de 3 000 m^3 s^{-1}, et que les barrages hydro-électriques eux-mêmes deviennent « transparents » au-delà de 2 490 m^3 s^{-1}. Ce fonctionnement favorise des flux de MES irréguliers et, sans doute, renforcés lors des très forts débits, quand l'ouverture des barrages permet de déstocker les sédiments piégés dans le canal d'amenée. Cette charge sédimentaire fine arrive en partie à l'embouchure ; mais elle est également arrêtée sur les marges fluviales, naturelles et aménagées, où son accumulation va induire une rétraction du système fluvial.

Métamorphose et rétraction, deux modalités d'évolution du chenal depuis 150 ans. Sont-elles contemporaines ? Quels impacts sur la débitance, donc sur l'inondabilité de la plaine ? Quelles relations avec les aménagements des lits sur le bas Rhône ? Ces questions seront abordées dans la seconde partie.

Il faut à présent décrire les aménagements, qui ont artificialisé le bas Rhône.

4. Chronologie et caractérisation des aménagements sur le Rhône aval

Les interventions humaines sur l'hydrographie et l'hydraulique ont pu influencer le fonctionnement des plaines alluviale et deltaïque bien avant le milieu du XIXe siècle.

Dans le delta du Rhône, on sait que le fonctionnement des paléochenaux de Saint-Ferréol et d'Ulmet est largement dépendant des aménagements hydrauliques à partir des XIe-XIIe siècles (Arnaud Fassetta, 1998; Rossiaud, 2002) . Le fonctionnement du Rhône de Saint-Ferréol est artificiellement prolongé de deux siècles à partir des XIIIe-XIVe siècles ; le Rhône d'Ulmet est brutalement coupé au XVe siècle alors que son hydrodynamisme lui permettait encore de fonctionner.

La décision de dévier artificiellement les eaux de ces bras vers la branche orientale du delta (Grand Rhône-Grand Passon) s'inscrit dans une double volonté de concentrer les écoulements dans quelques bras seulement, afin de limiter l'encombrement des graus, et de protéger la Camargue des inondations qui deviennent plus fréquentes dès la fin du XIVe siècle (première phase du Petit Age Glaciaire).

Par ailleurs, la mise en place des digues dans la plaine d'inondation, commencée dès les XIIe-XIIIe siècles (Stouff, 1993) aura pour conséquence l'atterrissement des chenaux secondaires au cours du Moyen Age (Saint-Ferréol, Ulmet) puis des Temps Modernes (Grand Passon, Bras de Fer).

Entre Pont-Saint-Esprit et Beaucaire-Tarascon, plus des deux-tiers du linéaire fluvial (berges, îles) ont été aménagés entre la fin du XVIIIe siècle et 1870. Les aménagements sont de deux types : équipements hydrauliques (digues, protection de berge, comme les perrés et les enrochements, épis dans le chenal). Plus localement, il s'agit de remblais d'infrastructure, d'ouvrages d'art et de structures destinées à minimiser l'impact de l'aléa de crue au niveau des traversées urbaines ou des fronts d'urbanisation. Cependant, ne disposant pas des dates de construction précise des ouvrages, il est difficile d'étudier leurs impacts lors de la crue de 1856.

Après les crues de 1840 et 1856, le « Service Spécial du Rhône » (SSR) est chargé de l'aménagement du Rhône pour prévenir les inondations et augmenter la capacité navigable du fleuve.

En aval de Beaucaire-Tarascon et dans l'aire deltaïque en particulier, le premier aménagement d'envergure fut la mise en place de la Digue à la Mer (1856-1859), qui eut pour effet de supprimer les incursions des eaux de tempêtes marines dans le delta inférieur. Déconnectées des cordons littoraux, les lagunes de Basse-Camargue (le système Vaccarès) se métamorphosèrent alors en étangs côtiers. Le second aménagement majeur fut l'endiguement du Rhône, qui fut achevé en 1869. Les digues, censées protéger la Camargue des inondations fluviales, limitèrent dès lors les apports de limons fertiles et d'eau douce par le Rhône, obligeant les agriculteurs camarguais à réaliser des travaux de drainage et d'irrigation afin de pallier les remontées d'eau salées dans les sols. Vers 1875, le drainage des zones marécageuses vers l'Etang de Vaccarès fut amélioré en réaménageant les anciens bras du Rhône en grands collecteurs débouchant dans l'Etang (Heurteaux, 1992).

Le SSR réalise dans un premier temps une homogénéisation des digues insubmersibles dans la plaine d'inondation et met en place les premiers ouvrages de rectification du chenal.

Des digues submersibles sont alors construites à l'entrée des bras secondaires (lône) pour les déconnecter du chenal principal. Des épis sont également mis en place pour orienter le flux du chenal. En conséquence, le système est linéarisé, le volume d'eau dans le chenal est augmenté ce qui a pour but de faciliter la navigation. Dans les années 1890, l'ingénieur en chef Girardon prend la tête du SSR et continue le programme de rectification du chenal principal. Il fait construire un nouveau type d'aménagements, des casiers, qui portent son nom. Ils sont constitués de digues longitudinales, reliées à la berge par des tenons, submersibles au dessus du niveau d'étiage. Ces Casiers Girardon sont mis en place sur le Grand Rhône et entre Beaucaire et Arles de 1911 à 1921 et un dernier aménagement est mis en place en rive droite au Mas de Saujan (exutoire de la Lône du Pillet) en 1938, sous contrôle de la Compagnie Nationale du Rhône (CNR), créée depuis 1933 pour gérer et exploiter la puissance hydraulique du fleuve.

Cette phase d'aménagement concerne d'abord l'amont du Rhône, pendant une trentaine d'années. Tandis qu'à l'aval du système rhodanien, seuls les casiers sont entretenus de façon plus ou moins régulière.

Sur le Petit Rhône, des déflecteurs latéraux sont installées au début des années 1970, entre le défluent et l'Ecluse de Beaucaire. Ils sont destinés à concentrer le flux dans la partie centrale du chenal, afin d'améliorer la navigation.

Les différents types d'ouvrages vont être présentés successivement.

4.1. La protection contre les inondations

La mise en place des premiers ouvrages de protection contre les inondations n'est pas clairement identifiée. Si les premières traces des constructions de levées[12] datent du XIe siècle (Stouff, 1993), des actes notariés mentionnent la présence des levées comme limite de propriétés trois siècles avant (Rossiaud, 2002).

Rossiaud distingue 28 types de levées différentes caractérisées principalement par leur taille et leur forme : de 10 à 80 pans[13] de base, une hauteur variant de 4 à 32 pans, un fruit compris entre 35° et 45°, la présence de chaussées en sommet de digue, ou de contre canaux en pied amont ou aval[14] de l'ouvrage ; généralement la hauteur des ouvrages diminue en s'avançant dans le delta vers les embouchures (grau). Les levées sont construites à partir de matériaux prélevés sur place, les plus grandes sont renforcées par des pieux plantés dans le sol montant jusqu'à mis hauteur de l'ouvrage. Au XIVe siècle, il semble qu'elles aient 3 m de couronnement pour une base de 10 m et une hauteur pouvant varier de 2 à 3 m sur le territoire de Bellegarde du Gard (Bataille et Crapé, 2005). La gestion des ouvrages est communale ou privée et, à chaque crue du fleuve, des travaux de restauration et de confortement des digues sont nécessaires (Stouff, 1993). Il en ressort une hétérogénéité de protection et surtout un linéaire qui suit les limites du parcellaire au plus proche du chenal (Poinsart, 1992).

Il faut attendre l'an XIII (1805) pour qu'un décret consulaire impute aux communes seules la charge de l'entretien des digues, mais sans obligation de consultation intercommunale. Suite à la crue de 1840, est créé le Syndicat des Digues de Camargue par ordonnance royale du 28 août 1845 (Bataille et Crapé, 2005). C'est à partir de cette date que commence l'édification des digues insubmersibles en aval de Beaucaire, dont les travaux sont effectués en plusieurs tranches, la finalisation datant de 1891 avec la digue de Grand plan du Bourg (Mejean, 2007).

En 2005, suite à la crue de décembre 2003, la gestion des digues des deux côtés du Rhône est attribuée à une seule entité : le SYndicat Mixte interrégional d'Aménagement des Digues du delta du Rhône Et de la Mer (SYMADREM) ; sauf entre Tarascon et Arles, en rive gauche où la digue de protection, disparue au profit de la voie de chemin de fer achevée en 1856, est gérée par le Réseau Ferré de France (RFF) (Figure 18). Cette voie ferrée est rectiligne et son éloignement du chenal actuel atteint 1.5 km au PK 273. Le reste des digues du Rhône et du delta est construit sur les anciens ouvrages et suit donc le dessin du parcellaire.

[12] Levée, levada, levade, levada : différents noms données aux chaussées, digues du Rhône par les riverains au cours du Moyen Age (Rossiaud, 2002).
[13] 1 pan = 0.255 m
[14] L'amont d'une digue correspond à la partie côté fleuve et l'aval à la partie côté plaine

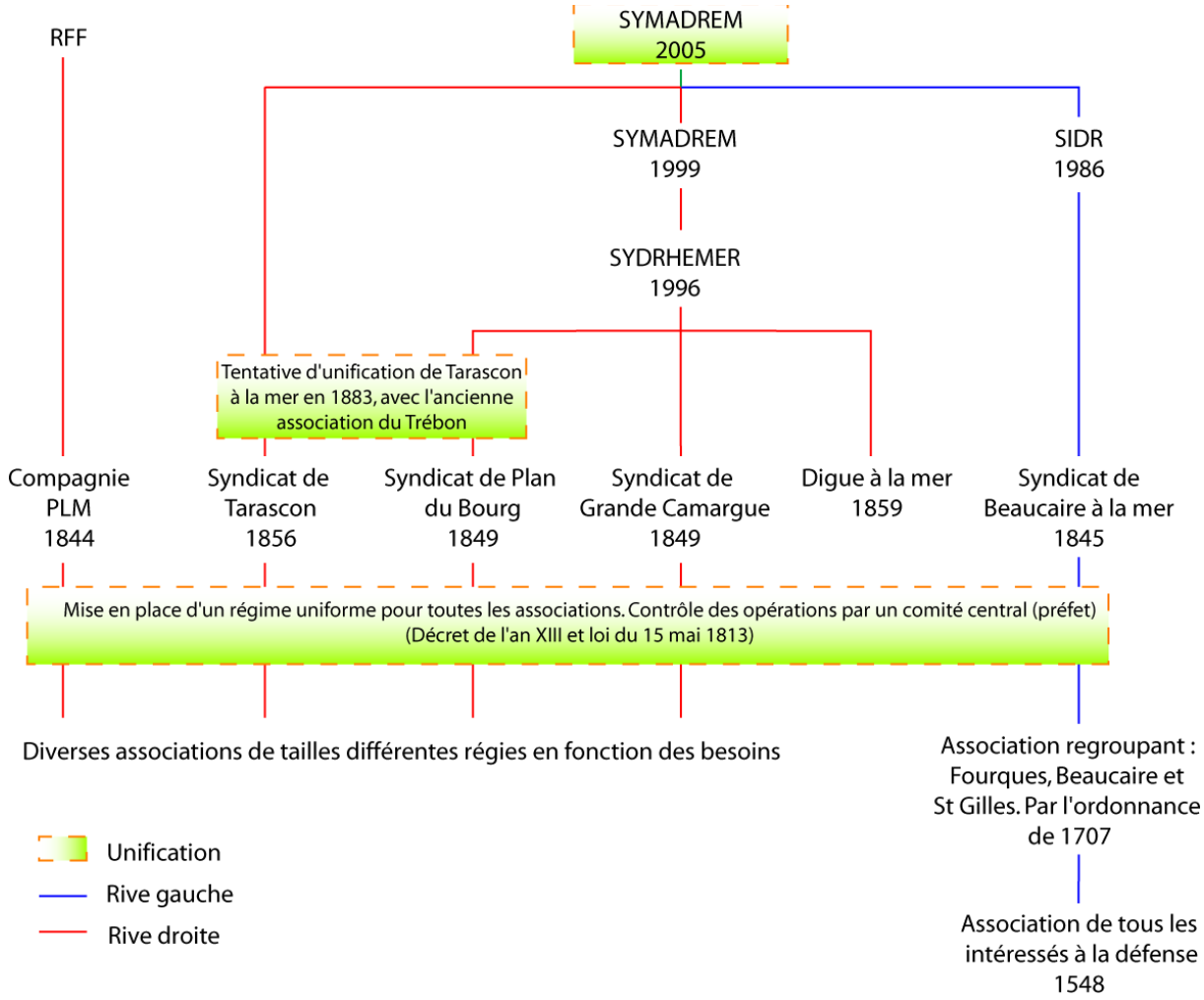


Figure 18 : Evolution des entités administratives de lutte contre les inondations sur le Rhône aval (Mejean, 2007)

En rive droite en amont d'Arles, l'éloignement moyen est de 250 m. Sur le Grand et le Petit Rhône, les digues enserrent le chenal au plus près et ne s'en éloignent que dans les secteurs de lônes disparues (Petit Rhône rive droite entre les PK 284 et 325) ou encore actives (Iles des Pilotes en rive droite du Grand Rhône) ; mais dans les deux cas l'éloignement de l'ouvrage au chenal ne dépasse jamais 600 m.

Après les inondations de 1840 et 1856, l'empereur Napoléon III promulgue une circulaire « Au sujet du programme des études à mener sur les inondations » dans laquelle il demande un bilan des aménagements de protection sur les fleuves et des méthodes et moyens à mettre en œuvre pour les prévenir (Sources : Archives Nationales, F^{14} 7548). Les archives de la ville d'Arles disposent de plans, vraisemblablement datés de cette époque, qui illustrent les travaux proposés pour consolider les digues et homogénéiser leur revanche au niveau de la ville. L'étude prévoit de rehausser les digues existantes ou d'en créer dans les zones dépourvues de protection. En théorie, elles devaient être constituées d'une ossature en remblai avec un enrobage de gravier, sur lequel est bâti un perré (Figure 19), mais ce projet n'a pas vu le jour : les digues sont seulement rehaussées suite à la crue de 1856 et, localement, des perrés viennent consolider l'amont de l'ouvrage dans les secteurs à risque (Mejean, 2007).

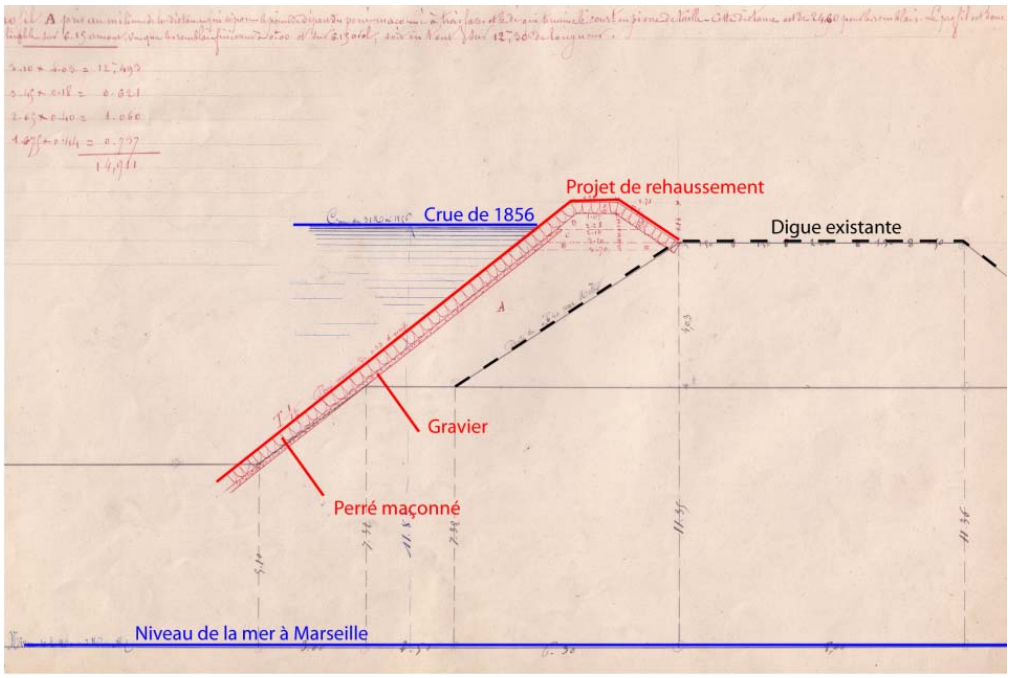


Figure 19 : Projet de rehaussement de la digue insubmersible sur la commune d'Arles suite à la crue de 1856 (Archives municipales de la ville d'Arles VIo1 O154)

A l'heure actuelle, les digues doivent répondre à cinq critères principaux définis par le Cemagref (Mériaux et al., 2004) : stables à la poussée statique et dynamique de l'eau, étanches, inaccessibles aux animaux fouisseurs, submersibles sans se déliter et circulables. La reconstruction des digues soumises à la gestion du Symadrem suit ce principe avec la mise en place d'un profil type. L'amont de la digue est constitué d'un matériau argileux recouvert d'un grillage anti-fouisseur et d'un géotextile, avant talutage. La face externe est elle, reconstruite à partir des déblais de la face aval et recouverte également d'un grillage anti-fouisseur et d'un géotextile, avant talutage. Sur le sommet de la digue large d'au moins 4.50 m, un remblai de 0.5 m d'épaisseur permet la circulation des engins de chantier. Il repose sur un géotextile pour protéger la digue en cas de submersion (Figure 20). Des travaux on déjà été réalisés sur ce principe sur le Petit Rhône en rive droite à Albaron.

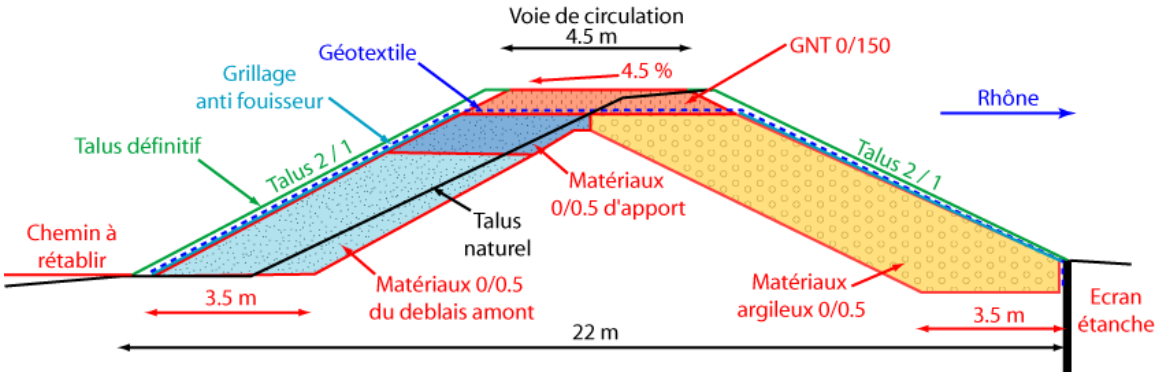


Figure 20 : Profil type d'une digue actuelle (d'après SYMADREM)

4.2. La protection des berges

Si l'historique de la construction des digues de protection contre les inondations n'a guère été exploité par les historiens, les techniques de protection des berges ont été totalement délaissées. Faute de dépouillement systématique des archives, les premiers ouvrages de protection des berges ne sont pas connus. Mais après l'homogénéisation des digues (milieu du XIXe siècle), des ouvrages viennent renforcer les berges et protéger les digues de l'érosion du fleuve (Rossiaud, 2002), ils sont construits en enrochement, perrés ou fascines.

Ainsi, au PK 273, un enrochement protège l'ancien chemin de Tarascon, le Mas des Tours (PK 276) est protégé par un perré. Sur le Petit Rhône, la digue de la tête de la Camargue est protégée en rive gauche par un enrochement. Dans les années 1870, ce type d'aménagement protège la quasi-totalité des berges en amont du PK 276 et dans la traversée des villes. Sur le Petit Rhône, ils sont utilisés sur le linéaire amont pour protéger les digues de protection des inondations d'une érosion et d'un affouillement des fondations. Les seules indications de fascines se trouvent dans les textes, avec des édifications à la fin du XIXe siècle en rive droite du Petit Rhône au niveau de Fourques (Bataille et Crapé, 2005) et sur le Grand Rhône en aval direct de la diffluence en 1905 (Raccasi, 2006).

A l'heure actuelle, ces aménagements sont pour la plupart intégrés dans les berges. Ils ne réapparaissent qu'à l'issue de travaux de génie civil (Photo 1), lors de la déstabilisation de berges pendant les crues ou encore suite au déracinement d'arbres.

Photo 1 : Mise à jour d'un perré sur le Petit Rhône par le CEMAGREF (Photo CEMAGREF).

Dans le chenal, quelques épis sont construits pour dévier le flux principal de points sensibles (habitations, voies de communications, digues de protection…) comme le Mas des Tours sur la rive gauche du Rhône (PK 276). Ce sont des aménagements locaux, ils ne sont pas intégrés à des plans de gestion et d'aménagement du fleuve. Au début du XXe siècle, des clayonnages sont construits dans le chenal, ils sont mentionnés sur les plans Branciard de 1906 (Raccasi, 2006).

4.3. Les aménagements à courant libre

L'historique des aménagements à courant libre sur le Rhône moyen et aval est bien connu et documenté. Poinsart (1992) décrit les premières techniques de rectification du chenal utilisées dans la deuxième moitié du XIXe siècle sous la direction des ingénieurs en chef du Service Spécial du Rhône (SSR). L'aménageur le plus important de cette époque est l'ingénieur en Chef Girardon qui met en place un système inédit de rectification du chenal dont le principe est détaillé dans les actes du Sixième Congrès International de la navigation intérieure à La Haye en 1894 (Girardon, 1894).

4.3.1. Les aménagements classiques pour la navigation

L'aménagement concerté du Rhône pour la navigation commence par la création du SSR en 1840. Avant la phase d'aménagement Girardon, deux grands projets de rectification du chenal sont mis en avant. A partir de 1855, les aménagements visent à concentrer les eaux dans un chenal unique en dehors des périodes de hautes eaux. Les bras secondaires sont fermés par des digues submersibles, qui, prolongées sur les berges sont hautes de 2.5 à 3 m au dessus de l'étiage et construites de façon à donner une sinuosité de grande amplitude au chenal (Figure 21). Elles induisent une augmentation de la hauteur d'eau dans le chenal principal et donc une amélioration de la navigabilité de ce dernier. Cette concentration de l'énergie du flux induit un approfondissement du chenal avec une érosion plus prononcée des hauts fonds. Des aménagements de ce type sont également mis en place sur d'autres grands fleuves à cette époque, notamment le Mississippi et le Rhin (De Bruin, 2006).

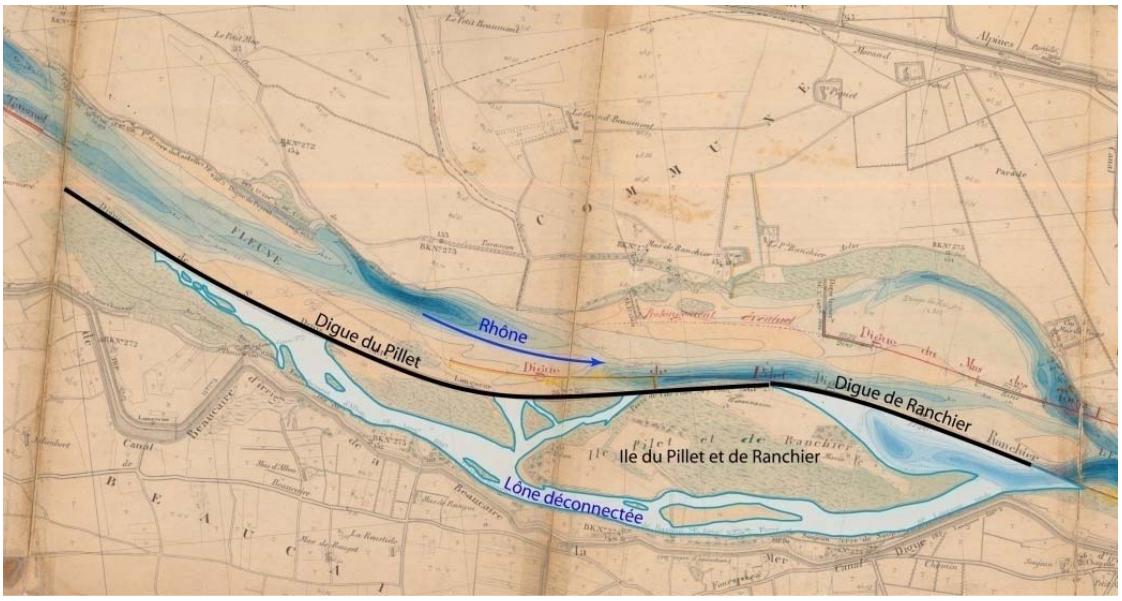


Figure 21 : Digue submersible du premier plan d'aménagement du chenal pour concentrer les eaux dans un chenal unique (modifié de Service Spécial du Rhône, 1876)

La fermeture des bras secondaires est complétée par la mise en place de seuils perpendiculaires à l'axe d'écoulement sur toute la largeur du chenal recoupé. Ces aménagements, s'ils sont en partie connus, ne figurent sur aucun plan, ni au XIXe ni au XXe siècle. Leur rôle est de ralentir le flux et de provoquer un colmatage du bras secondaire. Le fonctionnement de ces seuils a été étudié par SOGREAH (2000b). Il en ressort que, dans les lônes qui ont subi cet aménagement, l'exhaussement se fait à des vitesses différentes en fonction des fréquences de reconnexion au chenal. Ce décalage dans les vitesses de

sédimentation est observé également à l'intérieur de la lône, avec un exhaussement massif à l'entrée amont par des dépôts principalement sableux, alors que le reste du bras n'est alimenté que par des dépôts limoneux, sauf au niveau des seuils où l'exhaussement redevient important avec, de nouveau, des dépôts de sable (Figure 22). Ces aménagements n'étant pas mentionnés sur les cartes en aval de Beaucaire, certains ont disparu dans le paysage et ne sont découverts qu'à l'occasion de travaux dans les lônes. La Photo 2 montre la mise à jour d'un de ces seuils, dont le gestionnaire n'avait pas connaissance, dans la lône du Pillet au cours de travaux de déboisements réalisés par la CNR en 2007 (communication orale CNR). On observe un dépôt de plus de 2 m de sables en amont et sur l'ouvrage.

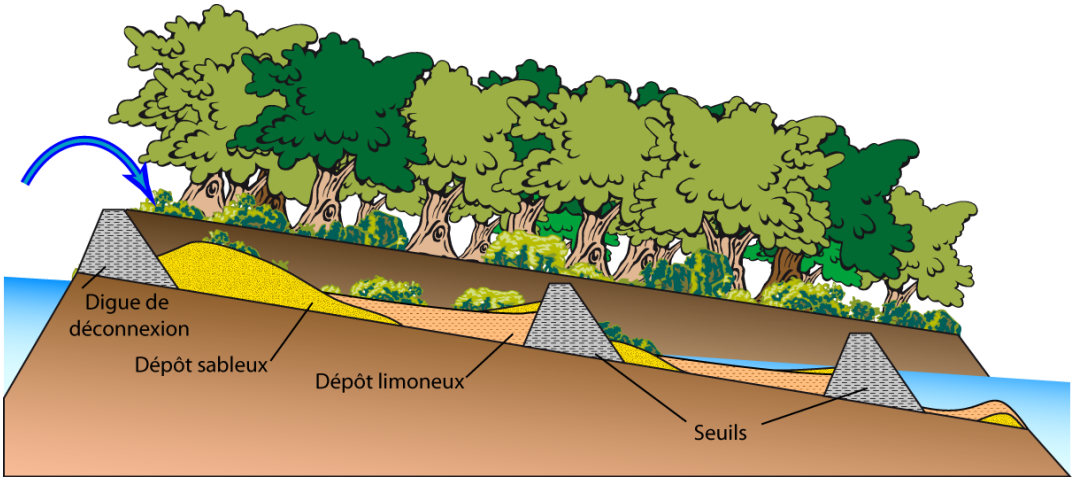


Figure 22 : Exemple d'aménagement de déconnexion de bras secondaire et impact sur l'exhaussement du système (modifié de SOGREAH, 2000b)

Photo 2 : Mise à jours d'un seuil enseveli sous les sédiments dans la lône du Pillet en 2007, pendant des travaux de restauration de la lône par la CNR (Photo Raccasi)

En 1875, l'ingénieur en chef Jacquet prend la tête du SSR et observe que ces endiguements provoquent un déplacement des hauts fonds. Certains de ceux-ci sont devenus plus importants du fait du développement de mouilles le long des digues. Pour contrer ces effets négatifs, un nouveau plan d'aménagement est mis en place en 1876. Jacquet prévoit des digues plus basses (1.5 à 2 m au dessus de l'étiage), submergées dés le débit moyen, placées dans le chenal pour obtenir une largeur moyenne de 200 m. Pour limiter les érosions en arrière des ouvrages, des tenons les relient à la berge ou aux anciennes digues (Figure 23). A ces aménagements, s'ajoutent des épis noyés (plongeants) dans le chenal : ils favorisent la mise en place de chambres de dépôts sur les bords et entrainent l'exhaussement des mouilles. Ces

derniers aménagements sont, d'après Poinsart (1992), le résultat d'un voyage d'étude de Jacquet sur l'Elbe en 1880 où cette technique était employée par l'ingénieur en chef Kozlowski. L'étude de l'Atlas du Rhône (Service Spécial du Rhône, 1876), sur lequel ont été rajoutés les aménagements projetés pour les années 1878-1879-1880, montre que les épis plongeants font déjà partie du programme d'amélioration du chenal (Figure 23). Les clayonnages qui apparaissent sur les plans Branciard peuvent également être considérés comme des essais de sursédimentation provoquée dans le chenal.

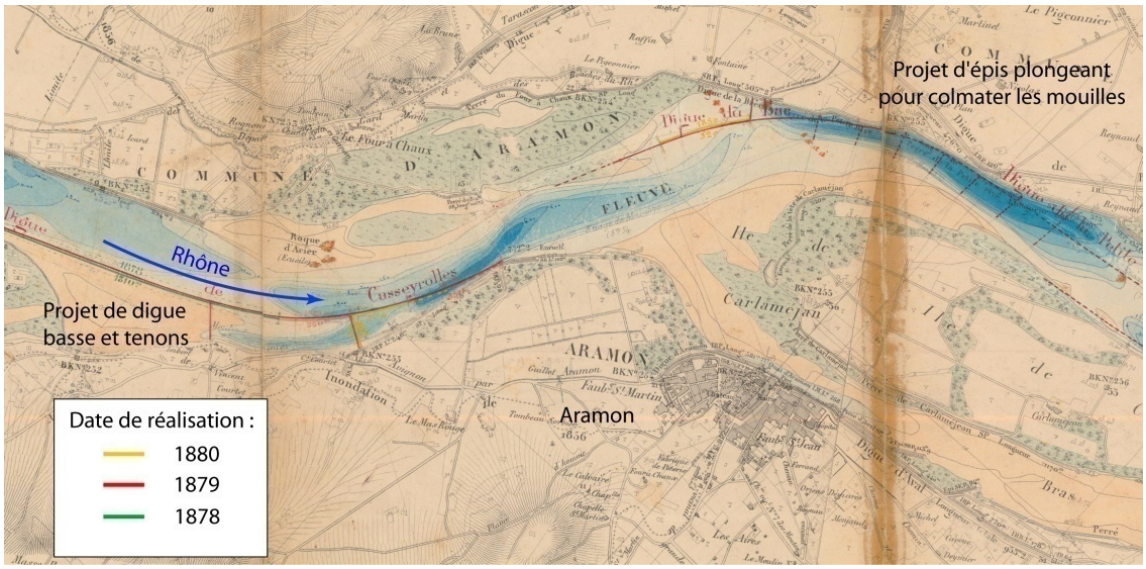


Figure 23 : Projets de digues basses et d'épis plongeant du deuxième plan d'aménagement en amont de Beaucaire (Service Spécial du Rhône, 1876)

4.3.2. Le système Girardon

Les deux premières phases d'aménagement coûtent cher à l'Etat alors que les impacts sont limités sur la morphologie du chenal. C'est sur ce constat que l'ingénieur en chef Girardon prend la tête du SSR en 1884. Il décide de moderniser le système de digues reliées à la berge, par des tenons arasés au niveau de l'étiage, en augmentant le nombre de ces derniers dans l'objectif de former des casiers sur les bords du chenal. Leur but est de provoquer une sédimentation sur les bords par un ralentissement des flux latéraux et de les accélérer dans le chenal navigable pour favoriser l'érosion des seuils (Girardon, 1894). Mais c'est surtout la technique de mise en place de l'aménagement qui évolue. Sur chaque section à rectifier, Girardon préconise un relevé très précis du profil en long ainsi qu'une étude de la morphologie des berges pour identifier les zones potentielles de stockage des sédiments. En aval de Beaucaire, les aménagements sont réalisés entre 1911 et 1938. La première vague d'aménagement, entre 1911 et 1921, correspond à l'intégralité des casiers édifiés jusqu'à la mer, sauf le casier du passage de Soujean (en aval de l'Ile du Pillet, PK 276-277) construit en 1938. Les travaux sont arrêtés pendant la deuxième guerre mondiale et ne seront jamais repris au vu du coût financier de l'opération et de l'entretien des ouvrages. Les casiers sont entretenus jusque dans les années 1950 (Poinsart, 1992; Poinsart et Salvador, 1993), mais le manque de moyen et le fort prix de revient des entretiens provoquent un désintéressement des gestionnaires pendant la phase d'aménagement hydroélectrique du Rhône.

A l'heure actuelle il est possible de répartir les casiers en deux classes différentes en aval de Beaucaire (les aménagements sont cartographiés en Annexe 1) :

D'une part, les casiers proches de la berge (50 m en moyenne) avec des tenons faiblement espacés (entre 100 et 200 m). Ces aménagements sont quasiment tous intégrés dans le paysage des berges du fait des accumulations sédimentaires qu'ils entraînent (rive gauche PK 270, rive droite PK 276, et 278-279, Photo 3). Ce type d'ouvrage est présent sur une grande partie du linéaire rhodanien depuis Lyon avec la même intégration dans le paysage fluvial (Figure 24).

D'autre part, les casiers de plus grande taille comme le casier de Saxy (PK 276 à 279 en rive gauche). Ce système de grande amplitude, dont l'espacement entre les tenons est de plus de 200 m pour un éloignement de la berge de 250 m, est encore visible dans le paysage (Photo 4). Il génère l'édification d'îles stabilisées et végétalisées à partir de piégeages sédimentaires sur les ouvrages. Mais les casiers sont très diversement colmatés. Certains ont encore une profondeur de 10 mètres sous la crête des ouvrages (mesure réalisée au sondeur bathymétrique pendant un épisode de crue en octobre 2006) alors que d'autres sont en cours d'atterrissement.

Photo 3 : Le casier de Farragon, en amont de la diffluence (rive droite). La digue est quasiment intégrée à la berge par sédimentation dans le casier (petit casier, photo Raccasi)

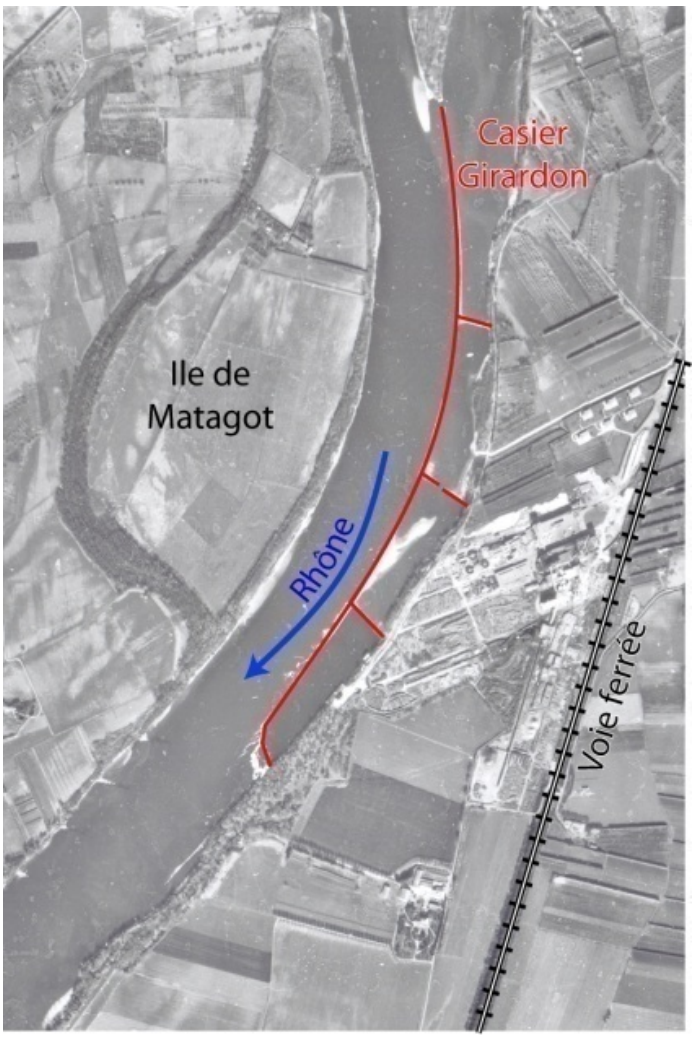


Figure 24 : Exemple de casier Girardon type de petite taille en aval de Beaucaire sur une photographie aérienne de l'IGN (1962). La distance entre la digue et la berge ne dépasse pas 50 m

Photo 4 : Le casier de Saxy en amont de la diffluence (rive gauche). La distance entre la digue et la berge est de 200 m (grand casier, photo Raccasi)

4.4. Les aménagements de la CNR

La CNR est créée en 1933, suite à la loi de 1921 sur la gestion des fleuves, et reçoit, en 1934, la concession du Rhône par l'Etat avec obligation de suivre trois grands axes de développement prioritaires : la production d'électricité, la navigation et l'irrigation agricole. Dans ce but, une série d'aménagements est édifiée sur le Rhône à partir de 1937 (début de la construction du barrage de Génissiat) pour faciliter la navigation avec la mise en place d'écluses, pour produire de l'électricité au moyen des barrages hydroélectriques et permettre l'irrigation à partir des retenues d'eau. Ces aménagements s'ils perturbent localement la pente de la ligne d'eau du fleuve n'ont pas d'impact sur la pente générale du talweg (Figure 25).

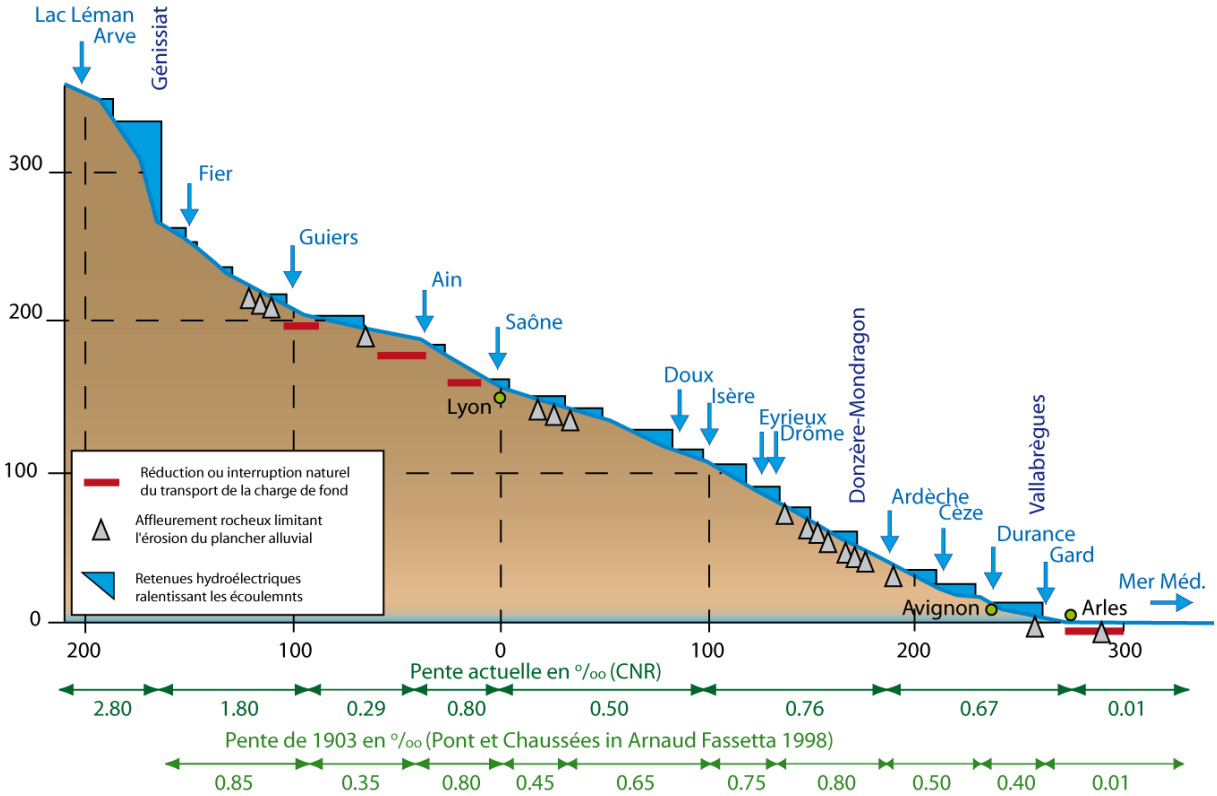


Figure 25 : Localisation des retenues hydroélectriques édifiée par la CNR sur le profil en long.

La majorité des aménagements se concentre autour de l'écluse et de l'usine hydroélectrique sur un canal d'amenée, laissant au chenal (ou Rhône court-circuité) un débit minimum réservé pour maintenir la continuité du corridor fluvial. En aval d'Avignon, l'aménagement de Vallabrègues est le dernier avant l'embouchure (Figure 26). En dehors de ses spécificités techniques, il est identique à la plupart des autres aménagements hydroélectriques du fleuve avec :

- Le barrage de retenue implanté au Pk 262.5 permettant d'évacuer les flux avec le déchargeur et les turbines fonctionnant en déchargeur, jusqu'à un débit de 13 700 $m^3 . s^{-1}$.

- Un canal d'amenée de 7 km en rive gauche dont un seuil à l'entrée limite le débit solide. Les digues de ce canal sont 1.5 m au dessus de la plus haute ligne d'eau du débit dérivé.

- L'usine hydroélectrique 3 km en aval de la dérivation avec une chute moyenne de 10.25 m (puissance instantanée : 210 10^6 W) dont le débit d'équipement avoisine à 2 490 m^3 s^{-1}.

- Une écluse accolée à l'usine en rive droite du canal d'amenée (CNR, 1999b).

- Le Rhône naturel reçoit les apports du Gard en aval du barrage. Cette spécificité de confluence fait du Gard, le seul affluent du Rhône dont les apports sédimentaires ne sont pas influencés par la présence des aménagements hydroélectriques.

- Un déversoir en rive gauche, en aval de l'usine hydroélectrique (PK 266) entraine l'inondation de la plaine de Vallabrègues par l'aval lorsque les débits excédent 9 800 m^3 s^{-1}. A partir de 10 500 m^3 s^{-1}, les plaines inondables de la commune de Boulbon sont également sollicitées (CNR, 2002). La commune de Tarascon est, elle, protégée des inondations depuis l'amont par la digue de la Montagnette, édifiée au XVe siècle[15]. Elle traverse perpendiculairement la plaine au nord de Tarascon entre la Montagnette et le Rhône sur 4 760 m. Cet ouvrage est qualifié d'insubmersible, même pour les crues très fortes, avec une revanche de l'ouvrage de 0.42 m d'après les modélisations de l'EGR (CNR, 2002).

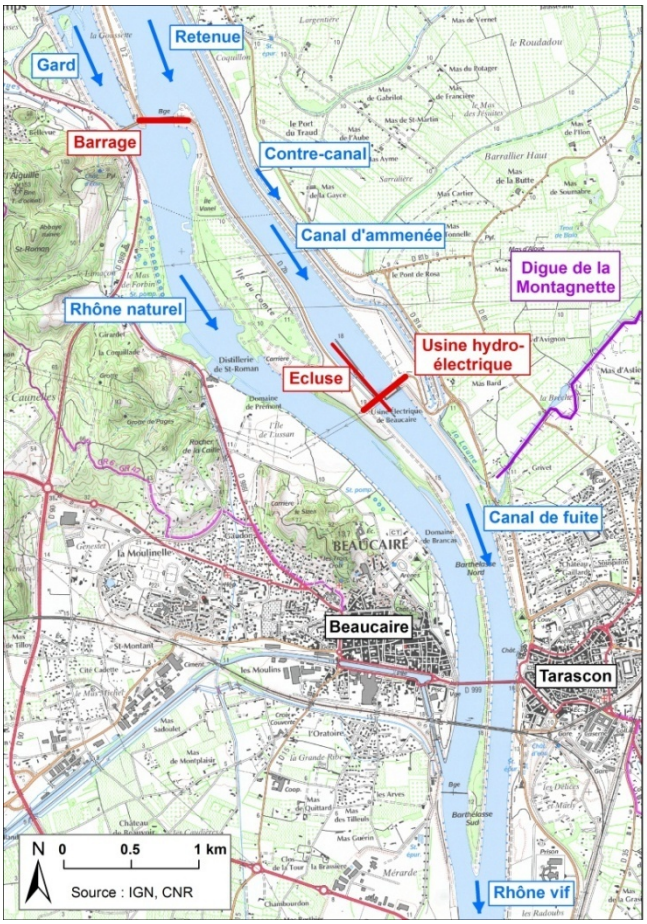


Figure 26 : Exemple d'organisation d'un aménagement CNR, Vallabrègues

[15] Archives départementales du Vaucluse, volet CNR, 3S452 (Mejean, 2007)

4.5. Le Petit Rhône et la diffluence

Le Petit Rhône revêt une spécificité particulière dans le delta, car la position des aménagements corsète de près le chenal sur sa partie amont, laissant un ségonal très étroit et donc un espace d'écoulement des crues à l'intérieur des digues faible par rapport au lit mineur. Le chenal a une position en toit par rapport à la plaine deltaïque, ce qui favorise les défluviations en cas de débordement ou de rupture des ouvrages de protection.

Les digues du Petit Rhône sont gérées par le SYMADREM, comme les digues du Grand Rhône et de la rive droite du fleuve en aval de Beaucaire (la digue de rive gauche est gérée par RFF). L'entretien du chenal et des aménagements du Petit Rhône est sous le contrôle des Voies Navigables de France (VNF) depuis 1983. Les aménagements dans le chenal et sur les berges sont donc traités distinctement.

4.5.1. Les digues de protection contre les crues

Dans la gestion du fleuve, le Petit Rhône constitue un des principaux enjeux. L'aménagement du système contre les inondations, est ici aussi, ancestral. Les digues de protection actuelles sont édifiées au dessus d'anciennes levées (mises à jour lors des travaux d'entretien des digues, communication SYMADREM) ; elles ont été construites sur la rive droite en prolongement de la digue de Beaucaire à Fourques (de 1846 à 1866) et sur la rive gauche, entre 1858 et 1869. Au cours de la crue de 2003, la majorité des désordres dans les digues du delta ont eu lieu sur ce bras (Brèches de Petit Argence et de Claire Farine), comme lors des crues récentes de 1993 et 1994 ou plus anciennes (1840, 1841, 1843, 1846, 1856, 1872). A partir de recherches d'archives, Mejean (2007) montre que le Petit Rhône compte plus de la moitié des brèches recensées dans les digues en aval de Beaucaire (10 sur le Rhône, 17 sur le Grand Rhône et 28 sur le Petit Rhône). La fragilité des digues du Petit Rhône, et leur incapacité à protéger contre les crues est donc un fait avéré qui sera étudié dans la deuxième partie.

La modélisation hydraulique des écoulements réalisée dans le delta par le BCEOM (2003) indique les différents niveaux d'eau atteints par les crues de périodes de retours différentes (Figure 27). De fortes disparités sont mises en avant sur la topographie des digues, avec une distinction entre l'amont et l'aval de Saint Gilles (PK 300). La partie amont présente des digues plus élevées que la partie aval par rapport au chenal (de 0.5 à 1 m en moyenne). De plus, sur la partie amont, la rive gauche est mieux protégée que la rive droite (digue plus élevée de 0.5 m en moyenne) et les derniers kilomètres de la rive droite sont dépourvus de digues pour laisser les eaux se déverser dans la Petite Camargue Gardoise (faibles enjeux par rapport à ceux de la ville des Saintes Maries de la Mer en rive droite).

Ainsi, pour une crue Q_{50}, la revanche des digues de rive droite ne suffit plus à contenir la crue au PK 288, puis sur tout le linéaire aval à partir du PK 310. Sur la rive gauche, un risque de débordement est possible aux PK 298, 305 puis 312-320, avant d'être totalement submergée à partir du PK 323. Au delà de Q_{50}, la quasi totalité de la digue de rive droite est submergée pour Q_{100}, et en rive gauche, les variations de hauteur de la digue entre les PK 288 et 306, laissent apparaître des possibilités de surverses avant un débordement généralisé à l'aval du PK 313.

La localisation des brèches mérite cependant une étude spécifique, en raison du risque qu'elles induisent. Cette analyse sera conduite dans la seconde partie

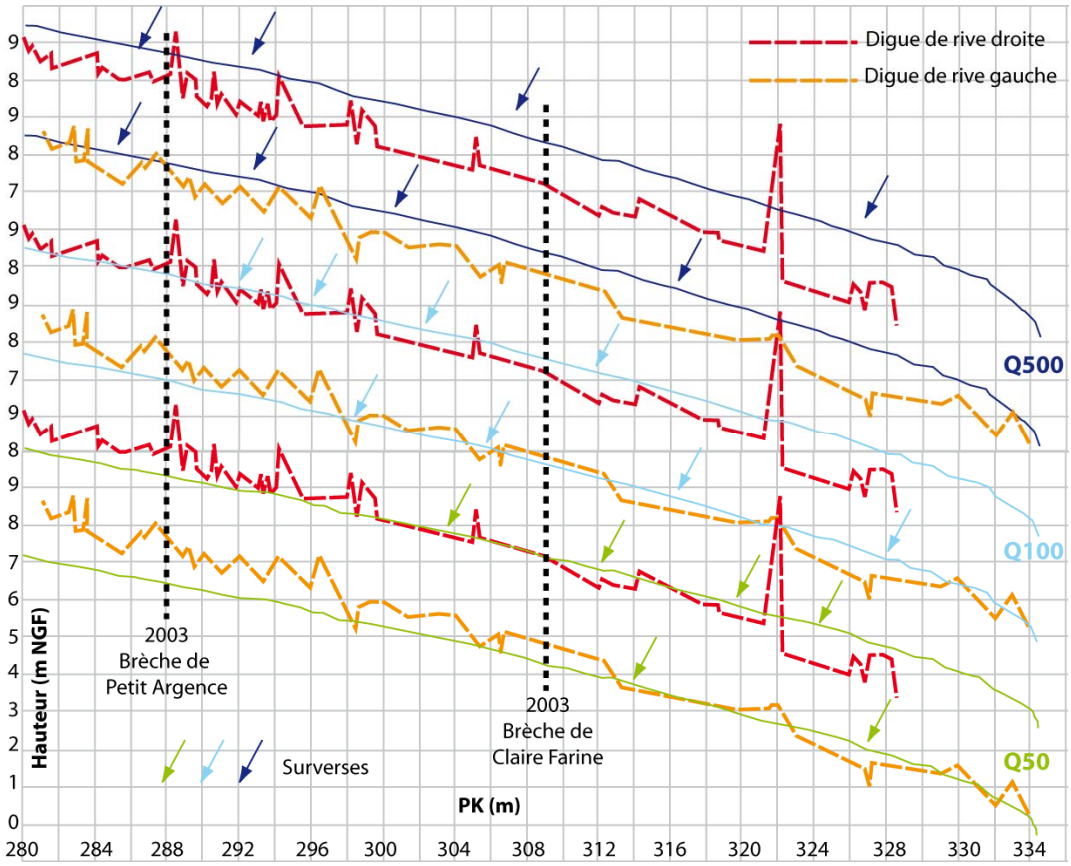


Figure 27 : Modélisation hydraulique de la hauteur des crues sur le Petit Rhône mis en rapport avec la hauteur des digues de protection contre les inondations (BCEOM, 2003)

4.5.2. Les ouvrages de navigation

Avant 1983, c'est la CNR qui était responsable du Petit Rhône. La mise en place du barrage-écluse de Vallabrègues a provoqué un abaissement du niveau du Rhône à l'aval et la déconnexion du fleuve au Canal du Rhône à Sète. Pour maintenir la liaison fluviale, la CNR a aménagé le Petit Rhône entre 1974 et 1983 pour relier le fleuve au canal à partir d'une écluse construite sur le Petit Rhône au PK 300 (écluse de Saint Gilles). Dans le même temps des travaux de dragages et la construction d'aménagements dans le chenal on permis d'obtenir le tirant d'eau nécessaire à la navigation jusqu'à l'écluse (CNR, 1999a).

A la gestion des crues, s'ajoutent sur le Petit Rhône, des problèmes de navigation récurrents. Le chenal est navigable jusqu'à l'écluse de Saint Gilles (PK 300) pour maintenir la jonction avec le canal du Rhône à Sète. Dans ce but, le Petit Rhône a été recalibré entre 1972 et 1973 au moyen de dragages puis de la construction d'épis (Photo 5), pour atteindre une largeur minimale de navigation de 30 m et un tirant d'eau (3 m). Mais dès l'automne 1973, les bathymétries montrent un retour au profil d'équilibre (avant recalibrage). Pour remédier à ce problème, la CNR décide la mise en place de « panneaux de fond » ou « déflecteurs hydrauliques » entre 1976 et 1981.

Des séries d'écrans verticaux sont disposées sur le fond du chenal et arasées légèrement au-dessus de la ligne d'eau d'étiage (Photo 6). Chaque panneau est composé de dalles en béton superposées, de 0,50 m à 1 m de hauteur, fixées à des pieux constitués par des profilés HE 160 (en acier avec une section en forme de H et Epais). La Figure 28 décrit le

positionnement des panneaux le long du chenal sur les deux rives au PK 299.5. En période de hautes et moyennes eaux, cette structure provoque la formation de tourbillons à axes horizontaux qui entraînent les matériaux sur les bords du chenal (Photo 7). Lors des faibles débits, les écrans concentrent les courants dans le chenal et limitent le colmatage ; mais dans certaines zones, des dragages sont toujours nécessaires pour maintenir la navigation. Les derniers dragages datent de 1999 et 2001, mais aucune estimation réelle des volumes prélevés n'a été réalisée. Depuis la crue de décembre 2003 le chenal semble avoir évacué une grande partie des sédiments du fond et aucun dragage n'a été réalisé (communication de VNF).

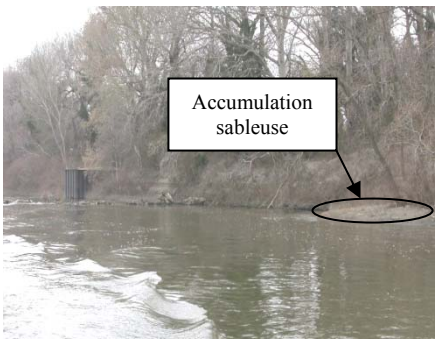


Photo 5 : Epis construit en 1972. Même si l'état est dégradé, une accumulation de sable se fait en pied de berge à l'aval (Photo Capanni).

Photo 6 : Implantation des panneaux de fond sur une rive concave du Petit Rhône. Les pieux et quelques dalles de bétons apparaissent en surface (Photo Raccasi)

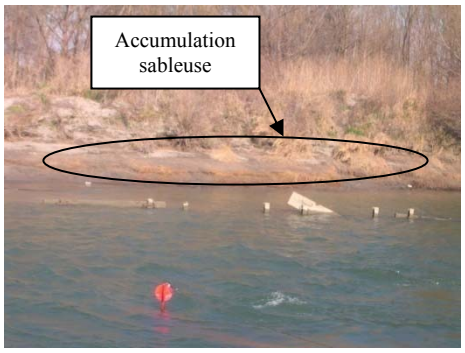


Photo 7 : Accumulation de sable en pied de berge en arrière d'un panneau de fond affleurant à l'étiage (Photo Raccasi)

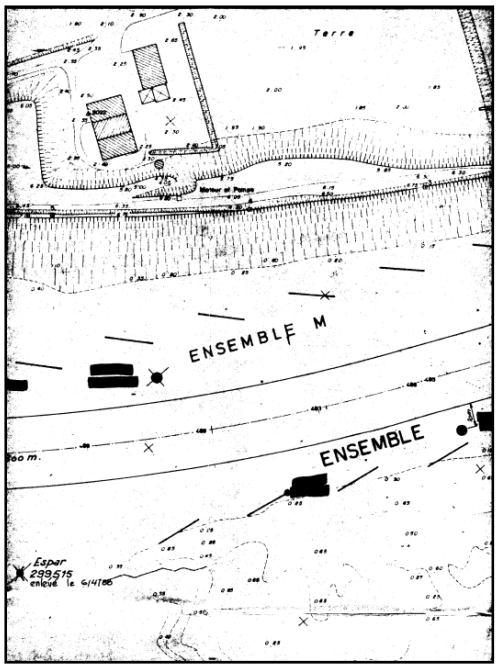


Figure 28 : Localisation des panneaux de fond au PK 299.5 en rive droite et gauche (plan CNR 1982)

4.5.3. L'aménagement de la diffluence

Le problème de navigabilité du chenal, mis en évidence ci-dessus, souligne la tendance au colmatage du Petit Rhône. Cette problématique est déjà présente au XVIIIe siècle. Pour protéger les riverains des inondations, deux « Bilhots » (digue/jetée) ont été construits à l'entrée du Petit Rhône (au niveau de Fourques à cette époque) pour détourner la plus grande partie des crues dans le Grand Rhône (Figure 29). Ces derniers, s'ils protègent effectivement les populations, vont engendrer un colmatage massif du chenal par diminution de l'hydrodynamisme et l'aménagement sera finalement détruit en 1836 (Bataille et Crapé, 2005). Pour fixer la diffluence, toujours en 1836, l'Ile des Sables située en tête de l'Ile de Camargue est reliée à cette dernière par une digue longitudinale[16]. La sédimentation se fait sur les marges des deux chenaux (Grand et Petit Rhône) contre la digue et permet le rattachement de l'Ile des Sables à l'Ile de Camargue. Mais l'Ile des Sables est érodée sur sa face amont du coté du Grand Rhône, ce qui facilite les écoulements vers ce dernier. Entre 1845 et 1855, les Ponts et Chaussées (P&C) constatent que l'île a perdu 700 m de longueur à l'amont[17].

La crue de 1856 entraine une reconsidération des priorités de protections des riverains sur le fleuve et tous les projets sur la diffluence sont mis en veille (Mejean, 2007). C'est en 1861, qu'un nouveau rapport des P&C[18] met en évidence une reprise de l'érosion de la face amont de l'Ile des Sables avec un hydrodynamisme marqué vers le Grand Rhône, et préconise la réalisation de travaux en urgence. En 1863 est donc édifié, en tête de l'Ile des Sables, un perré de protection sur les Grand et Petit Rhône pour fixer la diffluence, ainsi qu'une digue de

[16] Archives départementales d'Avignon, 3S389, Commune de Fourques, Travaux, Rapport de l'ingénieur Aymar du Corps des P&C de 1856.
[17] Idem ci-dessus
[18] Archives départementales d'Avignon, 3S390, Syndicat de l'Ile des Sables à Fourques, 1855-1858, rapport de l'ingénieur Kleitz du corps des P&C

division de cent mètres de long en tête de l'île orienté vers le milieu du fleuve pour faciliter le drainage des eaux vers le Petit Rhône et limiter ainsi le colmatage (Figure 29).

A l'heure actuelle, la digue de répartition est entretenue par la CNR qui renforce l'effet directionnel de l'ouvrage par le dragage d'un chenal orienté vers le Petit Rhône pendant les opérations de dragage nécessaires à la navigation (Communication orale CNR).

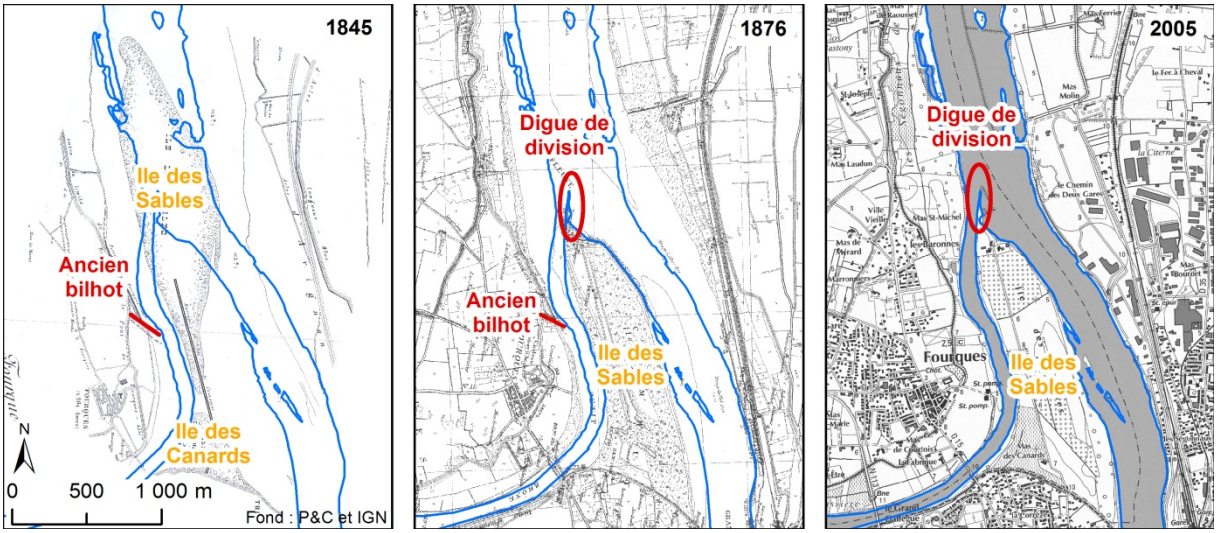


Figure 29 : Localisation de l'ancien bilhot sur le Petit Rhône et impact du perré et de la digue de division sur la stabilisation de l'Ile des Sables

4.6. Conclusion : un aménagement ininterrompu depuis le milieu du XIXe siècle

Les plus anciennes traces d'aménagement du fleuve, pour se protéger des inondations, remontent au XIe siècle avec la construction des premières levées. Au XVIIIe, des aménagements sont également réalisés dans le chenal du Petit Rhône pour tenter d'en contrôler le débit entrant. Mais l'aménagement du système n'est vraiment complètement réalisé que depuis le milieu du XIXe siècle pour différentes raisons. En effet cette période marque le début de la navigation à vapeur sur le Rhône ainsi qu'une prise de conscience publique du besoin de se protéger de façon durable contre les crues : des organismes de gestion des ouvrages de protection sont ainsi mis en place et les pouvoirs publics planifient l'homogénéisation des digues suite aux grandes crues de 1840 et 1856. Il en résulte entre 1840 et 1893, un confortement de la totalité des digues du Rhône à l'aval de Beaucaire pour résister aux crues.

L'avènement des bateaux à vapeur et la concurrence avec le train imposent un aménagement du chenal pour diminuer le nombre de jours de chômage sur le fleuve. Cette deuxième grande phase d'aménagements débute dans les années 1860 et se prolonge jusqu'en 1938 par l'abandon de la finalisation des aménagements Girardon. Mais pour maintenir le tirant d'eau nécessaire à la navigation le plus grand nombre de jours possible par an, des dragages sont effectués dans le chenal de façon quasi continue, notamment à la diffluence et sur le Grand Rhône.

Enfin, à partir des années 1930, la CNR reçoit de l'Etat français la mission de construire une série de barrages hydroélectriques sur le Rhône pour utiliser la force hydraulique du fleuve dans la fabrication d'électricité, maintenir la navigabilité sur le plus long linéaire

possible et développer l'irrigation. La construction de cette série d'ouvrages qui débute en 1937, avec la construction du barrage de Génissiat sur la partie amont, se termine en 1986 avec l'aménagement de Sault-Brénaz.

Au final, depuis le milieu du XIXe siècle le système rhodanien aval a été soumis à la pression incessante de nouveaux aménagements, imposant de nouvelles contraintes au système. Le Rhône a donc du s'adapter en permanence sans pouvoir se stabiliser sur un profil d'équilibre, depuis 150 ans.

5. Conclusion : un système complexe soumis à des facteurs locaux et externes, naturels et anthropiques

A l'aval de Beaucaire, le Rhône et son espace alluvial constituent une zone à enjeux multiples et complexes. Le corridor fluvial est un axe de communication important d'un point de vue économique. Les fortes crues des années 1990 et 2000 ont montré que le système n'était plus dimensionné pour laisser s'écouler les plus forts débits sans causer de dégâts aux implantations situées en arrière des digues. Pourtant, le fleuve a connu par le passé des épisodes de crues d'une importance similaire, notamment au milieu du XIXe siècle. Mais les caractéristiques du milieu à l'époque et les caractéristiques actuelles ne sont plus les mêmes. L'objectif de cette partie était donc de dresser un état des connaissances permettant d'analyser ces changements.

Les caractéristiques géomorphologiques du secteur d'étude, situé dans la vaste plaine de niveau de base, en aval du dernier défilé du corridor fluvial, ont d'abord été analysées : diminution de la pente longitudinale, élargissement considérable du champ d'inondation et affaiblissement du profil en long du chenal posent des contraintes nouvelles au système fluvial, en réduisant son énergie potentielle. A l'échelle de l'Holocène et de la période historique, cette tendance a été aggravée par les diffluences deltaïques à l'aval du « palier d'Arles » et la montée du niveau marin. La tendance naturelle est donc favorable à la sédimentation : la nappe caillouteuse héritée du Pléistocène récent est recouverte par des dépôts limono-sableux, de plus en plus épais vers l'aval, aggradants et progradants, qui construisent la plaine d'Arles et le Delta. Le chenal actuel s'écoule au sommet de cette construction, aboutissant à une forme générale « en toit » de la plaine alluviale. A l'amont de la plaine, il recoupe encore le substrat caillouteux hérité qui pourrait contribuer ainsi à la recharge sédimentaire de la charge de fond.

Il a pu être montré également l'existence d'héritages morphologiques récents, témoins de métamorphoses fluviales historiques, encore bien visibles dans la plaine de Vallabrègues en amont de Beaucaire, où une bande de tressage moderne recoupe un ancien méandre. En aval de Beaucaire, les indices d'un tressage actif sont encore visibles sur quelques kilomètres. A proximité de la diffluence, puis sur le Petit Rhône, le style fluvial semble avoir toujours été caractérisé par un chenal unique. Mais le chenal est contraint par les cordons littoraux et les vestiges d'anciens bras holocènes, qui conditionnent en partie son tracé.

Le Rhône aval actuel est un organisme puissant, dont les crues centennales dépassent 11 500 m^3 s^{-1}. Son hydraulicité a connu d'importantes variations au cours des siècles précédents : l'abondance hydrologique et la fréquence des fortes crues, caractéristiques du Petit Age Glaciaire, y ont été étudiées, comme sur la plupart des fleuves européens et mondiaux. Les crues de 1840 à 1856 en constituent le dernier avatar et elles sont toujours les évènements de référence dans les procédures d'aménagement de la plaine. Les fortes crues deviennent moins fréquentes au cours du XXe siècle (avant la recrudescence des 15 dernières années), mais le débit moyen reste constant depuis 150 ans. Le régime saisonnier s'est également modifié, les hautes eaux de printemps (a priori plus chargées en sédiments) laissant la place à des hautes eaux hivernales. Il semblerait donc que la rétention nivale joue actuellement un rôle moindre qu'au cours du XIXe siècle.

Enfin, le Rhône aval est un système fluvial, dont le fonctionnement sédimentaire a été profondément perturbé depuis 150 ans.

A l'état naturel, jusqu'au milieu du XIXe siècle, c'était un système ouvert, dans lequel transitaient d'importants volumes sédimentaires issus du bassin versant jusqu'à l'embouchure, puis vers la plate-forme continentale du golfe du Lion. Les galets des nappes grossières fournis par les affluents (Durance, Gardon, Ardèche, Drôme) n'ont cependant jamais atteint le delta (les galets ne dépassent pas actuellement le seuil de Terrin sur le Grand Rhône et ne pénètrent pas dans le Petit Rhône). La métamorphose fluviale du Petit Age Glaciaire a donc pris des formes différentes en amont et en aval de notre secteur d'étude, de part et d'autre de ce « front » d'avancée d'une charge de fond caillouteuse.

Les auteurs ont montré la réduction considérable des apports de MES à l'embouchure du Grand Rhône depuis 150 ans, qui passent de 50 à 8 10^{6} t an^{-1}. Cette évolution est due aux transformations de l'occupation du sol, à la remontée forestière et aux travaux RTM qui affectent le bassin-versant à partir des années 1850, puis à la densification des ripisylves qui accroît le piégeage des fines au début de la seconde moitié du XXe siècle. Le Rhône aval subit également, à partir des années 1950, la somme des effets des aménagements du bassin-versant, particulièrement celui des barrages hydro-électriques et des prélèvements, qui réduisent la charge de fond et la capacité du fleuve à la faire transiter vers l'aval.

Enfin, les besoins de protection contre les inondations et d'amélioration de la navigation, ont conduit à artificialiser progressivement les lits du Rhône aval : digues « insubmersibles » dans la plaine d'inondation, plus ou moins proches du chenal, digues submersibles au fil de l'eau, épis, casiers. Ces travaux s'étalent sur 70 ans environ, entre 1870 et 1940. Ils coïncident donc avec la réduction progressive des apports.

Maillet et al. (Maillet *et al.*, sous presse) a proposé un premier bilan des flux sédimentaires, sur la base d'une analyse systémique sur une zone allant du défilé de Beaucaire à la plate-forme du golfe du Lion (Tableau 4). Sur le fleuve, les auteurs identifient trois compartiments :

- Un compartiment « source » en entrée, correspondant à la somme des apports du bassin-versant (**A**).

- Un compartiment de « pertes sédimentaires» sur les marges fluviales : stockages sédimentaires sur les berges et dans le lit d'inondation (en particulier les cônes d'épandages liés aux brèches), colmatages des ouvrages ou des bras secondaires **(B)**.

- Un compartiment de « sources » secondaires, issues des réajustements du chenal (incision du plancher alluvial, déstockage des berges, dragages dans le chenal) (**C**).

Les berges fluviales appartiennent, selon les cas et la période considérée, aux compartiments **B** ou **C**, en fonction de leur morphologie, leur végétation et leurs aménagements.

Ces différents compartiments ne correspondent souvent chacun qu'à une partie du spectre sédimentologique total livré à l'amont. La charge de fond grossière (sableuse à l'aval d'Arles) reste confinée dans et à proximité du chenal. Les matières en suspension forment l'essentiel du compartiment **B**. Ce tri granulométrique, effectué latéralement (vers les marges fluviales) complique donc l'interprétation du bilan général du système.

Type de forçage	Période de forte influence sur l'environnement	Conséquences sur le débit solide		Compartiment influencé
		Charge en suspension	Charge de fond	
Digues sub- et insubmersibles	D'avant ① à après ③	↘	↗	A-B-C
Pression agricole	Jusqu'à ①	↗	↗	A-B-C
Reboisement RTM et spontané	De ① à après ③	↘	↘	A-B-C
Epis et Casiers « Girardon »	De ① à après ③	↘	⇔	B-C
Extraction de granulats	De ② à ③	⇔	↘	C
Barrages	De ② à ③	↘	⇔	A-B-C

Tableau 4 : Chronologie des principaux forçages anthropiques influençant les apports sédimentaires dans le bas-Rhône (d'après Maillet et al., 2006b). ①②③ : dates « pivot » de cette étude : ① 1850-70 ; ② 1960-70 ; ③ 1990-2007 (Maillet et al., sous presse).

La morphogenèse du Rhône aval depuis 150 ans s'inscrit donc au croisement d'influences complexes, dans l'interférence entre la réduction des apports d'amont (à des temps et avec une amplitude différents pour les MES et la charge de fond) et l'impact des aménagements locaux. Cet état des lieux permet d'aborder à présent la seconde partie de cette thèse.

Deuxième partie : Morphogenèse et impact de 150 ans d'aménagements sur la morphologie des lits du Rhône

Cette partie est consacrée à l'étude des transformations du système fluvial du Rhône aval et du Petit Rhône depuis le milieu du XIXe siècle.

L'évolution géomorphologique du système fluvial est soumise à la répétition d'événements hydrologiques qui se produisent à différentes échelles de temps et d'espace. La crue modifie en quelques jours la morphologie d'un tronçon fluvial, mais c'est la récurrence des événements extrêmes à l'échelle séculaire qui va transformer le style fluvial (Schumm, 1981; Kellerhals et Church, 1989; Bravard et Petit, 1997; Knighton, 1998). Au final, la morphologie du système est d'après Schumm (1977) l'expression d'un équilibre dynamique du cours d'eau par ajustement de la géométrie du lit (pente, section, sinuosité…) aux variations des paramètres de flux liquides et solides entrant dans le système et mis en équation par Starkel (1983). Le style fluvial est donc largement soumis aux variations du rapport débit solide/débit liquide (Q_s/Q_l), lui-même fortement contraint par les variations climatiques et/ou anthropiques (Schumm, 1977; Bravard, 1989; Salvador, 1991; Bravard et Peiry, 1993; Le *et al.*, 2007).

Ce type de recherches a été déjà réalisé sur quelques grandes plaines de niveau de base, en Europe sur la plaine-delta du Rhin et de la Meuse (Hesselink *et al.*, 2003; Berendsen *et al.*, 2007), du Danube (Popa, 1997; Jugaru, 2006),du Pô (Moisello, 2002), en Amérique sur le Mississipi (Smith et Winkley, 1996; Kesel, 2003; Pinter et Heine, 2005; Harmar et Clifford, 2007; Remo et Pinter, 2007), sur les Blak et Ompompanosuc Rivers (Salant et al., 2006) ou en Extrême–Orient sur le Fleuve Rouge (Le *et al.*, 2007) et le Yang-Tsé-Kiang (Li *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2007). Peu de recherches ont été menées sur l'impact immédiat de la mise en place d'un aménagement (digue ou barrage) sur ces grands organismes, mais sur une période plus longue (30 à 50 ans), la quasi-totalité des études montrent une évolution morphologique qui se traduit le plus souvent par une simplification du système fluvial (Hesselink *et al.*, 2003; Pinter et Heine, 2005), suivi d'une incision du chenal principal (Moisello, 2002; Hesselink *et al.*, 2003).

De plus, de nombreuses autres recherches ont porté sur les fleuves ou les rivières de taille moins importantes des régions méditerranéennes (Rinaldi et Simon, 1998; Surian et Rinaldi, 2003; Hooke, 2006), des Montagnes Rocheuses (Pinter et Heine, 2005), de l'Europe océanique (Loire (Gautier *et al.*, 2000), Garonne (Valette, 2002), Vistule (lajczak, 1995), Elbe (Helms *et al.*, 2002)) ou en Ecosse sur plus d'une dizaine de cours d'eau (Werritty et Leys, 2001). Elles mettent en évidence les mutations des systèmes fluviaux au cours du XXe siècle, qui s'ajustent aux changements des variables de contrôle (débits solides et liquides) par des changements de style ou métamorphoses. Plusieurs recherches portent sur les mutations induites par les ouvrages, en particulier les barrages hydro-électriques (Petit *et al.*, 1996; Kondolf, 1997; Assani *et al.*, 2003; Hohensinner *et al.*, 2004; Petts et Gurnell, 2005), générateurs le plus souvent d'incisions liées au déficit sédimentaire stocké en amont des ouvrages (Lajczak, 1996), affectant des tronçons plus ou moins importants selon les cas (Petts et Gurnell, 2005).

Enfin, le bassin amont et moyen du Rhône, ainsi que le bassin durancien, ont été très étudiés, à la fois sur le long terme de l'Holocène (Gadiolet *et al.*, 1993; Miramont, 1998; Salvador, 2001) que sur l'évolution des derniers siècles (Bravard et Peiry, 1993; Landon, 1999; Astrade et Dumont, 2000; Piegay, 2000; Jacob, 2003; Liebault, 2003; Rollet, 2007). Ces auteurs démontrent une métamorphose amorcée à la fin du XIXe siècle, sous l'influence des conditions naturelles et anthropiques (extinction de la torrentialité, aménagements des lits), puis une fermeture ou une rétraction des lits au cours du XXe siècle, liée aux mutations

de la gestion des plaines alluviales, en particulier des ripisylves. On dispose donc d'un canevas chronologique déjà bien établi : quelles sont ses relations avec les mutations du Rhône aval ?

Ce tronçon fluvial présente en effet des particularités propres, présentées dans la première partie, qui le différencient à la fois des organismes de rang hiérarchiques plus faibles et des plaines littorales des régions tempérées ou subtropicales : il s'agit d'un fleuve puissant, qui peut connaître des crues brutales du fait de ses affluents méditerranéens ; la réduction de l'énergie, à son entrée dans la plaine, réduit sa capacité de transfert et favorise plutôt l'accumulation ; l'évolution de l'occupation du sol et du climat dans le bassin-versant, les barrages et les extractions ont réduit les flux solides entrants, particulièrement la charge de fond ; le petit Rhône, enfin, bras deltaïque secondaire, « corseté » par ses digues, est caractérisé par une réduction drastique de l'énergie hydraulique. Le chenal a été aménagé pour la navigation, dès la fin du XIXe siècle en amont de la diffluence, à la fin du XXe siècle sur le Petit Rhône.

Les changements morphologiques de la section mouillée (approfondissement, élargissement, segmentation), combinés avec l'évolution des débits au cours du XXe siècle, modifient les conditions d'écoulement, la pente et la hauteur des lignes d'eau. Ces facteurs déterminent le régime de plein bord, réputé le plus morphogène, l'évolution de l'alea inondation dans le temps. L'estimation des volumes mis en jeu par ces réajustements et leur localisation doivent permettre d'identifier les facteurs qui contraignent l'évolution du système et de déterminer les politiques d'aménagement à mettre en œuvre.

Par ailleurs, l'évaluation des paléodébits fluviaux par l'application des formules empiriques de l'hydrodynamique nécessite de connaître la géométrie passée du chenal. Les études qui s'appuient sur l'identification des dépôts de crue latéraux ou de repères topographiques fixes (Sheffer *et al.*, 2003; Benito *et al.*, 2005; Naulet *et al.*, 2005; Brazdil *et al.*, 2006) ont été généralement réalisées sur des tronçons fluviaux réputés stables (inscrits dans des gorges en roche résistante), afin de limiter les effets de la mobilité du chenal. Or, sur le Rhône aval, Poinsart (1992), Arnaud Fassetta et Provansal (1999), Antonelli (2002), Maillet (2005) ont mis en évidence les déformations géométriques du chenal depuis le milieu du XIXe siècle. Antonelli et al. (2004b) ont analysé ces effets sur les lignes d'eau dans la traversée de la ville d'Arles. Ces approches restent cependant partielles, faute de données bathymétriques continues dans l'espace et dans le temps.

Dans cette deuxième partie des réponses essaieront d'être trouvées aux questions suivantes : comment le fleuve s'est-il ajusté aux changements des variables de contrôle externes (débits solides et liquides) ? Avec quels décalages par rapport au bassin amont ? Quelle est l'importance des contraintes structurales locales (pente, géologie du substrat) ? Comment interfèrent la chronologie de ces changements et celle des aménagements locaux ? Quel est l'impact propre des différents types d'aménagement et sur quelle échelle de temps ?

Les enjeux de cette recherche sont d'autant plus importants que les politiques actuelles, énoncées en particulier dans le Plan Rhône, insistent sur la réhabilitation du fleuve et de ses marges par l'éventuelle suppression ou réouverture des ouvrages édifiés au cours des 150 dernières années.

L'évolution récente du bas Rhône a déjà été esquissée par Arnaud-Fassetta (1998), Volcot (2001) et Antonelli (2002). Mais ces travaux pionniers reposent sur une documentation incomplète ou insuffisamment précise. Les travaux de recherche effectués pour cette thèse ont

permis de disposer de documents historiques précis et nouveaux, qui permettent d'analyser en trois dimensions l'évolution du système fluvial depuis 150 ans, donc de proposer un bilan des déplacements sédimentaires dans la plaine d'inondation, les marges alluviales et le chenal.

Cette partie est organisée en cinq chapitres :

- La présentation des données sources,
- L'exposé des méthodes de leur exploitation,
- Les mutations des espaces fluviaux, analysés en surface (2D),
- Les mutations du système fluvial, en particulier du chenal en 3D. A chaque étape, les relations entre les mutations observées et les aménagements locaux seront l'objet d'une discussion particulière.
- Et enfin, les mutations morphologiques du Petit Rhône, en reprenant les méthodes d'analyse 2D et 3D, avec une étude plus précise des zones de brèches et des facteurs de leur apparition.

1. Les données sources

L'étude de l'évolution du Rhône à l'aval de Beaucaire a déjà été réalisée (Arnaud Fassetta, 1998; Volcot, 2001; Antonelli, 2002; Maillet, 2005) et il existe une bonne synthèse bibliographique des documents disponibles sur le Rhône inférieur dans les différents services : section Cartes et Plans de la Bibliothèque Nationale, archives départementales du Rhône, du Vaucluse et des Bouches du Rhône, cartothèque de l'IGN. Mais ce recensement n'est pas exhaustif : pour compléter ces données, les recherches d'archives pour ce travail, se sont centrées sur les archives municipales de la ville d'Arles, de la CNR à Avignon et Lyon, de VNF, des Ponts et Chaussées et de la photothèque de l'Inventaire Forestier National (IFN). Ces données spatiales, s'ajoutent des profils en long de la ligne d'eau pour différents débits répartis sur toute la période d'étude qui ont été recensés dans les diverses administrations avec l'aide de la SOGREAH.

En outre, le CEREGE dispose des données utilisées pour les recherches antérieures notamment par Antonelli (2002) et de la base de données cartographiques et photographiques récentes du Centre Régional de l'Information Géographique de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur (CRIGE PACA). Des données altimétriques et bathymétriques ont également été acquises à l'aide du matériel disponible au sein de l'équipe Morphogenèse et Risque Naturel du CEREGE et à travers des collaborations avec la CNR et le SYMADREM.

Afin d'intégrer les différentes cartes, photographies aériennes, levés topographiques dans des modèles informatiques de comparaison diachronique de l'évolution du milieu, il est nécessaire dans un premier temps de définir les marges d'erreurs de chacune des sources exploitées (cartes et photographies aériennes, données altimétriques et bathymétriques). Une attention spéciale sera apportée pour finir aux différentes lignes d'eau et aux calculs des pentes de ces dernières.

1.1. Les cartes et photographies aériennes

Le travail sur des cartes anciennes est complexe. Il n'existe pas d'inventaire exhaustif de tous les documents dressés au cours des derniers siècles. A partir des recherches dans les archives des différents acteurs du fleuve, il a ainsi été possible d'étudier des documents anciens (XIXe siècle) non référencés dans les administrations et les services de gestion du fleuve. Pour les documents plus récents, les bases de données et l'informatisation ont facilité la recherche et l'acquisition des documents.

Les documents concernant le fleuve et son fonctionnement sont nombreux. Dans le temps imparti pour l'étude, le choix a été fait de se concentrer uniquement sur les documents cartographiques qui pouvaient être intégrés dans un SIG, dont le but est la mise en évidence et la quantification des évolutions morphologiques du système fluvial. Toutes les données manuscrites n'ont donc pas été exploitées.

L'analyse de la chronologie des aménagements et des crues a permis dans la première partie de déterminer des périodes charnières dans le fonctionnement du chenal sous la contrainte des aménagements et des variations des flux liquides et solides, depuis le milieu du XIXe siècle. Le rappel de ces dates clés, va permettre dans un premier temps de cibler et de sélectionner les documents qui se révèlent les plus pertinents pour l'analyse de l'impact de chacune des variations des contraintes (locales ou à l'échelle du bassin versant), dans le système fluvial aval.

Par la suite les documents acquis pouvant correspondre aux critères qui viennent d'être définis seront décrits et analysés en vue de leur intégration dans un SIG.

1.1.1. Pré-requis

La première partie de ce travail a montré que les dates clés de l'évolution du système fluvial du bas Rhône correspondent d'une part à l'évolution de la contrainte hydroclimatique et sédimentaire, d'autre part aux phases de l'aménagement local.

Les premières caractérisent le fonctionnement du bassin amont :

- Rréduction de la fréquence des fortes crues à partir du troisième quart du XIXe siècle et très faible hydraulicité des années 1960-80.

- Diminution progressive des apports solides (MES et charge de fond) entre les années 1850 et 1960, au fur et à mesure de la stabilisation des versants, puis de la conquête des marges alluviales par les ripisylves.

- Réduction drastique du transit de la charge de fond par les barrages et les extractions à partir de 1950, des apports de MES de la Durance après 1960. Les dates clés sont donc la fin du XIXème siècle, puis les années 1950-60.

Les phases de l'aménagement local sont :

- L'homogénéisation des digues insubmersibles entre 1840 et 1893.

- La construction de digues submersibles qui déconnectent les lônes du chenal principal et réduisent sa largeur à partir de 1855 mais surtout 1876.

- La construction des casiers dits Girardon.
- Sur le Petit Rhône, les travaux d'amélioration de la navigabilité à partir de

Les dates clés sont donc dans la seconde partie du XIXe siècle, entre 1911 et 1938, puis en 1980 sur le Petit Rhône

A partir de ces périodes charnières dans l'évolution du système, les cartes disponibles et exploitables pour étudier l'occupation du sol ne sont pas nombreuses. Il faut noter également, qu'avant 1864, les données cartographiques ne se rapportent pas à un référentiel commun unique, ce qui limite les possibilités de comparaison et de quantification[19].

Dans la deuxième moitié du XIXe siècle, les progrès de la cartographie et l'intérêt porté aux grands axes fluviaux pour la navigation et la protection contre les inondations, amènent les ingénieurs des P&C et d'autres services de l'Etat à réaliser des cartes tout à fait utilisables. L'exploitation des photographies aériennes peut, elle, débuter à partir de la seconde guerre mondiale et des campagnes de photographies aériennes réalisées par les américains entre 1942 et 1945. Elles permettent de suivre l'évolution du chenal et des aménagements locaux depuis la fin des derniers grands travaux (à l'échelle locale, les casiers Girardon) en 1938. La totalité des documents utilisés est détaillée ci-dessous. Ils concernent principalement le Rhône en amont de la diffluence et le Petit Rhône. Quelques documents se réfèrent toutefois au Grand Rhône car ils apportent des données nouvelles sur la connaissance du milieu et de son évolution.

1.1.2. L'Atlas des Ponts et Chaussées de 1876

Ce document porte comme titre : « Atlas du Rhône, du Pont de Donzère à la mer » (Atlas des P&C). Il est dressé au 1/10 000 entre 1870 et 1876 par le Service Spécial du Rhône des P&C. Sa projection est complexe. Le cartouche mentionne :

[*On a levé le plan du Rhône et de ses rives en prenant pour base une* ***triangulation spéciale rattachée à celle de la carte du Dépôt de la Guerre****. Cette triangulation a embrassé une* ***largeur variable*** *suivant les conditions topographiques des diverses parties du Cours du Rhône et en moyenne une largeur de trois mille mètres.* ***Le levé du plan*** *s'est étendu sur une zone comprenant de chaque côté une largeur moyenne* ***de 300 mètres à partir de la berge*** *qui limite le lit du fleuve. Au-delà de cette zone le plan a été* ***déduit des plans du Cadastre****, qu'on a révisés en y indiquant tous les changements survenus depuis leur confection, de manière à représenter l'état actuel des lieux en relevant tous les points donnés par la triangulation.*

Les points du canevas trigonométrique ont été rapportés à une méridienne principale et à sa perpendiculaire passant l'une et l'autre par l'arête aval de la culée gauche du pont de la Mulatière à Lyon*. Ce repère a été choisi également pour le point de départ du bornage kilométrique. Chaque feuille est divisée en carreaux dont les côtés disposés parallèlement à ces lignes présentent un kilomètre de longueur. Chacune des divisions est désignée par un numéro exprimant sa distance en kilomètre à la ligne principale qui lui est parallèle, et une des lettres E, O, N, S, indique son orientation. Une méridienne et sa perpendiculaire appartenant au canevas de la carte du Dépôt de la Guerre sont en outre tracées sur la feuille avec l'indication de la longitude et de la latitude exprimées en grades. Chaque point peut être ainsi rapporté au repère de la Mulatière ou de la carte de la Guerre.*

[19] Le nivellement général de la France est réalisé par Bourdalouë en 1864 (Source IGN)

Le Rhône est représenté en eaux moyennes.

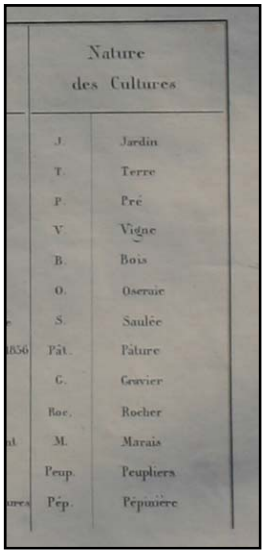
Le périmètre du champ de l'inondation de 1856 a été tracé d'après les observations faites directement et les documents recueillis sur les lieux.

Les hachures indiquant le relief du sol, sont disposées d'après celles de la carte du Dépôt de la Guerre]

Cette carte a donc un référencement spécial, identique à celui de la carte du Dépôt de la Guerre, levée entre 1821 et 1866 avec un canevas géodésique de Bonne (projection sur un plan tangent, avec le centre de projection proche d'Aurillac). Mais l'origine de la triangulation de l'Atlas est prise sur le pont de la Mulatière à Lyon. Or ce repère n'existe plus et aucun service de l'Etat n'a de trace de sa position (après recherches auprès de l'IGN et de la CNR). La présence d'une seule méridienne par feuille et de sa perpendiculaire, dans le système de projection de la carte du Dépôt de la Guerre, empêche un géoréférencement direct des planches.

Cet Atlas présente une définition de l'occupation du sol très fine en distinguant les types de cultures, les affleurements sableux, graveleux ou rocheux... (Figure 30). Les aménagements sont aussi clairement identifiés, avec pour chacun d'eux le nom, la longueur et le type et, selon le cas, la date prévue de construction ou l'état actuel (Figure 31). Le Rhône en aval de Beaucaire est représenté sur 2 feuilles : la planche « Bas Rhône » n°38 : Beaucaire, Tarascon et la planche « Bas Rhône » n°39 : Arles, Fourques. Le Petit Rhône est lui représenté sur 6 planches « Bas Rhône » numérotées de 40 à 45.

L'intégration de ces cartes dans le SIG est faite par rectification et géoréférencement à partir de points d'amer communs avec l'Orthophoto IGN de 2003 sous le module de Géoréférencement d'ArcGis 9.1. L'erreur RMS (Root Mean Square) est inférieure à 3 m sur chacune des feuilles (Raccasi et al., 2005b).



	Nature des Cultures	
	J.	Jardin
	T.	Terre
	P.	Pré
	V.	Vigne
	B.	Bois
	O.	Oseraie
	S.	Saulée
1856	Pât.	Pâture
	G.	Gravier
	Roc.	Rocher
	M.	Marais
	Peup.	Peupliers
	Pép.	Pépinière

Figure 30 : Légende de l'occupation du sol sur l'Atlas des P&C de 1876.

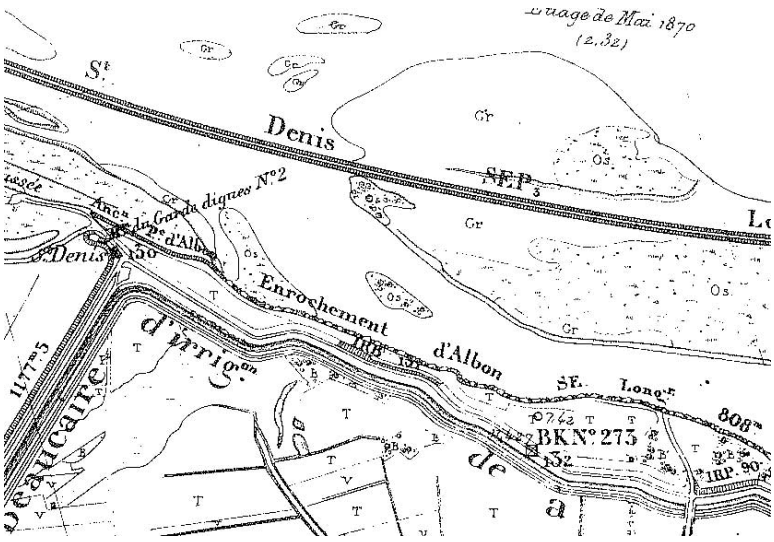


Figure 31 : Aperçu des aménagements sur l'Atlas des P&C de 1876

1.1.3. Les cartes de la première décennie du XXe siècle

Des plans ont été levés par l'ingénieur Branciard, dits « Plans Branciard », entre Beaucaire et Arles en 15 planches, entre 1906 et 1907 (3 planches ne sont pas datées) au 1/2 000. Deux planches au 1/5 000 couvrent la totalité de l'espace entre Beaucaire et la diffluence (Tableau 5). Le géoréférencement n'est pas mentionné sur les plans, mais une étude rapide des orthogonales de projection, montre que c'est ici aussi, comme sur l'Atlas de 1876, la projection spéciale rattachée à la carte du Dépôt de la Guerre qui a été utilisée, avec l'origine positionnée sur le pont de la Mulatière à Lyon. Ces planches sont très précises sur le chenal du Rhône, les bancs de sable et les aménagements, mais la plaine d'inondation entre les digues insubmersibles n'a pas été levée (Figure 32).

Planche	Date	Echelle
4° arrondissement –F56-Km268	27 février au 22 décembre 1906	1 / 2 000
4° arrondissement –F57-Km269	20 avril au 27 novembre 1906	1 / 2 000
4° arrondissement –F58-Km269	12 avril au 31 juillet 1906	1 / 2 000
4° arrondissement –F59-Km270 à 271	Inconnu	1 / 2 000
4° arrondissement -F60-Km270	20 avril au 7 août 1906	1 / 2 000
4° arrondissement -F61-Km272 à 273	26 avril au 23 août 1906	1 / 2 000
4° arrondissement -F62-Km272	25 mai au 09 août 1906	1 / 2 000
4° arrondissement -F63-Km273 à 274	1er juin au 19 août 1906	1 / 2 000
4° arrondissement -F64-Km275	7 juin 1906 au 7 janvier 1907	1 / 2 000
4° arrondissement -F65-Km276	5 janvier 1906 au 9 janvier 1907	1 / 2 000
4° arrondissement -F66-Km277 à 278	5 janvier 1906 au 14 mars 1907	1 / 2 000
4° arrondissement -F67-Km279	10 septembre 1906 au 19 mars 1907	1 / 2 000
4° arrondissement -F68-Km280	14 septembre 1906 au 10 avril 1907	1 / 2 000
Planche 59 -Km270 à 276	Inconnu	1 / 5 000
Planche 60 –Km277 à 283	Inconnu	1 / 5 000

Tableau 5: Liste des planches Branciard du secteur d'étude

Après des recherches aux Archives de l'IGN, la seule carte existante pour compléter les informations des Plans Branciard sur les marges fluviales, est la carte d'Etat Major dressée en 1866 au 1/80 000 et mise à jour en 1906 avec une amélioration de la résolution (1/50 000). Deux planches recouvrent la cartographie des Plans Branciard : Avignon S. O. et Arles (planches 222 et 234). La projection utilisée est Lambert III Sud avec un quadrillage kilométrique.

Figure 32 : Exemple de la qualité des Plans Branciard au 1/2 000 en amont de la diffluence

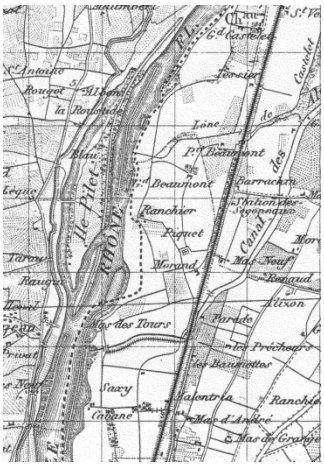


Figure 33 : Carte d'Etat Major au 1/50 000 mise à jour en 1906

Le géoréférencement des plans Branciard est soumis à la pauvreté des points d'amer disponibles ; l'erreur RMS moyenne est donc comprise entre 3 et 5 m en fonction des planches.

1.1.4. Les photographies aériennes de la Seconde Guerre Mondiale

Pendant la Seconde Guerre Mondiale, l'armée américaine a réalisé une campagne photographique aérienne des zones littorales. Le Rhône, axe de communication, et la Camargue, zone potentielle de débarquement ont donc fait l'objet d'une mission photographique. Ces clichés apportent la première information photographique aérienne verticale pour le Rhône aval. Les photographies sont en noir et blanc, à une échelle de 1/24 000, mais les planches contacts sont rayées et les bords des photos brûlés. La date exacte de prise de vue n'est pas mentionnée. Seule la planche n°37, se rapportant à l'entrée nord de la lône du Pillet, offrant un géoréférencement satisfaisant, sera utilisée comme repère dans l'étude de la lône du Pillet.

1.1.5. Les cartes IGN depuis 60 ans

A la fin de la Seconde Guerre Mondiale, les cartes disponibles sont des reproductions de la carte de 1906 rééditée en 1941 ;. Sur le bas Rhône, les cartes sont ensuite dressées, dessinées et publiées entre 1950 et 1952 d'après des levés stéréophotographiques aériens, complétés sur le terrain en 1945-49. Les cartes sont dessinées par planche au 1/50 000 et chaque planche est divisée en huit sous planches au 1/20 000. Elles sont référencées en Lambert III Sud sur un quadrillage kilométrique qui permet d'obtenir une erreur RMS quasi nulle.

Planche	Date	Echelle
Carte des Stes Maries de la Mer. Feuille XXIX-44 et 45	levés stéréotophotographiques aériens de 1951 complétés sur le terrain en 1947-48	1 / 50 000 et 1 / 20 000
Carte de Nîmes. Feuille XXIX-42	levés stéréotophotographiques aériens de 1950 complétés sur le terrain en 1945-46	1 / 50 000 et 1 / 20 000
Carte d'Arles. Feuille XXIX-43	levés stéréotophotographiques aériens de 1952 complétés sur le terrain en 1949	1 / 50 000 et 1 / 20 000

Tableau 6 : Liste des cartes IGN des années 1950

Les cartes au 1/25 000, sont les documents cartographiques les plus précis fournis par l'IGN dans le commerce. Depuis la mise à jour de 1994, elles existent dans le format numérique géoréférencé en Lambert III Sud directement exploitable dans un SIG. Sur la zone d'étude, deux dates sont disponibles : 1994, puis une mise à jour en 2005 sur la base des photographies aériennes de 2003 (qui ne servira ici que de support cartographique).

1.1.6. Les photographies aériennes

En 1962, l'IGN réalise une campagne de photographies aériennes qui couvre le Rhône entre Beaucaire et Arles. Ces photos sont prises le 23 juin 1962 entre 12 et 13 h au 1/25 000 et en noir et blanc. Entre Beaucaire et Arles, le secteur se divise en 5 photographies numérotées 11, 66, 67, 69 et 70.

Si pour les cartes, le niveau du fleuve est représenté par rapport au débit moyen, sur les photographies aériennes c'est le débit instantané au moment de la prise de vue qui est fixé. Pour cette campagne photographique, le débit journalier à Beaucaire pour le 23 juin 1962 est de 1 650 $m^3 s^{-1}$, soit un débit très proche du débit moyen.

En 1979, l'IGN réalise une nouvelle campagne de photographies aériennes. Quatre photographies en noir et blanc couvrent la zone au 1/30 000 (11, 36, 57 et 81). Les photos sont prises les 16 juillet 1979 entre 16h30 et 17h00 avec un débit horaire à Beaucaire de 850 $m^3 s^{-1}$ à 16h30 et de 800 $m^3 s^{-1}$ à 17h00.

Une nouvelle campagne photographique est réalisée le 5 juin 1993. Cinq photographies en noir et blanc couvrent la zone au 1/20 000 (13, 51, 54, 122 et 130). Les photographies sont prises entre 11h00 et 13h00 pour un débit horaire variant entre 1 650 et 1 700 $m^3 s^{-1}$ (assimilable au module).

Le document le plus récent est la BD ORTHO de l'IGN en couleurs, datée de 2003. Les prises de vues sont faites à une échelle de 1/25 000, puis scannées et redressées pour obtenir une résolution de 50 cm $pixel^{-1}$. Ces données sont livrées géoréférencées en Lambert III Sud avec une erreur de 2 m maximum[20] (Figure 34). La même campagne photographique a été réalisée par l'IGN en 1998.

Figure 34 : BD Ortho de l'IGN au niveau du Mas des Tours

Enfin, pour l'aide à la réalisation de l'inventaire forestier, l'IFN s'appuie sur des campagnes photographiques en infrarouge couleur. Une mission est effectuée entre Beaucaire et Arles le 5 juillet 2000 entre 12h00 et 13h00 pour un débit horaire de 950 à 1 070 $m^3 s^{-1}$. Cinq photographies couvrent la zone au 1/ 15 000 (5986, 6086, 6185, 6285 et 6385).

Dans le cadre de cette étude, c'est principalement les photographies aériennes de 2003 qui ont été utilisées, mais les autres campagnes photographiques ont servis de base à des travaux universitaires qui seront intégrés à cette recherches (Villiet, 2005; Wiederkehr, 2006; Zanetti, 2006).

1.1.7. Les levés des années 1970-1980 par la CNR pour l'aménagement du Rhône

Les levés avant travaux, sont des plans dressés par la CNR. La zone d'étude est couverte par 9 planches à des échelles différentes. Les cartes au 1/1 000 sont dressées en 1983, pour les autres (1/2 000 et 1/5 000) la date du levé n'est pas mentionnée sur les planches (Tableau 7), mais elles sont antérieures aux aménagements du palier d'Arles car la

[20] Pour plus d'informations sur ces données, se reporter à la fiche technique de la BD Ortho version 1 sur le site de l'IGN : http://www.ign.fr

lône de Matagot en aval de Beaucaire n'est pas encore comblée (communication CNR). Ces cartes sont dans la projection Lambert II étendu avec un quadrillage kilométrique. L'occupation du sol est complète et compréhensible, même sans la légende employée pour la construction de la carte. Les aménagements sont bien représentés : les analyses comparatives et les observations de terrain permettent de les identifier clairement (Figure 35). Le géoréférencement génère une erreur inférieure au mètre

Planche	Date	Echelle
Arles, zone portuaire, Feuille 1	Avril 1983	1 / 1 000
Arles, zone portuaire, Feuille 2	Avril 1983	1 / 1 000
Arles, Feuille 40E	Inconnu	1 / 2 000
Arles, Feuille XX4	Inconnu	1 / 5 000
Arles, Feuille XXI4	Inconnu	1 / 2 000
Arles, Feuille 40E	Inconnu	1 / 2 000
Valabrègues, Feuille 45EF	Inconnu	1 / 2 000
Valabrègues, FeuillesXXII-3	Inconnu	1 / 5 000
Valabrègues, FeuillesXXIII-3	Inconnu	1 / 5 000

Tableau 7 : Liste des planches avant travaux de la CNR sur le secteur d'étude

Figure 35 : Levés cartographiques avant travaux de la CNR en amont de la lône du Pillet

1.1.8. Bilan des documents 2D disponibles

Le référencement des cartes et photographies aériennes montre une relativement bonne résolution spatiale (entre 1/2 000 et 1/30 000) pour chacun des documents exploités, si ce n'est pour la carte d'Etat Major qui renseigne la plaine inondable en 1906 (1/50 000).

Pour la résolution temporelle, on constate que plusieurs dates clés sont bien renseignées : le troisième quart du XIXe siècle et la première décennie du XXe siècle sont illustrés par la Carte des Ponts et Chaussées, les Plans Branciard et la première édition de la carte au 1/50 000.

A partir des années 1950, l'illustration est très riche et permet d'encadrer la construction du barrage de Vallabrègues (photos aériennes et cartes des années 1960, puis 1979-80, levés de la CNR pour l'aménagement), puis les grandes crues de la fin du XXe siècle. Malheureusement, les années 1910-1950, correspondant aux aménagements Girardon et à une période importante de l'évolution du bassin-versant, ne sont illustrées par aucun document.

Pour effectuer l'analyse de l'évolution du système fluvial depuis le milieu du XIXe siècle, c'est donc l'Atlas des P&C, les plans Branciard, les plans CNR et la photographie aérienne de 2003 qui seront exploités pour le secteur Beaucaire Arles.

A une échelle temporelle différente, il n'existe pas de base cartographique pour la période 2004-2007 : Les photographies aériennes les plus récentes sont datées de 2003 et il n'existe donc pas de photographies montrant l'état du système après la crue de 2003. Une campagne de photographies aérienne a bien été réalisée par la DIREN pendant la crue pour effectuer une cartographie des dégâts (SIEE et al., 2005), mais les eaux ne s'étant pas encore retirées lors du survol, elle ne permet pas de déterminer les impacts morphologiques de l'événement.

1.2. Les données altimétriques et bathymétriques

Les cartes et les photographies aériennes donnent une image 2D du système. Si pour mettre en évidence des tendances de l'évolution morphogénique (érosion/accumulation, occupation du sol) ce type d'information suffit, il montre vite ses limites pour réaliser un bilan quantifié du fonctionnement du milieu. L'apport de la troisième dimension offre la possibilité, par calcul du différentiel des volumes, de mettre en évidence les matériaux ajoutés ou soustraits au système.

Les documents disponibles en 3D, anciens et récents, seront d'abord présenté, avant de discuter de l'homogénéisation nécessaire à leur comparaison : référentiels topographiques et lignes d'eau. En effet, si à l'heure actuelle l'acquisition de données tridimensionnelles est facilitée par les nouvelles technologies (GPS, LASER, échosondeur…), avant la révolution industrielle, ce type d'acquisition, dans des systèmes géoréférencés, était quasi impossible. Il faut attendre l'ingénieur Bourdaloue qui, en 1864, réalise le premier nivellement de la France, pour obtenir des données exploitables d'un point de vue quantificatif. Pour les bathymétries qui se rapportent à un niveau d'eau de surface, le problème est différent : plusieurs bathymétries pourront être comparées si elles sont acquises pour des niveaux d'eau équivalents ou si des courbes de tarages permettent de compenser les variations de débits.

1.2.1. Les données anciennes

Des levés bathymétriques ponctuels, précoces, sur le Grand Rhône (1867-1869), puis plus généraux sur l'ensemble sur fleuve en 1876, ainsi qu'un levé topographique détaillé de la plaine et des marges alluviales fournissent un état initial du milieu qui pourra être comparé avec des valeurs topographiques et bathymétriques récentes.

1.2.1.1. Cartes pour l'aménagement du Rhône maritime au passage de Beaujeu en 1867, 1868 et 1869

Les données tridimensionnelles les plus anciennes se rapportent à l'aménagement pour la navigation, par le Service Spécial du Rhône (SSR), du « passage de Beaujeu » (qui correspond au Seuil de Terrin actuel). Les travaux ont lieu entre 1867 et 1869 : des bathymétries sont réalisées dans le chenal pendant ces trois années. Seules les données bathymétriques sont disponibles, les plans et rapports ayant trait aux aménagements réalisés n'ont pas été retrouvés.

Ces bathymétries se composent de deux documents (Figure 36) sans projection définie. Le premier est un ancêtre du SIG : il se compose d'une carte de l'occupation du sol, des aménagements pour la navigation existants ou en projet, et de la bathymétrie du chenal entre les PK 291 et 298. Cette carte a été dressée le 8 avril 1867 au 1/10 000 par le SSR. L'occupation du sol est dessinée entre les digues, elle permet de distinguer le lit mouillé, les zones agricoles, la ripisylve, la végétation naturelle basse et les bancs de sable ; les épis, les digues basses en projet et le chenal de navigation théorique sont aussi représentés. La bathymétrie est représentée par des isobathes de 1 m d'équidistance verticale, construites à partir de sondages sur des profils perpendiculaires au flux (21 profils sur le linéaire).

Cette carte initiale est complétée par un calque se superposant au chenal entre les PK 292.5 et 297. Ce document réalisé le 14 juillet 1868 montre l'état d'avancement de construction des digues basses et les projets. Il représente également une nouvelle bathymétrie

réalisée selon la même méthode (construction des isolignes par profil) et l'emplacement des bancs de sable.

Le deuxième document est identique à la carte de 1867. Il a été dressé le 22 mai 1869 dans le cadre du « Deuxième groupe d'ouvrages en aval de l'épi des Bécasses ». Le relevé est effectué au 1/10 000, du PK 291 au PK 308. La bathymétrie est effectuée sur un secteur plus restreint, du PK 293 au 307. Si le mode de construction est identique aux deux bathymétries des années précédentes, avec des isobathes distantes de 1 m construites à partir de profils perpendiculaires au flux, les profils sont beaucoup plus fins et incluent la topographie des bancs de sable au milieu du chenal. Aucun de ces plans n'indique par rapport à quel niveau d'eau est dessinée la bathymétrie. Généralement (Chapuis, 1999), pour des bathymétries destinées à la navigation ou aux travaux s'y reportant, les ingénieurs et les géomètres rapportent le niveau 0 au niveau conventionnel d'étiage.

Ce document apporte une information sur les temps de réponse du chenal à la mise en place d'un ouvrage pour la navigation, dans une période où les apports en sédiments ne sont pas perturbés par les aménagements sur le bassin versant. L'intégration des données dans un SIG spécifique sur le secteur et la modélisation des bathymétries fournissent une quantification volumétrique des conséquences de la mise en place de l'aménagement.

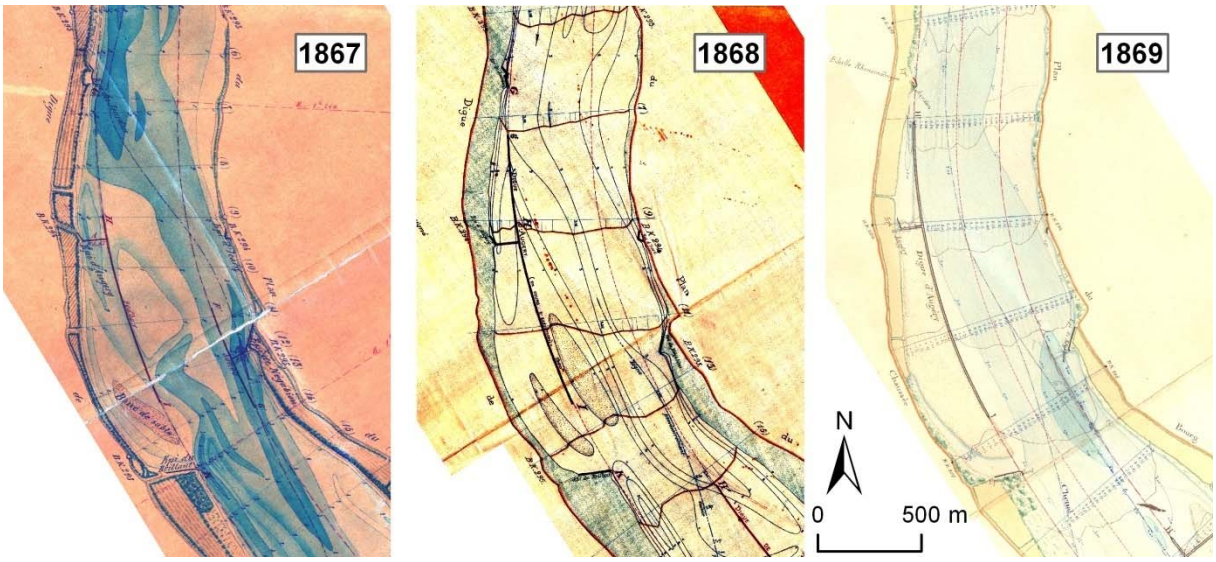


Figure 36 : Carte bathymétrique du seuil de Terrin entre 1867 et 1869 sous l'influence d'un aménagement

1.2.1.2. La bathymétrie du chenal en 1876

Les archives, de VNF et de la mairie d'Arles, fournissent des relevés bathymétriques du Rhône et du Petit Rhône en 1876 à travers une carte minute du Petit Rhône et un document finalisé qui s'étend d'Avignon à Arles.

La carte minute du Petit Rhône[21] (Figure 37) couvre le chenal de ce bras, depuis la diffluence jusqu'à l'embouchure, sur le fond topographique de l'Atlas de P&C (la position des bornes des PK et les limites du chenal sont identiques). Les levés ont été réalisés entre le 13 mars et le 21 avril 1876 par des sondages effectués le long de profils transversaux en oblique par rapport au flux. Entre chaque PK, 18 à 24 profils sont réalisés. Cette méthode

[21] Archives Municipales de la Ville d'Arles : VIo157 Cartes et Plans, isobathes Rhône

permet un recoupement des données et affine la précision du dessin des isobathes résultantes. Entre chaque journée de levé, il n'y a pas de décalage dans les isobathes ; pourtant l'analyse des hauteurs d'eaux mesurées à Avignon (aucune donnée n'a été retrouvée pour cette période à l'aval) pour cette période[22] montre une variabilité importante, comprise entre 1.6 et 4.2 m (Figure 38).

Pardé (1925) référence les crues au dessus de 4 m à Avignon, à partir d'une crue à 4.25 m qui correspond à un débit de 4 100 m^3 s^{-1}en septembre 1846. Donc il est possible de supposer que pendant les levés, les variations du débit sont assez importantes, sans pouvoir les qualifier à partir des données disponibles.

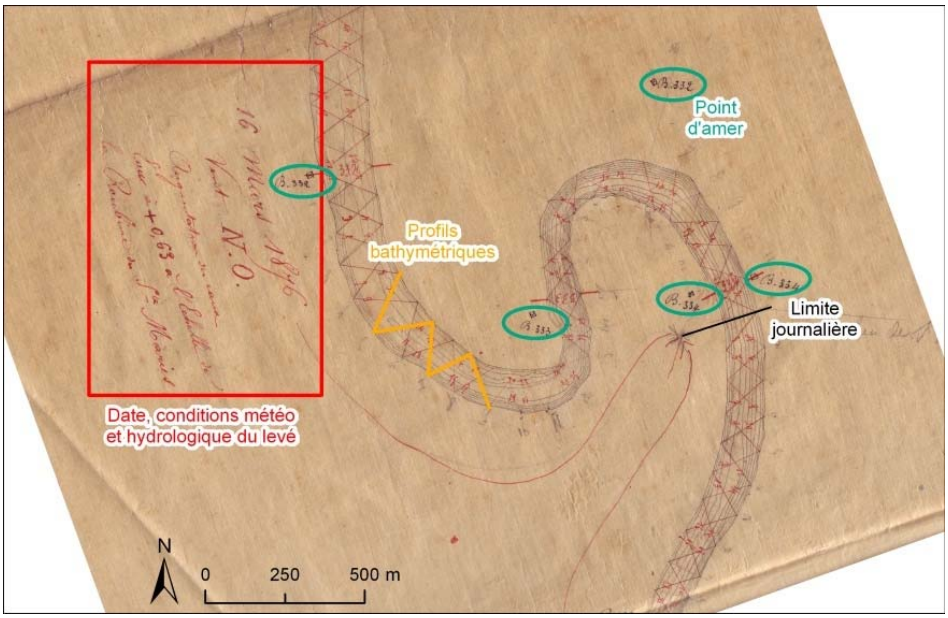


Figure 37 : Carte minute du petit Rhône en 1876

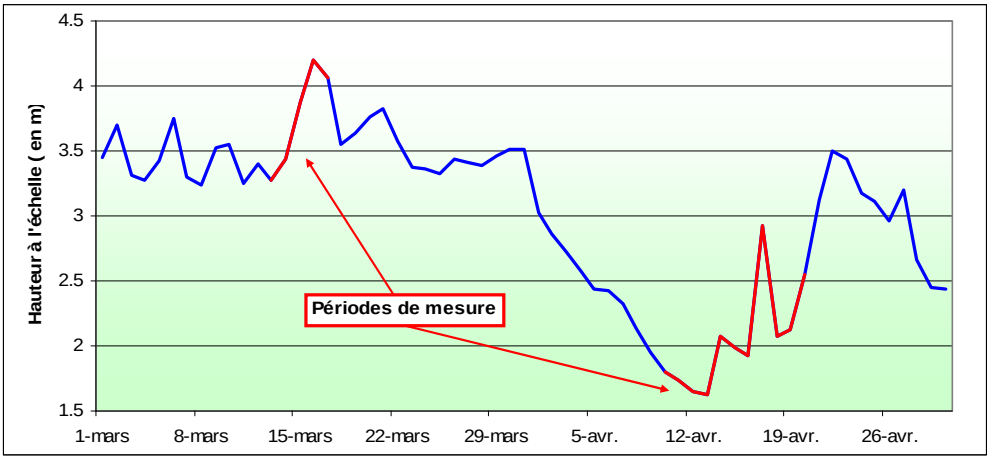


Figure 38 : Hauteurs d'eau à l'échelle d'Avignon pour les mois de mars et avril 1876 (en rouge la période des relevés bathymétriques sur le Petit Rhône

[22] Archives Municipales de la Ville d'Avignon : Observation pluviométriques d'octobre 1873 à novembre 1891

Ces remarques sur les variations du débit pendant les mesures et sur la continuité des isobathes entre les différentes journées de travail montrent que, sur le document, le niveau d'eau du Rhône a déjà été corrigé des fluctuations dues aux variations du débit. Il reste que, comme sur les bathymétries précédentes, aucun référentiel pour les niveaux d'eau n'est mentionné sur cette carte minute, si ce n'est pour chaque journée une direction et une vitesse relative de vent et la position du niveau d'eau par rapport à un point qu'il est difficile de retrouver à l'heure actuelle. Par exemple, le 16 mars 1876 (Figure 37), « *le vent est Nord Ouest, les eaux augmentent et marquent + 0.63 à l'échelle de la Roubine des Saintes Maries* ». Cette donnée est totalement inutilisable à l'heure actuelle, mais la continuité des isobathes aux limites des différentes journées d'acquisition, laisse supposer que cette information n'a qu'un intérêt limité (elle ne sera donc pas prise en compte) et qu'un travail d'homogénéisation de la bathymétrie a déjà été effectué par les ingénieurs de l'époque sur ce document.

L'antenne d'Avignon de VNF dispose dans ses archives d'un document non répertorié, sans titre ni cartouche. Il est basé sur l'Atlas des P&C (cf. 1.1.2), sur lequel a été rajoutée, entre Avignon et Arles, la bathymétrie du chenal (Figure 39). Les isobathes ont une équidistance verticale de 1 m, mais l'isobathe -1 m est remplacée par l'isobathe -1.6 m. Sur ce document sont aussi présentés les aménagements à courant libre à construire pour les années 1877 à 1880 : les relevés bathymétriques peuvent donc être datés de l'année 1876. Il est même fortement possible qu'ils fassent partie de la même campagne de mesure que la carte minute décrite précédemment. La recherche du niveau de base de ce relevé bathymétrique sera développée plus loin.

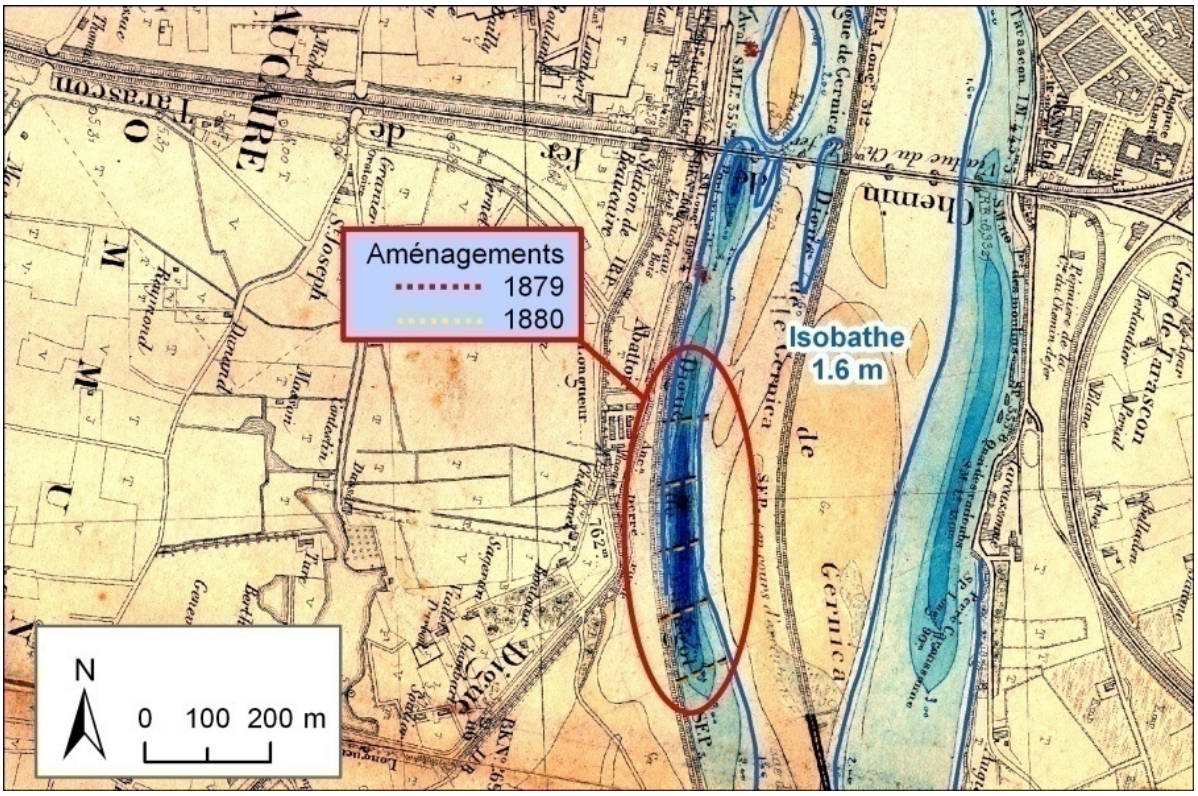


Figure 39 : Carte bathymétrique du Rhône entre Avignon et Arles

1.2.1.3. La topographie de la plaine en 1870-76

L'Atlas des P&C, fournit des informations altimétriques sur la plaine dans le système Bourdaloue. La date des levés n'est pas mentionnée sur le cartouche, mais la carte étant réalisée entre 1870 et 1876, les relevés sont supposés contemporains de cette période. En continuité du profil en travers de chaque PK dans le chenal, un profil topographique est en effet dressé dans la plaine avec un écart de 100 m entre les points. Ces profils sont présents sur la totalité de l'Atlas, sauf dans le delta sur le Grand et le Petit Rhône.

1.2.2. Les données actuelles

Depuis les années 1930, la gestion du fleuve relève de la CNR. Pour mener à bien ses missions, dont la navigabilité du fleuve, cet établissement réalise un suivi bathymétrique de l'évolution du fond du chenal, avec une fréquence de mise à jour de quatre ans, complétée en cas de forte crue morphogène (com. CNR). L'aménagement de la plaine alluviale, avec l'entretien des digues de protection contre les inondations, est géré par le SYMADREM qui fait réaliser en fonction des travaux à effectuer des levés topographiques de la plaine et des digues.

1.2.2.1. La topographie de la plaine

Les données disponibles au SYMADREM sont un levé au tachéomètre des digues et de la plaine en 1999 et des données de LASER aéroportés sur les digues et une partie des ségonnaux. Pour cette étude des relevés de points précis ont également été effectués avec les DGPS disponibles au CEREGE, entre 2005 et 2007. Les données LASER dont l'interprétation est encore l'objet de discussions techniques, ne seront pas employées ici

Le SYMADREM a fait effectuer en 1999 un levé topographique des digues du Rhône et du delta. A ce relevé, ont été ajoutés des profils en travers dans la plaine de Beaucaire à Arles, effectués par un géomètre, avec une précision centimétrique (Figure 40).

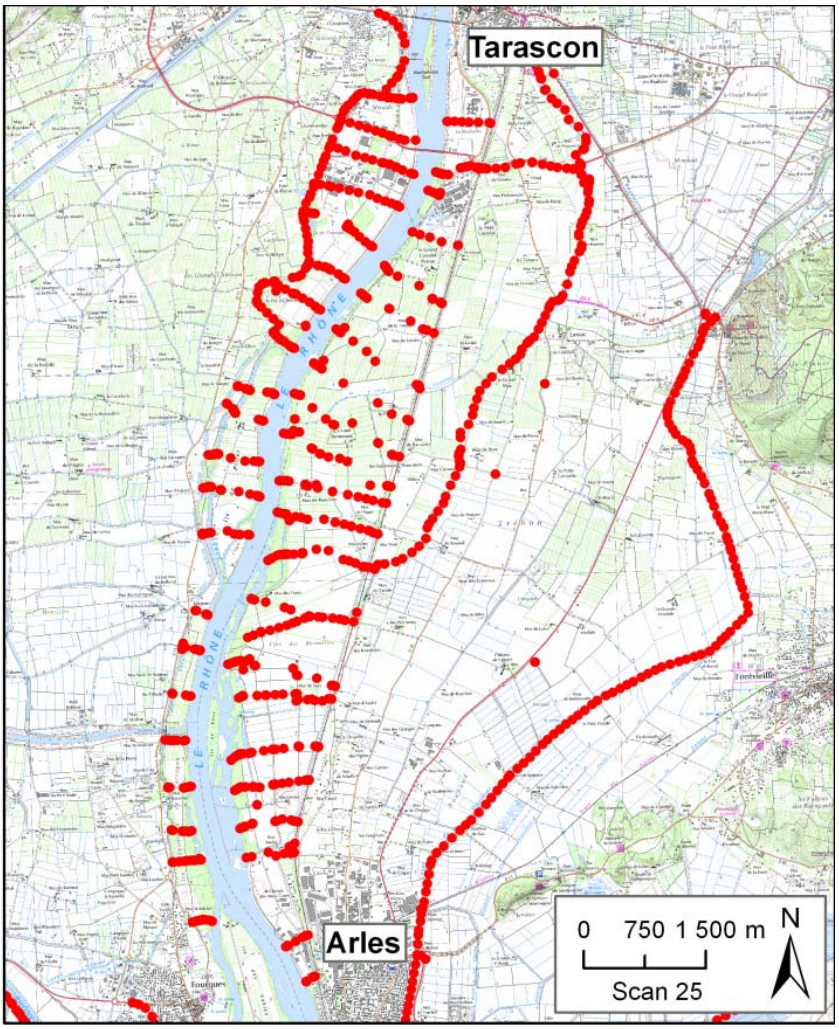


Figure 40 : Implantation des relevés topographiques entre Beaucaire et Arles, 1999

Deux campagnes de mesures topographiques dans la plaine sont réalisées pour cette étude, l'une entre Arles et Beaucaire, puis en amont de Tarascon.

La première a été effectuée les 21 décembre 2005 et 2 février 2006 dans l'espace intra digue entre Beaucaire et Arles (Figure 41). La numérisation de l'Atlas des P&C a permis de retrouver la position des points levés entre 1870 et 1876 et de faire les mesures sur les mêmes coordonnées, avec un GPS différentiel (DGPS) temps réel Trimble Pro XR. Ce type de GPS se compose d'une base positionnée sur un point géoréférencé (généralement une borne IGN) et d'une station d'acquisition mobile (Trimble, 2001a).

Ce type de matériel est adapté pour des mesures dans des champs mais devient d'un usage difficile dans les vergers ou dès que des arbres peuvent bloquer la réception des informations envoyées par les satellites. Pour réaliser une correction des données par rapport aux données acquises par la base, il faut que la station mobile ait une acquisition continue de plus de 45 minutes. Donc la perte de la vision des satellites pendant une phase de travail inférieure à 45 minutes détériore la qualité de la correction effectuée sur les données (Trimble, 2001b). La présence de vignes ou de fossés est aussi un facteur potentiel de perte de la réception des satellites. Un travail en binôme a permis une acquisition la meilleure possible, hors ripisylve et vergers, sur 80 points de l'Atlas des P&C avec une erreur moyenne de 300 mm et un écart type de 300 mm.

Figure 41 : Implantation des relevés topographiques de la plaine intradigue entre Beaucaire et Arles

En avril et mai 2007, une autre campagne topographique a été effectuée dans la plaine de Vallabrègues en rive gauche du Rhône, sur les coordonnées des points géoréférencés dans l'Atlas des P&C (Valleteau de Mouillac, 2007). L'utilisation d'un nouveau GPS a permis de réduire la marge d'erreur. Le GPS Trimble RTK R8, est un DGPS bifréquence qui intègre un module radio de communication entre la base (Photo 8) et la station d'acquisition mobile (Photo 9). Cette technologie autorise le placement de la base sur un point non géoréférencé et des temps de travail beaucoup moins longs (la communication en temps réel avec la base permet de se passer des 45 minutes d'acquisition non perturbée). Il s'y ajoute la possibilité de se connecter au réseau de satellites russes du système de géopositionnement GLONNASS, en plus du système américain, ce qui offre une plus grande plage de travail sur la journée et permet une meilleure correction des données (plus grand nombre de satellites disponibles). 133 points ont pu être levés (Figure 42), avec une erreur d'acquisition de 7 mm en moyenne, négligeable comparée à l'erreur humaine (inclinaison et enfoncement de la perche dans le sol, présence de motte de terre…).

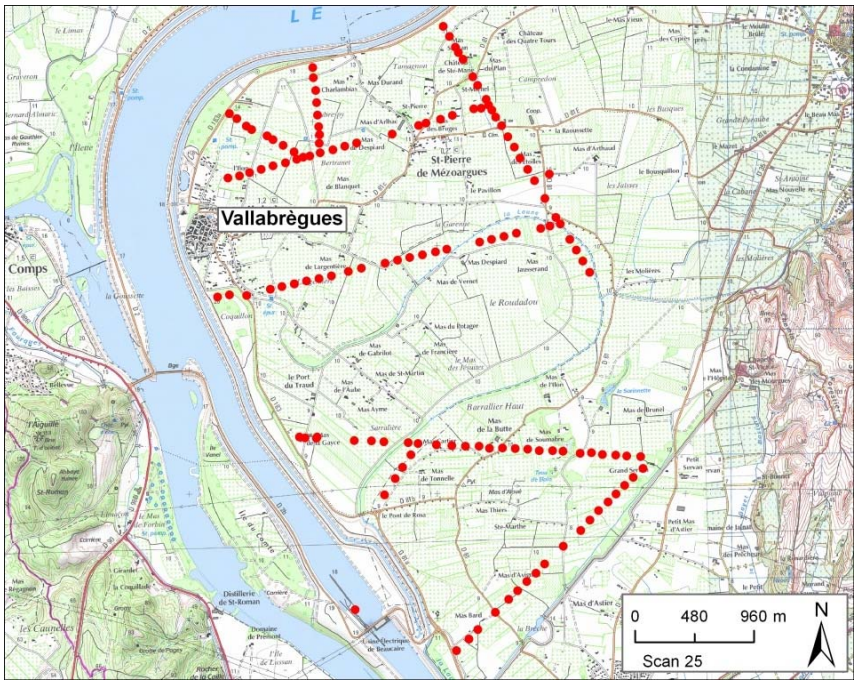


Figure 42 : Implantation des relevés topographiques dans la plaine de Vallabrègues (Valleteau de Mouillac, 2007)

Photo 8 : Base du GPS Trimble R8 avec son antenne radio, positionnée à l'écluse de Vallabrègues

Photo 9 : Acquisition avec la station mobile du GPS Trimble R8

1.2.2.2. Les acquisitions bathymétriques récentes

Les relevés bathymétriques sur la période récente sont essentiellement acquis par la CNR qui dispose d'un bateau hydrographique dédié à l'acquisition sur le Rhône, ce qui permet une homogénéité des données. Sur le Petit Rhône, les relevés bathymétriques du chenal sont effectués par VNF, ce qui donne des différences de densité de points dans les données disponibles. Des relevés de profils en travers ont également été effectués par le CEREGE à l'aide d'un aDcp ; ces profils sont géoréférencés, mais les données bathymétriques n'ont pas été corrigées par rapport au niveau d'eau. Ces informations sont donc relatives et ne permettent pas de comparaison. Le fonctionnement de l'aDcp et les différentes acquisitions effectuées sur le Rhône entre Beaucaire et Arles seront détaillé dans la troisième partie.

1.2.2.2.1. Les levés bathymétriques réalisés par la CNR

Ces données sont acquises à partir du Frédéric Mistral, le bateau hydrographique de la CNR, équipé de deux bras télescopiques sur lesquels sont fixés 48 sondeurs monofaisceaux. L'acquisition se fait en temps réel avec la visualisation immédiate de la route du navire et des images en 2D ou 3D des fonds sondés. Ces informations sont analysées avec le logiciel propriétaire CAREMBAR qui peut donner en sortie des profils topographiques ou des fichiers de points. Le couplage des sondeurs avec un système de GPS et une station inertielle permet d'obtenir une précision centimétrique des données (com. CNR).

Photo 10 : le Frédéric Mistral (CNR)

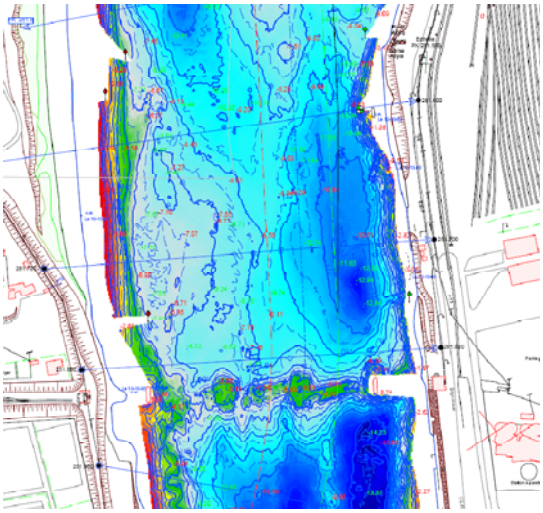


Figure 43 : Exemple de bathymétries réalisées par la CNR sur le seuil du Pont des Lions dans la traversée d'Arles en 2005

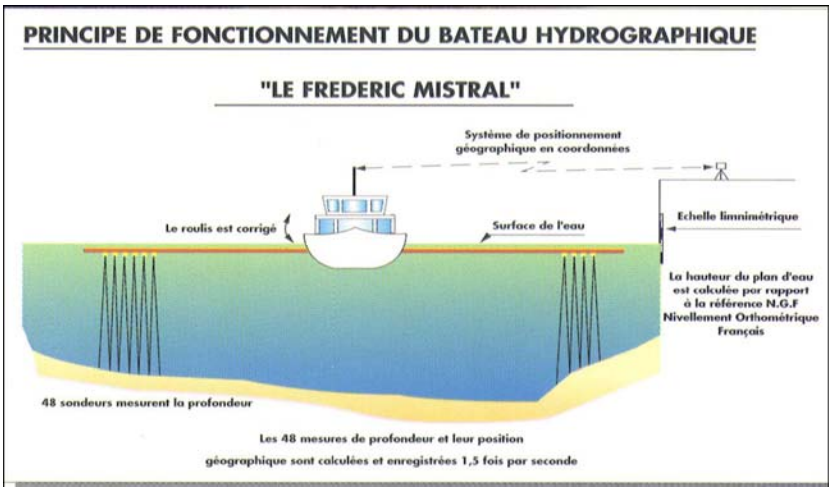


Figure 44 : Schéma de fonctionnement du Frédéric Mistral (CNR)

En 2006 la CNR a effectué une mission bathymétrique sur le Palier d'Arles (linéaire fluvial situé entre le barrage de Vallabrègues et la ville d'Arles dans la nomenclature de la CNR). Il en résulte un fichier de point sous la forme d'une grille (x, y, z) où les points sont espacés de 1 m en abscisse et en ordonnée. La zone s'étend du PK 267 au PK 283.5 et s'approche le plus près possible des berges en fonction de la profondeur du chenal, des embâcles et des aménagements pour la navigation.

La CNR a également dressé quelques profils topobathymétriques dans les lônes entre Beaucaire et Arles (une dizaine de profils), dans le cadre des projets de renaturation des lônes du Pillet et du Mas des Tours (mesures compensatoires). Ces relevés ont été effectués au GPS avec un matériel de même type que celui du CEREGE (Trimble RTK) et au tachéomètre.

Des données topobathymétriques existent aussi sous la forme de profils transversaux espacés de 100 m pour les années 1974, 1994 et 1999 sur l'ensemble du Palier d'Arles. Ces données ont déjà en partie été exploitées par Antonelli (2002)

1.2.2.2.2. Les levés bathymétriques des VNF

Les données bathymétriques les plus récentes ont été acquises en 2001 (de la diffluence à l'écluse de Saint Gilles), puis en 2004 (de la diffluence à l'embouchure). Elles encadrent donc, pour la partie amont, la crue exceptionnelle de décembre 2003. Dans la zone navigable du chenal jusqu'au PK 300, les hauts fonds et les aménagements (panneaux de fond) ne permettant pas l'accès jusqu'à la berge, ils constituent la limite spatiale des acquisitions de la diffluence à l'écluse de Saint Gilles pour 2001 et jusqu'à l'embouchure pour 2004.

La bathymétrie de 2001 a été réalisée sous la forme de profils en travers tous les 100 m avec un espacement de 1 m entre les points sur chaque profil (Figure 45), et de trois profils en long. Le premier dans l'axe du chenal navigable avec un espacement de 1 m entre les points et les deux autres sur les limites extérieures du chenal navigable avec un espacement de 10 m entre les points. Dans les secteurs reconnus sensibles par VNF, les profils en travers sont resserrés tous les 50 m.

La bathymétrie de 2004 est constituée d'un maillage de points (x ; y) de 5 m et couvre l'ensemble du bras jusqu'à l'embouchure. Entre le PK 300 et l'embouchure, elle est limitée

latéralement par la navigabilité sur une bande variant de 20 à 40 m au centre du chenal (Figure 45).

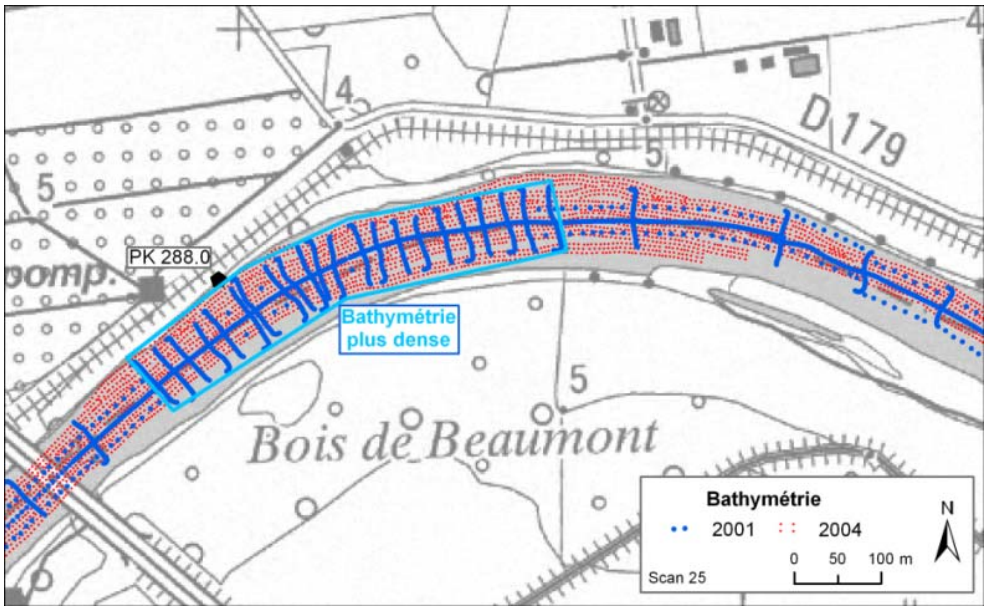


Figure 45 : Exemple d'implantation des bathymétries du Petit Rhône en 2001 et 2004

1.2.3. Conclusion partielle : la richesse relative des données

Les données disponibles permettent une étude spatiale du système en 2D depuis les années 1870 jusqu'en 2003, sans mettre en évidence l'impact de la crue de décembre 2003 sur l'évolution du système fluvial. Les données 3D permettent, elles, une étude du système entre 1876 et 2004-07

Le référencement des documents 2D offre une bonne précision spatiale de la donnée. Pour les données 3D (1870-76 et 2004-2007), l'acquisition altimétrique récente sur des points déjà levés entre 1870 et 1876 est une source de comparaison précise. Mais, la distance entre les points induit une forte marge d'erreur dans l'interpolation pour constituer des modèles de terrain. Par contre pour les données bathymétriques, le fait de disposer d'isolignes en 1876 et de bathymétries constituées de semis de points denses (1 m) au début du XXIe siècle offre la possibilité de générer des modèles de terrain précis. Dans les deux cas, la comparaison de l'évolution sur 150 ans va apporter des informations inédites sur le fonctionnement du système fluvial.

Il faut noter également pour les documents 3D, la pauvreté relative de la donnée dans le temps. Un modèle complet du chenal et de sa plaine n'est réalisable que pour le milieu du XIXe siècle et le début du XXIe siècle. L'évolution géomorphologique du système entre ces deux dates va donc intégrer l'impact des variations des apports du bassin versant et des différentes phases d'aménagent sans pouvoir déterminer le poids de chacun ; si ce n'est avec l'aide des informations fournies par la comparaison diachronique des documents 2D.

1.2.4. Les référentiels topographiques, problèmes d'homogénéisation

En 150 ans, les systèmes de mesure ont évolué, les référentiels ont été déplacés et la comparaison de données diachrones nécessite donc une homogénéisation de ces référentiels. Pour les données terrestres, trois systèmes de nivellement se sont succédés. Pour les mesures dans le chenal, les données les plus anciennes sont prises par rapport à une ligne d'eau dont il va falloir retrouver la pente. L'altitude de ces lignes d'eau est définie elle-même par rapport à des échelles qu'il va donc falloir recaler verticalement pour obtenir la topographie du fond du chenal.

L'homogénéisation, des échelles altimétriques puis des profils en long de la ligne d'eau, est présentée ici. La méthode de calcul de la topographie du chenal à partir de sa bathymétrie sera traitée dans les chapitres suivants.

1.2.4.1. Homogénéisation des échelles altimétriques

Dans la deuxième moitié du XIXe siècle, le nivellement de la France est réalisé par rapport au zéro Bourdalouë, différent du zéro NGF-IGN 69 actuel. La différence d'altitude entre les deux référentiels n'est pas constante sur tout le territoire français. A Beaucaire, il faut corriger de -0.114 m la donnée Bourdalouë. D'autre part, les relevés topométriques de la CNR sont rapportés à un zéro NGF Orthométrique, situé 0.02 m sous le zéro NGF-IGN69 pour le secteur d'étude (Com. CNR).

L'utilisation d'échelles de mesure des niveaux d'eau est ancienne sur le Rhône (Pichard, 1999), mais leur position et leur niveau de référence ont varié depuis 150 ans :

- A Arles, l'échelle graduée utilisée depuis la fin du XVIe siècle (PK 283.6, rive gauche) est déplacée de 1854 à 1930 sur le PK 283.1 toujours en rive gauche. Le zéro de ces 2 échelles est situé successivement à 1.50 m NGF, puis 1.38 m NGF. Depuis 1930, la CNR réalise un suivi en rive droite au PK 282.7, exprimé en mètres NGF Orthométrique (Antonelli et al., 2004a).

- A Beaucaire, une échelle est fixée au PK 268.2 (entrée du canal de Beaucaire à Aigues-Mortes) en 1816 ; son zéro correspond au niveau des plus basses eaux connues les années précédentes. Elle est remplacée en 1829-1831 par une autre échelle (PK 267.6), sur laquelle l'altitude du zéro varie au cours du XIXe siècle: 3.62 m NGF avant 1857, 3.86 m NGF entre 1857 et 1860, 3.53 m NGF après 1860 (Pichard, 1999). Enfin, depuis 1930, la station de mesure de la CNR, située au PK 269.6, fournit une cote en mètres NGF Orthométrique.

1.2.4.2. Homogénéisation du référentiel des lignes d'eau

La forme du profil en long de la ligne d'eau dépend directement des modifications de la morphologie du chenal et notamment de la topographie et des différents aménagements (CETMEF- Groupe d'hydraulique fluviale, 2002). L'étude de profils en long de la ligne d'eau acquis depuis le milieu du XIXe siècle souligne les variations morphologiques du fleuve. De plus leur analyse pour différents débits, et les pertes de charges constatées quand le débit augmente ou diminue, permettent de mettre en évidence les débits seuils d'impact sur l'écoulement de certains aménagements (cf troisième partie).

L'acquisition des lignes d'eau est une méthode simple de suivi qui nécessite moins de moyen à mettre en œuvre que les acquisitions bathymétriques. Ces données ont donc été relevées plus souvent sur le Rhône aval pour gérer la navigation. Il existe principalement deux types de données : les mesures réelles et les valeurs issues de la modélisation. Il en résulte un grand nombre de profils en long depuis la crue de 1856, dans des gammes de débit variables. Le calcul de la pente de ces lignes d'eau, se fait en fonction de l'axe d'écoulement principal. Donc dans un chenal sinueux, comme le Rhône en aval de Beaucaire au milieu du XIXe siècle, l'axe d'écoulement principal sera différent en fonction du débit du fleuve. Les valeurs à prendre en compte pour calculer la pente sont fonction de ce débit.

Après un inventaire des documents disponibles, le linéaire de l'axe d'écoulement principal sera déterminé pour les débits qui s'écoulent dans le chenal de navigation, puis pour ceux qui inondent la plaine intradigue, avant et après les aménagements. A partir de ces résultats, le calcul de la pente de la ligne d'eau en 1870 sera présenté. Il permettra par la suite de reconstituer la topographie du chenal à cette date.

1.2.4.2.1. Données disponibles

Les données de ligne d'eau issues des modèles (modélisation hydraulique, interpolation de courbes de tarage) génèrent des erreurs inhérentes à la qualité du modèle et de la donnée source ; elles ne seront donc pas prises en compte. Les relevés de terrain effectués au cours du temps par les organismes gestionnaires du fleuve (le SSR, puis la CNR), sont plus fiables et serviront de base à l'étude. Le Tableau 8 recense les différentes lignes d'eau entre Beaucaire et Arles, construites avec plus de 3 points, entre 1856 et 1994 pour différents débits, des plus bas étiages de 1921 et 1990 jusqu'à la crue de 1856. On dispose de données pour différentes gamme de débits sur toute la période d'étude, et notamment entre 1905 et 1950, entre l'étiage et des débits de période de retour décennale.

Année	Jours/ mois	Débit $m^3 s^{-1}$	Condition	Sources	Date	Origine	Fin	Nombre de points
1856	31 mai	11 640	Crue	P&C SSR Profil en long du Rhône n°2139	1938	267.7	283	12
	31 mai	11 640	Crue	CNR n°16.130	1963	269.2	279	8
	31 mai	11 640	Crue	CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.15	283	9
1870	mai	Etiage		P&C SSR Atlas du Rhône	1876	269	283	14
1896	2 nov.	9 060	Crue	P&C SSR Profil en long du Rhône n°2139	1938	268.9	283	11
1900	3 sept	8 940	Crue	P&C SSR Profil en long du Rhône n°2139	1938	267.2	283	5
1921		Basses eaux		P&C SSR Profil en long du Rhône n°2139	1938	267	283	12
		PBE		CNR n°16.815	1949	267	283	10
1928	21 fév.	7 260	Crue	P&C SSR Profil en long du Rhône n°2139	1938		283	4
1930		Etiage conventionnel		CNR n°16.815	1949	267	283	21
1935	14 nov.	9 600	Crue	CNR n°16.815	1949	267.3	283	19
1938		Eaux moyennes		P&C SSR Profil en long du Rhône n°2139	1938	267	283	15
1946		Etiage conventionnel		CNR n°16.130	1963	269	277	15
1949			PHEN	CNR n°16.815	1949	267.5	283	5
1951	22 nov.	9 170	Crue	CNR n°16.130	1963	269	280	13
1957	fév.		Crue	CNR n°16.130	1963	269	280	9
1974	14 nov.	1 400		CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	268	282.6	18
	25 nov.	2 500		CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	268	282.6	19
	26 nov.	2 150		CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	268	282.6	19
	29 nov.	4 000	Crue	CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	268	282.6	16
1982	21 déc.	3 727		CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	267.4	284.3	17
1988	20 mai	3 727		CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.485	284.3	25
1990	10 sept	430	Etiage	CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.55	284.3	25
	26 sept	1 015		CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.48	284.3	27
1992	29 oct.	3 150		CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.48	284.3	27
	24 nov.	5 330	Crue	CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.48	284.3	21
1994	12 janv.	5 790	Crue	CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.48	284.3	25
	07 janv.	7 793	Crue	CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.48	284.3	22
	08 janv.	10 720	Crue	CNR / SOGREAH BCT n°4240249	2004	269.48	284.3	21
	06 nov.	9 744	Crue	EGR HFS / 90 569 G	2003	269.6	284.3	19
	08 janv.	10 981	Crue	EGR HFS / 90 569 G	2003	270.5	284.3	17
1995	27 janv.	4 700	Crue	EGR HFS / 90 569 G	2003	269.6	282.7	18

Tableau 8 : Liste des profils de ligne d'eau existants entre Beaucaire et Arles. Le nombre de points correspond aux nombres de mesures effectuées

Pour la réalisation de ce travail, c'est principalement les données des lignes d'eau d'étiage qui seront exploitées pour retrouver la topographie du chenal au milieu du XIXe siècle.

1.2.4.2.2. Variations de la pente des lignes d'eau

La construction des lignes d'eau se fait à partir de relevés de niveau d'eau le long du chenal. Les points sont exprimés en coordonnées (d, z), d représentant le numéro du PK et z l'altitude de la ligne d'eau. Au cours du temps le référentiel d'altitude a évolué et les niveaux d'eaux ont été ramenés à un référentiel commun (NGF IGN 69).

Mais, les relevés intègrent également la distance rapportée aux PK. Or au cours du temps, les aménagements et les modifications du style fluvial ont provoqué des modifications dans le linéaire fluvial : le chenal est passé d'un système en tresses à un système quasi rectiligne (Poinsard et Salvador, 1993) sans que la position des PK soit réévaluée. La distance parcourue par la ligne d'eau (axe du talweg) a donc évoluée.

Les données bathymétriques de 1876 et 2006 permettent de tracer l'axe principal du talweg et d'évaluer la distance réelle à chaque période entre les PK. Entre les PK 267 (Beaucaire) et 283 (Arles) la distance théorique est de 16 Km. En 1876 la distance mesurée sur la carte est de 17.17 km soit 1.17 km de décalage, répartis de façon non homogène sur le secteur. En 2006, la longueur de talweg sur le même secteur est de 16.72 km, soit 0.72 Km de décalage avec les PK théoriques et 0.46 km avec le linéaire de 1876.

En 1876, la longueur moyenne par ½ PK[23] est de 535 m avec des valeurs comprises entre 418 et 771 m ; en 2006, la linéarisation du chenal provoque une diminution du ½ PK moyen, qui est de 521 m avec des valeurs comprises entre 391 et 730 m (Figure 46A). Les variations morphologiques du milieu ont donc engendré des modifications significatives dans l'écoulement, de façon non homogène, mises en évidence par différence entre les valeurs de 1876 et celles de 2006.

La Figure 46B montre qu'entre 1876 et 2006, la tendance de l'évolution du linéaire entre les ½ PK est hétérogène le long du tracé entre Beaucaire et Arles. La bande orange correspond sur la figure à des variations entre les deux linéaires inférieures à 10 m (par ½ PK), assimilable à la marge d'erreur. A la sortie de Beaucaire, le chenal a tendance à se linéariser jusqu'au PK 272, puis il n'évolue pas entre le PK 272 et le PK 278, avant de retrouver un tracé plus linéaire entre le PK 279 et 280.5. Ce dernier point correspond à l'entrée d'Arles, où le fleuve est déjà corseté entre les digues de la ville, sans espace de liberté depuis 1876. Entre 1876 et 2006, le chenal s'est donc raccourci de 0.56 Km, malgré des étirements locaux de 0.11 km.

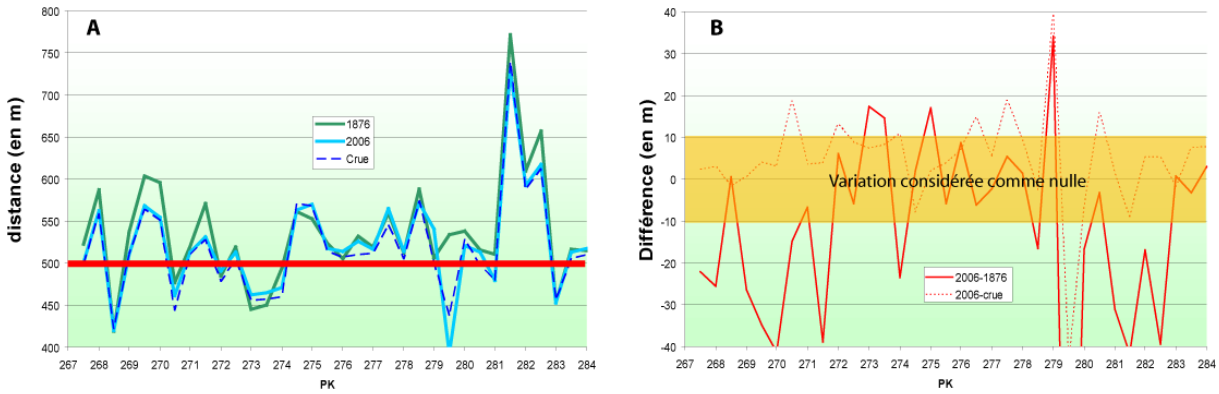


Figure 46 : A) Distance réelle entre les PK par tronçon de ½ PK entre 1876 et 2006 pour des débits d'écoulement dans la bande active et débordants. B) Evolution des distances entre les ½ PK pour des débits s'écoulant dans la bande active

Les données de 1876 constituent l'état initial du système pour cette étude, mais des aménagements sont déjà en cours de réalisation. En 1886-1888, Pardé (1925) note une évolution dans les cotes de la ligne d'eau à l'échelle d'Arles due à un aménagement qu'il ne précise pas. Pour ce travail, les données de 1876 seront donc considérée comme constantes jusqu'en 1886.

A partir de 1886-1888, les aménagements pour la navigation modifient la géométrie du chenal qui se concentre dans un chenal unique (fermeture des bras secondaires, casiers Girardon) et s'incise, à partir d'une date imprécise mais sans doute précoce par rapport à la construction des premiers aménagements (Antonelli, 2002).

Donc en l'absence d'autres informations intermédiaires, l'hypothèse est faite que les valeurs de 2006 sont acquises à la fin du XIXe siècle. Elles seront donc utilisées à partir de 1886.

[23] Les ½ PK permettent d'affiner la mesure par rapport aux PK entiers.

L'évolution de la longueur du talweg dans le chenal navigable n'est valable que pour un niveau d'eau inférieur à Q_{bf} (non débordant de la bande active). En période de crue, avec débordement dans le lit majeur, la pente de la ligne d'eau se réajuste par rapport à l'écoulement de surface. Sur une rivière méandriforme, l'axe d'écoulement principal n'est plus le fond du talweg, mais l'axe de plus grande pente (Figure 47).

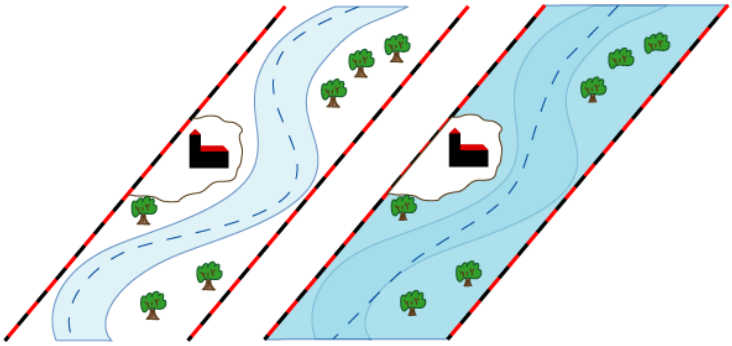


Figure 47 : Modèle de l'évolution de la ligne d'eau entre un étiage (à gauche) et une crue (à droite)

Entre la sortie du défilé de Beaucaire-Tarascon (PK 269.5) et la diffluence (PK 279.5), les crues débordantes s'écoulent dans la plaine d'inondation limitée par les digues. C'est le relief et l'occupation du sol qui contraignent l'organisation de l'écoulement pendant la crue en fonction des coefficients de rugosité. Ce phénomène, a été mis en évidence sur les prises de vue aériennes de la crue de décembre 2003 (SIEE et al., 2005). La Figure 46 (A et B) montre que pour un débit supérieur à Q_{bf}, l'axe d'écoulement est plus linéaire ; entre chaque ½ PK, les écarts de distance sont donc différents pour un débit inférieur ou supérieur à Q_{bf}. Mais en 2006, le chenal est quasiment rectiligne et l'axe d'écoulement dans le chenal suit la ligne de plus grande pente : les valeurs prises dans le chenal serviront donc aussi pour les crues débordantes actuelles. En l'absence de données sur l'écoulement des crues au XIXe et au XXe siècle, c'est la ligne de crue de 2006 qui sera prise en compte pour les débits de crues débordantes sur la totalité de la période d'étude.

1.2.4.2.3. Exemple du calcul de la pente réelle de la ligne d'eau en mai 1870

Les niveaux d'eau fournis par l'Atlas des P&C pour le mois de mai 1870 constituent une donnée répartie de façon homogène sur le linéaire avec un point relevé tous les PK. De plus cette donnée est la plus proche de la bathymétrie de 1876. Le croisement de ces deux sources d'informations permettra plus tard de déterminer la topographie du chenal en 1876.

Sans correction de la pente de la ligne d'eau, la pente du niveau d'étiage de mai 1870 serait de 1.7 10^{-2} % entre Beaucaire et Arles. Avec la correction, elle s'affaiblit à 1.6 10^{-2} %. Ce décalage négligeable à l'échelle du système étudié, au vu de la qualité des données sources, n'est pas réparti de façon homogène sur le profil. Si au regard du profil en long général la pente est considérée comme stable, il n'en est pas de même en analysant la mesure entre les PK. Il existe de réelles variations de la valeur de la pente à l'échelle locale. Le Tableau 9 donne les valeurs de la pente, calculées sans (théorique) et avec (réelle) la prise en compte de la distance entre les PK.

Il en ressort un affaiblissement général de la pente vers l'aval avec, une diminution de cette dernière d'un ordre de grandeur (X 10) entre la sortie du défilé de Beaucaire-Tarascon et la ville d'Arles. L'analyse précise montre une réduction très importante de la pente en aval du PK 275, qui passe à 1.7 par rapport au tronçon amont (> à 2.3 entre les PK 269 et 275). La signification et l'importance de cette rupture dans l'évolution séculaire du chenal seront

abordées par la suite. On note également un renforcement local de la pente entre les PK 272 et 273 et en amont du PK 269. En aval du PK 275, la pente reste faible jusqu'au PK 277, puis se renforce de nouveau fortement.

Secteur	Pente entre les PK en %		
	théorique	réelle	Différence (%)
268-269	$4.1\ 10^{-02}$	$4.3\ 10^{-02}$	4.88
269-270	$4.4\ 10^{-02}$	$3.7\ 10^{-02}$	-15.91
270-271	$3.0\ 10^{-03}$	$3.0\ 10^{-03}$	0.00
271-272	$3.0\ 10^{-03}$	$2.8\ 10^{-03}$	-6.67
272-273	$4.3\ 10^{-02}$	$4.5\ 10^{-02}$	4.65
273-274	$2.6\ 10^{-02}$	$2.8\ 10^{-02}$	7.69
274-275	$2.6\ 10^{-02}$	$2.3\ 10^{-02}$	-11.54
275-276	$1.7\ 10^{-02}$	$1.7\ 10^{-02}$	0.00
276-277	$1.7\ 10^{-02}$	$1.6\ 10^{-02}$	-5.88
277-278	$6.0\ 10^{-03}$	$5.6\ 10^{-03}$	-6.67
278-279	$6.0\ 10^{-03}$	$5.5\ 10^{-03}$	-8.33
279-280	$6.0\ 10^{-03}$	$5.6\ 10^{-03}$	-6.67

Tableau 9 : Pente de l'étiage de mai 1870 entre chaque PK de Beaucaire à Arles

1.2.4.2.4. Conclusion : les lignes d'eau, un grand nombre de données disponibles, mais à corriger pour une bonne utilisation.

Depuis la crue de 1856, l'acquisition des lignes d'eau sur le Rhône aval, réalisée par les services gestionnaires du fleuve (le SSR et la CNR), offre une large gamme de profils en long pour des débits allant de l'étiage à la crue exceptionnelle, avec un étalement des données sur les 150 ans de l'étude.

Ces profils de ligne d'eau permettent de mettre en évidence les pertes de charges le long du Rhône dans les différentes gammes de débits qui pourront être corrélées avec la mise en place des aménagements. Le calcul de la pente de la ligne d'eau est également utilisé pour la restitution de la topographie du fond du chenal de 1876 à partir des isobathes.

Mais l'intégration des pentes de lignes d'eau passe par des corrections sur la distance réelle entre les points. En effet, les profils de ligne d'eau sont construits à partir de relevés du niveau d'eau sur le profil en long avec le PK pour unité de distance. Mais la distance réelle parcourue par le flux entre les PK évolue au cours du temps et demande de déterminer le linéaire de l'axe d'écoulement pour différents débits. Cette donnée est intégrée dans le calcul de la pente du Rhône pour l'étiage du mois de mai 1870.

1.3. Conclusion

La somme des documents disponibles sur le Rhône aval depuis le milieu du XIXe siècle fournit une base de données de qualité pour l'étude de l'évolution du système rhodanien.

Les cartes, plans et photographies aériennes possèdent une bonne résolution spatiale, mais avec un hiatus chronologique pendant la première moitié du XXe, ainsi que pour la crue de 2003.

Les données tridimensionnelles ont une résolution spatiale et temporelle disparate. Pour le milieu du XIXe siècle, Elles permettent d'établir un état « initial » du système au début de la période étudiée dans le chenal et dans la plaine. Il faut ensuite attendre la fin du XXe siècle pour obtenir d'autres données englobant la plaine et le chenal. Des mesures complémentaires ont été effectuées dans la plaine sur certains points levés en 1876 pour quantifier de façon précise l'évolution du milieu.

Les différentes mesures de la ligne d'eau constituent la donnée la mieux répartie chronologiquement sur la période d'étude avec des relevés pour différents débits depuis 1856 jusqu'en 1994. Elles apportent une information sur l'évolution du chenal à partir des variations de niveaux en un point pour un débit similaire. Elles permettent également, à partir de l'analyse de pertes de charge sur le profil en long de mettre en évidence des variations dans l'écoulement provoquées par un aménagement ou par les modifications de la géométrie du chenal.

L'intégration de ces données dans un SIG historique va permettre d'interpréter de façon précise et de quantifier l'évolution du Rhône sur la période d'étude. Elle devrait permettre d'analyser l'impact des variables externes et des aménagements.

2. Méthodes d'exploitation des données

La méthode la plus simple, développée pour analyser l'évolution des systèmes fluviaux à grande échelle, est l'analyse diachronique de documents anciens et récents (Petts, 1989). L'iconographie permet de mettre en évidence des modifications de l'espace (De Reparaz, 2000). Les cartes anciennes et récentes apportent, elles, une dimension spatiale et une quantification surfacique des évolutions (Valette, 2002). Ces données sont utilisées de façon classique dans l'étude des cours d'eau sur la période historique dans le monde (Kondolf *et al.*, 2002; Brierley et Stankoviansky, 2003; Li *et al.*, 2007) et en France (Bravard, 1989; Piegay, 2000; Liebault et Piegay, 2002; Valette, 2002).

Sur le Rhône aval, des études existent également à partir de cartes et de photographies aériennes (Poinsart *et al.*, 1989; Poinsart, 1992; Volcot, 2001) et certaines se concentrent sur le secteur aval de Vallabrègues (Arnaud Fassetta, 1998; Antonelli, 2002; Antonelli *et al.*, 2004a; Maillet, 2005). A ces données spatiales 2D s'ajoutent des données altimétriques ou bathymétriques. Les premières tentatives de bilan 3D sur le Rhône ont été réalisées par comparaison de profil en long (Arnaud Fassetta, 1998; Astrade et Dumont, 2000; Antonelli, 2002) ou transversaux (Antonelli et al., 2004a). La génération de Modèles Numériques de Terrain (MNT) à partir de points plus denses permet de restituer, à partir d'acquisitions bathymétriques, les paléo formes du chenal et de quantifier de façon plus précise les zones de stockage et d'érosion dans le chenal par comparaison avec des MNT plus récents (Maillet, 2005).

La richesse des documents décrivant le système rhodanien depuis 150 ans et leur diversité nécessitent pour chacun d'eux un traitement spécifique afin de pouvoir les intercomparer et faire apparaître les évolutions du système fluvial. En fonction du type de données et des résultats recherchés, l'intégration et le traitement des documents dans les modèles de comparaison ne va pas suivre le même protocole.

A partir des cartes anciennes et des photographies aériennes, intégrées aux études déjà réalisées sur le Rhône en aval de Beaucaire, il est possible de spatialiser l'évolution du lit mouillé, des marges alluviales et de l'occupation du sol au cours des 150 dernières années. Le géoréférencement et la vectorisation des documents 2D vont permettre la construction un SIG historique dont l'analyse apporte des informations nouvelles sur l'évolution spatiale de l'occupation du sol. La construction de couches spécifiques aux aménagements et la chronologie de l'évolution des apports depuis le bassin versant permettant d'étudier le rôle spécifique de ces forçages.

L'homogénéisation de données topographiques et bathymétriques acquises dans la deuxième moitié du XIXe siècle (entre 1870 et 1876) donne ensuite la possibilité de générer un MNT du système fluvial pour cette période et de le comparer avec un MNT du chenal et de la plaine en 2007, sur le Rhône en amont d'Arles et sur le Petit Rhône (uniquement le chenal). La construction de MNTpour les dates de 1876 et de 2006 permet de calculer les volumes des mutations du système fluvial et d'approcher un bilan à long terme des déplacements sédimentaires.

2.1. Construction d'un SIG historique de l'occupation du sol et des aménagements fluviaux, contraintes méthodologiques, sources d'erreurs

Un SIG est un système informatique permettant, à partir de diverses sources, de rassembler et d'organiser, de gérer, d'analyser et de combiner, d'élaborer et de présenter des informations localisées géographiquement, contribuant notamment à la gestion de l'espace[24].

Sous leur forme géoréférencée, les cartes scannées ne permettent pas de comparaison diachronique. Pour unifier les données, les cartes et photographies aériennes sont numérisées puis géoréférencées dans le SIG ArcView 9.1 à partir de la prise de points d'amer. Chacun des jeux de cartes est vectorisé dans 2 tables (classes d'entités) distinctes. Une table de polygones pour l'occupation du sol et une table de polylignes pour les aménagements. A chaque date, les cartes sont différentes et l'occupation du sol n'est pas définie de la même façon. Pour homogénéiser les données, chaque type d'occupation du sol défini sur les cartes a été remplacé par une des cinq classes d'occupation du sol les plus caractéristiques du milieu fluvial : le Rhône et les lônes constituent une première classe qui représente la totalité des zones en eau ; puis les bancs de sables et graviers permettent de délimiter la bande active ; la végétation naturelle et la ripisylve sont englobées dans une seule classe ; l'agriculture qui représente un milieu naturel perturbé par l'homme représente une quatrième classe qui va également jouer un rôle dans l'évolution de l'écoulement ; et enfin l'urbanisation. Une classification des aménagements a également été réalisée (Tableau 10).

Occupation du sol	Aménagements
Rhône et lônes	Digues insubmersibles
Bancs de sables et graviers	Digues submersibles
Ripisylve et végétation naturelle	Epis
Agriculture	Casiers Girardon
Urbanisation et zones industrielles	Perrés
	Enrochements
	Clayonnage
	Zone portuaire

Tableau 10 : Typologie de l'occupation du sol et des aménagements

La vectorisation des limites du chenal pose le problème du débit fluvial (et donc de la hauteur d'eau) lors du relevé de la carte. En général, il est acquis que les cours d'eau sont représentés en « eaux moyennes ». Cette notion est d'ailleurs inscrite dans le cartouche de l'atlas du Rhône des P&C.

Les photographies aériennes sont, elles, une prise de vue instantanée du milieu, les limites du chenal correspondent donc au débit du jour d'acquisition. Sur le secteur d'étude, les berges sont verticales, ce qui facilite la distinction de la limite du lit mineur pour la vectorisation du chenal et permet de s'affranchir des faibles variations du débit entre l'étiage et le module (Villiet, 2005). Pour une période d'étiage ou d'eau moyenne les variations du débit ne vont entrainer qu'une erreur faible et difficilement quantifiable dans la chaîne d'acquisition. A cette erreur s'ajoute l'erreur du masque que fait la ripisylve sur la bordure du chenal. En fonction de la qualité de la photographie et des informations disponibles aux bordures de la zone couverte, la limite du chenal est vectorisée au plus juste, sans ici aussi pouvoir déterminer une erreur quantifiable.

[24] Société française de photogrammétrie et télédétection, 1989

La vectorisation des cartes est aussi une source d'erreur, le positionnement du pointeur de la souris au moment de saisir le point peut être en décalage avec la donnée cartographique. Pour y remédier, les vectorisations sont réalisées à chaque fois à une échelle plus précise que celle de la carte.

Sur l'Atlas des P&C, le cartouche mentionne :

*« On a levé le plan du Rhône et de ses rives en prenant pour base une **triangulation spéciale** rattachée à celle de la carte du Dépôt de la Guerre. Cette triangulation a embrassé une largeur variable suivant les conditions topographiques des diverses parties du Cours du Rhône […]. Le levé du plan s'est étendu sur une zone comprenant de chaque côté une largeur moyenne de 300 mètres à partir de la berge qui limite le lit du fleuve. Au-delà de cette zone le plan a **été déduit des plans du Cadastre** […]. »*

Il y a donc deux référentiels présents sur cette carte. La façon la plus simple d'intégrer l'Atlas dans le SIG est de la rectifier puis de la géoréférencer. Ces actions sont réalisées à l'aide du module de géoréférencement d'ArcMap, en utilisant une transformation du troisième ordre qui permet une déformation non uniforme de la carte. La carte de 1876 est recalée par zone scannée au format A4 avec une résolution de 500 dpi. Ce recalage se fait par rapport à l'Orthophotographie des Bouches du Rhône de 2003 (IGN). La précision de ces photographies aériennes d'une résolution de 1200 dpi est de 0.5 m pixel^{-1}. En moyenne, vingt points d'amers répartis de façon homogène sur chaque carte A4 permettent d'obtenir au final une erreur de recalage comprise entre 2 et 3 m, ce qui correspond à la tolérance des cartes au 1/25 000 de l'IGN (Raccasi et al., 2008).

Les plans Branciard utilisent le même référentiel que l'Atlas des P&C, c'est donc la même méthode qui est employée pour les géoréférencer. Ces documents plus précis que l'Atlas (échelle 1/2 000 et 1/5 000) ne permettent pas d'obtenir une erreur moins importante ; ils font une bonne description du milieu dans la bande active du chenal mais ne mentionnent aucun point d'amer sur les marges. La correction et le géoréférencement se font donc avec un nombre réduit de points d'amer, ce qui porte l'erreur entre 3 et 5 m en fonction des planches.

A partir des cartes de 1906 (Carte d'Etat Major), les projections utilisées sont les mêmes que les projections actuelles. La carte d'Etat Major est projetée en Lambert III Sud avec un quadrillage kilométrique. Ce quadrillage est utilisé comme points d'amer pour lesquels la position est connue. L'intégration d'un document de ce type dans un SIG n'induit aucune erreur si ce n'est l'erreur intrinsèque à la réalisation de la carte. Pour mémoire, les cartes de 1994 et 2005 sont disponibles auprès de l'IGN dans un format numérique déjà géoréférencé.

En dehors des orthophotos de l'IGN de 1998 et 2003, qui, comme les cartes récentes, sont disponibles dans un format numérique géoréférencé, les autres photographies nécessitent un recalage. La méthode de travail est la même que pour les cartes anciennes et repose également sur la recherche de points d'amer à partir de la photographie aérienne de l'IGN de 2003. Toutefois, sur les photographies, il existe une distorsion de l'image sur les marges, provoquée par l'objectif de l'appareil. L'acquisition des points d'amers doit donc se faire de manière homogène sur l'ensemble de la photographie pour obtenir une rectification et un géoréférencement avec une erreur homogène. En l'absence de points d'amer sur la totalité de la photographie, comme cela peut être le cas pour les photographies les plus anciennes, l'acquisition des points est concentrée sur la zone d'étude au détriment du reste de l'image. L'erreur calculée par le logiciel n'est donc pas l'erreur réelle sur la zone d'étude mais sur l'ensemble de la photo. Dans ce cas là, l'erreur est recalculée sur la distance qui sépare 5 à 10

points d'amer pris dans la zone d'étude entre l'Orthophoto de 2003 et la photographie à géoréférencer. Sur l'ensemble des photographies aériennes traitées, l'erreur due au géoréférencement varie entre 3 et 10 m.

Pour chaque document, deux couches distinctes sont crées ; la première contient la vectorisation de l'occupation du sol et la seconde celle des aménagements visibles sur le document. Pour obtenir la finesse nécessaire à ce type d'étude et limiter les erreurs de vectorisation par rapport aux limites du polygone ou de la polyligne à dessiner, l'opérateur vectorise le document à une échelle plus grande que l'échelle originale du document (Raccasi et al., 2008). Pour l'Atlas des P&C à une échelle d'1/10 000, la vectorisation dans le SIG avec une échelle d'affichage écran de 1/5 000 permet de négliger les erreurs que pourrait faire l'opérateur pendant cette phase.

Une fois vectorisée, chaque entité est renseignée en fonction de la typologie préétablie (Tableau 10). Il est alors possible de réaliser des cartes de l'occupation du sol pour différentes périodes par analyses thématiques univariées et une cartographie de l'évolution de l'occupation du sol par le croisement des informations sur différentes périodes à travers des analyses thématiques multivariées (Annexe 1).

2.2. Construction des MNT du système fluvial au XIXe et au XXe siècle

Le croisement de données topographiques de la plaine inondable et de données topographiques du chenal permet de construire des MNT de l'ensemble du système fluvial, qui autorisent une comparaison diachronique de la morphologie du système fluvial. Si la réalisation de MNT pour les données les plus récentes est facilitée par l'homogénéisation des référentiels topographiques, pour les données anciennes, les mesures dans le chenal correspondent à des bathymétries qu'il faut rapporter dans un système de projection connu avant de les intégrer dans un MNT.

2.2.1. Construction du MNT du chenal et de sa plaine, entre Beaucaire et Arles en 1876, à partir de données bathymétriques du Rhône

La création de ce MNT doit associer les données topographiques de la plaine inondable qui se rapportent à un référentiel terrestre et des données topographiques sur le lit mouillé du chenal, plus difficiles à acquérir.

En 1876, les données topographiques sont fournies par l'Atlas des P&C et les informations sur le chenal mouillé existent sous la forme d'une bathymétrie levée entre Avignon et Arles, également par les P&C. Cette bathymétrie se rapporte à une ligne d'eau spécifique qu'il est nécessaire d'identifier, puis de caler dans un repère topographique connu, avant de la croiser avec les données bathymétriques pour obtenir une topographie du chenal dans un référentiel connu et intégrable dans un MNT.

2.2.1.1. La ligne d'eau de base de la bathymétrie

Pour un régime fluvial permanent comme le Rhône (nombre de Froude inférieur à 1), les équations empiriques de l'hydraulique définissent la perte de charge hydraulique comme égale à la pente du talweg (fond du chenal) et, inversement, si la perte de charge est égale à la pente du cours d'eau, alors la hauteur d'eau est constante pour un débit constant (CETMEF-Groupe d'hydraulique fluviale, 2002). Sur le Rhône aval, la pente du talweg est donc égale à la pente de la ligne d'eau.

Pour effectuer des comparaisons d'évolutions bathymétriques, la connaissance du niveau d'eau auquel est rapportée la bathymétrie de 1876 est nécessaire. Le cartouche de l'Atlas du Rhône des P&C mentionne que le chenal est dessiné pour un débit moyen, mais les limites du chenal ne se superposent pas à celles de la carte bathymétrique de 1876. Cette information suggère que les levés bathymétriques de 1876 ne sont pas contemporains, n'ont pas le même référentiel ou ne sont pas levés aux mêmes dates que les limites du chenal cartographiées sur l'Atlas des P&C en 1870. En effet il est possible d'observer que :

- Entre Beaucaire et le PK 276, les limites du chenal de la carte bathymétrique se superposent à celles du chenal de l'atlas. Sur ce linéaire, la carte mentionne des berges hautes (barbules de talus dans la légende). E en dessous du débit de plein bord, la largeur du chenal ne varie pas de façon significative (Villiet, 2005).

- En aval du PK 276, si les berges de rive droite sont également élevées, en rive gauche, le système est différent. Sur l'Atlas des P&C, entre les PK 277 et 280, une île sableuse d'une superficie de 0.5 10^6 m^2 occupe le milieu du chenal. Sur la carte

bathymétrique, cette île est reliée à la berge et sa superficie a augmenté de 0.3 10^6 m^2. Cette augmentation de la superficie des îles est également visible sur le banc de gravier à l'entrée du Petit Rhône en rive gauche. Plus en amont, en dehors de la zone d'étude, l'augmentation de la superficie des îles est visible en amont direct de la confluence avec la Durance, en rive gauche (PK 247-248) comme en rive droite (PK 244-246). De plus des chenaux secondaires, en eau sur l'Atlas des P&C, sont dessinés atterris sur la carte bathymétrique (Bras d'Aramon, chenal de l'île de Vallabrègues…).

Donc la ligne d'eau dessinée sur l'Atlas des P&C est plus basse que celle de la carte bathymétrique. En effet, sur la période de levé de l'atlas et de la bathymétrie (de 1870 à 1876), les chroniques ne recensent pas d'événements hydrologiques ou d'aménagements susceptibles de modifier de cette façon (abaissement) la ligne d'eau. La ligne d'eau de la carte bathymétrique se rapporte donc à un débit inférieur au module utilisé, lui, pour dresser l'Atlas des P&C.

En dessous du débit moyen, le niveau repère généralement employé est le DCE. Ce dernier est importants pour la navigabilité du fleuve : en dessous de ce débit, la navigation devient impossible pour les barges d'un tirant d'eau supérieur à 1.6 m[25] (Geiger, 1984). Ce niveau, rapporté sur les bathymétries à l'isobathe 1.6 m, remplaçant l'isobathe 1 m, est utilisé jusque dans les années 1950. La bathymétrie de 1876, représentant l'isobathe 1.6 m, peut donc être considérée comme levée par rapport au DCE à cette date ; la première donnée recensée du DCE remontant à 1897-98.

La Figure 48 représente la différence d'altitude entre la ligne d'eau de l'étiage de mai 1870 et celle du DCE de 1897-98 :

- L'étiage du mois de mai 1870 est plus élevé sur la partie amont du PK 268 au PK 273 (17 cm en moyenne), puis les deux lignes d'eau se confondent jusqu'au PK 276.

- A partir de ce point, l'étiage de mai 1870 est de nouveau plus haut, jusqu'à plus 50 cm du PK 280 au PK 283.

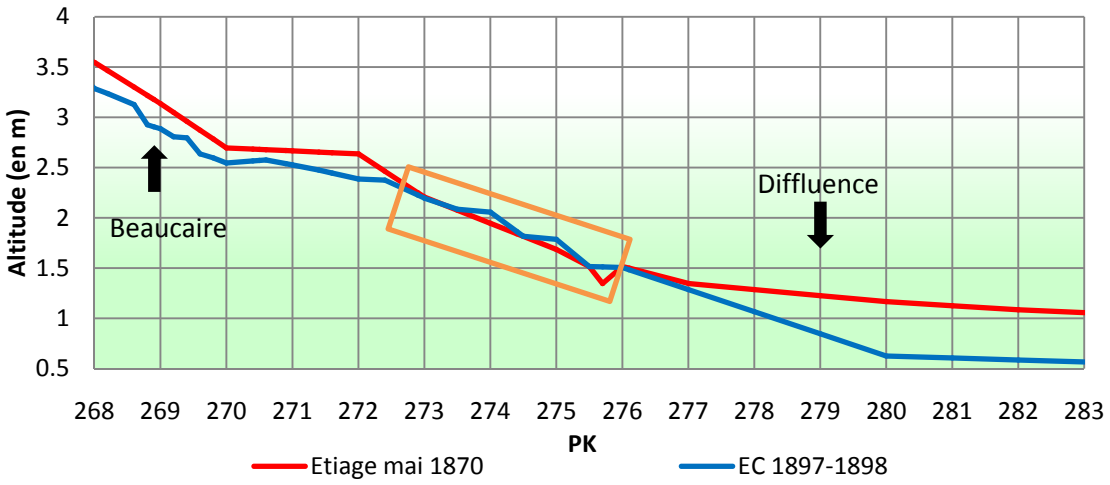


Figure 48 : Altitude des lignes d'eau d'étiage de mai 1870 et du DCE de 1897-98

[25] La cote isobathe 1.6 m correspond au mouillage minimum légal défini par les lois Becquey de 1821-22, pour les embarcations d'un tirant d'eau de 1.20.

Entre les deux dates 1870 et 1897, des aménagements pour la navigation ont modifié la morphologie du chenal (Raccasi, 2006), donc la position de la ligne d'eau sur la totalité du linéaire, sauf entre les PK 272.5 et 276. Cette portion du chenal est également le seul secteur où la ligne d'eau de mai 1870 se superpose à l'étiage conventionnel de 1897-98. Il est donc vraisemblable de considérer que sur cette partie du linéaire, l'étiage du mois de mai 1870 correspond à l'étiage conventionnel et, fautes de données plus précises, d'interpréter la ligne d'eau de mai 1870 comme l'étiage conventionnel sur tout le secteur.

2.2.1.2. Construction du MNT du chenal en 1876

Le croisement de la bathymétrie de 1876 et de la pente de la ligne d'eau de mai 1870 dans le SIG ArcGis (Figure 49A) permet de calculer la topographie du chenal.

La pente de la ligne d'eau est représentée à partir de l'axe découlement du chenal. Elle est constituée de vecteurs 3D de la longueur des PK. L'altitude de la ligne d'eau est entrée a chaque extrémité des vecteurs et la fonction « ZinterpolerZ.cal » permet d'interpoler les valeurs de l'altitude entre ces deux extrémités de façon linéaire en chaque nœud de la polyligne (qui sinon reste à la valeur 0). Les différents vecteurs sont ensuite combinés pour ne former plus qu'un seul et unique vecteur représentant la pente de la ligne d'eau en 3D dans l'axe du chenal.

A la suite de cette opération, la distance entre les nœuds de la polyligne est homogénéisée tous les 10 m par la fonction Densifier du module ET Géowizard de Ianko Tchoukanski[26] et la polyligne est transformée en fichier de points 3D

En parallèle de cette opération est effectué une série de profils perpendiculaire à la ligne d'eau et espacés de 10 m. Le logiciel DSAS 3.1 (Digital Shoreline Analysis System) est un module d'ArcView développé par l'USGS (Thieler et al., 2005) pour le suivi de l'évolution du trait de côte à partir de la création automatique de profils perpendiculaires le long d'une ligne de base. L'utilisation de ce logiciel est détournée pour créer la série de profils.

Pour chacun de ces profils, la fonction Jointure d'ArcMap permet d'acquérir les propriétés du point 3D de la ligne d'eau le plus proche, calculées ci-dessus (dont son altitude).

Au final le croisement de la bathymétrie et des profils avec la fonction Intersect de ArcToolbox fournit un fichier de points des intersections entre les deux jeux de données, avec pour chaque entité les caractéristiques des profils (altitude de la ligne d'eau) et de la bathymétrie (profondeur) dont ils sont issus. La création d'un nouveau champ dans ce fichier de points permet de calculer la topographie réelle du fond du chenal par addition de la hauteur de la ligne d'eau et de la profondeur de l'isobathe.

L'interpolation de cette topographie et de la topographie de la plaine dressée par les P&C en 1870 fournit un MNT global du système fluvial entre Beaucaire et Arles. Les limites spatiales sont définies par les digues de protection contre les inondations en rive gauche (voie ferrée SNCF) et en rive droite, par le PK 269 à l'amont (restitution de la retenue de Vallabrègues) et le PK 279 (diffluence) à l'aval.

L'hétérogénéité de la densité des points nécessite l'utilisation de la méthode d'interpolation en triangles irréguliers (TIN) (Monier, 1997). La faible densité de point

[26] http://www.ian-ko.com

contraint à une validation interne du MNT (Polidori, 1995). La génération des pentes du MNT et de l'écart type au voisinage de chaque pixel de ce nouveau modèle souligne les ruptures de pente du système (Figure 49B). La comparaison visuelle entre les informations fournies par les modèles de pente et la cartographie des talus sur l'Atlas des P&C met en évidence des aberrations morphologiques crées par l'interpolation TIN. L'image résultante laisse aussi apparaître un fort effet de lignage, classique sur la génération de MNT par interpolation TIN à partir de profils.

La vectorisation et l'intégration dans le MNT des limites topographiques fournies par la carte (talus, berges hautes, aménagements, variations dans l'occupation du sol ; Figure 49C), à partir d'une nouvelle couche qui servira de ligne de tension rigide dans l'interpolation, corrige une partie des erreurs du modèle (Booth, 2000). En plus de l'effet de lignage, l'intégration de ces données qui se rapproche d'une méthode d'échantillonnage semi régulière (Polidori, 1995), compense les effets de limites entre les deux fichiers de points initiaux.

Pour la lône du Pillet (en rive droite entre les PK 272 et 276), l'absence de point topographique en 1876 est compensée par des levés topographiques, réalisés en 2005 sur un secteur stable au centre de l'île, à proximité d'habitations déjà présentes en 1876 et où aucun aménagement de surélévation n'a été réalisé, ce qui confirme la stabilité de ce secteur et la possibilité d'utiliser les valeurs acquises en 2005 pour 1876. Les nouveaux éléments apportés par la vectorisation des « lignes de tension » (Figure 49D) corrigent le MNT de + 21.98 10^6 m^3 et -1.8 10^6 m^3 (Figure 49E).

Au final, le MNT crée une image tridimensionnelle satisfaisante du chenal et de la plaine en 1876, dont la marge d'erreur a été diminuée dans la limite du possible à partir des différentes informations collectées. Mais cette dernière ne peut pas être quantifiée réellement du fait de la différence de densité de points entre les zones de la surface de travail. Cette image du milieu fluvial de 1876 sera commentée et comparée au MNT du même espace en 2006 par la suite.

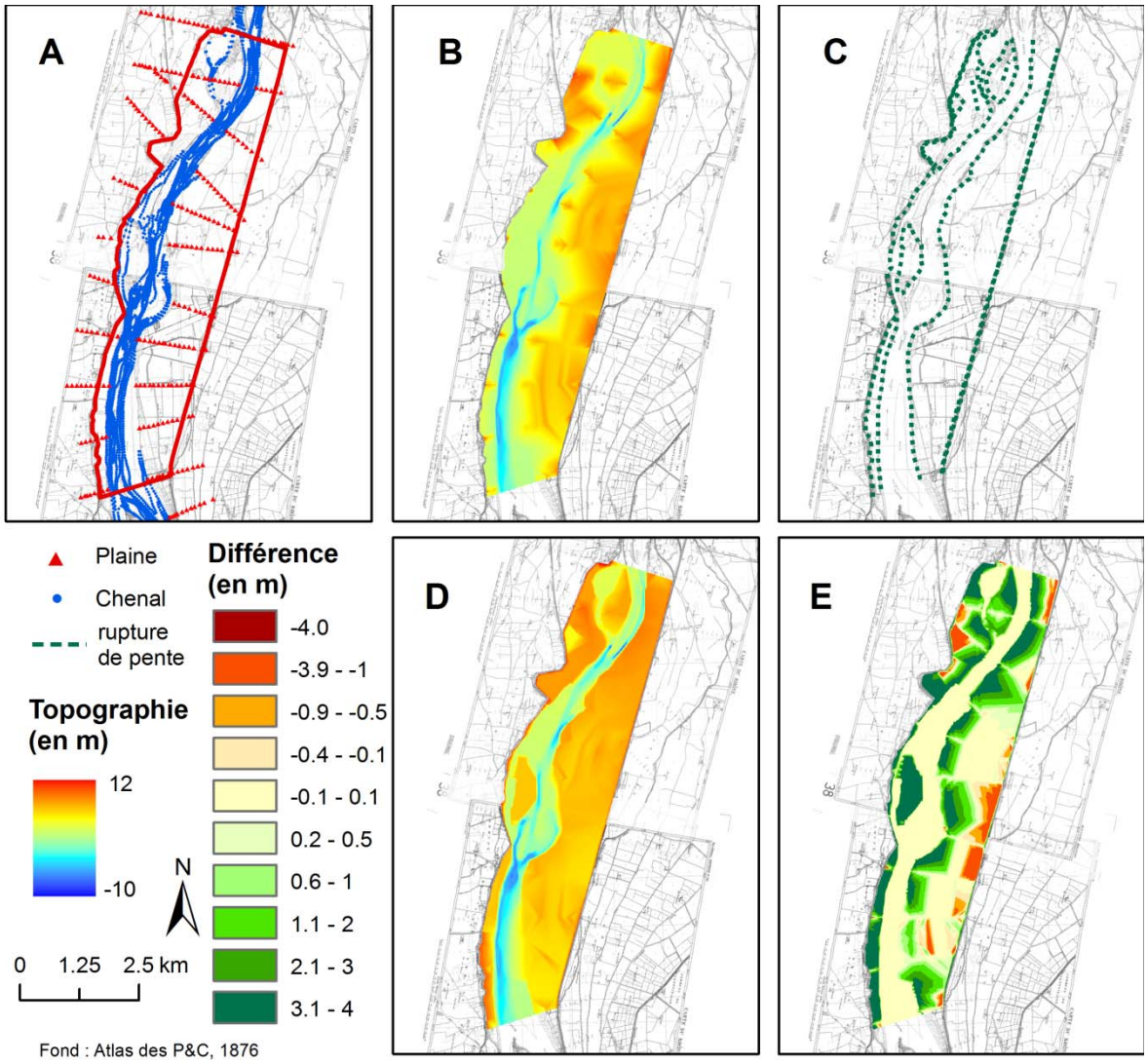


Figure 49 : Construction du MNT de 1876 à partir de la bathymétrie. Les fichiers de points initiaux (A) servent à construire un premier MNT (B) où apparaissent des aberrations topographiques. L'intégration des lignes de rupture topographique (C) dans le calcul du MNT donne un MNT final plus juste (D), Impact de l'ajout des lignes de rupture sur le MNT (E).

2.2.2. Construction du MNT de 2006 du chenal et de la plaine entre Beaucaire et Arles

La même opération est effectuée à partir des données récentes : les levés GPS effectués en 2005-2006, ceux du SYMADREM (1999) dans la plaine et la topobathymétrie de la CNR (2006) dans le chenal. L'intégration des limites topographiques prises à partir de la carte au 1/25 000 de l'IGN corrige cette fois le MNT d'une erreur initiale de +9.26 10^6 m^3 et -4.31 10^6 m^3. La plus grande densité de points disponibles dans la plaine offre une précision brute meilleure que pour 1876, mais la correction par lignes de tensions reste nécessaire.

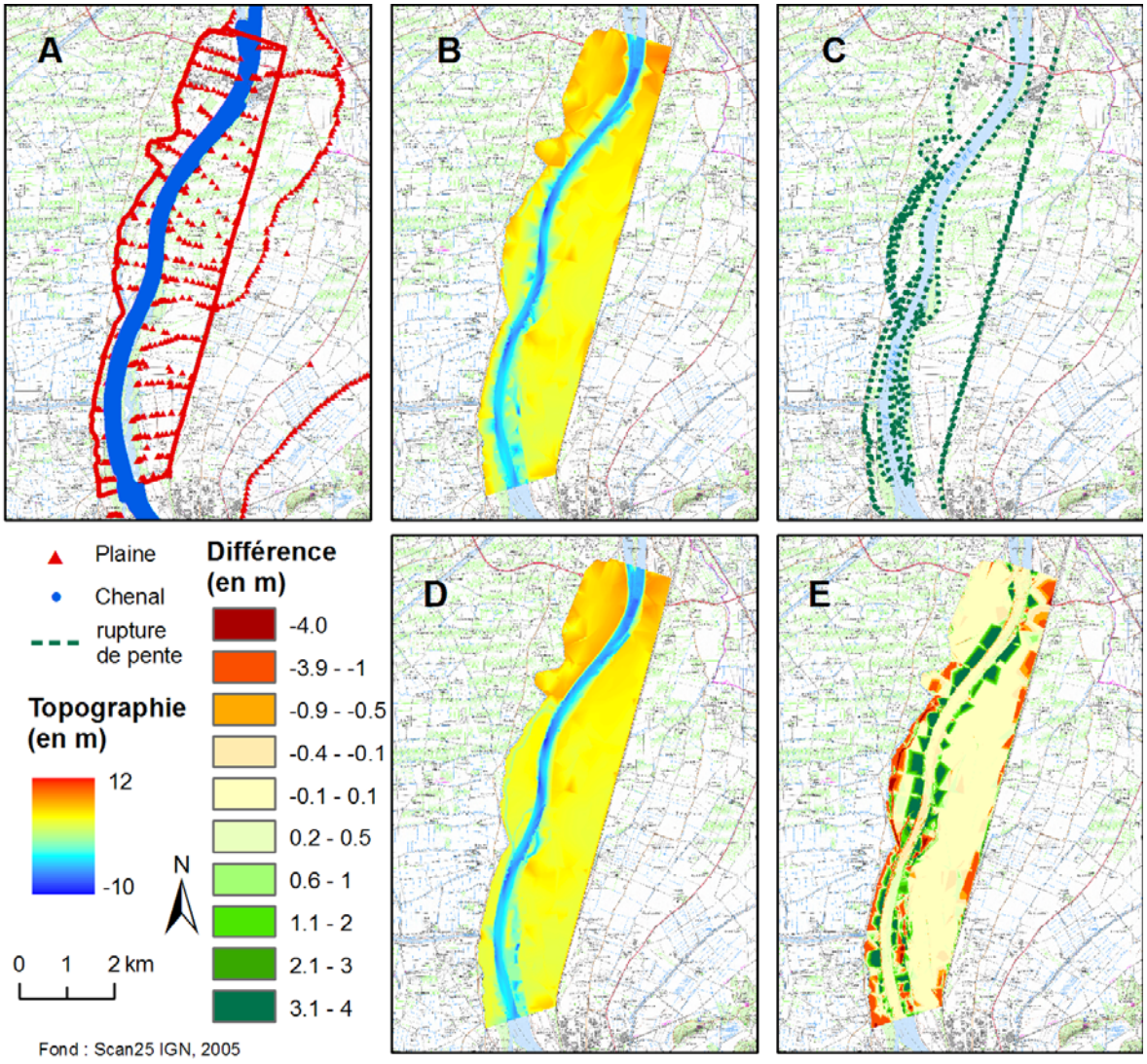


Figure 50 : Construction du MNT en 2006. Les fichiers de points initiaux (A) servent à construire un premier MNT (B) où apparaissent des aberrations topographiques. L'intégration des lignes de rupture topographique (C) dans le calcul du MNT donne un MNT final plus juste (D), Impact de l'ajout des lignes de rupture sur le MNT (E).

2.2.3. Construction des MNT du chenal du Petit Rhône en 1876, 2001 et 2004

Le Petit Rhône, situé en aval de la diffluence ne reçoit que 10 à 20 % des flux amonts en fonction de la période étudiée et du débit pris en compte (Surell, 1847; Pardé, 1925;

François, 1937; Ibanez *et al.*, 1997; CNR, 1999a). C'est vraisemblablement le fait que ce bras soit considéré comme secondaire qui a conduit les P&C a négliger l'acquisition de données topographiques dans la plaine et dans la zone intradigue sur la totalité du linéaire du Petit Rhône.

2.2.3.1. Construction du MNT de 1876

Comme pour la carte bathymétrique qui a servi à réaliser le MNT entre Beaucaire et Arles à la même époque, le DCE est considéré comme niveau d'eau de référence pour la bathymétrie du Petit Rhône de 1876. La même méthode de traitement d'image est employée, avec la recherche de la pente de la ligne d'eau pour le DCE, le croisement des données de pente et de la bathymétrie, qui fournissent le fichier de points nécessaire à la construction du MNT du chenal.

De la diffluence à la mer, le niveau de la ligne d'eau du DCE à l'entrée du Petit Rhône est déduit de la ligne d'eau calculée pour le secteur amont sur la même période, soit une altitude de 1.20 m NGF.

Le calcul du niveau de la ligne d'eau à l'embouchure est plus complexe à évaluer ; il repose sur la détermination du niveau moyen marin annuel en 1876, qui correspond alors au niveau de base. A partir des séries marégraphiques journalières relevées au Grau de la Dent (Salin de Giraud, à proximité de l'embouchure du Grand Rhône) entre 1905 et 2005, Ullmann et al. (2007) ont identifié un niveau moyen marin de $-8.0\ 10^{-3}$ m NGF pour l'année 1905 et démontrent une élévation du niveau marin de $2.0\ 10^{-3}$m an^{-1} au XXe siècle. Faute de données antérieures, la rétroprojection de cette élévation du niveau marin moyen est de 58 mm entre1876 et 1905 ; ce qui fixe le niveau marin moyen annuel en 1876 à $-6.6\ 10^{-2}$ m NGF. Entre la diffluence et l'embouchure du Petit Rhône, en 1876, la perte de charge de la ligne d'eau du DCE est donc de 1.26 m, soit une pente générale de $2.0\ 10^{-3}$%.

Suivant la méthode décrite pour le Rhône entre Beaucaire et Arles, il est alors possible d'obtenir un MNT du chenal en 1876 qui pourra être comparé aux bathymétries levées en 2001 et 2004 (Figure 51).

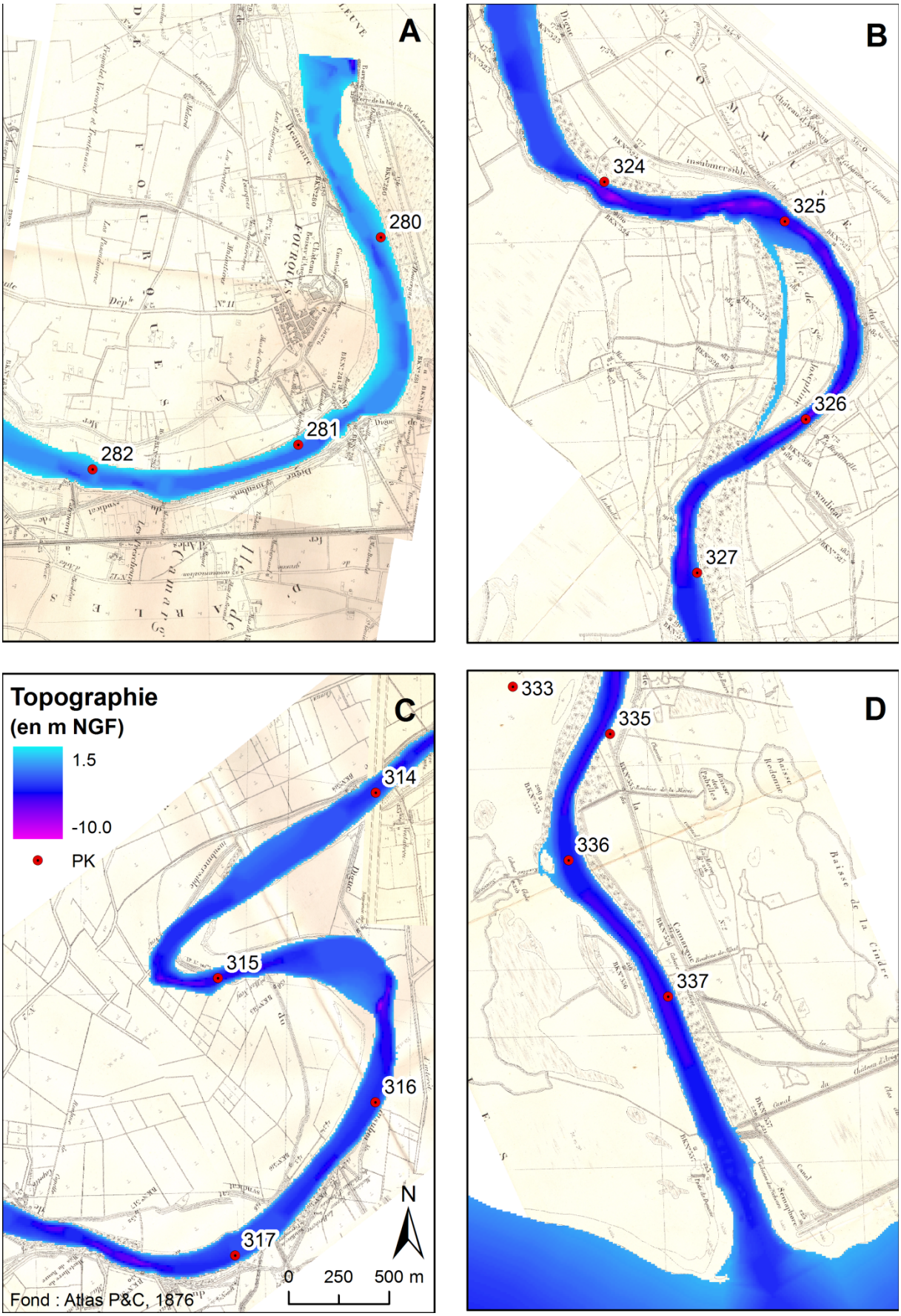


Figure 51 : Topographie du fond du Petit Rhône en 1876, Diffluence (A), chenal secondaire à Albaron (B), PK 325-236, méandre du Mas Neuf de Capette (C), Embouchure (D).

2.2.3.2. Les MNT de 2001 et 2004

Les MNT de la topographie du Petit Rhône pour 2001 (Figure 52) et 2004 (Figure 53) sont réalisés à partir des relevés topographiques de VNF. Ils ont été effectués pour le compte de la DIREN de bassin du Rhône pour évaluer l'impact de la crue de 2003 sur la morphologie chenal (Raccasi et al., 2005a).

Ces deux relevés topographiques se limitent au chenal navigable. Les limites des MNT sont fixées à partir de la carte IGN au 1/25 000 de 1994 qui représente le chenal à son niveau moyen, donc pour des surfaces mouillées plus importantes que la surface levée tant en 2001 qu'en 2004. Les MNT résultants sont donc des approximations de la morphologie du chenal sur ses bords. De plus les différences de qualité des données en entrée (levé uniquement dans le chenal navigable et avec des densités de points différents pour les deux dates) permettent de mettre en évidence des tendances de l'évolution du système avec des quantifications qui ne pourront être données qu'à titre indicatif.

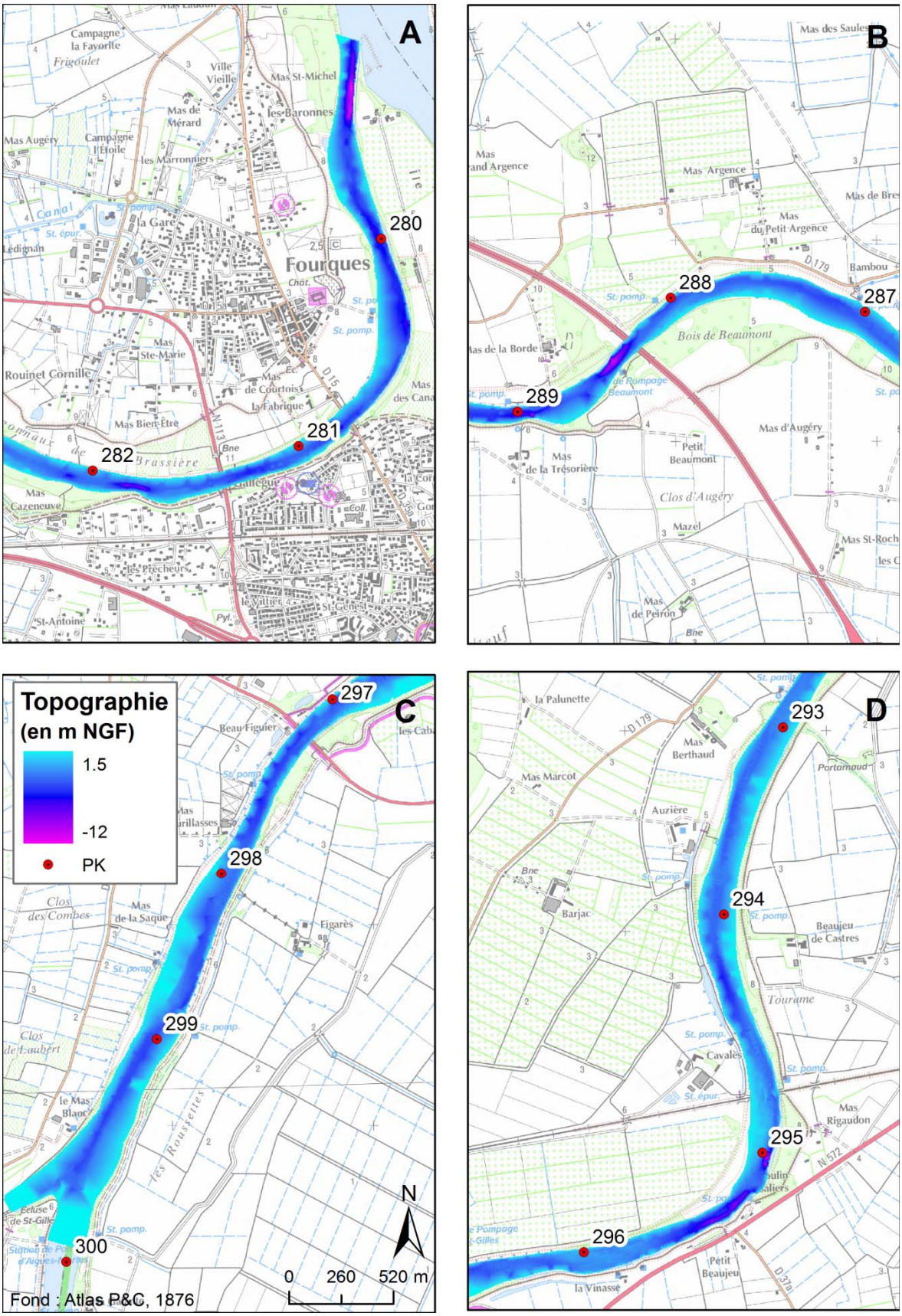


Figure 52 : Topographie du fond du Petit Rhône en 2001, l'éloignement des profils fait apparaître des aberrations topographiques aux marges du MNT, Diffluence (A), Petite Argence (brèche pendant la crue de 2003 (B)), Amont de l'écluse de St Gilles (C), Méandre de Moulin Saliers (D).

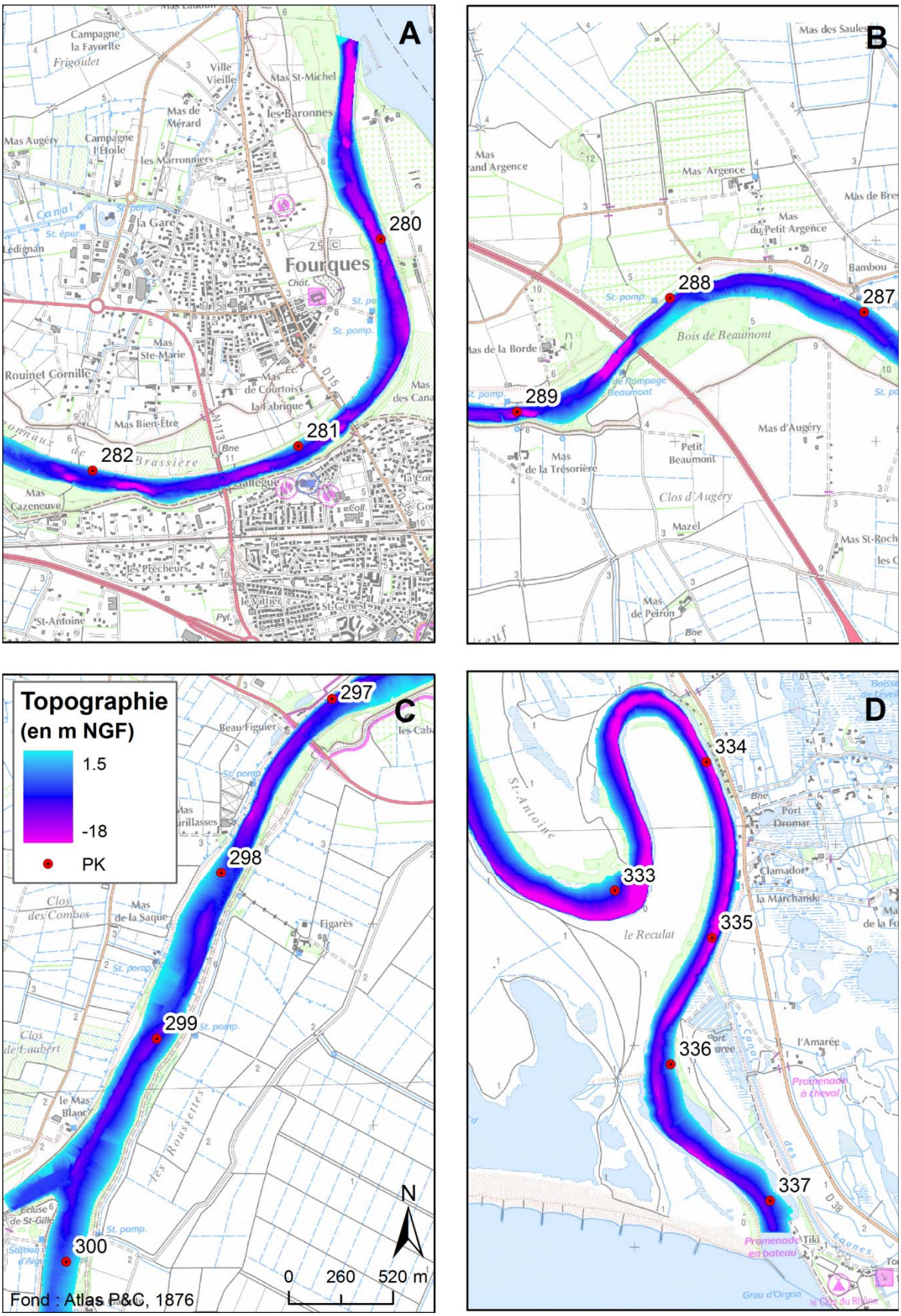


Figure 53 : Topographie du fond du Petit Rhône en 2004, Diffluence (A), Petite Argence (brèche pendant la crue de 2003 (B)), Amont de l'écluse de St Gilles (C), Embouchure (D).

2.2.4. MNT du chenal sur le seuil de Terrin en 1867-1869

Ce secteur, à l'écart de la principale zone d'étude a néanmoins fait l'objet d'une analyse particulière, en raison de sa richesse documentaire antérieure à 1870.

Le secteur du seuil de Terrin a subi des aménagements destinés à améliorer la navigabilité dans les années 1860. Des digues basses ont été construites dans le chenal pour réduire la largeur et concentrer le flux dans un chenal unique plus étroit. Entre 1867 et 1869, le système fluvial est donc soumis à des modifications importantes des contraintes de l'écoulement. La petite taille de la zone d'étude (4 km communs aux trois dates) et sa localisation sur le Grand Rhône dans le delta permet de s'affranchir du calcul de la pente sur ce secteur (pente générale proche de 0 vers l'embouchure). Les trois campagnes bathymétriques sont donc considérées comme prises pour un même niveau d'eau et le MNT est réalisé en fonction de la bathymétrie uniquement, faute d'information supplémentaire sur la qualité des données. Les trois MNT construits à partir des bathymétries de 1867, 1868 et 1869 pourront donc être comparés entre eux de façon quantitative.

Sur la période actuelle, la CNR dispose de profils topobathymétriques réalisé en 1999 avec un espacement de 100 m entre les profils.

Entre 1867 et 1869 les aménagements de resserrement du chenal édifiés pour provoquer une augmentation du tirant d'eau au passage du seuil de Terrin, provoquent des variations morphologiques. Ils impliquent la connaissance de la ligne d'eau d'étiage pour les trois années, afin de recaler les bathymétries dans un système topographique connu et de les comparer avec les données de 1999.

La topobathymétrie levée en 1999 est rapportée à la ligne d'eau du DCE. La courbe de tarage de 1990 donne pour un débit de 430 $m^3 s^{-1}$ (DCE sur le Grand Rhône), un niveau d'eau de 0.23 m NGF-IGN69 au PK 293.6 et de 0.22 m NGF-IGN69 au PK 297.3, soit une perte de charge de 1 cm sur 4 km. La pente de la ligne d'eau peut donc être négligée pour la réalisation d'un MNT qui sera comparé aux MNT issus des données bathymétriques du milieu du XIXe siècle. La correction de la topobathymétrie de 1999 se fait donc par addition de 22 cm aux données. L'ensemble des relevés (1999-1867-1868-1869) est donc intercomparable pour mettre en évidence les évolutions morphologiques du système qui seront interprétées dans les chapitres suivants.

2.3. Conclusion

Les documents recensés pour cette étude sont d'origines variées, acquis dans des conditions différentes et pour des applications spécifiques. L'intégration des données spatiales 2D dans un SIG a permis une superposition des différentes cartes et photographies aériennes ainsi que la vectorisation de l'occupation du sol et des aménagements visibles sur les documents. La réalisation d'un dictionnaire d'attributs des types d'occupation du sol et d'aménagement apporte au SIG une classification commune à toutes les dates étudiées. L'occupation du sol a pu être réalisée sur quatre dates : en 1876, en 1906, en 1983 et en 2003.

Pour l'analyse en 3D, les données sources sont également d'origines variées et une grande partie du travail a consisté en l'homogénéisation des données d'une même époque pour les intégrer dans un MNT global du système fluvial ; un soin particulier a été apporté à la création du MNT du chenal et de sa plaine de 1876. La reconstruction de la topographie du chenal a nécessité la mise en place d'une méthode de croisement des données bathymétriques et d'altitudes de la ligne d'eau. Cette méthode se base sur le fait que sur le Rhône, la pente de la ligne d'eau est égale à la pente du fond du chenal. La diversité de densité de données sur les MNT à produire et l'interpolation TIN choisie pour réaliser les modèles a nécessité la vectorisation de lignes de tensions correspondant aux ruptures de pentes mises en évidence sur les cartes. La même méthode est employée sur le Petit Rhône avec deux MNT qui encadrent la période d'étude (1876-2004). La réalisation des MNT apporte une information quantitative de l'évolution du milieu, mais ils n'ont pu être construits que pour 1876 et 2006. Ils encadrent donc la période d'étude sans permettre un suivi précis de l'impact des perturbations du système. Cependant, la vectorisation du chenal dans le SIG historique permet d'affiner la perception de l'évolution grâce aux dates intermédiaires de 1946, 1979 et 1994.

Sur le Petit Rhône, le SIG historique construit à partir de la vectorisation du chenal en 1876, 1946, 1979 et 1994 va mettre en évidence les secteurs les plus mobiles. L'apport des MNT réalisés pour 1876 et 2004, complète l'analyse, mais elle ne porte que sur le chenal en l'absence de données sur les berges.

Deux secteurs seulement se prêtent à une étude à cette résolution chronologique : le Seuil de Terrin à la fin des années 1860 et l'amont du Petit Rhône entre 2001 et 2004.

3. Mutations en surface (2D) des milieux fluviaux depuis 150 ans sur le tronçon Beaucaire-Arles

Il n'existe pas d'étude sur l'évolution de l'occupation du sol entre Beaucaire et Arles qui prenne en compte la totalité de la plaine. Les études antérieures se limitent à la bande active, en prenant en compte la largeur du chenal et les îles, les bancs de sable ou de gravier (Arnaud Fassetta, 1998; Volcot, 2001; Antonelli, 2002). Le recensement des îles et des bancs offrait la la possibilité d'étendre l'étude à des périodes antérieures au milieu du XIXe siècle puisqu'ils ne nécessitent pas leur superposition sous SIG dans un même référentiel spatial. Plus récemment, l'analyse de photographies et de cartes sous SIG a permis de quantifier l'évolution de la ripisylve et des berges au cours des cinquante dernières années. (Villiet, 2005; Zanetti, 2006).

Comme la chronologie des aménagements effectuée dans la première partie a établi la périodisation suivante : construction des digues insubmersibles jusque dans les années 1860, puis déconnexion des bras secondaires dans les années 1870-1880, réalisation des aménagements Girardon entre 1911 et 1938, enfin extractions massives et édification des barrages dont le plus aval à Vallabrègues dans les années 1970. Les documents les plus appropriés pour une étude sont donc l'Atlas des P&C (1876), les plans Branciard (1906-7) complétés par la Carte d'Etat Major (1905), puis les levés de la CNR (1970-1980) complétés sur les marges alluviales par les photographies aériennes de la même période, enfin l'Orthophotographie de 2003. L'état initial pris pour la comparaison des données sera donc issu de l'Atlas des P&C.

L'intégration de ces différentes études dans la comparaison des cartes d'occupation des sols réalisées aux quatre dates apporte des indices supplémentaires sur l'évolution du milieu.

La construction de SIG pour analyser les mutations des lits fluviaux est bien documentée (Leys et Werritty, 1999; Valette, 2002; Takagi *et al.*, 2007). Sur le Rhône la qualité et la disponibilité des données autorisent de travailler jusqu'aux limites de l'espace intradigues, depuis la sortie du défilé de Beaucaire-Tarascon jusqu'à la diffluence, soit une superficie de 20.4 10^6 m^2 (Annexe 1). Ces résultats permettront par la suite une meilleure appréhension dans le MNT de la localisation des volumes érodés ou déposés. L'étude du SIG historique donne ainsi une approche indirecte de la mobilité sédimentaire.

Un SIG de l'occupation du sol fournit aussi une approche socio-économique de l'évolution de la zone intradigue. En effet, l'évolution de la zone proche du chenal est directement liée aux variations morphologiques du fleuve, mais dans la plaine d'inondation c'est l'anthropisation qui provoque les mutations les plus importantes (Dufour, 2005).

Ce chapitre s'organise en deux parties ;

Une analyse globale des transformations, date à date, puis générale.

Une analyse spatialisée, pour identifier les secteurs les plus mobiles, en particulier dans les marges alluviales.

3.1. Mutations globales des milieux et de l'occupation des sols au sein du système fluvial intradigues depuis 150 ans

La plupart des données et des cartes présentées dans cette partie sont issues d'une étude de l'« *Evolution du Rhône et de l'espace intradigues entre Beaucaire et Arles depuis 1870* » réalisée pour le compte de la CNR dans le cadre des programmes de renaturation du Rhône aval (Raccasi, 2006). Les planches issues de cette étude figurent en annexe. Des données cartographiques non intégrées dans le SIG (car non exhaustives) sont utilisées pour mieux comprendre les mécanismes de fonctionnement du système.

3.1.1. Evolution diachronique

En 1876, le chenal au module est large avec des bras secondaires actifs (Matagot, Pillet, Ranchier). Le lit mouillé occupe 26% de l'espace intradigues (Figure 54). Les bancs mobiles, formés de graviers et galets en amont du PK 276, de sable à l'aval de ce PK, représentent 6% de l'espace. Ils forment des plages ou des îles de tailles variables aux confluences (Durance et Gardon), à l'entrée des bras secondaires ou à la diffluence. Cette dernière est caractérisée par une grande île non végétalisée (PK 277-279), qui témoigne une perte d'énergie considérable. Au total, la surface occupée par le débit de plein bord (ou bande active) occupe plus de 30% de l'espace intradigues

L'agriculture couvre 75% de la plaine inondable (51% de la surface totale) et colonise même les îles les plus stabilisées (Matagot et Pillet). La végétation naturelle, correspondant aux espèces de la ripisylve, n'occupe que 17% de la surface (Figure 54) : berges du fleuve et des chenaux secondaires. Dans la plaine de rive gauche, elle est présente sur les bords des canaux de drainage et le long de la digue-voie ferrée.

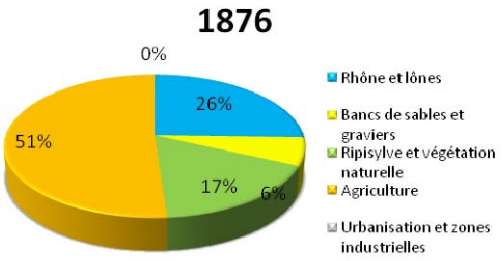


Figure 54 : Répartition de l'occupation du sol en 1876

En 1905-1907, le chenal se simplifie. Les lônes sont en cours de déconnexion et de colmatage, mais encore connectées au module : la lône de Matagot est déconnectée du à l'amont et à l'aval, celle du Pillet est déconnectée à l'amont. Les surfaces en eau occupent encore 25% de la surface totale. Les bancs de sable, désormais accolés aux berges, ne forment plus que 4 % de la superficie, en particulier en aval du PK 276 (Figure 55). La bande active (29% de la surface totale) est donc encore comparable à celle de 1876. L'étude des marges et de la plaine est moins précise, puisqu'elle repose sur la carte d'Etat-major (1/50 000) : l'agriculture reste dominante (54%), la ripisylve est stable (17%) mais semble conquérir les secteurs atterris à proximité des digues submersibles et des épis, en particulier en rive droite.

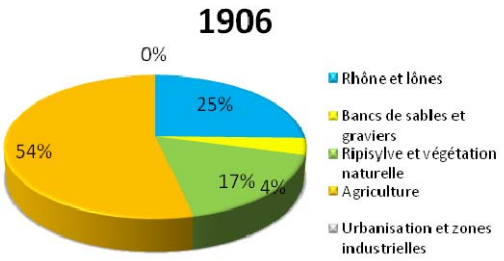


Figure 55 : Répartition de l'occupation du sol en 1906

En 1983 (Figure 56), les milieux et l'occupation des sols ont nettement évolué. Les surfaces en eau se sont rétractées (23%) : la lône de Matagot correspond à un bras mort colonisé par de la végétation ; la lône du Pillet, ouverte à l'amont, n'est reconnectée au chenal qu'à partir du module ; la lône de Ranchier est toujours active. Les bancs de sable et de gravier (1%) ne sont visibles que dans les casiers, qu'ils contribuent à colmater. La bande active n'occupe donc plus que 24% de la surface totale. La ripisylve (22%) est en extension sur les deux berges : elle colonise les lônes et profite de l'abandon des cultures sur une partie de la plaine inondable de rive gauche. Cette dernière représente toujours plus de la moitié de l'occupation du sol (52%), en rive gauche, sur l'île du Pillet et de Matagot et l'étroite plaine de rive droite. Une zone industrielle apparaît en aval de Tarascon.

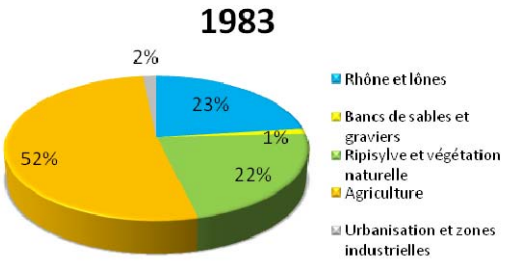


Figure 56 : Répartition de l'occupation du sol en 1983

En 2003, les photographies aériennes et les observations de terrain donnent une image très précise de l'occupation du sol. Le chenal, étroit et linéarisé par les aménagements, n'occupe plus que 19% de l'espace intradigues (Figure 57). La lône de Matagot à disparu sous des remblais de la CNR ; la lône du Pillet n'est connectée par l'aval qu'au dessus du module et par l'amont à partir de 2 500 m^3 s^{-1} (SOGREAH, 2000b) ; la lône de Ranchier située à l'intérieur d'un casier, est complètement masquée par la végétation. Une grande partie des aménagements fluviaux à courant libre a été absorbée par les berges ou est en cours de colmatage. Seul le casier Saxy entre le PK 275 et la diffluence est encore identifiable, ainsi qu'une série de six épis à l'entrée de l'Ile du Pillet. Ces aménagements sont d'ailleurs en partie déchaussés des berges (Figure 58). La ripisylve occupe 21% de l'espace.

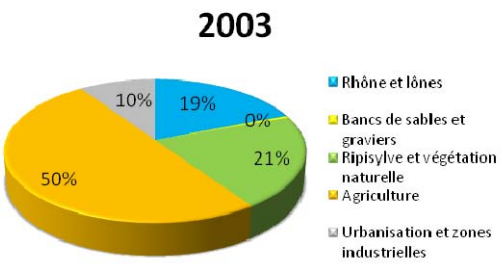


Figure 57 : Répartition de l'occupation du sol en 2003

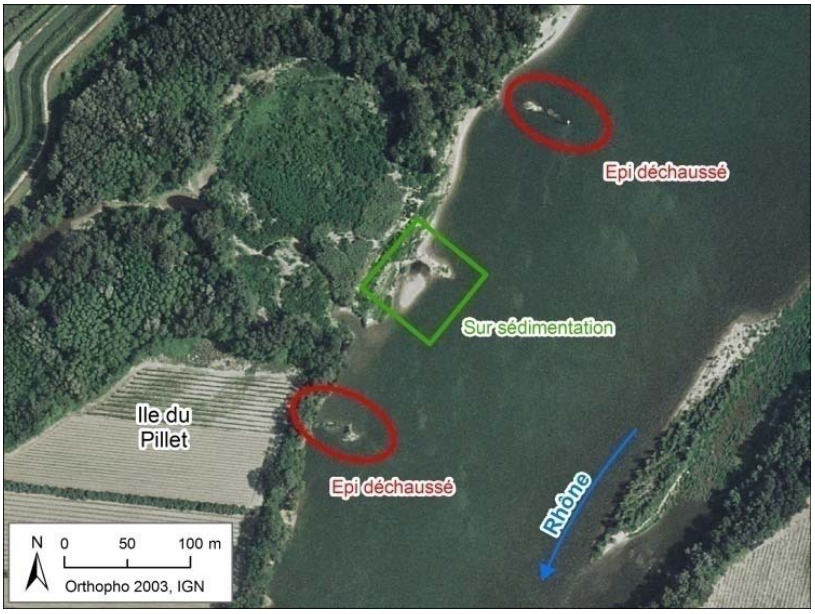


Figure 58 : Etat des épis en 2003 à l'entrée de la lône du Pillet

La ripisylve présente sur les deux berges du fleuve a colonisé la quasi-totalité des lônes, ainsi que la digue externe du casier Saxy. Rappelons qu'elle est actuellement protégée sur l'ensemble du corridor Rhodanien par trois sites Natura2000[27], mais ces zones d'intérêt écologique n'empêchent pas l'apparition d'espèces invasives dont la Jussie Ludwigia (*Ludwigia peploïdes et Ludwigia grandiflora*). Au nord d'Arles, le port fluvial et les zones industrielles (51 ha) représentent près de 10% de l'espace (Figure 57).

3.1.2. Synthèse de l'évolution globale

L'analyse simple par comparaison de l'occupation du sol entre chaque date (Figure 59) montre par unité de surface une évolution des milieux fluviaux, caractérisée par une rétraction de la bande active, colonisée par la ripisylve sur ses marges, et une disparition de la bordure externe de la ripisylve sous les pressions de l'agriculture et de l'industrialisation de la plaine. Ce type d'évolution a déjà été décrit sur la Garonne (Steiger *et al.*, 2001; Valette, 2002), la basse Durance (Warner, 2006), les cours d'eau alpins italiens (Surian et Rinaldi, 2003), et dans le bassin amont médian du Rhône (Piegay, 1995; Landon, 1999; Liebault, 2003; Rollet, 2007).

[27] http://natura2000.environnement.gouv.fr/sites/FR9301590.html
http://natura2000.environnement.gouv.fr/sites/FR9101405.html
http://natura2000.environnement.gouv.fr/sites/FR9301592.html

Cette évolution n'est cependant pas linéaire dans le temps (Tableau 11).

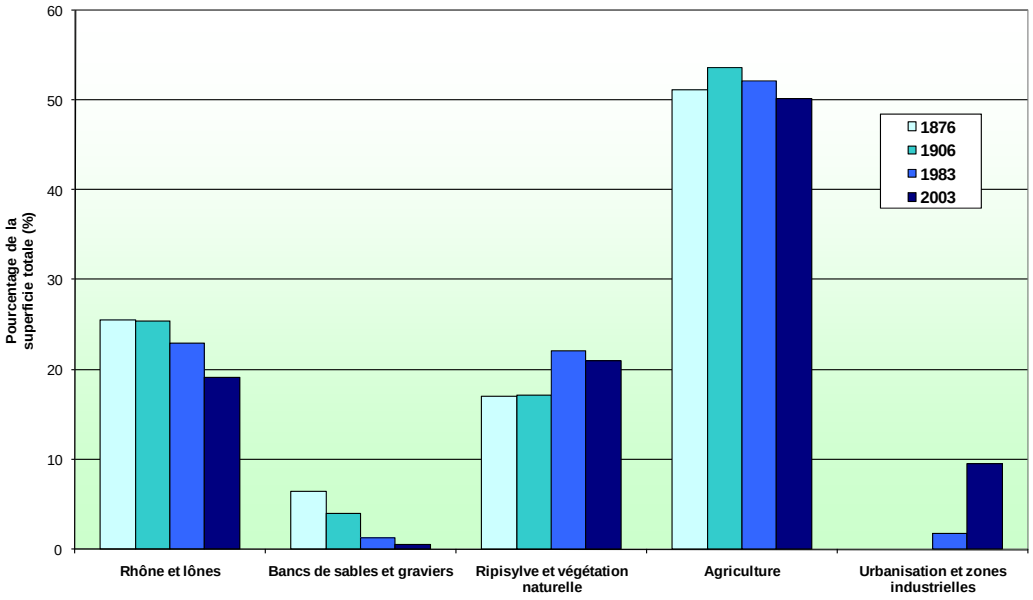


Figure 59 : Evolution de l'occupation du sol depuis 1876

PERIODE	1870-1880	1880-1890	1890-1900	1900-1910	1910-1920	1920-1930	1930-1940	1940-1950	1950-1960	1960-1970	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-20xx
Rhône et lônes	-6.26	-6.26	-6.26	-6.26	-64.5	-64.5	-64.5	-64.5	-64.5	-64.5	-64.5	-392	-392	-392
Bancs de sables et graviers	-165	-165	-165	-165	-71.8	-71.8	-71.8	-71.8	-71.8	-71.8	-71.8	-80.2	-80.2	-80.2
Ripisylve et végétation naturelle	6.96	6.96	6.96	6.96	130	130	130	130	130	130	130	-116	-116	-116
Agriculture	164	164	164	164	-39	-39	-39	-39	-39	-39	-39	-201	-201	-201
Urbanisation et zones industrielles	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	793	793	793

Tableau 11 : Vitesse d'évolution de l'occupation du sol par période de 10 ans en 10^3 m^2 (extrapolée à partir des quatre dates du SIG historique)

Dans les années 1870, la surface mouillée occupée par le Rhône et ses lônes est de 5.2 10^6 m^2 ; elle n'évolue pas jusqu'en 1906, même si les bancs et îles mobiles disparaissent. Par contre, le système se rétracte à la vitesse de 6.4 10^3 m^2 par an au début du XXe. Cette tendance s'accélère à la fin du siècle, (réduction de la surface mouillée de 39.2 10^3 m^2 par an), après l'édification du barrage de Vallabrègues (Tableau 11). Cette contraction du chenal est conforme aux observations d' Antonelli (2002), qui montre des vitesses de rétrécissement du chenal similaires, en aval du barrage, durant cette période, avec une accélération au cours de la seconde moitié du XXe siècle (-1.18 m an^{-1} entre 1965 et 1985 en particulier, Tableau 12).

Les résultats d'Antonelli (2002) permettent d'affiner la fourchette chronologique fournie par le SIG historique, en mettant en évidence l'impact du barrage de Vallabrègues. Par contre, le SIG montre une vitesse de rétraction du chenal et des lônes plus importante que les résultats obtenus par Antonelli (2002) au cours des dernières décennies. Cette différence peut être due à la typologie employée : dans le SIG, les lônes et toute partie en eau au module sont associées sous une même typologie, alors qu'Antonelli (2002) se limite au chenal principal.

Période	Vitesse de rétraction du chenal (m an^{-1})
1865-1944	-0.05
1944-1965	-0.62
1965-1985	-1.18
1985-1998	-1.02

Tableau 12 : Vitesse de rétraction du chenal entre Avignon et la diffluence depuis 1865 (Antonelli, 2002)

La diminution de la surface mouillée est rapide à la fin du XIXe siècle (16.5 10^3 m^2 an^{-1}), puis se stabilise entre 7 et 8 10^3 m^2 an^{-1}. Elle ne se fait pas au profit des bancs de sable et gravier, dont la surface diminue aussi, passant de 1.3 10^6 m^2 à 0.09 10^6 m^2 entre les années 1870 et 2000. Cette évolution est clairement contemporaine des premiers aménagements pour la navigation, puis des aménagements Girardon, qui concentrent les flux dans le chenal et favorisent la remobilisation des sédiments sur les bancs. A partir des années 1950, les barrages hydro-électriques sur le Rhône et ses affluents perturbent le transit de la charge solide grossière, qui constitue l'essentiel des bancs.

Les surfaces occupées par la végétation naturelle (ripisylve et autres zones naturelles comme les bois et les haies) est stable au cours de la fin du XIXe siècle (4.5 10^6 m^2), puis les surfaces boisées augmentent fortement au cours du XXe siècle, avec un gain de 13.0 10^3 m^2 an^{-1} jusque dans les années 1980. A partir de cette date, la perte de surface est quasiment aussi rapide que l'augmentation précédente (-11.5 10^3 m^2 an^{-1}).

Les surfaces agricoles qui représentent la plus grande superficie de la zone intradigues connaissent une croissance permanente jusque dans les années 1980. Elles sont caractérisées par un gain rapide à la fin du XIXe siècle (16.4 10^3 m^2 an^{-1}), puis une décroissance au cours du XXe siècle, avec des valeurs de recul d'abord assez faibles, mais qui s'accélèrent à partir des années 1980 (de 3.9 à 20.1 10^3 m^2 an^{-1}). Cette accélération de la disparition de l'agriculture est due en partie à l'industrialisation de la plaine à partir des années 1970 et 1980 (aménagements de la CNR, puis construction des zones industrielles, dont la surface augmente de 79.3 10^3 m^2 an^{-1} à la fin du XXe siècle).

A partir de cette analyse chronologique, plusieurs points sont à retenir :

- La réduction de la bande active fluviale (surface en eau et bancs non végétalisés) s'amorce tardivement, du moins, après 1906 (où elle constitue encore 29% de l'espace étudié). Entre 1876 et1906, elle n'a perdu que (-0.6 m an^{-1}). Cette réduction est encore en cours à la fin du XXe siècle, passant de 24% en 1983 à 19% en 2003. Cette évolution est inversement proportionnelle à celle des surfaces de ripisylve, soulignant la forte corrélation entre ces deux types d'espaces. Si le milieu fluvial semble évoluer, d'une manière générale, de façon contemporaine aux aménagements, les évolutions les plus marquées se font après la construction des barrages et des aménagements CNR, qui provoquent une mutation rapide. L'analyse spatialisée de cette métamorphose va permettre de discuter l'impact spécifique des différents aménagements à l'échelle locale.

- Cette étude souffre d'un hiatus chronologique important, entre 1903 et les années 2000, avec seulement une date intermédiaire dans les années 1970-80. L'étude par photo interprétation de l'évolution du chenal et de la ripisylve, réalisée par Zanetti (2006) permet de le combler . A partir des photographies aériennes de 1947, 1962, 1979, 1993 et 2000, elle montre une accélération de la végétalisation et de la rétraction du chenal entre 1962 et 1979, puis dans les années 1990, la ripisylve se rétracte au profit de la bande active. L'auteur y voit un impact des fortes crues des années 1993-94 et 96.

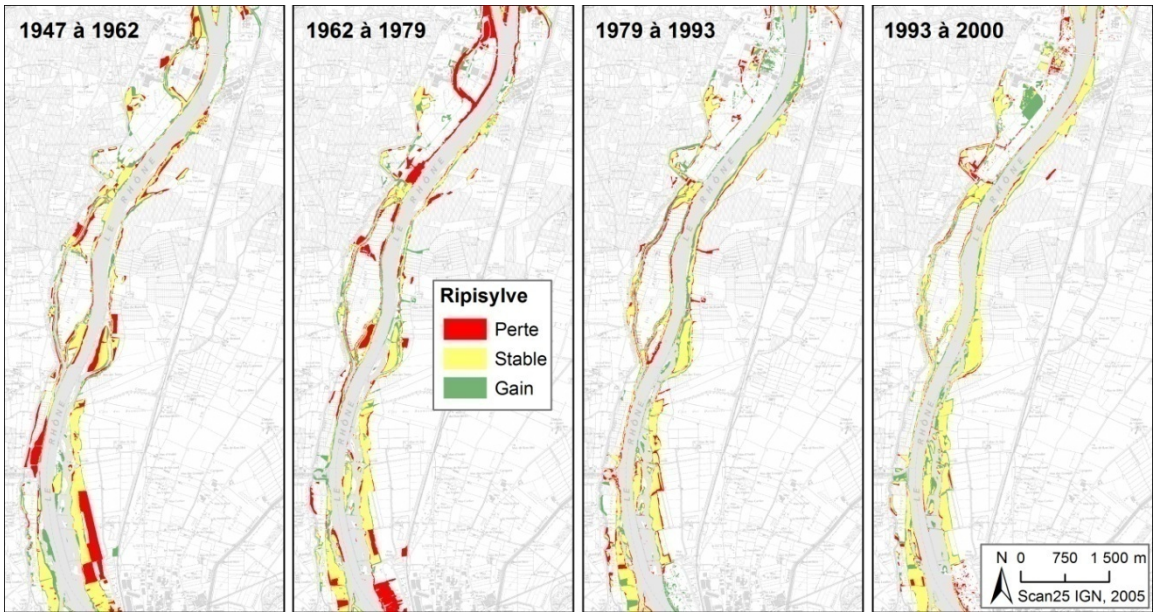


Figure 60 : Evolution de la ripisylve entre 1947 et 2000 à partir de la photo interprétation (modifié de Zanetti, 2006)

- Les résultats qui découlent de ces travaux complètent et précisent les études antérieures sur ce sujet. Volcot (2001) et Arnaud-Fassetta (1998) ont insisté sur la précocité de la métamorphose fluviale dès la fin du XIXe siècle, avec la fin du Petit Age Glaciaire et les aménagements à courant libre. Antonelli (2002) démontre une rétraction modeste du chenal (0.16 m an^{-1}) sur la période de 1855 à 1944 et sur un linéaire plus long (du PK 262 au 280). Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette différence de presque 30% entre les vitesses obtenues par les deux études :

  - Les surfaces et les périodes analysées ne sont pas les mêmes. Antonelli (2002) intègre la traversée du défilé de Beaucaire Tarascon qui limite les migrations du chenal et sous estime la vitesse globale de rétraction de la bande active. Elle analyse une période plus longue (depuis 1855); or entre 1855 et 1876, le chenal est peu aménagé, les premiers aménagements importants pour la navigation apparaissant dans les années 1870. Mais, entre 1905 et 1944, l'aménagement du chenal est terminé (achèvement des casiers Girardon en 1938) et il aurait été possible de s'attendre à observer des vitesses de rétraction plus rapides.

  - La distinction la plus notoire entre ces deux études, et qui doit en expliquer les différences, est l'échelle des documents utilisés par Antonelli : carte d'Etat Major au 1/ 80 000e en 1855, écartée du présent travail du fait de sa trop grande échelle, photographies aériennes au 1/ 60 000e en 1944, également écartées en raison de la mauvaise qualité des clichés. Alors que pour ce travail, les documents exploités sont plus précis : les cartes de 1876 et de 1905 sont dressées au 1/ 10 000e et au 1/ 2 000. Cette différence d'échelle d'un facteur 8 explique en grande partie les écarts dans la mesure des vitesses de rétractions du chenal. Mais les analyses du présent travail confirment bien la succession d'une métamorphose, caractérisée par la disparition des bancs mobiles, la simplification du chenal et l'atterrissement partiel des bras secondaires dès la fin du XIXe siècle, puis d'une rétraction de la bande active, qui n'intervient qu'au XXe siècle. Celle-ci semble lente au cours de la première moitié du siècle, puis s'accélère entre 1962 et 1979 et reste encore importante dans les dernières décennies du siècle.

C'est donc une réduction globale de la bande active de -0.6 m an^{-1}, entre 1876 et 2003, calculée à partir des données de la présente recherche qui va être retenue.

Les variations de l'occupation du sol ne se faisant pas de manière homogène sur l'ensemble du linéaire, un zonage des est à présent nécessaire.

3.2. Spatialisation des mutations de l'occupation du sol

L'observation des planches de l'Annexe 1 montre l'évolution du système entre chaque date du SIG historique à partir du croisement des couches d'occupation du sol et d'une analyse thématique. Ces cartes apportent un complément d'information sur l'évolution de l'occupation du sol. Elles permettent de détailler les conquêtes et les pertes de surface de chaque classe d'occupation du sol par rapport aux autres dans le temps. Elles offrent également une localisation des zones les plus sensibles aux changements.

Mais la quantification des variations, à partir de ces documents, reste un travail lourd et répétitif au vu du nombre de parcelles résultantes du croisement de l'occupation du sol pour 2 dates différentes, avec 25 types d'évolutions possibles des parcelles (Annexe 1, carte 5 à 8). Dans le but de faciliter la lecture des résultats, la zone d'étude a été segmentée : dans le logiciel ArcMap, des profils en travers sont tracés tous les 200 m, le long de l'axe d'écoulement à l'aide du logiciel DSAS (dont le fonctionnement a été détaillé dans le paragraphe 2.2.1 Construction du MNT du chenal et de sa plaine, entre Beaucaire et Arles en 1876, à partir de données bathymétriques du Rhône). Le croisement des profils et de l'occupation du sol à chaque date détermine la largeur de chacune des entités du système sur les profils. Ces résultats sont, ensuite, intégrés dans un graphique qui apporte une meilleure lisibilité spatiale de l'évolution du système. La segmentation, dans l'étude de l'évolution des cours d'eau à partir du logiciel ArcMap, a déjà été utilisée par Rollet (2007), sur les bases d'un travail entamé par Moulin (2005), mais le protocole mis en place ici semble beaucoup plus aisé (utilisation de DSAS).

L'analyse des graphiques résultants de la segmentation à différentes dates et du croisement des couches d'occupation du sol dans le SIG va permettre dans un premier temps de spatialiser les secteurs où l'occupation du sol est la plus mobile, notamment au niveau de la bande active (chenal plus bancs de sable et galet). Par la suite, ces informations seront recoupées avec la chronologie des aménagements locaux afin d'étudier leurs impacts éventuels sur les variations de l'occupation du sol et donc sur la morphologie du système fluvial.

3.2.1. Evolution de l'occupation du sol sur le profil en long

La Figure 61 illustre la spatialisation de l'évolution aux quatre dates retenues. Chaque classe est représentée par une couleur. La ligne bleue cerne le contour des zones en eau (chenal et lônes + bancs non végétalisés), dont la somme correspond à la bande active fluviale. On constate que celle-ci évolue différemment de part et d'autre des PK 275-276.

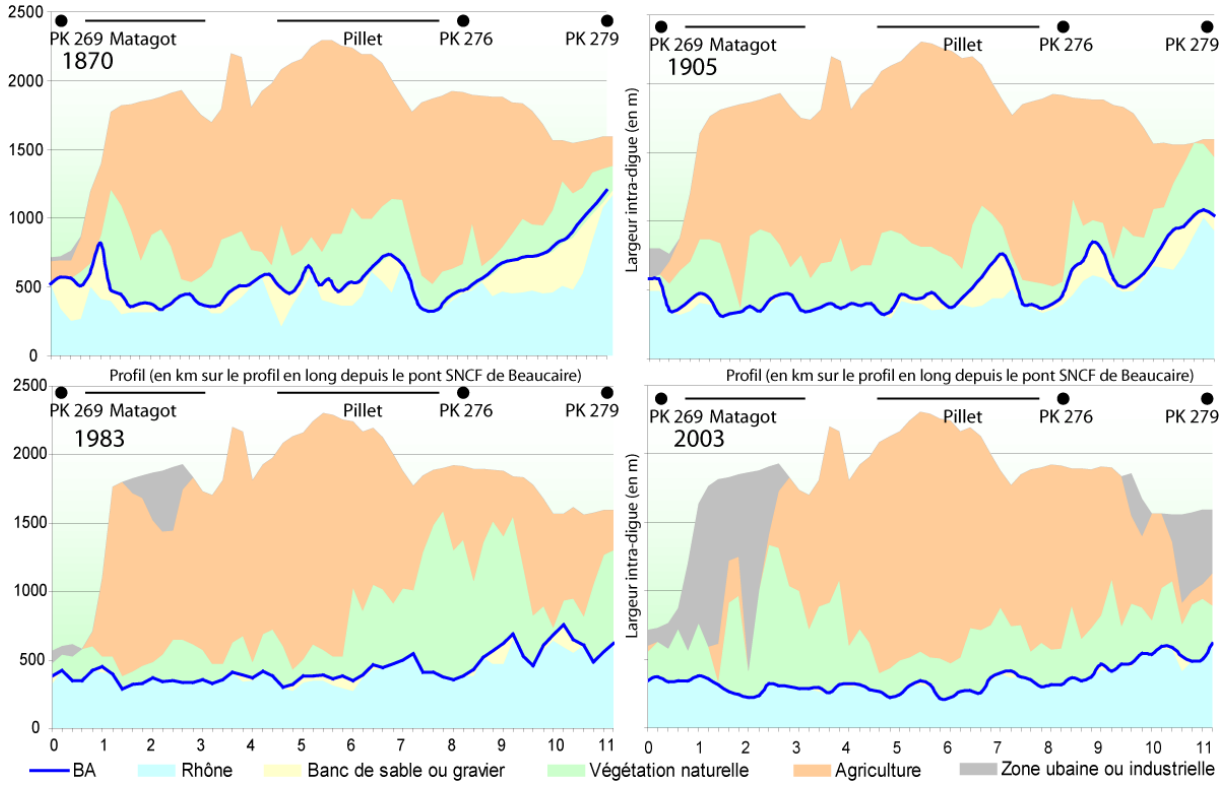


Figure 61 : Occupation du sol sur le profil en long depuis 1870 (BA, la bande active).

A l'amont de ces points, la bande active se rétracte dès la fin du XIXe siècle, en évacuant ses bancs sableux mobiles. Puis elle enregistre une évolution négative plus lente, qui s'accélère de nouveau après 1965. Celle-ci se fait au profit de la ripisylve, conquérante sur les lônes de Matagot et du Pillet. L'industrialisation de la banlieue sud de Beaucaire, au dépend de l'agriculture, est également bien visible.

A l'aval, la bande active est encore large et très irrégulière en 1905, avec des bancs sableux dont on observe le déplacement vers le sud depuis 1876. La ripisylve est plus large au droit de ces bancs, qu'elle commence à coloniser. A la diffluence (PK 279), un vaste banc sableux est en cours d'évacuation, ce qui explique le début de rétraction de ce secteur. En 1965, le chenal s'est fortement rétracté et simplifié ; il ne subsiste que quelques bancs mobiles accolés aux berges proches de la diffluence. Cette évolution s'est faite au profit de (et grâce à) l'extension importante de la ripisylve, qui conquiert la lône de Ranchier, la partie nord du casier Saxy, les petits casiers de Faragon et du Pillet. En 2003, l'extension des terroirs agricoles et de la zone urbaine nord d'Arles réduisent les espaces forestiers ; la bande active, en particulier à la diffluence, s'est encore rétractée.

La Figure 62 complète cette description par la quantification des vitesses de réduction de la largeur de la bande active entre les quatre dates retenues. Entre 1876 et 1905, elle se

rétrécit de 6 m an^{-1} à l'amont, alors que ses limites ont un comportement hétérogène à l'aval. Entre 1905 et 1983, l'amont est quasi stabilisé, alors que l'aval se rétracte à des vitesses pouvant dépasser 6 m an^{-1}. Enfin entre 1983 et 2006, la rétraction se prolonge à l'aval aux mêmes vitesses, mais elle se propage vers l'amont jusqu'à 4 m an^{-1}.

Mais de 1870 à l'an 2000, le chenal est passé d'un système composé de bras secondaire avec un tressage hérité du Petit Age Glaciaire, à un chenal unique quasi rectiligne dans la deuxième moitié du XXe siècle (Arnaud Fassetta, 1998; Volcot, 2001; Antonelli et Provansal, 2002). Donc pour être plus pertinente, l'analyse doit s'effectuer sur la bande active, c'est-à-dire le chenal et ses lônes, plus les bancs de sables et graviers. Pour appréhender cette évolution à partir des quatre dates du SIG historique, c'est la vitesse de rétraction de la bande active qui est calculée et représentée sur la Figure 62 à partir de la segmentation. Le calcul des vitesses de rétraction permet de compenser les écarts qui existent entre les différentes dates du SIG.

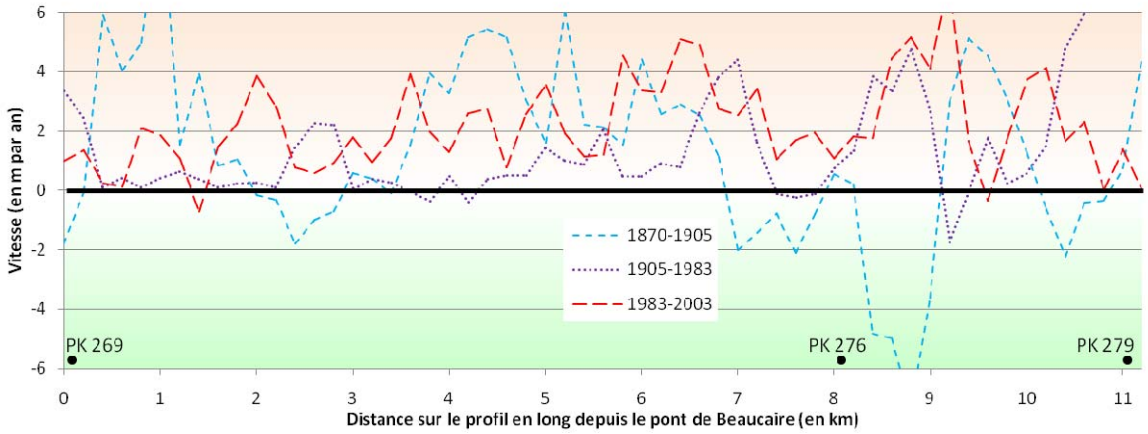


Figure 62 : Vitesse de rétraction (en positif) de la bande active entre les différentes dates de l'étude

Donc le système intradigues a subi des mutations, elles sont de deux ordres :

- Une évolution dans l'occupation sociale de la plaine d'inondation avec l'implantation de zones industrielles à proximité du chenal et de voies de communications en périphérie des villes. Ces implantations se sont faites principalement au dépend de l'agriculture, dont l'emprise décroit au fil du temps, mais qui s'est aussi modifiée avec le passage de cultures principalement saisonnières dans la deuxième moitié du XIXe siècle à une agriculture fruitière (vignes et vergers). Ces variations provoquent des modifications des coefficients de rugosité de la plaine face à l'écoulement. Les calculs des coefficients spécifiques à chaque milieu ne seront pas effectués ici, mais on sait que les coefficient de Manning dans une plaine d'inondation composée de champs cultivés sont compris entre 0.025 et 0.050, alors que pour une plantation d'arbres ces valeurs seront comprises entre 0.100 et 0.200 (Brunner, 2002). Donc globalement la rugosité de la plaine inondable a augmenté depuis le milieu du XIXe siècle.

- La bande active du chenal a également évolué. Elle est passée d'un chenal à bras multiples avec un tressage hérité du Petit Age Glaciaire au milieu du XIXe siècle à un chenal unique quasi rectiligne actuellement.

3.2.2. Interprétation : Une évolution spatiale complexe

Les changements observés s'inscrivent globalement dans l'histoire connue du bassin versant. Dans la seconde partie du XIXe siècle, la diminution de fréquence des fortes crues et la reconquête forestière du bassin versant induisent une réduction des apports solides vers l'aval, en particulier de la charge plus grossière (sables, graviers, galets) qui constituent l'essentiel des bancs mobiles sur la carte de 1876. Il est probable que les digues immergées accélèrent cette évolution dès 1876, en concentrant l'énergie fluviale dans l'axe du chenal, ce qui favorise l'expulsion des bancs, et en fermant les bras secondaires, ce qui favorise la montée de la ripisylve et la colonisation des bancs. Elles amorcent ainsi la rétraction, qui va s'accélérer avec la construction des casiers Giradon après 1905 et affecter tout le XXe siècle. Au cours de la seconde partie du XXe siècle, la réduction des apports est encore importante, sur les MES piégées dans les ripisylves amont et surtout sur la charge solide, piégée dans les barrages ou surexploitée dans les lits mineurs. Elle induit vraisemblablement un réajustement du chenal, qui s'incise et réduit sa largeur. L'effet du barrage de Vallabrègues est sans doute perçu par la reprise de la rétraction en amont du tronçon après 1965. Enfin, dans la dernière période, la pression répétée des crues exceptionnelles contribue vraisemblablement à la modeste rétraction des espaces de ripisylve.

Mais, cette recherche a permis de constater que les mutations de la bande active et de la ripisylve sont nettement différenciée dans le temps, de part et d'autre d'un point charnière correspondant aux PK 275-276. La métamorphose est plus précoce à l'amont, entre 1876 et 1905, puis elle est relayée par une contraction progressive du chenal, qui affecte ensuite l'ensemble du tronçon au cours du XXe siècle. Les aménagements fluviaux ne sont en effet pas complètement contemporains sur tout le tronçon, puisque les digues immergées sont installées à Matagot et en amont du Pillet dès 1876, justifiant peut-être le « démarrage » précoce de ce secteur, puis la propagation des changements vers l'aval. Cependant, à la diffluence, les digues du même type ne semblent pas jouer le même rôle à cette période. A partir du début du XXe siècle, les casiers Girardon sont établis sur la quasi-totalité du linéaire, mais la réponse du milieu n'est pas exactement la même, plus rapide et importante à l'aval qu'à l'amont. Leur colmatage se poursuit encore au cours de la seconde partie du XXe siècle (Zanetti, 2006).

Sans nier l'importance des ouvrages, il faut donc faire intervenir d'autres facteurs pour expliquer ce zonage. Il a pu être montré plus haut que les PK 275-276 correspondaient à une rupture de pente de la ligne d'eau, entre un amont disposant d'une énergie plus élevée et un aval à pente plus faible. Cette limite est elle-même associée aux affleurements de la nappe grossière caillouteuse au fond du chenal. Le contexte structural joue donc aussi un rôle dans les réponses du système fluvial. Ce point sera de nouveau abordé plus loin.

3.3. Conclusion

Le traitement des données spatiales 2D a permis d'analyser la chronologie des mutations du chenal, de ses marges et de la plaine alluviale, ainsi que la variabilité spatiale de ces mutations.

Globalement, le milieu se transforme dès la fin du XIXe siècle, en relation avec la fin de la période du Petit Age Glaciaire et suite à l'implantation des ouvrages destinés à améliorer la navigation, puis avec les aménagements de la seconde partie du XXe siècle. L'augmentation des surfaces végétalisées a nécessairement un impact sur les paramètres de frottements et l'écoulement des flux.

La spatialisation des données nuance ce constat global. En effet, les PK 275-276 apparaît comme une zone « charnière » entre l'amont et l'aval du tronçon. En amont, la réduction de la largeur de la bande active est sensible avant 1905, en particulier à l'entrée des lônes de Matagot et Pillet, marquées par la construction des digues de fermeture, puis se stabilise entre 1905 et 1983, avant de reprendre modestement au cours des deux dernières décennies. En aval, la réduction de la bande active est plus tardive et reste importante jusqu'à la période récente, en particulier à proximité de la diffluence. D'autre part, l'évolution spatiale de la ripisylve n'est pas systématiquement associée à celle de la bande active : à l'amont, sa superficie est stable jusqu'en 1983, puis augmente fortement aux dépend de la bande active, entre 1983 et 2003, alors qu'à l'aval, son accroissement est sensible dès 1983.

Le milieu fluvial connait donc depuis 150 ans une évolution comparable à celle observée par les études antérieures dans le reste du bassin versant. Mais les disparités chronologiques et spatiales au sein de cette grande phase de réajustement, posent la question de la spécificité morphodynamique de ce secteur et de l'impact particulier des ouvrages d'aménagement. Ce dernier point, sera détaillé plus loin dans le texte.

L'analyse 2D n'apporte qu'une information relative, qu'il faut à présent combiner avec une approche tridimensionnelle, par la comparaison des données topographiques et bathymétriques à différentes périodes.

4. Modifications topobathymétriques (3D) des milieux fluviaux sur le tronçon Beaucaire-diffluence depuis 150 ans

Seuls sont disponibles pour cette étude des relevés topobathymétriques datés de 1870-76, puis de la fin du XXe siècle : entre ces deux dates subsiste donc un hiatus important, qui ne permet pas une résolution satisfaisante pour une analyse chronologique détaillée. Toutefois, une recherche sur des documents plus disparates, dans le temps et l'espace, permet d'enrichir les données disponibles.

Cette recherche est un travail original, jamais réalisé avec précision jusqu'ici sur un tronçon continu. Elle repose sur des préalables méthodologiques développés précédemment.

Le fonctionnement hydrosédimentaire est différent entre, d'une part le chenal et ses marges, soumis à des courants tractifs puissants et qui sont le réceptacle de l'essentiel des flux sédimentaires, et, d'autre part, la plaine d'inondation, envahie plus rarement par les eaux, à des vitesses plus faibles, par des flux moins chargés. Ces deux milieux seront donc analysés séparément : d'abord les modifications altimétriques de la plaine d'inondation, avec un apport complémentaire sur le secteur de Vallabrègues, puis le chenal et ses marges proches, avant de tirer un bilan du fonctionnement global du système.

4.1. Les mutations altimétriques de la plaine d'inondation

L'Atlas des P&C (1876) permet une première évaluation de l'impact des digues de protection contre les inondations, homogénéisées pour partie ou construites une quinzaine d'années plus tôt, vers 1860. D'autre part, une recherche de la quantification des dépôts dans la plaine d'inondation intradigues est effectuée. Sur le secteur Beaucaire-diffluence, les digues sont censées être insubmersibles ; il n'en est pas de même en amont de Beaucaire, où la plaine de Vallabrègues est gérée comme une zone d'expansion des crues, donc soumise à des submersions plus ou moins fréquentes. Les enregistrements sédimentologiques de ces différents espaces sont analysés puis comparés ci-dessous.

4.1.1. Etat de la plaine en 1876 : les effets de l'endiguement

En rive droite, la digue suit le tracé parcellaire, au plus proche du chenal. En rive gauche la voie de chemin de fer, rectiligne, tient lieu de digue. Elle est éloignée du chenal de 1.5 km au PK 273. A chaque PK, les levés topographiques de l'Atlas des P&C sont effectués sur un minimum de 1 500 m à partir du chenal et dressent la topographie de la digue et de la plaine en arrière de l'ouvrage. La comparaison des points en amont (intérieur) et en aval (extérieur) de la digue met en évidence les perturbations topographiques induites par cette dernière (Figure 63).

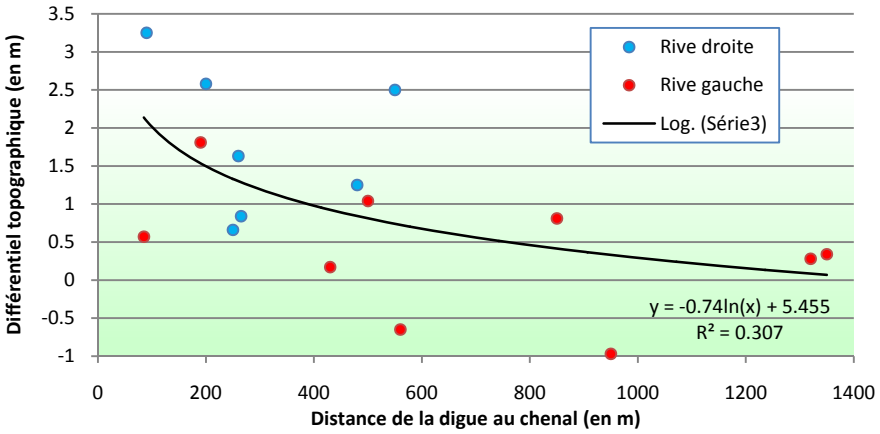


Figure 63 : Différentiel topographique entre l'amont et l'aval des digues de protection contre les inondations en fonction de leur position par rapport au Rhône ou au chenal secondaire le plus proche

Rappelons que deux crues exceptionnelles (9 000 m^3 s^{-1} par deux fois en 1872) sont recensées durant cette période. En rive droite, la topographie en amont (face interne) de la digue est toujours plus élevée qu'à l'aval (face externe) avec une différence de 1.8 m en moyenne. En rive gauche, les différences sont inférieures au mètre, sauf à l'aval du PK 279 où elles deviennent similaires à celles de la rive droite. Cette différence de sédimentation entre les deux rives a plusieurs explications :

- En rive droite, la digue est proche du chenal et son cheminement suit un parcellaire complexe. Ce tracé est très défavorable au bon écoulement des flux. En période de crue, il freine les écoulements et favorise la sédimentation. En rive gauche, la voie SNCF n'oppose pas le même frein aux écoulements, sauf à l'aval (PK 278) où elle subit un changement d'orientation vers l'ouest pour se rapprocher du chenal et engendre un contre courant (SIEE et al., 2005) qui favorise la sédimentation.

- Les dynamiques plus étant importantes à proximité des chenaux d'écoulement principaux de crue (Poole et al., 2002; Thonon et al., 2007), la sédimentation à proximité de la voie SNCF éloignée du chenal jusqu'au PK 278 est donc faible. Sur la rive droite la proximité des chenaux d'écoulement favorise les dépôts.

Entre la rive gauche et la rive droite, pour une même distance entre la digue et le chenal de crue, le dépôt est plus important en rive droite. La forme de la digue peut être le facteur déterminant, mais l'ancienneté de la digue de rive droite (achevée en 1860 qui reprend des éléments plus anciens déjà en place) peut aussi expliquer une partie de cette différence topographique entre les deux milieux.

4.1.2. Evolution de la plaine inondable entre 1870-76 et la fin du XXe siècle

Dans le système fluvial aval, deux types de plaine d'inondation sont à distinguer. Les plaines d'écoulement du flux pendant la crue et les plaines de stockages ou d'expansion qui permettent un écrêtage de la crue. Ces deux entités spatiales ne sont pas inondées de la même manière et ne vont pas avoir la même évolution dans le temps. Une analyse de l'évolution topographique de la plaine de Vallabrègues, puis de la plaine de rive gauche entre Beaucaire et Arles permet de comparer l'évolution de ces deux milieux.

4.1.2.1. La plaine de Vallabrègues

Entre les défilés d'Avignon/Villeneuve-lès-Avignon (PK 243) et de Beaucaire/Tarascon (PK 268), la plaine de Vallabrègues reçoit les apports de la Durance et du Gardon. L'étude de l'évolution de cet espace (50 10^6 m^2) est importante, car il constitue depuis longtemps une zone volontairement consacrée à l'expansion des eaux de crues, en amont de la digue de la Montagnette (édifiée au XVe siècle pour protéger Tarascon d'une inondation par l'amont). Sa capacité de stockage en eau a-t-elle diminué au fil des crues ? La comparaison de données topographiques de l'Atlas des P&C en 1876 (un profil en travers de mesure tout les PK, composé de points espacés de 100 m) avec les mêmes points mesurés sur le terrain en 2007 apporte des précisions sur le sujet.

Le secteur de Vallabrègues est caractérisé par les apports latéraux grossiers, issus des confluences de la Durance et du Gardon, dans un système à faible pente (2.24 10^3), contraint à l'aval par le point dur du défilé de Beaucaire-Tarascon. Cette injection d'une charge abondante et grossière a favorisé le développement du tressage. Les cartes anciennes (Figure 64) montrent la présence de bras multiples mobile en 1627, 1774 et 1886, avec de nombreuses îles (11 en 1774, 5 en 1870). La confluence du Gard correspond à un secteur particulièrement mobile dans lequel le chenal se déplace et accompagne le glissement de l'affluent vers le sud, augmentant ainsi l'espace disponible pour le stockage des eaux de crues en rive gauche. L'apparition du tressage semble cependant tardive, accompagnant la détérioration climatique du Petit Age Glaciaire : en effet, la plaine porte les traces d'un parcours méandriforme, plus ancien, encore visible en 1627. Le méandre de Vallabrègues a d'ailleurs déterminé le rattachement du village éponyme au Gard (particularité administrative encore actuelle). Des divagations méandriformes, plus anciennes, sont encore visibles dans le paysage actuel et « calibrent » latéralement la plaine alluviale (Université Lumière Lyon 2 (LRGE ZABR) et al., 2007). Ces héritages superposés permettent de supposer que la nappe grossière, qui caractérise le tressage, n'était pas encore parvenue au défilé de Beaucaire avant le Petit Age Glaciaire. Il sera important de déterminer quelle est la limite aval qu'elle a atteint au cours des derniers siècles.

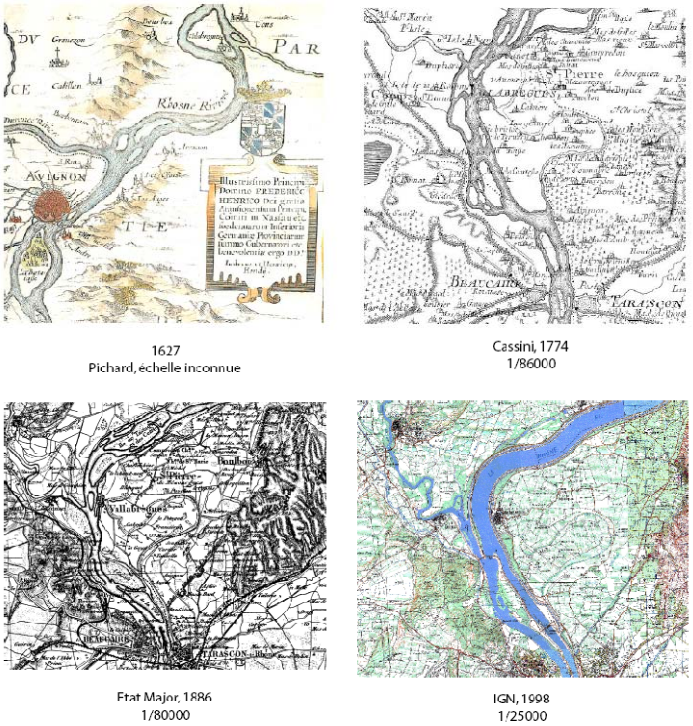


Figure 64 : Cartographie du Rhône dans la plaine de Vallabrègue depuis le XVIIe siècle (Valleteau de Mouillac, 2007)

L'importance du risque d'inondation explique sans doute que l'occupation du sol n'aît pas évolué depuis le milieu du XIXe siècle. L'agriculture domine toujours, mais le type de culture a changé depuis les années 1870, ce qui peut engendrer des modifications importantes dans les taux de sédimentation en cas de crue. La Figure 65 montre le passage d'une monoculture annuelle (71% de terres) vers une arboriculture fruitière (50% de vergers et 23% de vignes), qui peut perturber le bon écoulement des crues et favoriser le piégeage sédimentaire. S'y ajoute l'augmentation du nombre de route surélevées qui suivent le morcèlement du parcellaire agricole, facteur supplémentaire de perturbations dans l'écoulement des eaux de crues et donc de sédimentation.

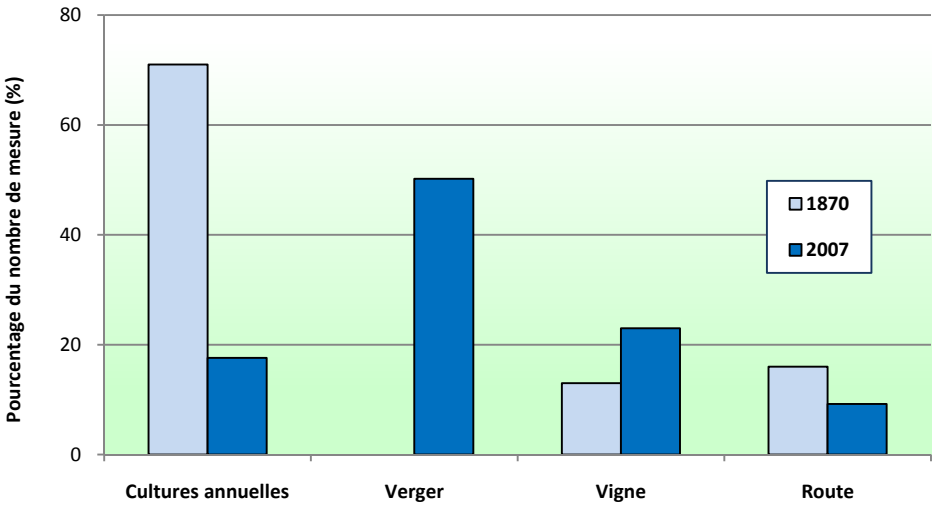


Figure 65 : Evolution du type d'occupation du sol entre 1870 et 2007

La construction de digues de protection contre les inondations remonte au XIe siècle. Ce sont surtout des aménagements à l'échelle locale constitués de digues submersibles pour protéger les villages les plus proches du chenal (Vallabrègues, Comps, Mézoargues, Aramon; CNR, 1999b). La digue de la Montagnette protège la ville de Tarascon d'une inondation par l'amont depuis 1432 (Mejean, 2007). Cet ouvrage a subi plus de 13 brèches au cours de son histoire. Il est consolidé et rehaussé entre 1844 et 1883 de façon à devenir insubmersible. Mais l'aménagement le plus important date des années 1970 avec l'endiguement de l'ensemble du linéaire fluvial (PK 248-PK 265) pour la construction du barrage écluse de la CNR : il crée une Zone d'Expansion des Crues (ZEC) entre Avignon et Beaucaire, divisée en casiers inondables à partir de certains débits fixés par la mise en place des déversoirs. Ce statut est confirmé par le plan Rhône. L'inondation de la plaine de Vallabrègues se fait à partir de Q_{10} (Figure 66) par un déversoir situé à l'aval du barrage qui provoque une inondation lente de la plaine par l'aval et offre une superficie de stockage de 24.9 10^6 m^2 (CNR et al., 1999). Avant l'aménagement, l'inondation de la plaine se faisait également par submersion aval, mais à partir de débits proche de Q_2 (CNR, 1999b).

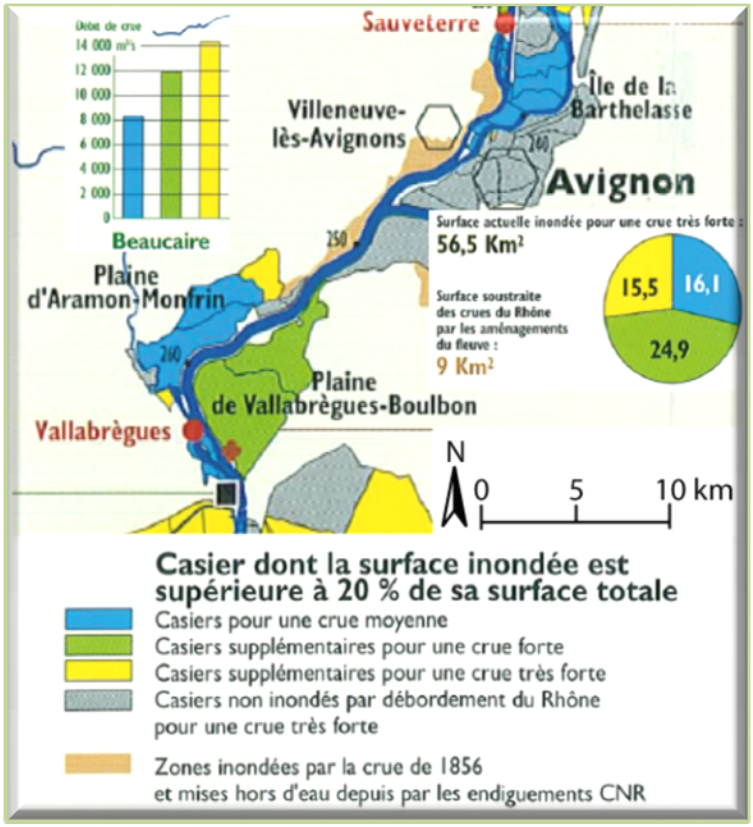


Figure 66 : Inondabilité de la plaine de Vallabrègues suite aux aménagements CNR des années 1970 (d'après, CNR et al., 1999)

A partir des chroniques des débits du Rhône à Beaucaire, il est donc possible de déterminer le nombre de submersion que la plaine de Vallabrègues a subi entre 1870 et 2007. La plaine est inondée par les crues supérieures à Q_2 avant 1970, par les crues supérieures à Q_{10} après 1970. Le Tableau 13 recense les 28 épisodes de crue qui ont affecté la plaine : 21 avant l'aménagement CNR dont 12 pour une crue comprise entre Q_2 et Q_{10}, puis 7 après l'aménagent du déversoir en 1970.

Classification (supérieur à)	Débit moyen $m^3 s^{-1}$	Nombre d'évènement	Date
Q_2	5 000	12	1882, 1888, 1889, 1890, 1891, 1899, 1900, 1906, 1907 (2), 1910, 1914
Q_{10}	8 400	10	1872, 1896, 1899, 1900, 1910, 1935, 1951, 1976, 1993, 1996
Q_{50}	10 400	4	1886,1994, 2002 (2.)
Q_{100}	11 200	2	1856, 2003 !

Tableau 13: Episodes de crues susceptibles d'avoir affecté la zone d'étude.

En 2007, huit profils topographiques sont acquis au GPS sur les anciens relevés de l'Atlas des P&C de 1876, pour un total de 133 points. La différence topographique entre 1870 et 2007 montre, sur la Figure 67, une accumulation moyenne de 0.18 m, qui n'est pas homogène : la plaine présente des secteurs en accumulation et en érosion.

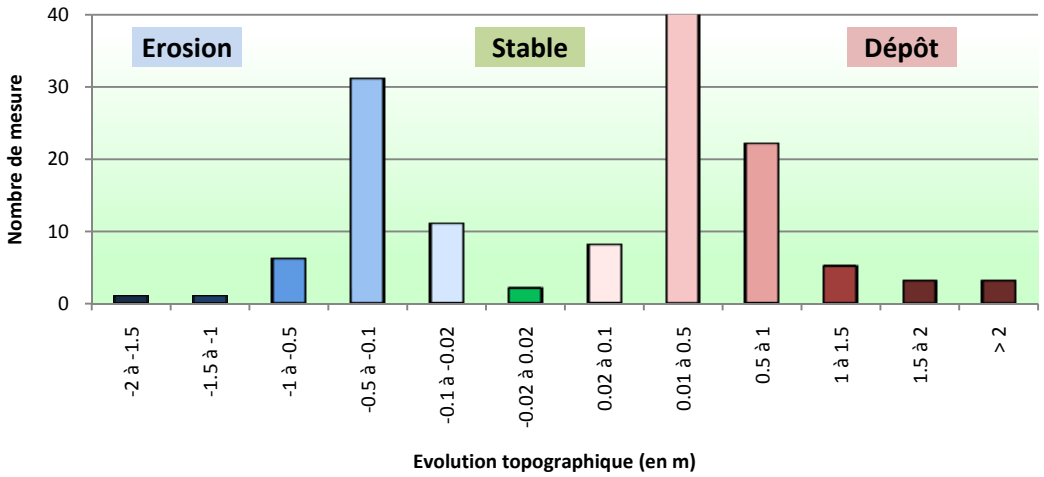


Figure 67 : Evolution topographique générale de la plaine de Vallabrègues entre 1870 et 2007

La superposition des profils montre une répartition géographique qui régularise la topographie initiale : le chenal du paléoméandre est pratiquement colmaté, ainsi que les dépressions secondaires sur la marge orientale, alors que les anciennes levées de berges sont arasées. Cette dernière évolution est certainement à relier aux pratiques agricoles (Figure 68)

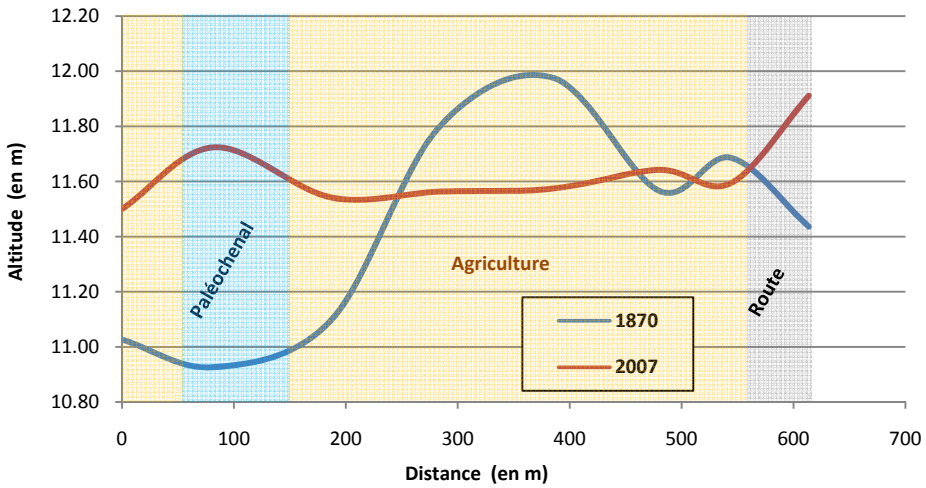


Figure 68 : Profil topographique type de l'évolution de la plaine au PK 259 (Valleteau de Mouillac, 2007)

En croisant l'exhaussement moyen de la plaine (0.18 m) avec le nombre des crues débordantes depuis les années 1870, il apparaît qu'en moyenne chaque crue a déposé une couche inférieure au centimètre (6.4 10^{-3} m). Mais, rapportée aux 24.9 10^6 m^2 de superficie totale de la ZEC, cette accumulation implique une perte de volume stockable de 3.7 10^6 m^3. Depuis le milieu du XIXe siècle, la plaine de Vallabrègues aurait donc perdu 8% de sa capacité de stockage. Cette évolution conditionne les capacités de stockage pour l'écrêtage des crues.

Selon les modèles de la CNR (2002), le volume stockable dans la plaine pour une crue très forte est de 38 10^6 m^3 ; pendant la crue de 2003, 24 10^6 m^3 ont été stockés dans cette ZEC (CNR, 2005). Même si les volumes disponibles sont encore importants (la crue de 2003 n'a mobilisé que 63% du volume disponible), l'accrétion de la plaine reste un point à surveiller et des méthodes de drainage devraient être mises en place pour limiter la sursédimentation du système lors des crues débordantes.

4.1.2.2. La plaine entre Beaucaire et la diffluence

Dans la plaine entre Beaucaire et Arles, la construction des MNT du système en 1876 et 2006 par la méthode présentée précédemment permet par calcul spatial de la différence topographique entre les deux dates d'obtenir un MNT spécifique.

Le MNT diachronique 1876-2006 permet de quantifier l'évolution topographique de la plaine (Figure 69). En rive gauche, l'accrétion est globalement nulle, avec des valeurs de variations inférieures à 0.5 m (assimilables à la marge d'erreur de l'interpolation). Des anomalies sont présentes en amont : entre le PK 269 et 270 une accumulation de 2 à 4 m est constituée par les remblais artificiels sur le site de la zone industrielle dans les années 1960-1970 ; le même phénomène est mis en évidence à l'aval entre les PK 278 et 279 pour le port fluvial d'Arles (CNR, 1999a) ; au PK 276, l'accumulation perpendiculaire à la plaine est due à un talus, levé par les services du SYMADREM mais non relevé sur la topographie de 1870-76 bien qu'un talus y soit dessiné. La stabilité topographique de la plaine d'inondation de rive gauche est confirmée par la persistance en 2003 de bâtiments déjà construits en 1870, sans surélévation du bâti. En rive droite, le chenal est beaucoup plus proche de la digue et la présence de la végétation limite souvent l'acquisition de points topographiques. Dans la partie aval du PK 276, non perturbée par les dépôts d'origine anthropique et le fonctionnement des lônes, l'étroite plaine d'inondation est stable, sur les deux derniers kilomètres.

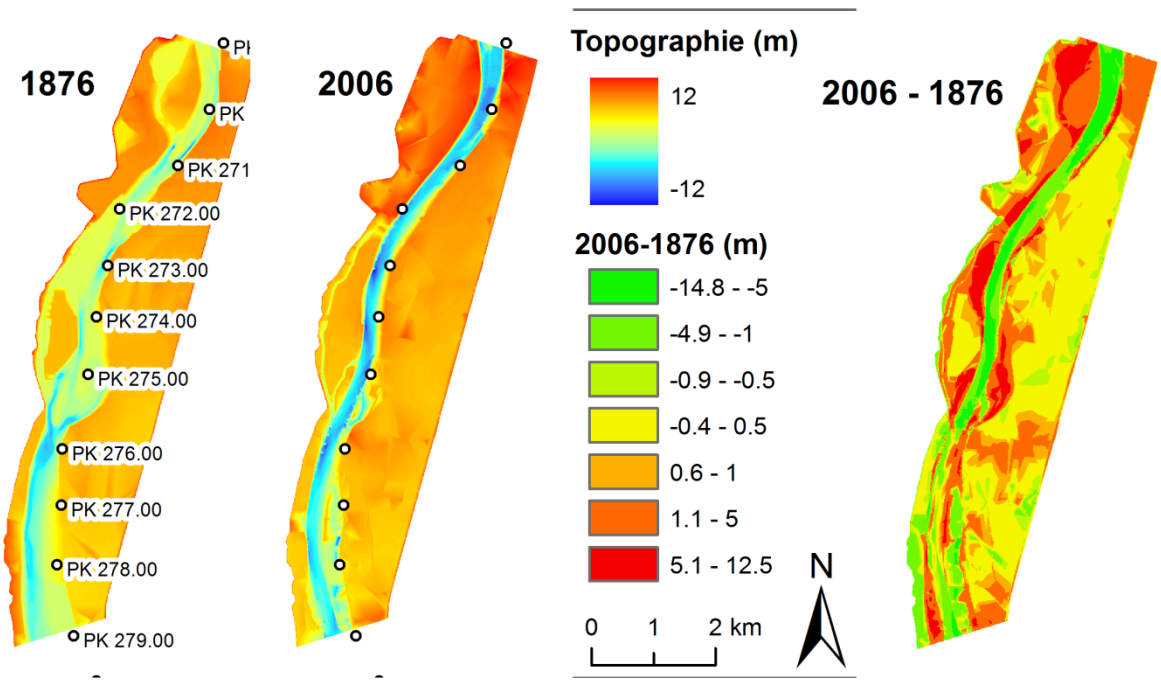


Figure 69 : Evolution topographique du Rhône et de sa plaine de Beaucaire à Arles entre 1876 et 2006

4.1.3. Conclusion

L'accumulation sédimentaire reste modeste dans les plaines alluviales du bas Rhône. En amont du défilé de Beaucaire, dans le secteur de Vallabrègues pourtant dévolu depuis longtemps à l'expansion des crues, l'épaisseur moyenne du dépôt est est de 0.18 m, même si le paléoméandre est colmaté sur 0.60 m d'épaisseur. Le volume sédimenté total est de $3{,}7.10^6$ m^3 depuis 1876.

Dans la plaine d'Arles, le MNT montre un exhaussement nul, mais la marge d'erreur est de 0.3 m. Il est donc impossible de comparer ce secteur avec celui de Vallabrègues.

Ces faibles valeurs contrastent avec les accumulations plus importantes détectées dans la plaine de Montélimar (Collilieux et Bravard, 2005), mais ces dernières se sont déposées à proximité du chenal qui fournit une partie des apports sédimentaires.

Entre Beaucaire et Arles, les différences topographiques les plus marquées entre 1876 et 2006 se situent donc dans le chenal et sur les berges comme le montre la Figure 69. C'est donc les mutations qui concernent ces deux entités qui vont maintenant être analysées.

4.2. Les mutations topobathymétriques dans le chenal et sur les marges fluviales

Sur le Rhône inférieur, les grandes crues de référence de 1840 et 1856 (plus hautes eaux connues; Pardé, 1925), se sont écoulées dans un chena, différent de l'actuel, hérité des forçages hydrologiques et anthropiques du bassin versant au cours du Petit Age Glaciaire. Depuis 100 à 150 ans, les mutations hydrologiques, les transformations de l'occupation des sols et les aménagements hydrauliques ont modifié les variables du système fluvial et induit un ajustement morphologique des lits. Les fortes crues récentes se sont donc écoulées dans un chenal très différent de celui de la crue historique de référence (Anselmo et al., 2005), retenue par les organismes de gestion du fleuve. La quantification des mutations topographiques depuis le milieu du XIXe siècle (1876) apparaît ainsi importante pour analyser les changements de débitance du lit fluvial, discuter des niveaux de référence et proposer des actions de prévention contre les inondations.

Cette quantification est réalisée ici entre les villes de Beaucaire et Arles. Ce secteur concentre des enjeux importants pour la protection contre les crues, comme l'ont montré les inondations de la dernière décennie, du fait de l'expansion urbaine récente et de la haute valeur des productions agricoles (SIEE et al., 2005). L'analyse repose pour l'essentiel sur la quantification des variations géométriques de la bande active et des marges boisées, sur la base du MNT historique. Des relevés de terrain complètent l'acquisition des données.

La chronologie et la variabilité spatiale de l'évolution, sont dans un premier temps déterminées avant 1876, puis sur la base de l'analyse du SIG historique (1876-2003). Ensuite, l'étude de documents cartographiques plus locaux ou rapprochés dans le temps et l'analyse de la sédimentologie des berges apporteront certaines précisions sur le fonctionnement du milieu.

4.2.1. Mutations précoces du chenal et de ses marges avant 1876

En 1876, le système fluvial a déjà subi des aménagements qui ont une influence sur la transformation des milieux. Les digues de protection contre les inondations sont homogénéisées et surélevées entre 1840 et 1860. Le premier programme de rectification du chenal, élaboré en 1854, débute par la fermeture systématique des bras secondaires (Poinsart, 1992). En 1870, ces derniers sont donc déconnectés du chenal à l'amont par des digues submersibles et en 1876, des travaux sont en cours pour compléter leur déconnexion à l'aval. Une partie de ces travaux consiste à édifier des digues longitudinales dans le chenal. Elles doivent créer des sinuosités de grande amplitude pour faciliter la navigation : une première tranche est construite dans le chenal entre Beaucaire et Tarascon (digue de Gernica), en amont du Pillet (digue de Saint-Denis), ainsi qu'en amont de la confluence. En 1876, quelques protections de berges ont été construites, à une date indéterminée, pour protéger certains points sensible de l'érosion : enrochement au PK 273 et à la diffluence du Petit Rhône, épis au PK 276.

La carte de 1876 indique que la végétation rivulaire est majoritairement constituée d'oseraie. Cette végétation basse et l'absence de bois dur sur la majeure partie du système témoignent de son instabilité et des variations fréquentes du cours du fleuve. Quelques bois durs (végétation arborée) sont présents en arrière des digues de rectification du chenal et sur les berges des îles du Pillet et de Matagot.

Le chenal comporte deux organisations différentes de part et d'autre du PK 276 (Figure 70). Cette différenciation est déjà présente sur la carte de Cassini en1775 (Figure 71). A

l'amont, le chenal présente un style tressé, à bancs mobiles de gravier ou de sable, des îlots avec une végétation basse et des bras secondaires fonctionnels. L'île du Pillet, de plus grande superficie, est habitée, ses berges sont stabilisées par une végétation de bois dur. Le tressage est bien développé, en particulier en sortie des bras secondaires du Mas des Tours et du Pillet. La bathymétrie est très irrégulière, avec une succession de seuils (-1.6 m pour le DCE) et de mouilles profondes (-10 m pour le DCE). A l'aval, le chenal est subrectiligne, sans îles ni bras secondaires, avec des bancs de sable sur les berges; la bathymétrie est plus régulière, variant entre -4 et -6m. Seul le secteur de la diffluence (PK 279) comporte des bancs de sable mobiles dans le chenal.

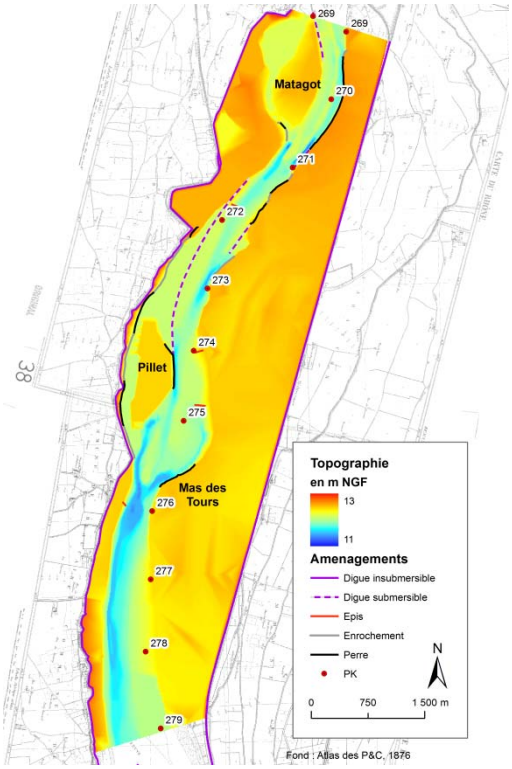


Figure 70 : Reconstitution numérique de la topographie du chenal et de la plaine intradigues en 1876

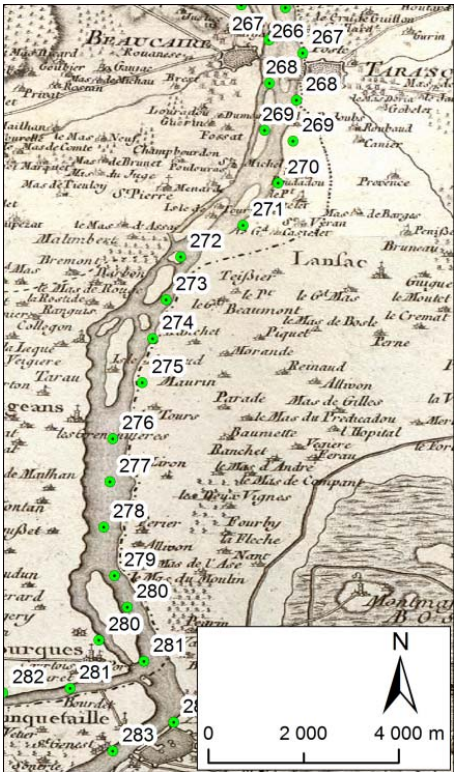


Figure 71 : La carte de Cassini, entre Beaucaire et Arles (http://www.davidrumsey.com)

Les impacts des premiers ouvrages construits dans le chenal (années 1860-70) sont déjà sensibles, traduisant une réponse immédiate du système (Figure 72). Un important atterrissement de graviers colmate l'arrière de la digue de Saint Denis et interrompt l'écoulement vers le bras du Pillet. L'énergie hydraulique, désormais concentrée dans le bras principal, est canalisée contre la digue : elle provoque l'érosion de la berge sur la rive droite en pied d'ouvrage et l'apparition d'un nouveau bras secondaire profond (bras de l'Ilon) à la terminaison aval de l'aménagement (-7 m pour le DCE). Cette évolution va entraîner à son tour la prolongation de la digue pour protéger les habitations riveraines. Entre 1870 et 1876 l'Atlas des P&C, puis la carte bathymétrique montrent l'érosion d'une partie de l'Ile du Pillet, avec l'apparition du bras de l'Ilon à l'aval de la digue submersible, puis le prolongement de la digue pour protéger l'île de l'érosion. Cette dernière provoque à son tour la disparition d'une habitation et de terres agricoles. D'autre part, les épis immergés (rive droite, PK 276, rive gauche, PK 275) favorisent une sédimentation locale rapide, qui les intègre dans les berges.

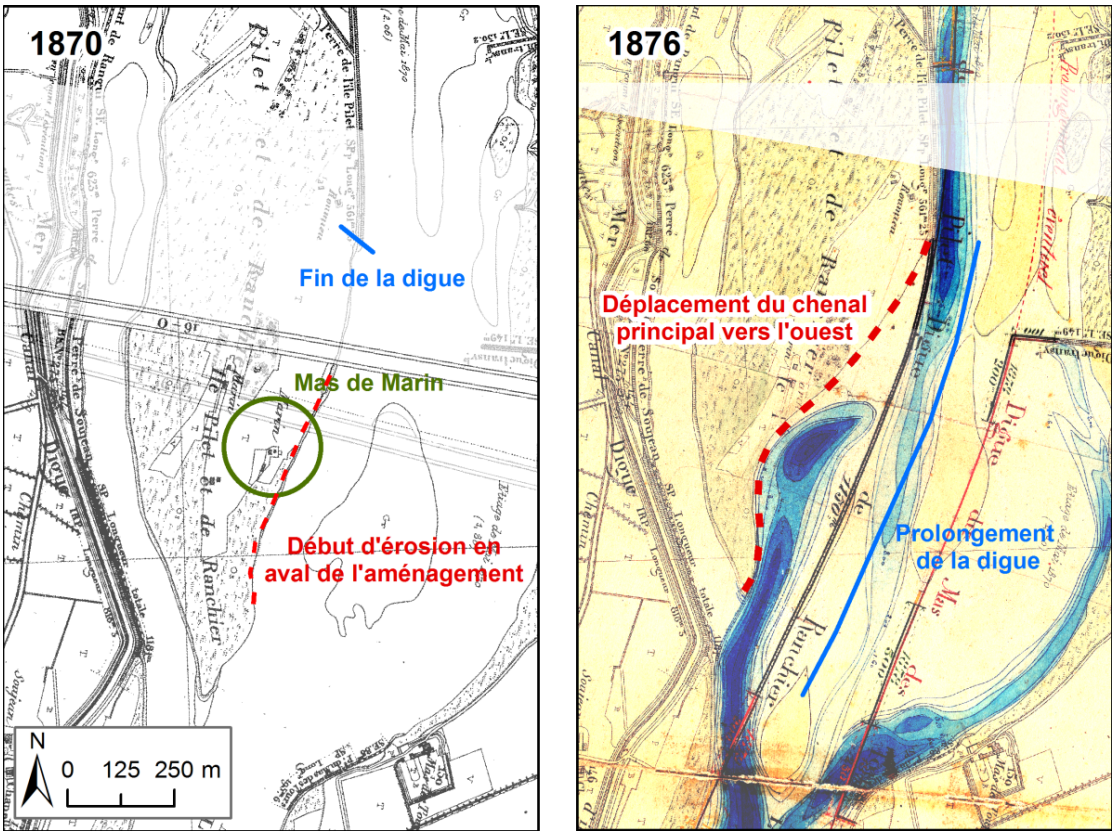


Figure 72 : Evolution de l'aval de l'Ile du Pillet entre 1870 et 1876 sous la pression des aménagements. Le Mas de Marin est emporté par les déplacements du chenal sous la pression des aménagements

Les bras secondaires subissent un colmatage progradant, depuis la digue de déconnexion à l'amont jusqu'à la reconnexion aval. Les évolutions sont différentes selon les secteurs. En rive droite, le bras de Matagot est rapidement colmaté sur la moitié amont ; l'aval du bras a une bathymétrie inférieure à 1.6 m pour le DCE. Le bras du Pillet est encore en eau, sauf en amont, en arrière de la digue de déconnexion ; des bancs de gravier apparaissent à l'aval et la profondeur est inférieure à 1.6 m. En rive gauche, les îles de la lône du Mas des Tours ne sont pas stabilisées et la bathymétrie de l'axe d'écoulement est de 5 m, avec une fosse de 7 m à l'aval.

Le Rhône et ses marges montrent donc en 1876 un milieu instable, en cours de métamorphose d'un système en tresses (du moins à l'amont du PK 276) vers un système à chenal unique. Même si cette évolution s'effectue partiellement sous l'impact des changements généraux dans le bassin versant, les aménagements locaux deviennent un facteur essentiel des mutations morphologiques du chenal. L'état d'équilibre du système fluvial est désormais soumis à la gestion et à l'entretien des ouvrages.

Plus en aval, au niveau de la diffluence, l'aménagement du chenal pour contraindre la répartition des flux remonte au XVIIIe siècle et impose au système de 1876 sa morphologie par la mise en place d'une digue de protection en tête de Camargue, mais ce point a déjà été mentionné dans la première partie (Figure 29).

Ces contraintes précoces, par les aménagements, sont également identifiées sur le Grand Rhône en aval d'Arles. Au niveau du seuil de Terrin (PK 293-297) les premiers ouvrages construit dans le chenal modifient sa morphologie dès les années 1867-69 (Figure 73). Les digues construites dans le chenal entre 1867 et 1868 montrent en 1869, un chenal dont la

largeur mouillée est passée de 700 m à 575 m au PK 294 et de 700 m à 550 m au PK 296, en l'espace de trois ans après l'édification de la première digue. La rétraction en largeur oblige le chenal à s'inciser d'1 m en moyenne dans l'axe de navigation entre 1867 et 1869. Entre 1869 et 1999, la largeur change peu, mais le chenal continu de s'approfondir, avec un enfoncement local qui peut atteindre 6 m. En 1999, le MNT montre au final un milieu qui ne diffère quasiment pas de celui de 1869 dans la partie amont et qui se rapproche à l'aval de l'emprise spatiale des digues en cours de construction en 1869. Les aménagements ont donc joué un rôle majeur et précoce dans la morphogenèse du chenal au niveau du seuil de Terrin. Il est possible qu'il en soit de même sur d'autres secteurs du Rhône. Girardon présente d'ailleurs en ce sens, en 1894, les impacts déjà visibles de ses aménagements, en certains points du Rhône (Girardon, 1894). Ce cas de figure illustre bien les emboitements d'échelles chronologiques : l'ajustement du chenal est immédiat, puis sa fixation latérale par les ouvrages induit une incision qui se prolonge à plus long termes dans le XXe siècle.

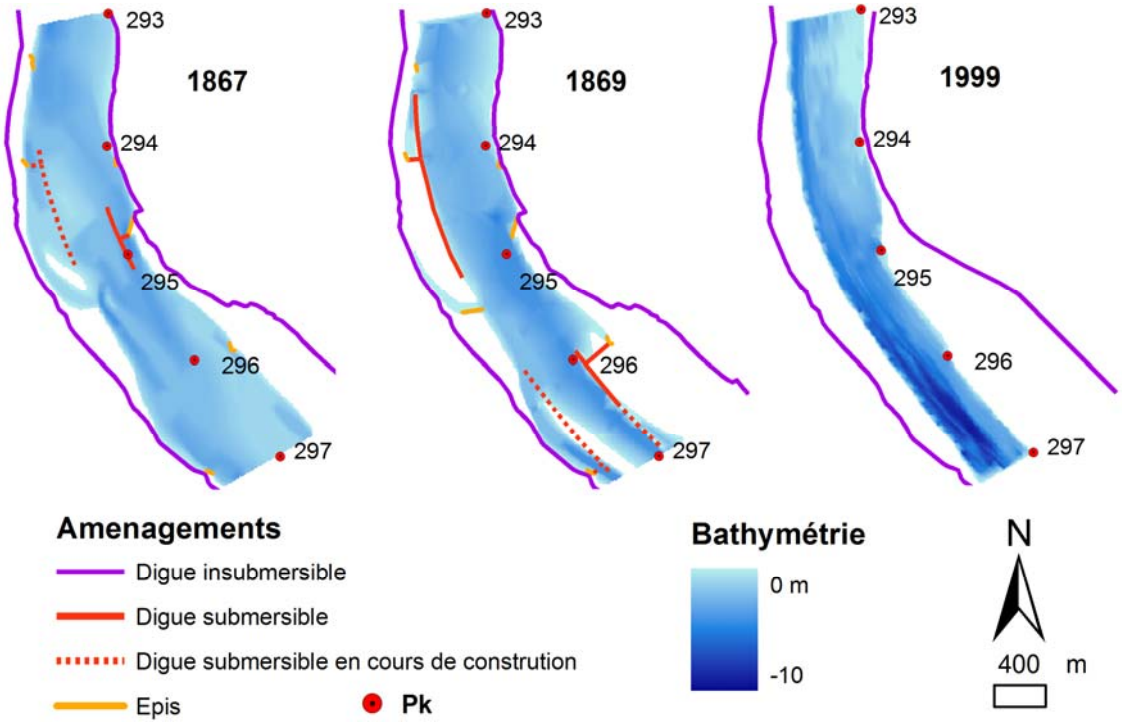


Figure 73 : Topographie du Grand Rhône pendant l'aménagement du seuil de Terrin entre 1867 et 1869 et état du système en 1999 (Raccasi et Provansal, 2006)

4.2.2. Evolution du chenal et de ses marges, entre 1876 et 2006

La superposition des MNT de 1876 et de 2006 permet d'obtenir une spatialisation des secteurs en accumulation et en érosion au cours des 150 dernières années (Figure 69). Par la suite le croisement de ces données avec les aménagements dans le SIG historique permettra d'analyser les relations entre la morphogenèse et les aménagements.

L'évolution du chenal et de ses marges (berges, chenaux secondaires) est différenciée de part et d'autre du PK 276 (Figure 69).

En amont de ce point, l'incision du chenal est très importante (4 à 14 m). Elle est maximale dans les intrados des sinuosités (PK 270, 273 et 275). Au PK 270, cette tendance est aggravée par des dragages (273 000 m^3), réalisés dans le chenal en 1997-98, pour compenser la construction du nouveau pont de Beaucaire (CNR, 2005). Entre les PK 272 et

276, l'incision affecte de façon plus nette les mouilles que les seuils (12 m dans la mouille au PK 275.5, 6m sur le seuil au PK 276). Cependant, la localisation des seuils et des mouilles reste constante, laissant supposer la présence d'une contrainte structurale qui sera discutée par la suite.

Dans les bras secondaires, le colmatage, déjà commencé avant 1876 en arrière des digues submersibles, s'est accentué. La lône de Matagot (PK 269-271 en rive droite), déjà peu profonde en 1876, a disparu sous l'effet du colmatage naturel, puis des apports anthropiques. Le chenal du Mas des Tours (PK 274-276 en rive gauche) s'est colmaté de 3 à 6 m ; il correspond en 2006 à une dépression humide végétalisée qui se reconnecte au Rhône par l'aval à partir de 2 000 m^3 s^{-1} et par l'amont beaucoup plus rarement (SOGREAH, 2000a). Seul le bras du Pillet (PK 272.5 à 276) est encore actif. Connecté de façon permanente au chenal principal par l'aval, il se reconnecte à l'amont à partir du module. Mais le colmatage y est important : les dépôts atteignent 5 m sur sa partie amont, 2 à 3 m dans sa partie médiane. Les atterrissements concernent le fond et les berges. La largeur de la lône a diminué de 70 % avec une accrétion de 3 m sur les berges. La lône de l'Ilon aval du Pillet persiste toujours, mais elle enregistre un colmatage de plus de 6 m d'épaisseur dans son axe d'écoulement principal et des accumulations importantes en arrières de la digue submersible.

En aval du PK 276, l'incision du chenal principal est beaucoup plus faible (1 à 5 m). Le colmatage des casiers est important en rive droite (5 à 8 m dans les casiers de Fourques, PK 279), encore inachevé en rive gauche (8 m au PK 277,5), mais très réduit à l'aval du grand casier Saxy où persistent des profondeurs supérieures –de 10 m pour le module (mesures de terrain qui seront analysées dans la troisième partie). En amont de la diffluence, le déplacement du chenal et de l'axe du talweg de 225 m vers l'Est a pour corollaire la progradation des atterrissements en rive droite (200 m, pour 2 à 8 m d'accumulation verticale). Des relevés topographiques effectués sur le terrain montrent une berge en escalier vers le fleuve, construite par migration et enfoncement du chenal (Sabatier, 2004; Villiet, 2005). Sur la rive gauche le casier Saxy bloque la migration du chenal. Un chenal secondaire persiste à l'intérieur de ce casier avec des bathymétries identiques à celle du chenal navigable.

Le bilan global de l'évolution (Figure 69) montre une accumulation globale de 22 10^6 m^3 pour une érosion de 13 10^6 m^3. L'hydrosystème fluvial est donc caractérisé par une accumulation sédimentaire de 9 10^6 m^3 en 150 ans.

C'est principalement les berges du fleuve qui concentrent la sédimentation. La large plaine inondable de rive gauche n'a pas subi d'accrétion remarquable. En effet, le différentiel des MNT de 1876 et 2006 dans les limites du chenal de 1876 montre un colmatage de 6.5 10^3 m^3 pour une érosion de 6.7 10^3 m^3. Donc une érosion des marges du chenal de 1876 de 0.2 10^6 m^3. Ce bilan négatif n'est pas non plus imputable au fonctionnement du chenal, toujours à partir du différentiel des deux dates mais dans les limites du chenal de 2006, le milieu est érodé de 10.2 10^6 m^3 pour un colmatage de 0.8 10^6 m^3 (Figure 74).

Effectivement, le chenal s'est globalement approfondi, simplifié et rétracté (Figure 74) : l'atterrissement des bras secondaires laisse apparaître un chenal unique sans tressage. Le tracé du fleuve est désormais caractérisé par de larges sinuosités, déterminées, puis fixées par les aménagements successifs. La mobilité de l'axe du talweg est restée faible, de quelques dizaines de mètres vers l'ouest au PK 272 ou vers l'est au PK 275 ; elle est localement plus importante en amont de la diffluence, où le renforcement artificiel du débit du Grand Rhône s'accompagne d'une dérive vers l'est de 225 m.

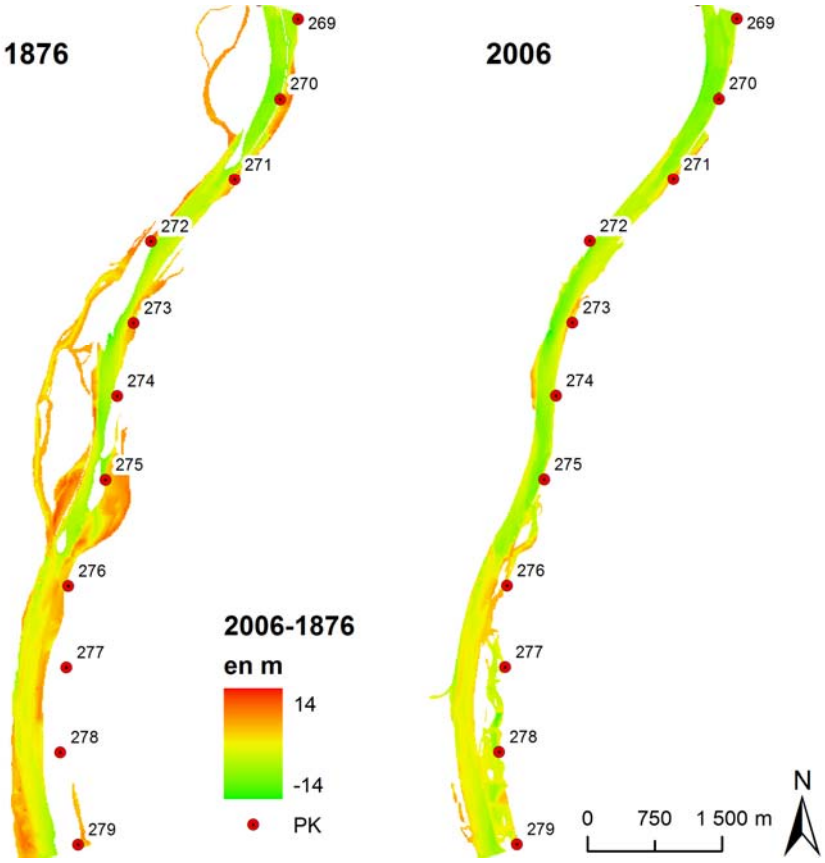


Figure 74 : Erosion et accumulation à l'intérieur des chenaux de 1876 et 2006 sur les 150 ans

A partir de profils topographiques extraits des deux MNT (Figure 69), le logiciel Bmap (Beach Morphology Analyse package de l'USACE) calcule les modifications du profil entre 1876 et 2006. Ce logiciel bien que destiné à la géomorphologie littorale a déjà était exploité en géomorphologie fluviale par Antonelli et al. (2004a) pour quantifier l'évolution du profil transversal du Rhône dans la traversée d'Arles. Il a servi dans cette étude à l'analyse des relations entre le profil transversal et les ouvrages immergés sur deux profils, en amont du PK 276.

Le profil 271.8 (Figure 75), qui est un des rares profils non perturbé par la présence d'une lône ou d'un aménagement aux deux dates, met en évidence la rétraction du chenal avec une progradation de la berge de rive droite de 200 m de large, sur plus de 2 m de haut, correspondant à une diminution de la surface disponible pour l'écoulement de 0.7 10^3 m^2. Cette rétraction a induit un ajustement vertical, le talweg s'incise de plus de 4 m permettant un gain de surface d'écoulement de 0.9 10^3 m^2.

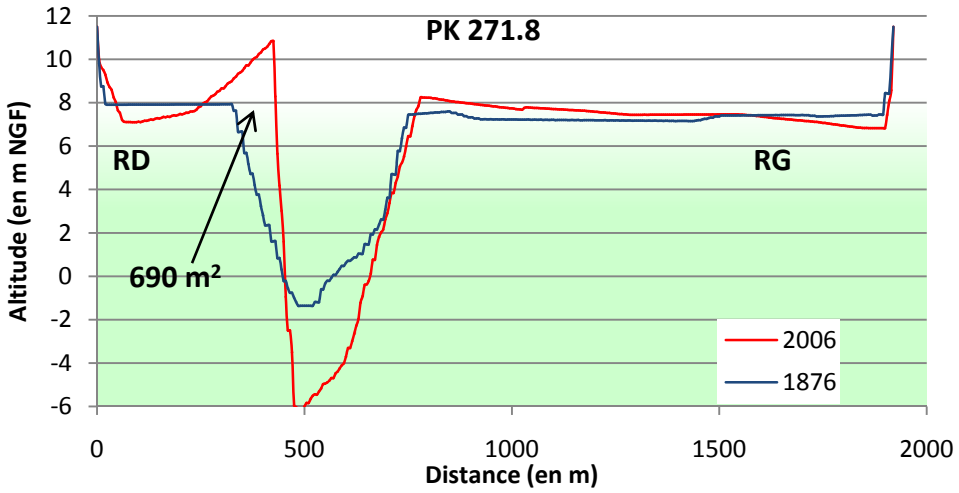


Figure 75 : Evolution topographique du profil 271.8 entre 1876 et 2006

Le profil 275.5 (Figure 76) montre l'évolution des lônes à l'aval du Pillet et de Ranchier, à proximité des digues submersibles (Pillet, Ranchier) et des casiers Girardon (Ranchier). En 1876, les deux bras secondaires sont plus profonds que l'axe du chenal principal. La fermeture de la lône du Pillet provoque son colmatage, associé à l'expansion de l'île, conformément à l'évolution décrite par le SIG, aboutissant à une perte en surface de 1.8 10^3 m^2 pour l'écoulement des crues.

Sur la lône de Ranchier, les aménagements (épis, digues submersibles) et les casiers Girardon se succèdent dans le temps. Au final, entre 1876 et 2006, la berge a gagné 185 m sur le chenal, la lône s'est colmatée sur 8 m d'épaisseur, atteignant le niveau de la plaine de rive droite (0.9 10^3 m^2 soustraits à l'écoulement), un chenal s'est formé à l'intérieur du casier qui permet l'évacuation d'une partie du flux.

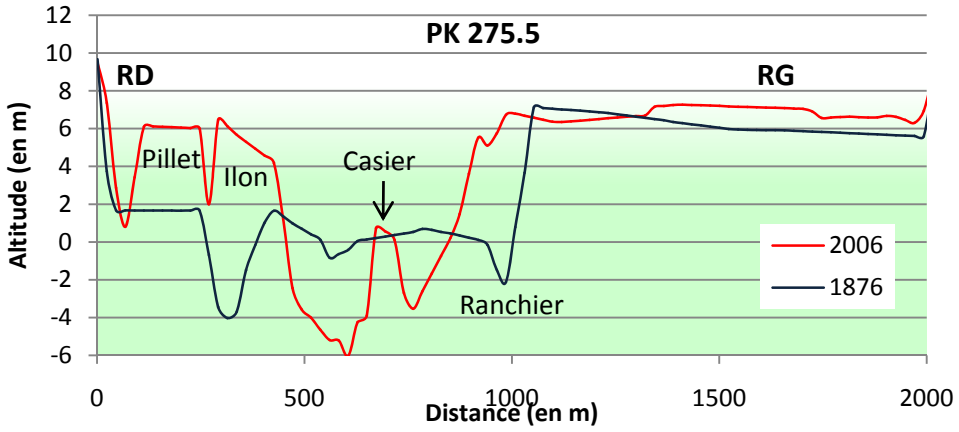


Figure 76 : Evolution topographique du profil 275.5 entre 1876 et 2006

Les paramètres de la débitance du chenal ont donc considérablement évolué depuis les grandes crues du milieu du XIXe siècle. Les problèmes d'écoulement apparus lors de la crue de 2003 proviennent en partie d'une modification des volumes disponibles, à laquelle s'ajoutent l'évolution morphologique du système et les modifications des coefficients de frottement liés au développement d'une ripisylve arborée.

Mais il est difficile, étant donnée la mauvaise résolution chronologique, d'identifier les étapes de ces transformations. On assiste en effet à une métamorphose et à une rétraction du chenal. L'étude en 2D a montré qu'elles se succédaient dans le temps en amont du PK 275-276. L'utilisation de données intermédiaires datées sur des secteurs localisés va permettre un affinement chronologique de ces mutations.

4.2.3. Amélioration de la résolution chronologique de l'évolution du chenal

Quelques études antérieures permettent d'affiner la chronologie de l'évolution du chenal.

Les géomorphologues ont analysé l'évolution des 2 chenaux deltaïques, le Petit et le Grand Rhône. Arnaud-Fassetta (1998), à partir de profils en long de 1895, 1969 et 1995, a montré que l'incision du plancher alluvial, perçue pendant tout le siècle, s'accélérait entre 1969 et 1995. Antonelli (2002) a comparé les profils en travers du Grand Rhône du PK 306 au PK 314, entre 1908 et 1965 : démontrant une incision moyenne de 2 m environ, soit 3 cm par an.

L'évolution du Rhône, entre Beaucaire et la diffluence a été étudiée par la CNR (CNR, Richard, 2005) à partir de ses propres relevés bathymétriques (1974, 1994, 1998, 2002 et 2005).

- Le chenal perd 1.0 10^6 m^3 entre 1974 et 1988 (incision de 15 cm en moyenne), puis il se stabilise, voire accumule 1.6 10^3 m^3 entre 1988 et 1998. Ce bilan global masque en fait un déplacement de 0.25 10^6 m^3 entre l'amont (PK 269 à 278) et l'aval (PK 278-279) du secteur.

- Entre 1998 et 2002, le chenal perd $0.1.10^6$ m^3 à l'amont (PK 268.5 à 275), $0.27.10^6$ m^3 à l'aval du PK 276. Ce déficit apparaît encore entre 2002 et 2005 ($-0.273.10^6$ m3 entre les PK 276 et 282).

Le déficit total en aval du PK 276 depuis 1998 ($0.543.10^6$ m^3) correspond cependant pour l'essentiel aux dragages réalisés par la CNR ($0.5.10^6$ m^3) au cours de cette période. On retiendra donc que les PK 276-278 constituent encore actuellement une limite entre un secteur amont qui s'incise naturellement et un secteur aval qu'il est nécessaire de draguer. Par ailleurs, les valeurs de l'incision à l'amont sont importantes entre 1974 et 1988, soit dans la décennie qui suit la construction du barrage de Vallabrègues. La stabilisation, voire le léger positif du bilan global dans les années 1990 est contemporain de la reprise des fortes crues à partir de 1993, qui réalimentent en sédiments le système fluvial.

Le bilan séculaire dressé ci-dessus masque donc certainement une évolution irrégulière dans le temps, que l'absence de données ne permet pas de préciser. Le chenal est toujours dans un équilibre dynamique : il continue à se réajuster aux changements des variables externes et aux contraintes des aménagements locaux jusqu'à la fin du XXe siècle. Le barrage de Vallabrègues donne une nouvelle impulsion à l'incision à l'amont du PK 276 : la charge érodée se déplace vers l'aval, où elle a du mal à s'évacuer d'elle-même. Les crues contribuent à l'alimentation de cette charge.

4.2.4. Amélioration de la résolution chronologique par l'étude de la sédimentation des berges

Localement, les observations de terrain, appuyées sur des datations confirment l'épaisseur des dépôts récents sur les berges et démontrent des accumulations très importantes pour les 50 dernières années. Le sommet des berges et leurs flancs ont accumulé de fortes épaisseurs de sédiments au cours des crues de la dernière décennie, pouvant atteindre localement plusieurs décimètres. Quelques carottages manuels ont permis de les identifier granulométriquement, comme des dépôts de sables fins ou sablo-limoneux (Sabatier, 2004; Villiet, 2005; Villiet et Hellal, 2006). Trois sites ont fait l'objet d'analyses plus précises et de datations isotopiques (^{137}Cs et ^{241}Am), dans le cadre de collaborations avec l'IRSN-Cadarache.

Dans la lône de Ranchier, une datation par le ^{137}Cs d'une carotte sédimentaire, prélevée dans la zone de plus forte accumulation, a montré que les 3 derniers mètres du dépôt sont postérieurs à 1950 et que le dernier mètre s'est déposé depuis 1983 (Rolland, 2006).

Au PK 279, en rive droite, l'atterrissement déjà décrit en escalier (Sabatier, 2004; Villiet, 2005) a également été carotté et daté moins de 50 ans par les isotopes du ^{137}Cs et ^{241}Am (Rolland, 2006).

A ces résultats s'ajoutent des mesures de profils topographiques effectués par la CNR en 1974 et 1999 sur le chenal et ses berges proches. Les comparaisons effectuées sur chacun des profils disponibles qui couvrent plus ou moins bien la zone d'étude montre une accrétion de la berge, qui devient de plus en plus verticale (Figure 77). La CNR calcule sur la période un volume accumulé de 0.4 10^6 m^3 entre Beaucaire et Arles (CNR et Richard, 2005).

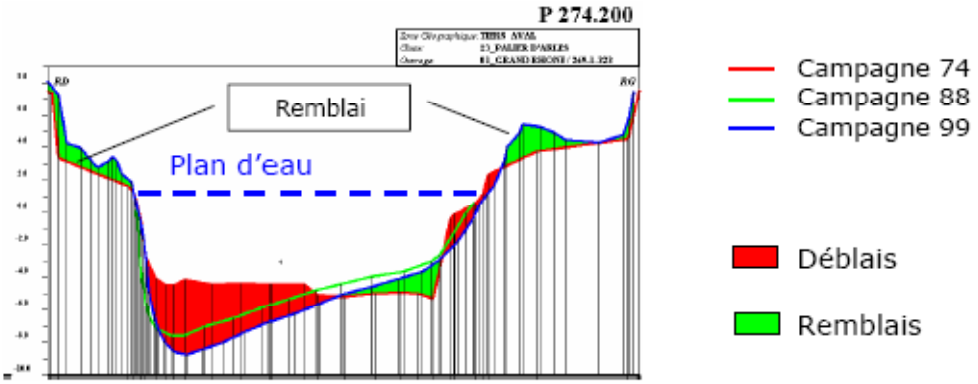


Figure 77 : Evolution du profil en travers au PK 274.2, entre 1974 et 1999 (CNR et Richard, 2005)

Ces observations ou datations ponctuelles sont confirmées par l'étude approfondie qui a été réalisée à l'entrée de la lône du Pillet, sur la berge située au PK 272.5.

4.2.4.1. Description sédimentaire de la berge

Au PK 272.5, en rive droite à l'entrée de la lône du Pillet, une berge haute en recul présente une coupe naturelle, qui a fait l'objet d'une étude chrono-stratigraphique approfondie. Environ 5.5 m de sédiments fins, sablo-limoneux, ont été déposés au-dessus d'une nappe de galets, identifiés comme un héritage du système en tresse représenté sur la carte de 1876 (Figure 78). L'importance de l'accumulation observée doit être mise en relation

avec la présence de l'entrée de la lône en arrière de la berge : les crues débordantes perdent brutalement leur énergie après avoir dépassé la crête de la berge, ce qui explique cette sursédimentation locale. Mais l'accumulation, même moindre, est bien visible en amont et en aval de la coupe étudiée. Son épaisseur se réduit vers l'aval, mais atteint encore 2 m au PK 274.

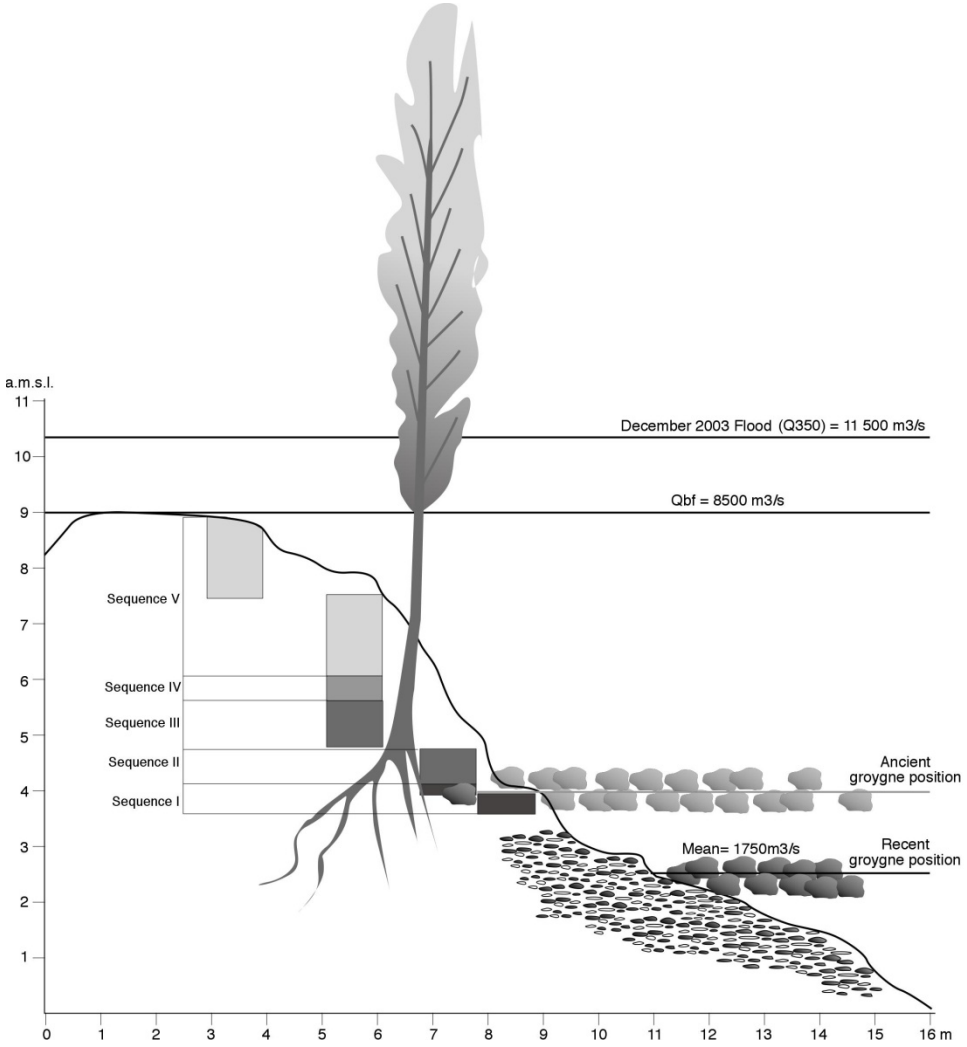


Figure 78 : Stratigraphie de la berge avec l'emplacement du peuplier noir et des deux générations d'épis (Provansal et al., soumis)

La photo-interprétation (Figure 79) montre que la berge se situe au PK 272.5 dans un extrados instable, où le fleuve cherche à se reconnecter à son ancien bras : la berge a donc subi à plusieurs reprises une érosion qui l'a fait disparaître. A sa base, les vestiges d'un épi ancien, reposant sur la nappe de galets (séquence I) doit être rapportée aux premières batteries d'épis, figurées en 1905 sur les plans Branciard. Les blocs de ce premier appareillage sont positionnés 2 m au-dessus du niveau moyen actuel du fleuve, témoignant bien de l'incision du chenal depuis leur construction. L'accumulation actuelle est donc postérieure à 1905 et se développe grâce à la protection d'une deuxième génération d'épis construits avant 1965. Ces derniers sont d'ailleurs déjà déracinés et entretiennent la persistance de tourbillons qui expliquent la reprise d'érosion actuelle. Sur la rive opposée, l'accrétion latérale domine dans l'extrados, qui s'est avancé de 50 m depuis 1876.

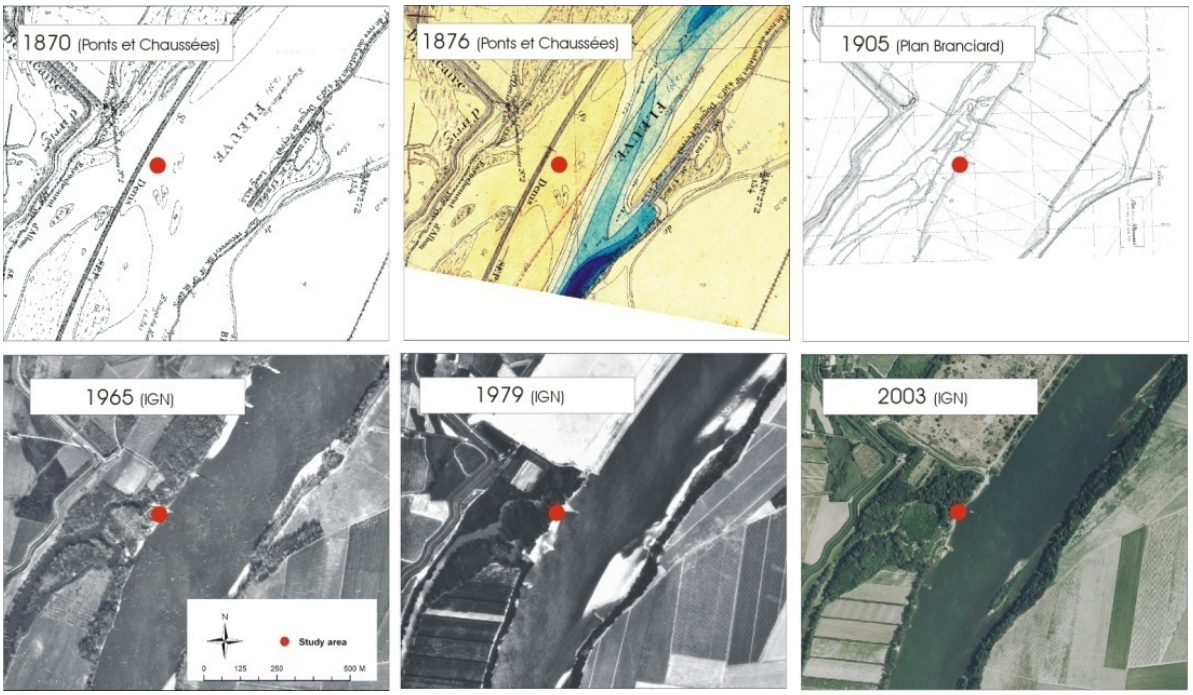


Figure 79 : Evolution de la berge de l'entrée du Pillet (point rouge) par analyse des cartes anciennes et des photographies aériennes (Provansal et al., soumis)

Le dépôt correspond à 5 séquences sédimentaires (numérotées de I à V), identifiées sur la base de leurs lithofaciès et de leur granulométrie (Figure 80).

Les séquences regroupent 19 unités élémentaires qui correspondent chacune à un dépôt de crue. Cette interprétation est basée sur plusieurs indicateurs : lithofaciès finement stratifié ou sable massif, recouvert par une couche limono argileuse, matériels remaniés à la base ou disséminés dans la strate, bioturbation ou présence de matériel remaniés au sommet des lits. Théoriquement, chaque unités correspond à la succession bipartite sable/limon (Reineck et Singh, 1980) ; toutefois, cette stratification théorique est souvent détruite ou remaniée. Les observations topographiques et sédimentologiques, depuis 2002 sur le site, montre un enregistrement sédimentaire caractéristique pour chaque crue en fonction de son intensité et de son origine. Les sables grossiers sont déposés lors d'événements méditerranéen ou cévenol (décembre 2003, 11 500 m^3 s^{-1}), alors que les successions sédimentaires bipartite/tripartite (sable- limon ou limon- sable- limon), organisées en fines strates de quelques centimètre d'épaisseur, sont observées après des crues moins importantes (novembre 2005, 5 000 m^3 s^{-1}).

Les dépôts originaires des Alpes du nord (Isère) sont colorés de gris, alors que ceux des affluents du sud (Ardèche, Gard) sont caractérisés par des particules jaune pâle. Les variations granulométriques et l'épaisseur des strates permettent d'identifier des « séquences alluviales successives » (association de plusieurs unités élémentaires) correspondant à des périodes où l'activité hydrologique varie. Les analyses granulométriques sont effectuées sur un granulomètre laser Coulter-Beckmam LS 13 320 sur 38 échantillons prélevés en fonction de la stratigraphie (Figure 80).

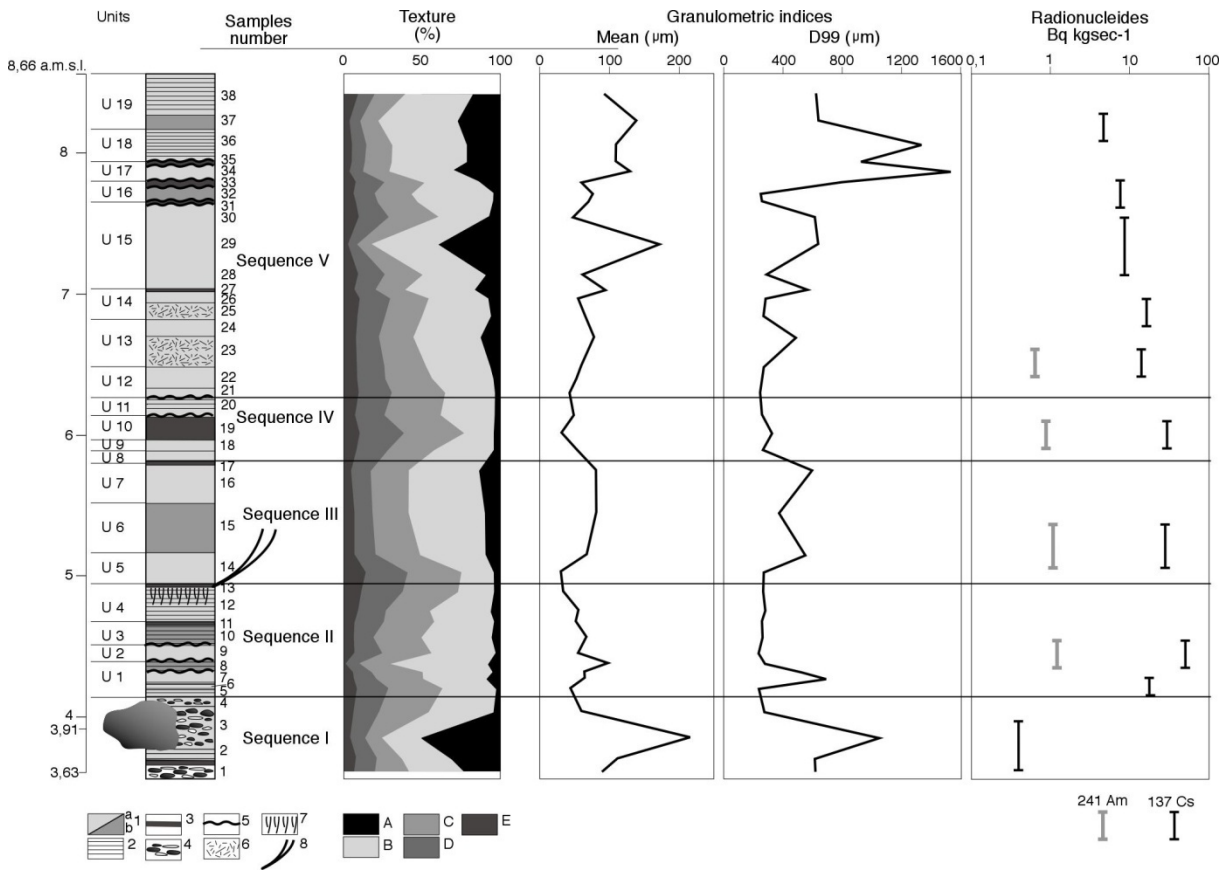


Figure 80 : Coupe stratigraphique, granulométrique et isotopique à l'entrée de la Lône du Pillet. 1. sable (a. jaune, b. gris), 2. Sable fin, 3. Limon, 4. Sable et graviers, 5. Discordance, 6. Reste végétaux, 7. Trace de sol, 8. Peuplier, A. Sable moyen (200-2000 µm), B. Sable fin (63-200µm), C. Limon grossier (20-63 µm), D. Limon fin (2-20 µm), E. Argiles < 2µm.(Provansal et al., soumis)

4.2.4.2. Eléments de datation

La datation des dépôts repose sur :

- L'analyse dendrochronologique d'un tronc de peuplier noir (*Populus Nigra*) enraciné à mi-hauteur au sommet de la séquence II.

- L'étude des teneurs en radionucléides, effectuée à l'IRSN (Cadarache).

- La comparaison avec la chronique des crues récentes.

La limite supérieure du système racinaire, à la base du tronc du peuplier, est localisée dans un dépôt fortement bioturbé sur plusieurs centimètres au dessus de la séquence II. Les racines se développent dans la séquence II, alors que le tronc est progressivement enseveli par 4 m de sédiments, correspondant aux séquences III, IV et V. Les datations dendrochronologiques (34-36 cernes) permettent de dater l'apparition de l'arbre dans les années 1970-1972).

La datation des dépôts de berges sur la base d'indicateurs isotopiques est développée depuis plusieurs années sur les fleuves européens et américains (Lecce, 1997; Walling et He, 1997; Walling et He, 1998; Hupp et Bornette, 2003; Mizugaki *et al.*, 2006; Werritty *et al.*, 2006; Piégay *et al.*, sous presses). Le Rhône subit depuis 50 ans les apports d'effluents de

l'industrie nucléaire, qui permettent la mise en place d'une chronologie des dépôts sédimentaire en fonction de l'intensité des rejets dans le temps (Charmasson, 1998; Eyrolle *et al.*, 2005). La présence de ^{241}Am et la forte augmentation de ^{137}Cs de la base de la séquence II jusqu'au sommet de la séquence IV, affichant un maximum de 121 Bq, sont à associer aux rejets de déchets radioactifs dans le Rhône depuis le début des années 1960. L'activité du ^{241}Am est présente dans les échantillons 22-23, puis tombe en dessous des limites de détection dans la séquence V (échantillons 24-26).

Les observations dendrochronologiques et les concentrations radio-isotopiques sont compatibles, elles indiquent que les accumulations sur la partie moyenne de la coupe se sont effectuées entre les années 1960 et 1990. La séquence V semble être postérieure aux années 1990.

Ces données chronologiques sont confrontées aux caractéristiques hydrologiques (Figure 81). Les variations granulométriques dans le profil de berge montre une large gamme de condition de dépôts en relation avec la typologie des crues (origine, débit et hauteur). Les faciès de haute énergie caractérise la base et le sommet de la berge (séquence I et sommet de la séquence V), il contraste avec des faciès d'énergie moyenne (séquence III et base de la séquence V), et des faciès de faible énergie (séquence II et IV). L'accrétion verticale de la berge ne se produit qu'à partir de débit supérieur à celui de plein bord.

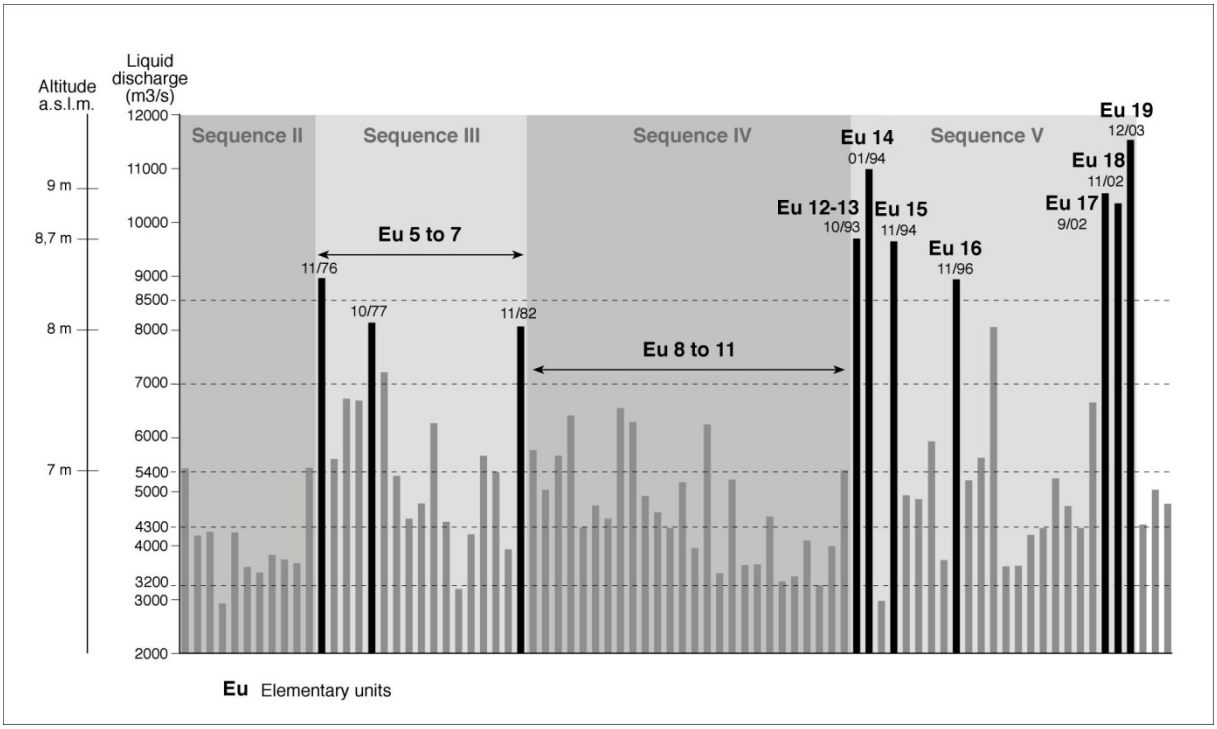


Figure 81 : Distribution et hauteur d'eau des crues dépassant 2 500 m^3 s^{-1} à Beaucaire entre 1970 et 2004, en relation avec les unités sédimentaires correspondantes (Provansal et al., soumis)

L'accrétion de la berge s'est produit au cours du XXe siècle, cette accumulation sédimentaire doit être mise en relation avec les débits supérieurs à Q_{bf}, en considérant que cette élévation du niveau de Q_{bf} évolue dans le temps (Moody et Troutman, 2000). Le niveau d'eau dans le chenal est influencé par l'incision de ce dernier entre 1876 et le milieu du XXe siècle (8 à 10 m), puis négligeable depuis les années 1990 (2 m, ce qui induit un abaissement de la ligne d'eau de 0.1m pour un débit de 5 000 m^3 s^{-1} (CNR et Richard, 2005). Les observations de terrain effectuées immédiatement après les crues de novembre 2002 et

décembre 2003 montrent que les unités supérieures (18 et 19) se sont déposées entre 8.0 et 8.6 m NGF, dans un milieu de haute énergie où l'épaisseur de la colonne d'eau a atteint les de 2 m. En conséquence, il est nécessaire de prendre en compte les différences d'élévation entre le sommet de l'unité sédimentaire et le niveau hydrologique maximal de la crue qui y est associée.

Depuis le début du XXe siècle, l'hydrologie du fleuve est caractérisée par une succession de période de hautes et fréquentes crues, alternant avec des périodes de faibles débits. La plupart des crues majeures se sont produites dans la première décennie du XXe siècle suivi par une longue phase avec des crues d'intensités moindre entre 1951 et 1976. De 1976 à 1982 trois crues atteignent 8 000 m^{3} s^{-1} (élévation 8 m NGF), en novembre 1976, décembre 1977 et novembre 1982. Pour finir, la dernière décennie est caractérisée par des crues exceptionnelles avec des débits supérieurs à 8 000 m^{3} s^{-1} (entre 8 et 10 m NGF, atteignant un niveau au dessus de la berge actuelle) en novembre 1993, janvier et novembre 1994, novembre 1996, septembre et novembre 2002 et décembre 2003. Excepté pour les crues d'origine « générale » d'octobre 1993 et janvier 1994, la majorité des crues sont originaires de la partie méditerranéenne du bassin versant.

Les unités de la séquence V, situées entre 6.30 et 8.66 m NGF, correspondent à des dépôts de crues exceptionnelles. Les observations de terrain (mesures topographiques et prélèvements sédimentaires après chaque événement) ont permis d'attribuer les unités 18 et 19 aux crues de novembre 2002 et décembre 2003. En extrapolant vers le bas de la coupe, il est possible de conclure que les unités 16 et 17 se sont déposées au cours des crues de novembre 1996 et septembre 2002. Les dépôts massifs des unités 12 à 15 peuvent être attribués aux trois crues exceptionnelles des années 1993 et 1994 : ces événements se produisent après une décennie de faible hydrologie et les dépôts qui y sont associés sont enrichis du remaniement des dépôts sédimentaires.

Les unités 8 à 11 (séquence IV) qui ne sont pas très épaisses et ne contiennent pas d'éléments grossiers sont constituées uniquement de dépôts uniformes dans un milieu de faible énergie. Ils peuvent être associés aux crues de 1983-1993, ou le débit maximum n'a pas atteint 6 600 m^{3} s^{-1}.

Les unités 5 à 7 (séquences III) qui au vu de leur granulométrie et de leur faible épaisseur, correspondent à des dépôts effectués dans des conditions hydrodynamiques fortes, peuvent être associées aux trois crues survenues entre 1976 et 1982.

Les unités 1 à 4 (séquence II) pourraient correspondre aux faibles crues des années 1960 qui sont survenues avant la pousse du peuplier (datée entre 1970 et 1972). Ces unités sont séparées par un hiatus de 10 ans qui pourrait correspondre à la bio perturbation qui affecte le sommet de l'unité 4 (Figure 80). Cette datation est confortée par les analyses isotopiques depuis le pic de ^{137}Cs et la détection de ^{241}Am qui place la constitution des unités 1 et 3 dans les années 1960. Ces résultats confirment l'apparition de l'accrétion verticale au cours de cette période.

En dessous de la séquence II, il est impossible d'établir une relation entre les débits et les unités stratigraphiques à la base, entre 3.63 m et 4.00 m NGF, correspondent à une berge basse facilement recouvrable par les petites crues.

4.2.4.3. Interprétation : édification récente de la berge du Rhône

L'utilisation de différentes méthodes de datation permet de reconstituer la chronologie de l'édification de la berge. Toutefois, ils ne permettent pas de trancher sur l'âge de la base de la coupe : l'analyse d'image et la position de la deuxième série d'épis tend à la dater de la fin du XIXe siècle, alors que les résultats obtenues par le ^{137}Cs, tendraient plutôt à dater son édification au milieu du XXe siècle. Puis la majeure partie des dépôts constituant la berge s'est mis en place entre les années 1960 et 1990.

Mais deux aspects des résultats présentés ici peuvent être discutés :

- Il est utopique de penser que chaque unité stratigraphique va correspondre à un événement de crue et que la totalité des crues ont un enregistrement stratigraphique visible dans la berge. Les observations de terrain (Arnaud Fassetta, 1998; Steiger *et al.*, 2003) et les études expérimentales (Nicholas et Walling, 1997; Gomez *et al.*, 1998; Lawler, 2005) montrent qu'une crue comporte des phases successives d'érosion et de dépôts. Les remaniements provoquées par ces érosions provoquent des discontinuités dans la stratigraphie et compliquent donc l'interprétation des données granulométriques. Sur la berge étudiée, ce facteur n'a pas un impact notable car les unités stratigraphiques sont superposées sans surfaces d'érosion intercalées. Néanmoins, les hauteurs des dépôts de crues sont surement sous-estimées pour les unités sédimentaires mises en place avant la réapparition des fortes crues dans les années 1990.

- L'utilisation des radionucléides pour dater les couches sédimentaire peut être perturbée par la remobilisation de sédiments en amont qui viendraient se déposer au sommet de la berge étudiée. Walling et He (1997), Nicholas et Walling (1997), ont montré que cette contrainte est liée à l'origine des pluies, la hauteur de la crue et l'état de la ripisylve (Sigafoos, 1964; Hupp, 2000; Hupp et Bornette, 2003). En outre, la contribution des érosions de berges aux flux solides augmente depuis l'amont vers l'aval du système fluvial. Néanmoins, la durée écoulée entre deux crues peut limiter les remobilisations sédimentaires (quand les crues sont rapprochées) ou les favoriser (pour des événements isolés). La présence d'une épaisse couche de matières organiques dans les dépôts de la crue de novembre 1993, illustre bien ce mécanisme, en relation avec un « inattendu » pic d'activité de ^{137}Cs dans la couche. L'activité de ce radionucléide dans une couche sédimentaire est également soumise à la typologie de la granulométrie (Walling et He, 1997) et peut être affectée par des migrations verticales dans la berge.

L'épaisse accumulation sédimentaire mesurée par le traitement d'images entre 1876 et 2006 aurait été déposée à une période tardive (après 1945-50), avec un décalage de plusieurs décennies par rapport à l'aménagement du fleuve au début du XXe siècle. La berge est également caractérisée par une période de forte accumulation (14 cm par an en moyenne sur les 30 dernières années). La sédimentation a varié au cours des cinquantes dernières années avec des taux de 4 cm par an sur la période 195à-1972, 6.5 cm par an entre 1972 et 1993, et depuis 1993 une sédimentation de 23 cm par an. Mizugaki *et al.* (2006) décrivent des évolutions semblables sur de petits bassins versants, en relation avec la variation de l'intensité des crues et/ou l'aménagement des cours d'eau

Cette étude permet de montrer que la rétraction du chenal, sous l'effet de l'accumulation des sédiments fins (sablo-limoneux) sur les berges et dans les marges alluviales, est chronologiquement déconnectée des aménagements pour la navigation, dont la mise en place s'achève au cours des années 1930. Ces derniers (digues immergées, casiers, épis) ont

provoqué d'abord l'évacuation des bancs mobiles à la fin du XIXe siècle, puis ils ont fixé les bords du chenal, induisant un réajustement par incision du fond (au cours de la première moitié du XXe siècle). Mais l'accrétion tardive des berges relève d'autres processus, qui démontrent que le flux de MES est resté assez important pour continuer à jouer un rôle morphogène.

Il est clair que la succession des fortes crues depuis 1993 a sa part dans cette évolution. Cependant, on doit constater que le début de l'édification de la berge coïncide avec la mise en activité des barrages hydro-électriques, et que le taux de sédimentation devient plus important après l'édification de celui de Vallabrègues : l'hypothèse est donc faite que ces ouvrages peuvent contribuer à grossir la charge en suspension des crues débordantes, puisque leur gestion les rend « transparents » aux flux hydrologiques et sédimentaires à partir de forts débits. Il est alors possible que les crues se chargent des sédiments accumulés en arrière des retenues.

Le bas Rhône est donc actuellement un milieu de piégeage sédimentaire. Cette tendance au stockage n'est pas achevée, au regard de l'espace encore disponible dans les casiers avals, en particulier le casier Saxy.

Ce piégeage dominant n'exclut cependant pas une mobilité, qui s'exprime par les remaniements internes au système : les berges s'élèvent, mais leur face interne est soumise à remaniements, en particulier lors des décrues comme le montreront les observations de terrain dans la troisième partie.

4.2.5. Mutation du chenal et de ses marges : synthèse, éléments d'interprétations et discussion

La quantification globale des mutations morphologiques depuis 150 ans masque des disparités chronologiques et spatiales. Elle correspond également à des processus très différents dans le chenal et sur ses berges.

L'évacuation de la charge de fond et des bancs mobiles formés de sédiments plus grossiers (sables à galets) relève de l'ajustement du chenal à deux forçages déterminants : la réduction des apports solides grossiers d'amont et la contrainte exercée par les ouvrages latéraux (digues immergées et casiers). Le piégeage sédimentaire et l'exhaussement des berges concernent les MES et nécessite au préalable l'installation d'une ripisylve dense, arborée. Ces deux processus ne sont pas nécessairement contemporains et ne mettent pas en jeu les mêmes principes hydrosédimentaires

4.2.5.1. Facteurs de l'évolution géomorphologique du chenal

Cette évolution est disparate dans le temps et l'espace. Elle traduit l'impact d'une part du contexte sédimentaire et structural, d'autre part des aménagements.

4.2.5.1.1. Rôle du contexte sédimentaire et structural

Il a été montré précédemment que la bande de tressage tardive du Petit Age Glaciaire recoupait un paléoméandre de la fin de la période médiévale dans la plaine de Vallabrègues. Ce constat démontre la progradation vers l'aval du front de tressage à partir du début de l'époque moderne. L'hypothèse est faite que ce front de tressage est arrivé en aval de Beaucaire à la fin du XVIIIe siècle, comme le montre la carte de Cassini (Figure 71). La

vitesse de cette avancée est compatible avec les estimations proposées sur le Drac et l'Isère (Salvador, 2001) ou le Rhône amont (Salvador, 1991) avec une progradation de 10 km par siècle environ. Il est vraisemblable que la charge de fond caillouteuse n'a jamais dépassé le PK 276, soit 8 à 10 km en aval de Beaucaire. Ainsi s'expliquent certainement les particularités différentes du système fluvial de part et d'autre de ce PK : en amont, il présente une bande de tressage actif, large, à bras secondaires, alors qu'à l'aval, le bas est plus simple, caractérisé seulement par des bancs latéraux. Le PK 276 correspond en outre à une rupture granulométrique importante de la charge sédimentaire du Rhône : en amont, la base des berges et les bancs sont formés de galets, de diamètre moyen 5.6 cm, mobilisés encore actuellement à partir du module (Villiet, 2005). A l'aval, les accumulations sédimentaires ne sont constituées que de matériels fins, sables, limons sableux ou sables limoneux (Roditis, 1993; Rolland, 2006).

Cet héritage confère à la partie amont une pente d'énergie plus forte, qui a d'ailleurs été identifiée plus haut (première partie). Celle-ci explique la capacité de ce tronçon à se réajuster, au dépend de sa charge de fond caillouteuse, quand les apports d'amont se réduisent. L'analyse 2D a montré que la « métamorphose » de ce secteur s'opère dès avant 1905, mais l'incision y persiste au cours du XXe siècle. Elle atteint 5 à 16.5 m d'amplitude verticale en 150 ans. Ce déstockage est vraisemblablement à l'origine du pavage dont la présence a été soulignée à l'aval de Beaucaire.

A l'aval, où la pente est plus faible, l'évacuation de cette charge de fond est beaucoup plus lente. La proximité de la diffluence aggrave encore l'affaiblissement dynamique sur ce tronçon. L'évacuation des bancs sableux y est donc postérieure à 1905.

Par ailleurs, ce travail a montré la fixité spatiale des seuils et des mouilles entre les PK 272 et 276, ainsi que l'accentuation de leurs contrastes en 2006. Cette particularité s'explique par la présence d'un héritage plus ancien, la nappe de galets pléistocènes, plus grossiers que les précédents (Bonnet et al., 1973; L'Homer et al., 1987), dont le toit présente une topographie très irrégulière, parcouru par deux talwegs d'axes Nord-Est/Sud-Ouest entre Beaucaire et Arles (Figure 4). En s'incisant à la fin du XIXe siècle, le chenal fluvial a recoupé obliquement ces paléochenaux et leurs interfluves, entre -5 et +2 m NGF, qui contraignent ainsi la succession seuils/mouilles. A l'aval, le toit du cailloutis plonge entre -15 et -20 m NGF dans l'axe du chenal, soit très nettement en-dessous du plancher du talweg.

L'héritage sédimentaire et la contrainte géologique sont donc des facteurs qui, avant les aménagements, et à l'heure actuelle amplifiés par eux, contraignent la géomorphologie du Rhône entre Beaucaire et Arles.

4.2.5.1.2. Rôle des aménagements

Les levés topobathymétriques effectués au niveau des digues submersibles confirment la réponse très rapide du système fluvial vis à vis de ce type d'aménagement : colmatage en 3 ans, entre 1867 et 1869, d'un espace limité par des digues immergées au niveau du seuil de Terrin (Figure 73), ouvrage qui a totalement disparu dans le paysage en 1999 (Raccasi et Provansal, 2006). Ce phénomène se retrouve également au niveau des digues de fermeture des lônes : la digue de Saint Denis provoque une érosion massive et importante de l'Ile du Pillet entre 1870 et 1876. Il en est de même sur l'aménagement de la diffluence qui fixe définitivement la position de la tête du delta en 1863. Il y a donc une réponse immédiate à ces aménagements locaux, qui exprime peut-être une grande disponibilité sédimentaire et une forte énergie hydrologique à la fin du XIXe siècle.

Mais, les casiers sont moins efficaces que les digues longitudinales pour provoquer le creusement du chenal : ce dernier n'excède pas 2 m de profondeur au droit des casiers de rive gauche (casier Saxy, PK 276-279) et des dragages permanents sont nécessaires sur ce secteur pour maintenir la navigabilité. La supposition est faite que la grande taille de ces casiers ne favorise pas suffisamment le piégeage sédimentaire. Leur digue externe bloque, en revanche la migration du chenal vers l'est.

Cependant, il faut aussi souligner que les casiers ont été implantés, en majorité, en aval des PK 275-276, sur un tronçon où l'affaiblissement hydrodynamique réduit leur impact potentiel. Enfin, leur construction plus tardive, au début du XXe siècle, coïncide avec la réduction des fortes crues, donc, encore, de l'hydrodynamisme du fleuve.

La construction du barrage de Vallabrègues provoque à partir des années 1970 une incision moyenne de 15 cm dans le chenal, liée à la réduction définitive des apports de charge de fond, après réduction des débits participant au charriage dans le Rhône court-circuité (Figure 82). Selon Antonelli (2002), cette incision explique la réduction moyenne de 70 m de la largeur du chenal entre 1965 et 1998. Mais ce réajustement du système s'estompe à partir du PK 278 au bout de 20 ans (Antonelli, 2002) et des dragages récurrents du fond du chenal restent nécessaires pour maintenir la ligne d'eau pour la navigation sur le palier d'Arles (Antonelli, 2002; CNR et Richard, 2005). Depuis les années 2000, une légère tendance à l'incision est toutefois remarquée en aval du PK 278 (CNR et Richard, 2005)

Les mutations du chenal sont donc sous la dépendance de la variation des intrants hydrologiques et sédimentaires, qui se réduisent depuis la fin du XIXe siècle. Mais son ajustement à ces nouvelles conditions dépend du contexte dynamique local, très différent de part et d'autre des PK 275-276, et de la période où sont implantés les aménagements. Ces derniers sont d'autant plus efficaces qu'ils correspondent à des flux encore abondants et chargés et qu'ils sont implantés dans un tronçon disposant d'une forte énergie hydraulique.

La métamorphose fluviale est achevée entre 1870 et 1905 à l'amont, après 1905 à l'aval. La rétraction du chenal, conditionnée par l'incision et par la fixation des berges par les aménagements, démarre également plus tôt en amont. Elle affecte tout le linéaire à partir de 1965. Cependant, à l'aval, malgré la rétraction forcée du chenal par les casiers, l'hydrodynamisme reste insuffisant à maintenir la navigabilité du fleuve.

4.2.5.2. Facteurs de l'évolution géomorphologique des marges

Les apports de MES sont réduits très fortement depuis 150 ans. Mais le Rhône aval apparaît comme une zone « puits » pour les sédiments, qui sont stockés dans les marges alluviales naturelles et les casiers. Cette accumulation amplifie la rétraction en largeur du chenal et exhausse les marges alluviales.

L'accumulation des sédiments fins (limons et sables fins à moyens) est observée sur tout le linéaire, mais elle est très importante dans les anciens bras, en amont du PK 276 et, particulièrement, à l'entrée du bras du Pillet. Le colmatage des casiers Girardon est différent selon les caractéristiques de l'ouvrage. Les « casiers » de petite taille, à tenons espacés de 150 m, longs de 50 m (PK 276-278 en rive droite, PK 270 en rive gauche) sont en cours de colmatage dès 1947 (fig. 61). Edifiés entre 1920 et 1938, ils disparaissent déjà partiellement dans les berges sur les photographies aériennes des années 1960. Les casiers de grande dimension à tenons espacés de 250 m et longs de 200 m (PK 276-279 rive gauche), n'ont provoqué qu'un colmatage partiel, où persistent des profondeurs supérieures à -10 m au

module. La photo-interprétation montre que cet espace fonctionne depuis les années 1950 en équilibre dynamique entre l'extension des atterrissements sur la face interne des ilots et l'érosion des anciennes berges naturelles (Villiet, 2005; Zanetti, 2006).

En période de crue annuelle, 10 à 30% des débits circulent dans les casiers (mesures aDcp sur l'événement annuel d'octobre 2006) : ils peuvent remettre en suspension les dépôts ou maintenir en transit la charge particulaire entrante, cette dynamique sera détaillée dans la troisième partie.

Les datations isotopiques et l'analyse de la coupe à l'entrée du Pillet montrent que ces accumulations se mettent en place tardivement, après 1950 environ. Les crues récentes, depuis 1993, ont joué un rôle très important dans l'acquisition des décimètres supérieurs. Mais il a également été souligné la concomitance de l'augmentation des stockages sédimentaires, à partir des années 1950, avec l'édification des barrages hydroélectrique. Ces dépôts sont donc associés aux fortes crues, qui semblent désormais très chargées en sédiments fins. Existe-t-il des effets de chasse, remaniant les sédiments fins des retenues, lors de l'ouverture des barrages pendant les pics de crues débordantes ? Cette hypothèse mériterait d'être validée par des mesures en flux lors des évènements à l'aval même des ouvrages.

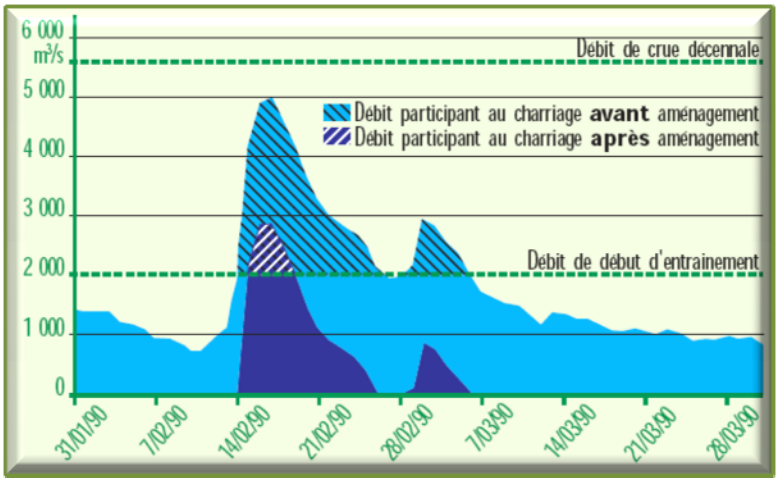


Figure 82 : Evolution des débits dans le Rhône court-circuité avant et après aménagement pour une crue moyenne (CNR et al., 2002)

Au total, ces transformations provoquent la réduction de la débitance du chenal à l'échelle séculaire, par la diminution de l'espace disponible pour l'écoulement.

Pour les gestionnaires du Rhône, cette évolution de la bande active n'est pas préjudiciable à la navigation et tend même à la favoriser. Mais pour la gestion des crues, les apports sédimentaires peuvent provoquer une surélévation de la ligne d'eau qui engendre des dégâts par inondation plus fréquentes de certaines zones intradigues pendant les crues moyennes ou un débordement par-dessus les digues au cours des crues exceptionnelles. Ces variations morphologiques vont également avoir un impact sur la gestion écologique du milieu. L'enfoncement du plancher alluvial provoque un abaissement de la ligne d'eau du fleuve et donc de la nappe phréatique en période d'étiage. Les espèces végétales implantées sur des berges de plus en plus hautes vont donc devoir développer un système racinaire plus complexe pour aller chercher l'eau dans la nappe. Certaines espèces plus adaptés à la recherche d'eaux plus profondes vont donc apparaitre au dépend des espèces végétales historiques.

4.3. Conclusion

La morphologie du système actuel est le résultat des modifications des variables externes et internes au système fluvial du bas Rhône. La récurrence annuelle des grandes crues a diminuée à partir du milieu du XIXe siècle (Pichard, 1995). Les apports sédimentaires des affluents ont été réduits, d'abord par les travaux de restauration de terrain de montagne (Landon, 1999; Bravard, 2002; Kondolf *et al.*, 2002; Liebault et Piegay, 2002; Piegay *et al.*, 2004), puis par la déprise agricole et la reconquête végétale des bassins versants au cours de la seconde partie du XXe siècle (Vallauri, 1997; Marston *et al.*, 2003; Piegay *et al.*, 2004). A cette tendance globale, s'ajoutent la constructions de barrages réservoirs, qui bloquent le transit sédimentaire sur les principaux affluents, et des prélèvements de la charge de fond par les dragages (Marston et al., 2003). Le transport solide passe de 900 000 m^{3} an^{-1} à 200 000 m^{3} an^{-1} au cours du XXe siècle (BCEOM, 2003), alors que le débit moyen du fleuve reste stable (Pardé, 1925; François, 1937; Anselmo *et al.*, 2005). Cette évolution est un des facteurs de la métamorphose fluviale entre Beaucaire et Arles, mais son importance réelle doit être précisée, par rapport à l'impact spécifique des aménagements, qui contraignent localement le chenal depuis 150 ans.

Les aménagements mis en place en aval de Beaucaire entre 1870 et 1938, pour améliorer la navigation, induisent une linéarisation du chenal et la disparition du tressage, puis la rétraction et l'approfondissement du chenal. A cette mutation du chenal s'ajoute depuis les années 1950 une accrétion importante des berges qui amplifie le phénomène d'enfoncement du chenal (notamment pour l'accès de la ripisylve à la nappe phréatique).

L'évolution relativement importante de la bande active et des berges (changement de style fluvial, enfoncement et rétraction du chenal, accrétion des berges) contraste avec la stabilité de la plaine d'inondation. Cette constatation confirme le rôle de la distance au chenal dans l'évolution d'un système fluvial, déjà mis en évidence à de nombreuses reprises sur des cours d'eau de toutes tailles, notamment à cause du piégeage des MES par la ripisylve (Steiger *et al.*, 2001; Poole *et al.*, 2002; Hohensinner *et al.*, 2004). Mais le bilan global accumulation/remobilisation des sédiments dans l'espace intradigues entre 1876 et 2006, est positif, avec plus de 9 10^{6} m^{3} accumulés. Ce bilan se répartit en accumulations et érosion, l'érosion étant majoritairement située dans le fond du chenal (13 10^{6} m^{3}). Les accumulations se situent dans le colmatage latéral du chenal et des lônes (6.5 10^{6} m^{3}), dans les dépôts de dragages de la CNR en aval de Beaucaire et de Tarascon et sur les berges (0.4 10^{6} m^{3} sont accumulés entre 1974 et 1999).

Une des solutions pour améliorer l'écoulement des crues, en vue d'une réduction de l'inondation des plaines intra et extradigues, réside dans l'augmentation de l'espace d'écoulement. La mise en évidence des zones d'accumulations sur les berges et dans les anciennes lônes fait de ces milieux des secteurs où la remobilisation sédimentaire peut être envisagée. Elle permettrait, peut-être, la diminution du risque inondation, une remise en eau permanente des anciennes lônes entraînant comme sur le Rhône amont le retour à des milieux écologiquement plus riches ainsi qu'un supplément d'apports sédimentaires pour le littoral.

Ces conclusions se concentrant sur le tronçon Beaucaire Arles sont-elles applicables dans les deux bras du delta ? Sur le Grand Rhône, la réponse a partiellement était apportée par Antonelli (2002) : entre Arles et la mer, le Grand Rhône est en incision et se rétracte depuis le début du XXe siècle. Mais sur le Petit Rhône qui connaît également des problèmes d'écoulement pendant les crues, aucune recherche n'a été réalisée concernant l'évolution du système fluvial depuis 150 ans, il va être étudié maintenant.

5. Evolution du chenal du Petit Rhône depuis 150 ans

Le Petit Rhône est un milieu spécifique à plusieurs titres dans le système rhodanien. Situé à l'aval de la diffluence, le chenal est contraint par des digues de protections contre les inondations qui limitent ses possibilités de divagation mais ne protègent pas la plaine en arrière des ouvrages, des inondations lors des crues. Son aménagement pour la navigation, réalisé par la CNR, mais géré par les VNF, date des années 1980 : la construction d'une écluse au PK 300 (St Gilles) pour rejoindre le canal du Rhône à Sète, puis mise au gabarit de l'amont du Petit Rhône par des dragages récurrents et la construction de panneaux de fond (unique aménagement de ce type sur le Rhône).

La partie du chenal à l'aval de l'écluse n'est pas classée comme navigable, elle ne comporte donc aucun aménagement et représente le seul état de fonctionnement naturel (à l'exception des contraintes externes) du chenal sur le Rhône aval.

Ainsi, depuis 150 ans, une évolution complexe, induite directement ou indirectement par les aménagements, perturbe le fonctionnement du bras. Quel est l'impact de ces modifications sur le fonctionnement naturel, en particulier sur la mobilité et l'apparition de brèches ? Quelle est la part des désordres d'origine géotechnique ? C'est l'objet de cette partie de tenter de faire la part des différents facteurs.

Comme sur la partie amont, la gestion des crues et la navigabilité du système sont des éléments importants de l'aménagement. Mais le Petit Rhône revêt un intérêt particulier sur sa partie aval, dépourvue d'aménagement et d'entretien pour la navigation. L'analyse de l'évolution du système dans son ensemble va donc apporter des éléments de réponse sur l'impact de l'aménagement en amont de l'écluse de Saint Gilles, mais également sur l'évolution du chenal sur le tronçon aval. Ce dernier secteur peut fournir une image de ce que pourrait être le Rhône à l'heure actuelle si les aménagements pour la navigation n'avaient pas été mis en place.

En suivant la même méthode que pour le Rhône en amont, les analyses de l'évolution du chenal en 2D, puis en 3D à deux échelles de temps (1876-2004, 2001-2004) par la création de MNT historiques, seront présentées successivement.

Arnaud-Fassetta (1998) a quantifié l'évolution morphologique du Petit Rhône depuis le début du XXe siècle. Mais ses travaux se basent principalement sur l'étude du profil en long et de la sédimentologie des berges à la suite des grandes crues de 1993 et 1994. Ses recherches mettent en évidence la tendance évolutive du chenal et de ses marges mais ne permettent pas de quantifier les volumes mis en jeux.

Sur les berges et les marges du chenal, l'absence de topographie au XIXe siècle limite les tentatives de bilan général en termes de volume dans la zone intradigues. L'exploitation des cartes établies sur le Petit Rhône depuis 1870, à l'intérieur du SIG historique, va toutefois permettre de décrire les tendances évolutives de la bande active dans le temps.

La question de la formation des brèches sera analysée. Ces dernières marquent la quasi-totalité des crues exceptionnelles s'écoulant dans le Petit Rhône et leur apparition est une des problématiques importantes de la gestion du fleuve contre les inondations. Enfin, l'existence des relevés bathymétriques en 2001 et en 2004, va permettre de mieux comprendre l'impact d'une crue centennale sur le chenal. Cette étude devrait permettre de discriminer les facteurs de l'instabilité actuelle du bras, donc les composantes du risque actuel.

5.1. Evolution 2D

Les digues insubmersibles corsètent le Petit Rhône sur la quasi-totalité de son linéaire. Mais contrairement au Rhône en amont de la diffluence ou au Grand Rhône, le Petit Rhône est un système méandriforme.

L'intégration de l'Atlas des P&C de 1876 et des cartes IGN des années 1950 et de 1994 dans le SIG historique apporte des résultats partiels sur l'évolution 2D du Petit Rhône depuis 150 ans. Dans un premier temps, c'est l'évolution des méandres sous la contrainte des digues de protection qui sera analysée, avec l'exemple de méandres situés à l'aval, entre les PK 330 et 335. Puis c'est l'analyse de la rétraction du chenal qui sera faite à partir de la sectorisation de la largeur du lit mouillé sur les cartes aux trois dates.

Ces données pourront par la suite compléter et affiner les résultats issus de la comparaison des MNT de 1876 et 2004 dans le chenal, en précisant l'impact local des aménagements.

5.1.1. La mobilité des méandres aval

L'écluse de Saint-Gilles (PK 300) sépare 2 secteurs différents par leur sinuosité (Arnaud Fassetta, 1998). La vectorisation des limites du chenal pour les différentes dates permet de calculer de manière précise l'Indice de Sinuosité (I_s) à partir de la longueur du talweg (L) et de la longueur d'onde (λ) (Brice, 1964).

$$\boldsymbol{I_s = L/\lambda}$$

L'indice de sinuosité calculé par Arnaud-Fassetta (1998) est de 1.9 sur la totalité du chenal. A l'amont du PK 300, le chenal est subrectiligne (I_s = 1.3), à l'aval, il est méandriforme (I_s =2.3).

Wiederkehr (2006) a calculé l'évolution de cet indice entre 1876 et 1994 : l'I_s global est passé de 1.8 à 1.9 entre 1876 et 1945, puis il se stabilise dans la deuxième partie du XXe siècle et reste constant sur la partie amont (I_s = 1.28), ce qui signifie que la sinuosité de la partie aval du Petit Rhône a augmenté au cours de cette période.

En effet, à l'aval du PK 319, les méandres sont mobiles, en particulier à partir du PK 329, où la digue ne subsiste plus qu'en rive gauche à une distance très variable des méandres du chenal (de 0 à plus de 1000 m). L'exemple le plus net est fourni par les derniers méandres avant l'embouchure. Ils se sont déplacés de plus de 300 m vers le sud, pour un allongement de 500 m au total. L'évolution de ces méandres ombiliqués et leur impact sur le risque de rupture de digue a été développé par Raccasi et Provansal (2006), à partir de la comparaison des cartes de 1876, 1947-49 et 1994, et de la photographie aérienne de 1979.

La digue n'entrave pas la mobilité du premier d'entre eux (M_{libre}, du PK 330 à 333.5), mais contraint la rive gauche du second ($M_{contraint}$, du PK 332.8 à 335). (Figure 83).

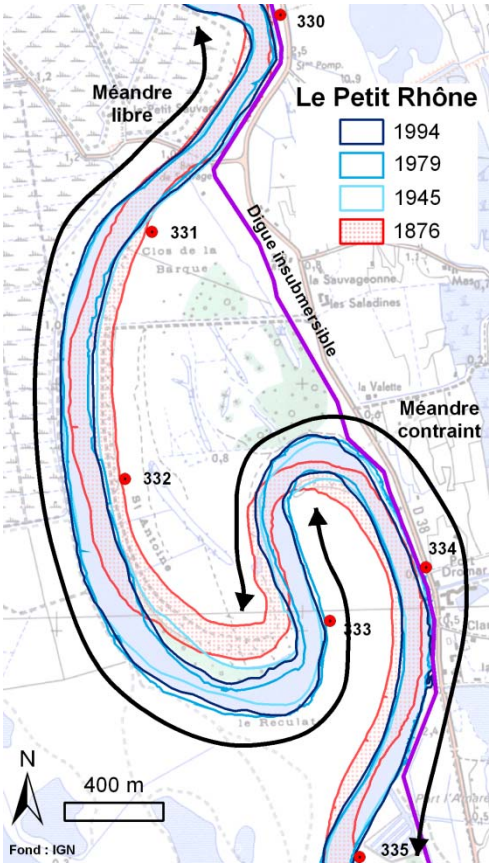


Figure 83 : Evolution du cours du Petit Rhône entre les PK 330 et 335 depuis 1876

Le méandre M_{libre} est en expansion (Lagasse et al., 2003) depuis 1876. La toponymie du lieu *le Reculat* laisse supposer qu'il évolue de cette façon depuis assez longtemps. La variation de l'I_s (Figure 84) montre une évolution linéaire qui se traduit sur le terrain par une augmentation constante de la sinuosité du méandre.

Le méandre $M_{contraint}$ ne connaît pas la même évolution. En 1876, son chenal longe la digue sur 250 m ; sa migration latérale vers l'est s'effectue librement au niveau de l'apex amont ; mais en aval, sur 1,5 km environ, elle est déjà stoppée dans les années 1950 par la digue. L'indice de sinuosité passe de 2.84 à 3.43 entre 1876 et 1950, puis n'évolue plus jusqu'en 1994. A terme, tout laisse supposer que la migration du méandre libre et le blocage du méandre contraint vont provoquer le recoupement du lobe amont du méandre contraint.

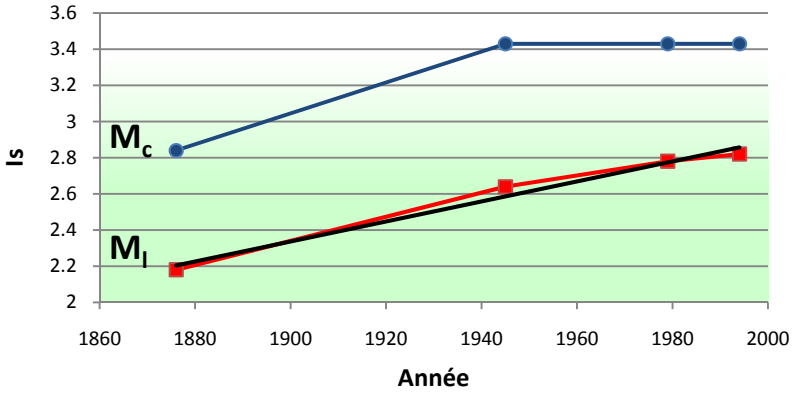


Figure 84 : Evolution de l'indice de sinuosité pour les méandres M_{libre} et $M_{contraint}$ depuis 1876

La digue insubmersible bloque donc l'évolution naturelle du méandre aval et « force » un possible recoupement. Les conséquences d'une telle évolution sont nombreuses. Dans un premier temps, le chenal s'« appuie » sur la digue et peut provoquer sa déstabilisation à plus ou moins long terme, ce qui engendrerait en cas de crue l'inondation des terrains en aval et particulièrement le village des Saintes Maries de la Mer, situé dans l'axe du chenal à cet endroit là. Dans un deuxième temps, si le recoupement du méandre s'effectue, c'est l'équilibre géomorphologique du cours d'eau qui va être rompu, avec une augmentation de la pente et donc des vitesses d'écoulement. Cette évolution permettrait une meilleure évacuation des eaux de crue, mais pourrait avoir des conséquences importantes sur le fonctionnement de l'écosystème.

L'aval du Petit Rhône apparaît donc encore comme un tronçon dynamique actif

5.1.2. Le rétrécissement du lit mineur

L'étude de l'évolution du lit mineur passe par les mêmes méthodes que celles développées précédemment pour l'étude de l'occupation du sol entre Beaucaire et Arles, à la différence qu'ici une seule classe d'entité (le chenal) est représentée. C'est donc le module DSAS qui est utilisé dans ArcMap pour effectuer une sectorisation du Petit Rhône tout les 100 m de linéaire (à partir de la ligne de talweg de 1994 fournie par la CNR). Il en sort une sectorisation de la largeur du chenal depuis la diffluence jusqu'à l'embouchure en 1876-1949 et 1994.

Entre 1876 et 1994, la largeur du chenal s'est réduite en moyenne de 20 m. Mais cette évolution est hétérogène dans le temps et l'espace (Tableau 14). Elle est pratiquement achevée en 1945 ; elle est plus importante à l'aval (réduction de 10% de la largeur initiale, 17 m en moyenne), qu'en amont (réduction de 8%, 4 m en moyenne). La Figure 85 montre qu'à une échelle plus fine les accumulations latérales se situent indifféremment dans les intrados ou les extrados des méandres.

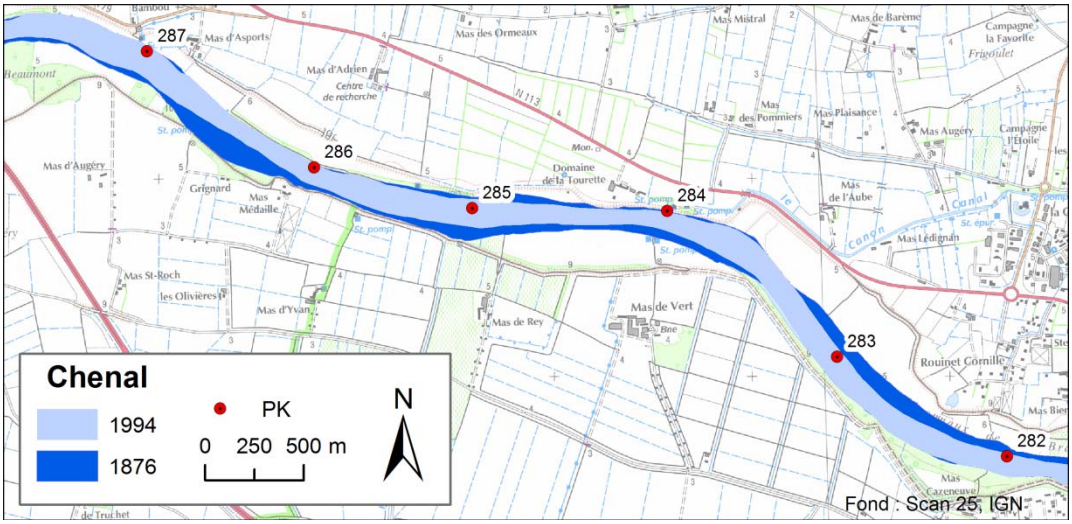


Figure 85 : Rétrécissement du chenal entre 1876 et 1994

Date	Largeur moyenne (en m)		
	Totalité	Amont de St Gilles	Aval de St Gilles
1994	126	129	125
1945	127	129	125
1876	145	156	139

Tableau 14 : Evolution de la largeur du chenal du Petit Rhône entre 1876 et 1994. La limite amont/aval du chenal est fixée à l'écluse de Saint Giles, limite de la zone navigable (PK 300)

Cette évolution montre que les aménagements mis en place pour la navigation dans le chenal n'ont pas d'impact sur la largeur du système. En effet ils sont positionnés entre 1945 et 1994 et sur cette période la largeur du chenal n'évolue pas. De plus, la tendance au rétrécissement du chenal est plus marquée sur l'aval du système non aménagé qui est le milieu le plus mobile mais dont la largeur reste également stable après 1945.

Entre 1876 et 1945, il y a donc eu une accumulation latérale sur la totalité du chenal. Elle est plus marquée sur la partie aval à méandres plus mobiles. L'utilisation de données spatiales 2D ne donne que des informations relatives sur le colmatage latéral du chenal, mais pas d'informations sur une accrétion verticale des berges, accrétion qui pourrait fonctionner encore après 1945 et que seule une analyse 3D ou de terrain pourrait mettre en évidence.

5.1.3. Conclusion

Sur le Petit Rhône, l'analyse du fonctionnement des méandres ou de l'évolution de la largeur du chenal au cours des 150 dernières années montre dans les deux cas une chronologie similaire. La majeure partie des mutations s'est déroulée entre la fin du XIXe siècle et les années 1950. Au cours de cette période, l'indice de sinuosité des méandres augmente, avec une tendance au recoupement entre les PK 330 et 335. Sur le reste du chenal, la largeur de la surface mouillée diminue de 9 % en moyenne. La largeur du chenal tend à s'homogénéiser entre l'amont et l'aval, avec des vitesses de rétraction plus importantes à l'aval.

Puis à partir de 1950, le milieu se stabilise, les méandres contraints par les digues n'évoluent plus et la rétraction du chenal se stabilise. Quelles est la source de cette stabilisation du système ? Est-ce que le Petit Rhône a atteint un équilibre dynamique ? Est-il fixé par les digues ? Ou bien, est-ce que des facteurs externes, comme les modifications des apports sédimentaires ou du régime des crues, ont provoqué une stabilisation ?

L'apport de la comparaison en 3D du chenal entre 1876 et 2004, puis l'analyse des circonstances de la formation des brèches sur le Petit Rhône et de l'impact d'une crue exceptionnelle dans le chenal vont apporter des éléments de réponse à ces questions.

5.2. Evolution 3D du chenal

Arnaud-Fassetta (1998) a montré, à partir de la comparaison de profils longitudinaux levés en 1895, 1969 et 1995, une érosion forte mais disparate du plancher alluvial. Il interprète ses résultats en termes de transfert en relai, avec une érosion préférentielle des seuils et des accumulations temporaires dans les mouilles. L'érosion est importante sur la partie amont du système entre 1895 et 1969, où le déficit sédimentaire total est de 1.0 10^6 m^3 (10.3 10^3 m^3 an^{-1}). Cette tendance se prolonge et s'aggrave au cours de la période suivante (1969-1995), avec un déficit sédimentaire de 1.9 10^6 m^3 (74.4 10^3 m^3 an^{-1}) à l'amont et une tendance accrue à l'incision à l'aval. L'enfoncement moyen est de 2.7 m, avec une érosion maximale locale de 10.4 m (Figure 86).

Ces résultats sont en partie contradictoires avec l'étude 2D menée précédemment, puisqu'ils montrent une accélération des changements dans la seconde partie du XXe siècle.

Cependant, ces données sont calculées uniquement à partir du profil en long (mesuré sur le linéaire du talweg), qui n'est pas représentatif, puisqu'il ne tient pas compte du rétrécissement latéral du chenal déjà mis en évidence ci-dessus.

L'analyse et la comparaison des MNT de 1876 et de 2004 vont permettre de compléter et d'affiner ces résultats.

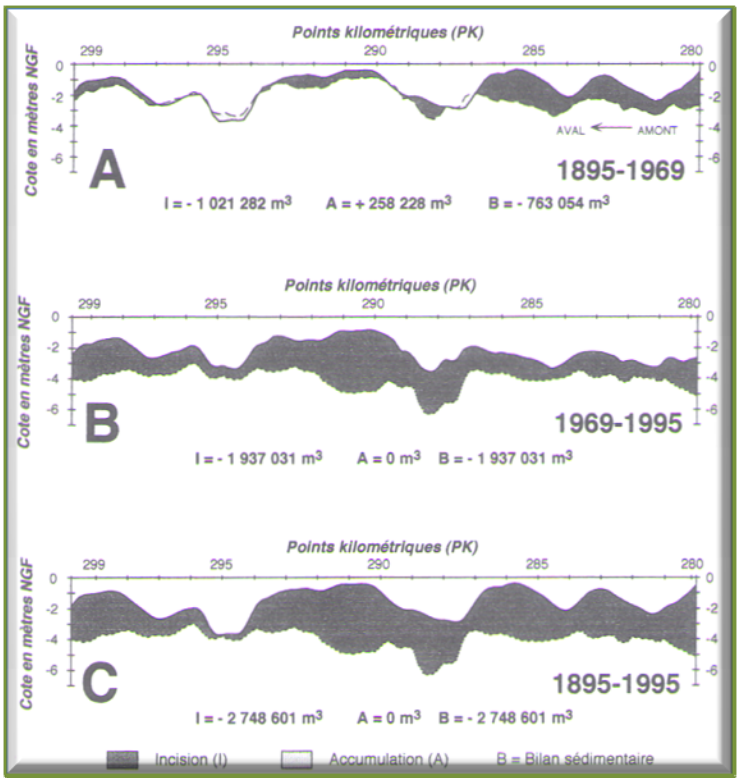


Figure 86 : Evolution bathymétrique de l'amont du Petit Rhône à partir du profil en long entre 1895 et 1995 (Arnaud Fassetta, 1998)

5.2.1. Morphologie du chenal en 1876 et en 2004

En 1876, le Petit Rhône est un chenal unique, avec un seul bras secondaire visible à l'aval entre les PK 325 et 326, en rive gauche, sur la partie convexe du méandre. Ce chenal de

faible profondeur (pas d'isobathes inférieures au mètre) mesure 1 200 m de long et isole l'Ile de Sainte Joséphine où est construit le Mas de l'Ilon toujours présent sur les cartes de 2005.

L'organisation de la répartition seuils/mouilles et la morphologie du chenal montrent une distinction entre l'amont et l'aval, de part et d'autre du PK 300 :

- A l'amont, de la diffluence au PK 300, le chenal est relativement homogène, quasi rectiligne (I_s 1.3), avec une profondeur variant entre 1 et 6 m (de 7.4 à 2.6 m NGF). Les mouilles, peu profondes et de grande amplitude, se localisent principalement en rive concave dans les sections étroites (PK 283.5 à 284.5, 288 à 289.5, 292 à 293.5 et 295 à 296). Les seuils s'inscrivent dans les parties les plus linéaires du chenal et sont généralement associés à des atterrissements, notamment au PK 285 et du PK 298 au 299, avec l'apparition d'une île au DCE. Un dernier seuil moins marqué (entre 1 et 2 m) est présent entre les PK 293 et 294.

- Sur la partie aval, du PK 300 à l'embouchure, le chenal est plus profond (entre 2 et 9 m dans l'axe d'écoulement). Le profil en long est également plus chaotique avec une répartition seuils/mouilles plus dense qu'à l'amont en raison de la sinuosité. Les mouilles, profondes de 6 à 9 m, sont également situées dans la concavité des méandres et dans les secteurs de resserrement du chenal : 14 sont recensées, d'amplitudes variables. Les seuils les plus importants sont, eux, comme sur la partie amont, situés dans les secteurs rectilignes les plus larges.

En 1876, avant les principaux aménagements, le chenal du Petit Rhône présente donc une morphologie hétérogène, avec une forte différentiation entre l'amont et l'aval du PK 300.

En 2004, le Petit Rhône est aménagé et dragué pour la navigation depuis une trentaine d'années jusqu'au PK 300. Après la crue de 2003, une topobathymétrie a été levée par les VNF pour quantifier l'impact de l'événement sur la morphologie du chenal jusqu'à l'embouchure.

Dans la partie amont, la profondeur est maintenue artificiellement à 3 m minimum dans le chenal navigable pour permettre le passage des péniches jusqu'à l'écluse de Saint Gilles. Le chenal montre une alternance de seuils et de mouilles profondes. Les mouilles les plus profondes (de -12 à -5 m) se trouvent entre la diffluence et le PK 283, puis du PK 288.5 à 289 (aval du Pont de l'autoroute) et enfin entre les PK 295 et 295.5 (aval du pont de la voie ferrée). En dehors de ces secteurs profonds, l'aménagement du chenal (dragages, panneaux de fond) empêche la formation de seuils et la profondeur est assez régulière, variant entre 3 et 5 m.

A partir de l'écluse de Saint Gilles, le Petit Rhône n'est plus classé comme navigable, aucun aménagement ne permet plus de maintenir la profondeur minimale pour la navigation. Jusqu'à la mer, il y a dans les méandres une alternance de seuils et de mouilles profondes. Les mouilles (PK 314.7, 318, 324 et 325) sont profondes de -14 à -16 m, la plus profonde se situant au PK 322 (Pont de Sylvéréal) à -18 m NGF. Les seuils sont bien marqués (inférieurs à 1 m de profondeur). A l'aval du PK 329.5, débute le méandre ombiliqué, à partir duquel la profondeur reste inférieure à -6 m jusqu'à l'embouchure. La ligne de talweg se projette en rive concave dans toutes les sinuosités, notamment sur $M_{contraint}$ du PK 334 au PK 335, où elle longe la digue de protection contre les inondations.

La superposition des MNT issus de ces deux bathymétries va donc permettre de quantifier l'évolution du chenal entre les deux dates.

5.2.2. Evolutions du chenal

La comparaison des bathymétries levées en 1876 et 2004 donne une image des mutations morphologiques du chenal et permet une quantification des volumes érodés et déposés. Malgré l'absence de données sur les berges, ces résultats apportent une information précise sur le fonctionnement du chenal.

Les divagations ne sont pas négligeables et en de nombreux points, surtout à l'aval du PK 320, les Petit Rhône de 1876 et 2004 empruntent un chenal différent. Afin d'intégrer ces secteurs dans les calculs, bien que la topographie des berges n'ait pas été relevée en 1876, une topographie fictive de la zone intradigues a été déterminée à 0 m NGF puis intégrée aux MNT de 1876 et de 2004. Cet ajout d'information ne permet pas de quantifier la morphogenèse sur les berges du chenal, mais offre la possibilité de quantifier de manière plus précise les mutations du chenal dans les secteurs où le chenal de 1876 et celui de 2004 ne sont pas superposés.

Il est ainsi possible de proposer un bilan général de l'évolution du Petit Rhône. Depuis 150 ans, les volumes érodés représentent 9.7 10^6 m^3, les accumulations sont de 4.0 10^6 m^3, soit un bilan négatif de 5.7 10^6 m^3. Ces volumes ne concernent que le chenal et n'intègrent pas une éventuelle accrétion des berges.

Sur la partie amont, les aménagements favorisent l'érosion du plancher alluvial, pour le maintien de la navigation. Depuis 150 ans, 3.9 10^6 m^3 ont été érodés (Figure 87), principalement sur le fond de la partie navigable du chenal, là où des seuils limitant la navigation en 1876 (PK 285, 293-294 et 298-299) ont été supprimés. Les dépôts sédimentaires sont minimes (0.9 10^6 m^3) et se concentrent en deux points : d'une part sur les bords du chenal, dont ils réduisent la largeur ; d'autre part, dans les anciennes mouilles, qu'ils colmatent sur des épaisseurs de 2 m au maximum (PK 288). Le bilan global entre la diffluence et le PK 300 est donc de -3.0 10^6 m^3. Il faut remarquer cependant que depuis la mise en place de l'écluse de Saint Gilles, le chenal est régulièrement dragué (volumes non quantifiés d'après VNF) : il existe donc une difficulté d'interprétation dans ce tronçon.

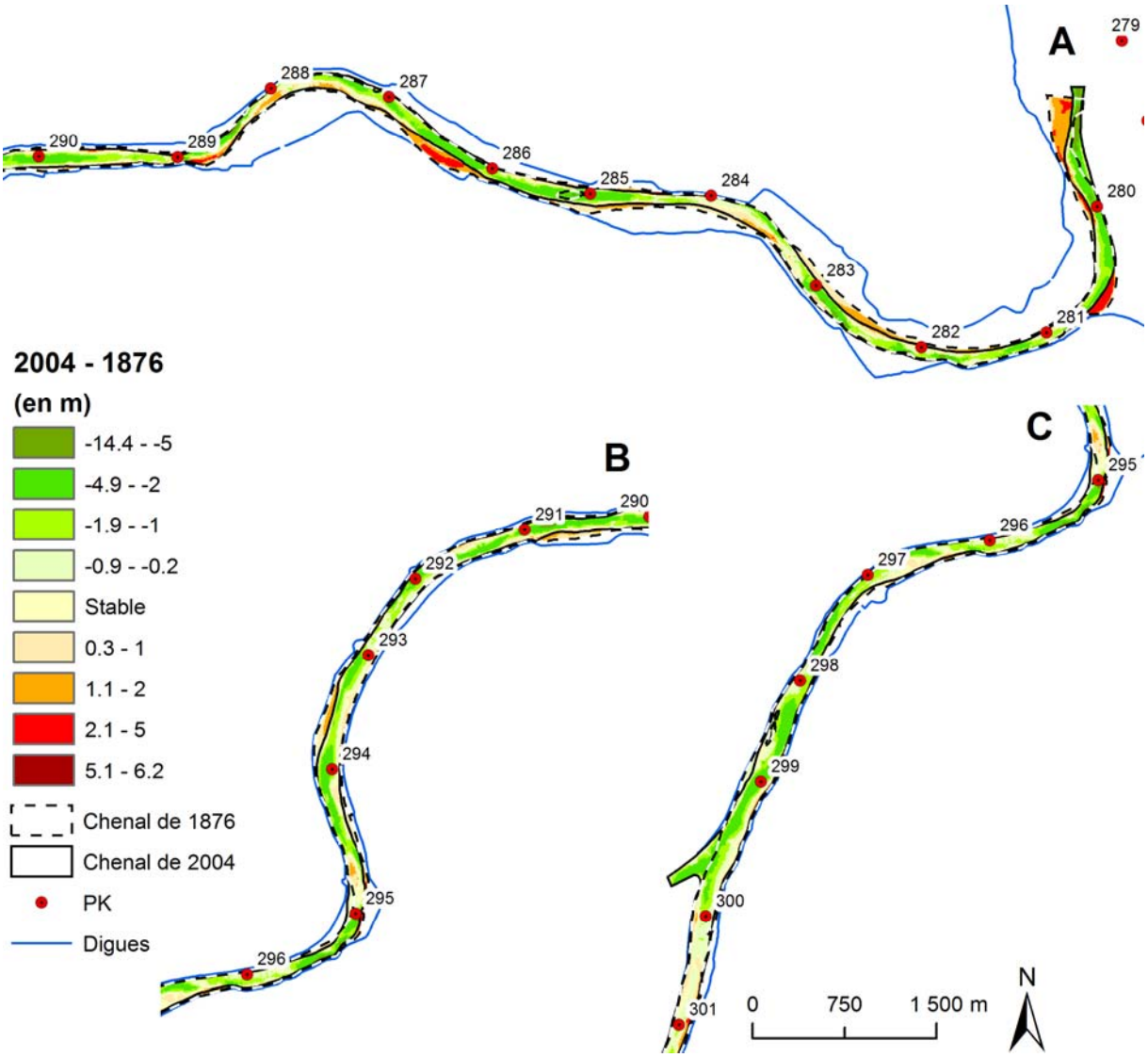


Figure 87 : Evolution topographique du Petit Rhône entre 1876 et 2004 sur la partie amont depuis la diffluence jusqu'au PK 300

Sur la partie aval, le bilan sédimentaire suit la même tendance, mais dans des proportions moins importantes ; l'érosion est de 5.8 10^6 m^3, l'accumulation de 3.1 10^6 m^3 (bilan de -2.7 10^6 m^3). La répartition de ces volumes accumulés ou érodés montre deux types de fonctionnement différents (Figure 88), avec un changement du type de morphogenèse au PK 329 :

En amont de ce point, la position du chenal entre 1876 et 2004 n'évolue pas (si ce n'est le rétrécissement déjà mis en évidence). Le différentiel montre une évolution topographique très contrastée. L'accumulation sur les seuils atteint 2 m aux PK 310, 315.5 et 319, en opposition avec le fonctionnement des mouilles qui se creusent généralement de plus de 5 m (PK 302.8, 313.5, 318.2) et localement jusqu'à 12 m (PK 314.6, 322 et 324). Le bilan sédimentaire de ce secteur est négatif, avec 1.7 10^6 m^3 d'accumulation et 2.6 10^6 m^3 d'érosion (bilan -1.0 10^6 m^3).

A l'aval du PK 329 et jusqu'à l'embouchure, le chenal a un espace de liberté plus important du fait de l'absence de digues à partir du PK 331 en rive gauche. Entre 1876 et 2004 le chenal s'est donc déplacé dans cet espace, et en 2004, il n'a plus la même

morphologie qu'en 1876, comme l'a montré l'analyse de la divagation du méandre aval. Le bilan sédimentaire reste négatif, mais est moins important (1.7 10^6 m^3) et correspond à un enfoncement du talweg, qui passe de -7 m à -10 m (3.2 10^6 m^3 d'érosion et 1.4 10^6 m^3 d'accumulation).

Afin d'être comparés entre eux, ces résultats sont ramenés à une valeur d'érosion par kilomètre sur chacun des trois secteurs. Le bilan érosif est de 0.15 10^6 m^3 km^{-1} à l'amont, de 0.03 10^6 m^3 km^{-1} entre les PK 300 et 329 et de 0.22 10^6 m^3 km^{-1} de l'aval du PK 329 jusqu'à l'embouchure. Donc les mutations du système sont plus importantes à l'aval dans le secteur ou le chenal peut divaguer librement en rive droite, puis sur le secteur amont aménagé pour la navigation qui subit des dragages permanents. Par contre entre les PK 300 et 329, le Petit Rhône évolue dans des proportions moins importantes. C'est aussi l'endroit où le bilan des différents apports sédimentaires et de l'érosion est proche de zéro. Il est possible de penser que dans ce secteur, le chenal a acquis un équilibre dynamique qui a assimilé l'impact des digues de protection.

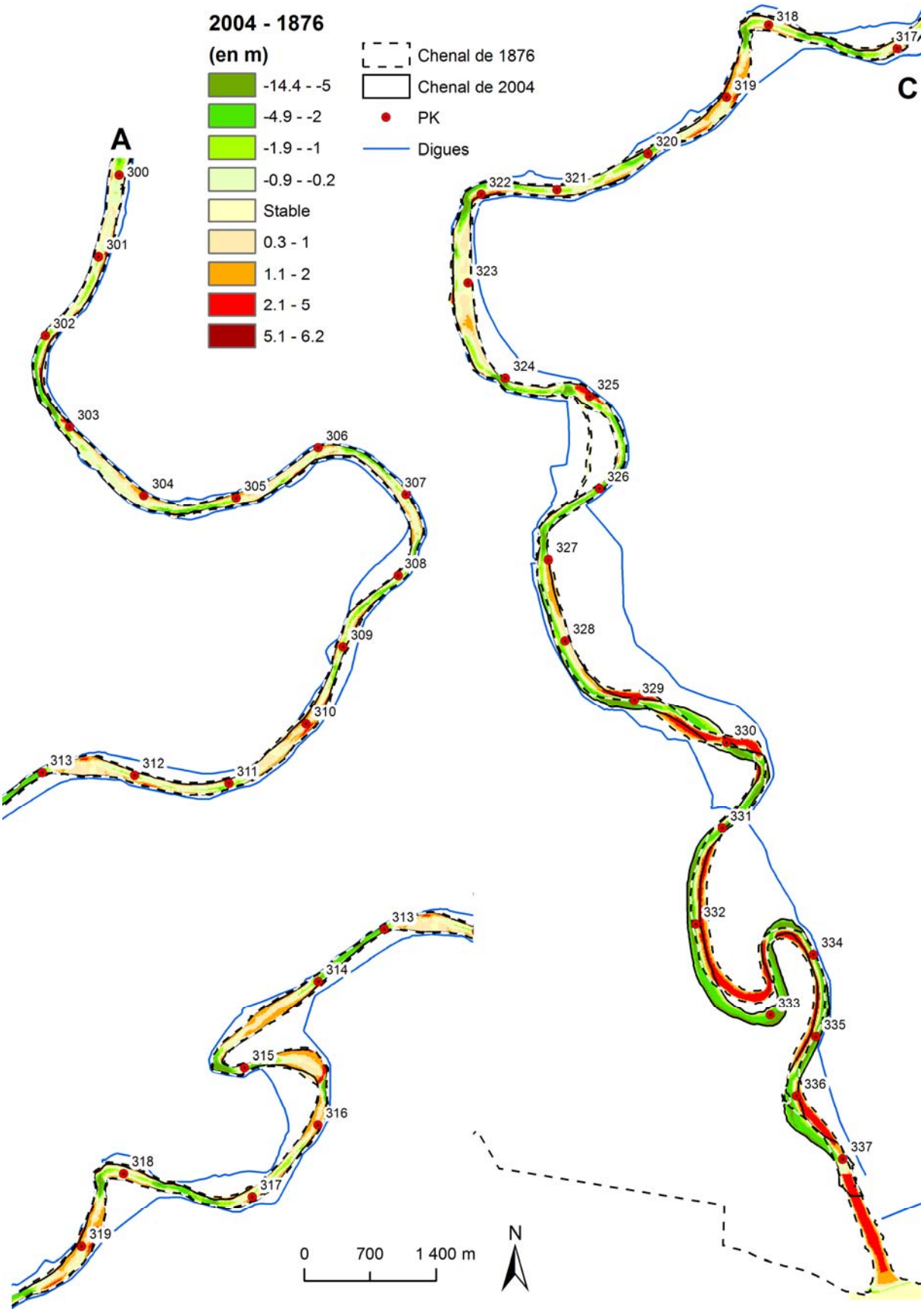


Figure 88 : Evolution topographique du Petit Rhône entre 1876 et 2004 sur la partie amont depuis le PK 300 jusqu'à l'embouchure

5.2.3. Interprétation, conclusion

Entre 1876 et 2004, le chenal du Petit Rhône est globalement en érosion, en accord ave les résultats d'Arnaud-Fassetta (1998) ; mais les valeurs sont plus importantes que ne l'annonçait cet auteur (5.7 10^6 m^3 au lieu de 2.7 10^6 m^3) ; l'analyse, sous MNT, est certainement plus précise que les profils en long utilisés par cet auteur, puisqu'elle permet de prendre en compte le fonctionnement global du chenal. Seront discutés ici, la sectorisation du bras, puis ses relations avec le Rhône (amont) et avec le littoral (aval)

5.2.3.1. Sectorisation du fonctionnement du Petit Rhône

Cette évolution est différente dans l'espace :

A l'amont (de la diffluence au PK 300), les panneaux de fond favorisent l'érosion dans l'axe du plancher alluvial du chenal par concentration des flux, ainsi que des atterrissements en pied de berges. Positionnés dans les zones de seuils, dont ils ont provoqué ou accéléré l'érosion, ils facilitent le colmatage des mouilles à l'aval. A ces aménagements s'ajoutent des dragages fréquents qui maintiennent le tirant d'eau à 3 m pour la navigation. Donc une partie des 3 10^6 m^3 soustraits au système amont date de la deuxième moitié du XXe siècle. La partie du bras délivre 3 10^6 m^3 vers l'aval.

En aval de l'écluse de Saint Gilles jusqu'au PK 329, le chenal n'est plus aménagé, mais les digues de protection contre les inondations persistent. Dans ce milieu laissé à l'état « naturel », le chenal fonctionne selon les lois naturelles de l'hydrodynamique : il se colmate au niveau des seuils, alors que l'incision s'amplifie dans les mouilles déjà présentes en 1876. L'analyse 2D montre une stabilisation de la largeur du chenal dans la deuxième moitié du XXe siècle. Les pertes sédimentaires ont donc majoritairement eu lieu entre 1876 et 1950. Le bilan du transit est de 4 10^6 m^3 vers l'aval

A l'aval du PK 329, la digue de rive droite disparaît et le chenal retrouve un espace de liberté plus important, les méandres évoluant tant qu'ils ne sont pas bloqués par la digue de rive gauche. Donc l'érosion du système, continue sur toute la période d'étude, est ici aussi plus importante lors de la phase de mobilité des méandres.

La Figure 89 résume l'évolution morphologique du Petit Rhône. Depuis 150 ans, c'est 5.7 10^6 m^3 qui ont était soustrait au chenal et exportés au delà de l'embouchure.

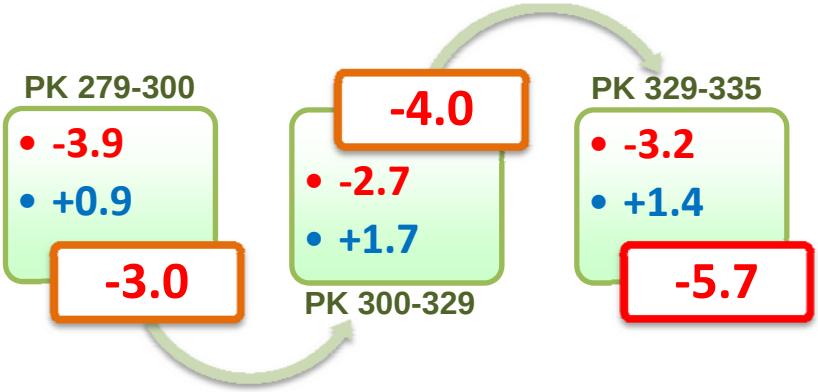


Figure 89 : Evolution du chenal du Petit Rhône par secteurs entre 1876 et 2004 (en 10^6 m^3)

Ces résultats ne tiennent pas compte du fonctionnement des berges ; les observations de terrains, complétées de l'étude des cartes anciennes, montrent que les ouvrages de protection des berges (perrés et enrochements), visibles sur l'Atlas des P&C en 1876, sont à l'heure actuelle ensevelis dans les berges et ne sont mis à jours que par des arrachements quand des arbres sont emportés dans le flux (visible à l'entrée du Petit Rhône en rive gauche) ou lors de travaux d'entretiens (Photo 1). Ce constat confirme l'accrétion verticale et latérale des berges. Il est cependant possible que cette tendance soit en train de s'inverser : les données topographiques acquises par système FliMap en 2006 montrent que 43% des berges du Petit Rhône sont en érosion, après une longue période d'engraissement par rétraction du chenal jusque dans les années 1950. Une étude réalisée par Wiederkehr (2006) sur la partie amont du chenal a montré qu'actuellement 43% des berges sont en érosion, 34% accumulent des sédiments et 22% ont un comportement mixte d'accumulation en sommet de berge et d'érosion en pied ().

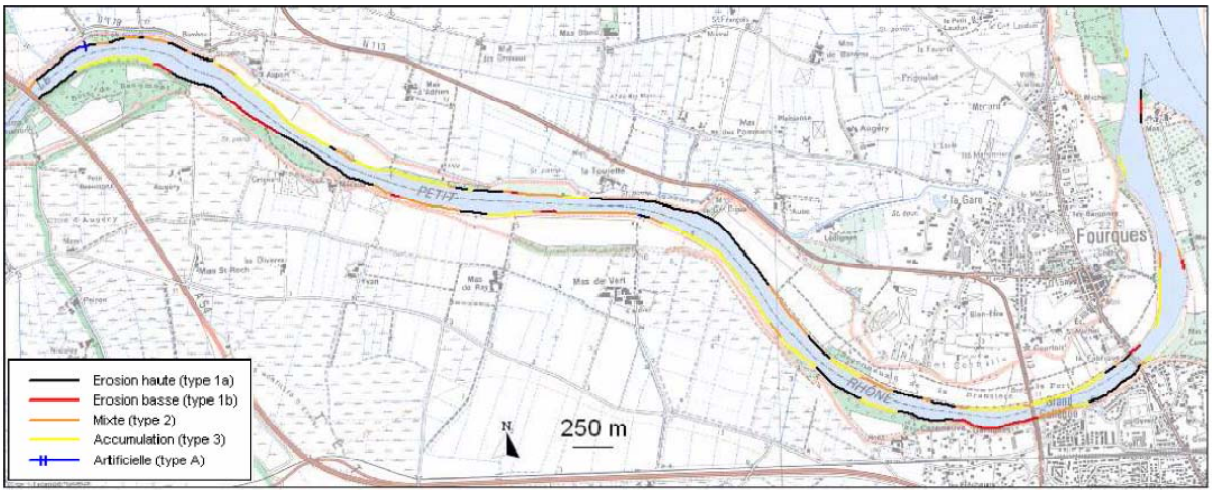


Figure 90 : Typologie des berges du Petit Rhône à partir des données FliMap (Wiederkehr, 2006)

Le bilan globalement négatif du chenal, révélateur d'une tendance longue à l'incision, est un facteur de déstabilisation des berges. Un de ses effets est la multiplication des brèches depuis 150 ans. Ce point sera développé ci-dessous. Il peut s'agir de brèches par renard liées à la fragilisation des berges ou de brèches par surverses, en relation avec l'existence de stockages locaux qui diminuent la débitance. Le Petit Rhône est, donc, actuellement un milieu difficile à gérer du fait de sa forte hétérogénéité.

5.2.3.2. Relations sédimentaires du Petit Rhône avec le Rhône

Entre Beaucaire et Arles, l'incision du chenal délivre 10.2 10^6 m^3 sur les 150 ans de l'étude. Les sédiments remaniés en amont de la diffluence entre 30 et 52 mm. Cette granulométrie est très différente de celle prélevée dans le Petit Rhône. En effet 27 transects ont été échantillonnés au cours de cette recherche, pour différents débits, de l'étiage à la crue annuelle (Capanni, 2006). Les résultats des analyses granulométriques montrent que le grain moyen est situé entre 0.4 et 0.6 mm donc les 0.9 10^6 m^3 déposés sur le secteur amont du Petit Rhône proviennent d'apports en suspension, issus du bassin versant mais également de la remobilisation des berges sur le Rhône et le Petit Rhône lui-même.

Sur la partie non aménagée pour la navigation, l'incision du chenal est moins importante et les dépôts sédimentaires plus importants que sur le tronçon amont. Ce dernier a délivré 3.0 10^6 m^3, qui arrivent dans un tronçon où l'hydrodynamique est moins important, puisque

dépourvu de panneaux de fond. Néanmoins, le bilan global négatif (1.0 10^6 m^3) montre que ce tronçon à laisser transiter 4.0 10^6 m^3.

5.2.3.3. Du Petit Rhône au littoral deltaïque

Sabatier (2006) et Samat (2007) ont montré que le transit littoral dominant s'effectuait vers l'Ouest et nourrissait la croissance de la Pointe de l'Espiguette. Une partie plus modeste des sédiments est orientée vers l'Est et participe au colmatage du Golfe de Beauduc. Les sables des plages ont un grain moyen variant entre 0.16 et 0.22 mm sur la zone médio à supralittorale, la plus énergique, de 0.12 à 0.18 mm sur la zone infralittorale (entre -6 et -10 m de fond). Seule la fraction la plus fine des apports du Petit Rhône est donc dispersée sur le trait de côte, les sables les plus grossiers restant piégés sur les plages les plus proches de l'embouchure.

Au final, le Petit Rhône a apporté à son embouchure 5.7.10 m^3 depuis 1876, soit 0.04 m^3 an^{-1}. Sabatier (2001) a montré que le transit littoral était de 0.3 à 0.7 10^6 m^3 an^{-1} vers l'Espiguette et de 0.1 à 0.3 10^6 m^3 an^{-1} vers Beauduc. Les apports du Petit Rhône sont donc négligeables dans cette dynamique. Ce constat explique le recul important du littoral dans ce secteur (environ 1 km depuis un siècle).

Soulignons enfin que pendant les crues, le Petit Rhône est soumis à des brèches récurrentes dans les digues de protection. Ces dernières favorisent l'export des sédiments dans la plaine d'inondation au dépend du littoral. En 2003, deux brèches, à Petit Argence et Claire Farine, ont exporté respectivement 0.25 et 0.13 10^6 m^3 de sédiments fins, essentiellement sableux (Eyrolle *et al.*, 2006; Antonelli *et al.*, 2008). soit 10 fois plus que les apports moyens à l'embouchure de l'érosion des berges du Petit Rhône en une année.

L'apparition des brèches répétées dans les berges et les digues du Petit Rhône, pendant les crues qui véhiculent 80% du flux sédimentaire (Maillet, 2005), peut donc être une des raison du recul du trait de côte. L'analyse des facteurs de création des brèches sur le Petit Rhône va participer à une réflexion sur les méthodes à mettre en œuvre pour lutter contre leur apparition. Ainsi, une plus grande partie du flux solide arriverait à l'embouchure et les zones en aval des digues seraient préservées de toutes inondations.

5.3. Les brèches

La réduction importante de la pente du profil en long, à partir de la diffluence, induit un fonctionnement caractéristique des bras fluviaux en milieu deltaïque, caractérisé par le méandrage et l'apparition fréquente de brèches. Ces processus ont affecté tous les anciens bras historiques du delta (Rhône de Saint-Ferréol, d'Ulmet, du Grand Passon et du Bras de Fer). Ils ont été décrits par L'Homer (1987), puis Arnaud-Fassetta (1998), comme les indices d'une tendance à l'instabilité, en relation avec des crises hydrosédimentaires, une tendance au colmatage du chenal ou une variation positive accélérée du niveau marin. Ils « préparent » généralement une avulsion naturelle (Schumm, 1977; Schumm, 1981).

Sur le Petit Rhône actuel, ce fonctionnement naturel a existé au cours des siècles précédents comme le montrent les dépôts sablo-limoneux orientés et les traces de paléochenaux, relevées sur la carte géologique qui localise les anciens cônes d'épandage de brèches, mais les aménagements perturbent ce fonctionnement naturel du fleuve. Depuis le XIXe siècle, les fortes crues ont toujours créé de nouvelles brèches ou rouvert les anciennes (Mejean, 2007). Ce fut encore le cas en 1993-94, puis en 2003. Lors de ce dernier épisode, les digues ont cédé sur deux secteurs, causant la submersion de la Plaine de Fourques et de la Petite Camargue.

Quel est l'impact des facteurs naturels, des aménagements et de leurs faiblesses géotechniques dans l'apparition des brèches ? Le croisement des données historiques avec la localisation des berges et les différents paramètres géomorphologiques du milieu permet d'analyser les facteurs favorables à la création des brèches pendant les crues et de constituer les bases d'une détermination de sensibilité des digues du Petit Rhône à la création des brèches. Après un rappel de la typologie usuelle des brèches, une description des principales brèches qui ont affecté les berges du Petit Rhône, une recherche des facteurs de leur apparition sera mise en place.

5.3.1. Typologie usuelle des brèches

Il existe deux principaux facteurs pouvant provoquer une rupture de digue : les caractéristiques géotechniques de la digue et les formes de l'écoulement. Fauchard et Mériaux (2004) ont dressé une typologie des brèches en fonction de ces caractéristiques. Ainsi, en ce qui concerne les brèches du Petit Rhône, il est possible de distinguer :

- Les brèches liées aux caractéristiques géotechniques de la digue. Plusieurs facteurs sont importants : la lithologie de la berge et de la digue, leur position par rapport au chenal et le profil en travers du chenal dans le cas d'une digue très proche de la berge. Sur le Petit Rhône, les digues sont constituées de matériaux prélevés à proximité. Il s'agit dans la majorité des cas de sols limono-sableux de perméabilité moyenne à assez élevée, sensibles à l'érosion et au creusement de terriers. Certaines sont plus sableuses, donc soumises à une forte érosion avec un risque de rupture encore plus élevé (Richard, 2007). Par ailleurs les ouvrages sont souvent proches du chenal (moins de 50 m) et sont donc sensibles à tout désordre naturel apparu dans le talus. Deux types de ruptures sont alors possibles :

    - La rupture par affaissement se produit lorsque les caractéristiques des sols de fondation ou celles des matériaux constituant la digue se dégradent au point de ne plus supporter les contraintes hydrauliques et/ou apportées par la masse de l'ouvrage. L'affaissement peut également être lié à une forte densité de terriers, dont principalement les ragondins en Camargue.

    - La rupture par glissement est observée lorsque la digue est déstabilisée par des travaux de terrassement excessifs effectués au pied de la digue (sape), tels que creusement de fossés et curage systématique, gain d'emprise en pied de la digue en vue d'améliorer la circulation des engins agricoles, talutage et raidissement du talus. Sur le Petit Rhône ce phénomène peut se produire quand la digue et la berge du chenal sont confondues. Le Rhône en incision affouille le pied de la digue et la déstabilise.

- Les brèches liées à l'écoulement hydraulique, qui se divisent également en deux catégories :

    - Les brèches par surverse sont provoquées par érosion régressive en aval de l'ouvrage après débordement. Elles sont contraintes par la vitesse d'écoulement du fluide sur la crête, le talus aval de la digue et la densité du flux (conditions limites de charriage, de suspension). Ce cas apparaît lors d'une crue, si les capacités d'évacuation du chenal (débitance) ne sont pas suffisantes. Généralement, dès le début du déversement, une érosion régressive du talus aval conduit à une rupture de la digue sous la poussée hydraulique. Il peut également se produire une rupture de la digue par poussée hydraulique excessive liée à un niveau d'eau exceptionnellement élevé.

    - Les brèches par érosion interne ou renard se produisent lorsqu'apparaissent des écoulements à travers la digue. Ceux-ci sont définis par la charge sur l'orifice (en général, terriers, discontinuités, canalisations), le temps de submersion et les caractéristiques du

cheminement de l'orifice dans la digue (diamètre et cote de l'orifice, longueur estimée en fonction de la largeur de l'endiguement pour les terriers, perméabilité, densité et cohésion), qui déterminent une vitesse d'écoulement dans l'orifice, génératrice d'entraînement de matériaux. La rupture de l'ouvrage, suite à un renard, peut survenir principalement dans trois cas de façon indépendante ou combinée. Si la nappe présente dans le corps de la digue (provoquée par une crue durable) vient recouper le talus aval, un écoulement interne se met en place entraînant les particules de sol, en commençant par les plus fines : il se crée alors un cheminement préférentiel et l'écoulement en s'amplifiant peut conduire à la formation d'une brèche. Cet axe d'écoulement peut également être déjà présent dans le cœur de la digue sous la forme de terriers, de galeries ou de racines dépérissantes. Enfin, l'écoulement interne peut se constituer à partir d'aménagements traversant le corps de la digue ou de prises d'eau. Un dernier cas correspond à la limite de travaux de réparation dans la digue. Dans tous les cas la rupture de l'ouvrage peut se faire de manière brutale.

L'analyse des données des crues de 1993 et 1994 montre que la totalité des désordres pour ces deux événements (7 et 2 brèches en 1993 et 1994) s'est produite suite à la création de renards hydrauliques, au niveau de conduites traversantes ou de terriers non détruits (Cete-Méditerranée. et CEMAGREF, 2004). Par contre aucune information n'est disponible sur la typologie des brèches plus anciennes.

L'inspection visuelle des digues par le Cemagref, le SYMADREM et le CEREGE en 2006 sur un linéaire de deux kilomètres dans le cadre de la validation des données topographiques fournies par le système FliMap à permis de mettre en évidence un grand nombre de désordre dans la digue de protection contre les inondations en rive droite du Petit Rhône du PK 285.5 au PK 287.5 (Clement et al., 2006). D'après les informations des gardes digues du SYMADREM, l'ensemble des digues du Petit Rhône est dans un état similaire : terriers d'animaux fouisseurs, traversées de conduites ou de réseaux divers enterrés, création de chemins d'exploitation en pied de digue et de labours profonds, stations de pompages aux conduites traversantes, arbres anciens déstabilisés et emportés par les flots à la suite de vents violents ou de crues.

La cartographie des brèches historiques récentes du delta du Rhône a été effectuée par Mejean en 2007 pour le compte du SYMADREM. Les brèches sont décrites à partir du XIXe siècle sur la base des cartes anciennes (archives départementales du Vaucluse et des Bouches du Rhône) et des données disponibles dans les archives du SYMADREM et du Parc Naturel Régional de Camargue (PNRC). Des brèches ont également été cartographiées en croisant des visites de terrains à la toponymie des lieux (Mejean, 2007).

Vingt-huit brèches ont été identifiées sur le Petit Rhône survenues lors des crues de 1840 à 2003 (Figure 91), dont cinq brèches supposées qu'il n'a pas été possible de dater et de confirmer (mises en évidence indirectement par le décrochage du linéaire de l'ouvrage, typique d'une reconstruction post brèche). Sur les vingt-trois brèches datées et répertoriées, plus de la moitié (douze) sont survenues depuis la recrudescence des fortes crues dans les années 1990, les onze autres datant des crues de 1840 à 1856. Ainsi, entre 1856 et 1993, aucune brèche n'est recensée sur le Petit Rhône. Le confortement des digues du Petit Rhône a été terminé en 1869 ; or entre 1869 et 1993, il existe au moins deux événements hydrologiques comparables à la crue de 1993 (1886 et 1936, Figure 10) : donc faute d'un

entretien régulier, la durée de vie d'une digue de protection contre les inondations dans le delta du Rhône ne dépasse vraisemblablement pas 90 ans.

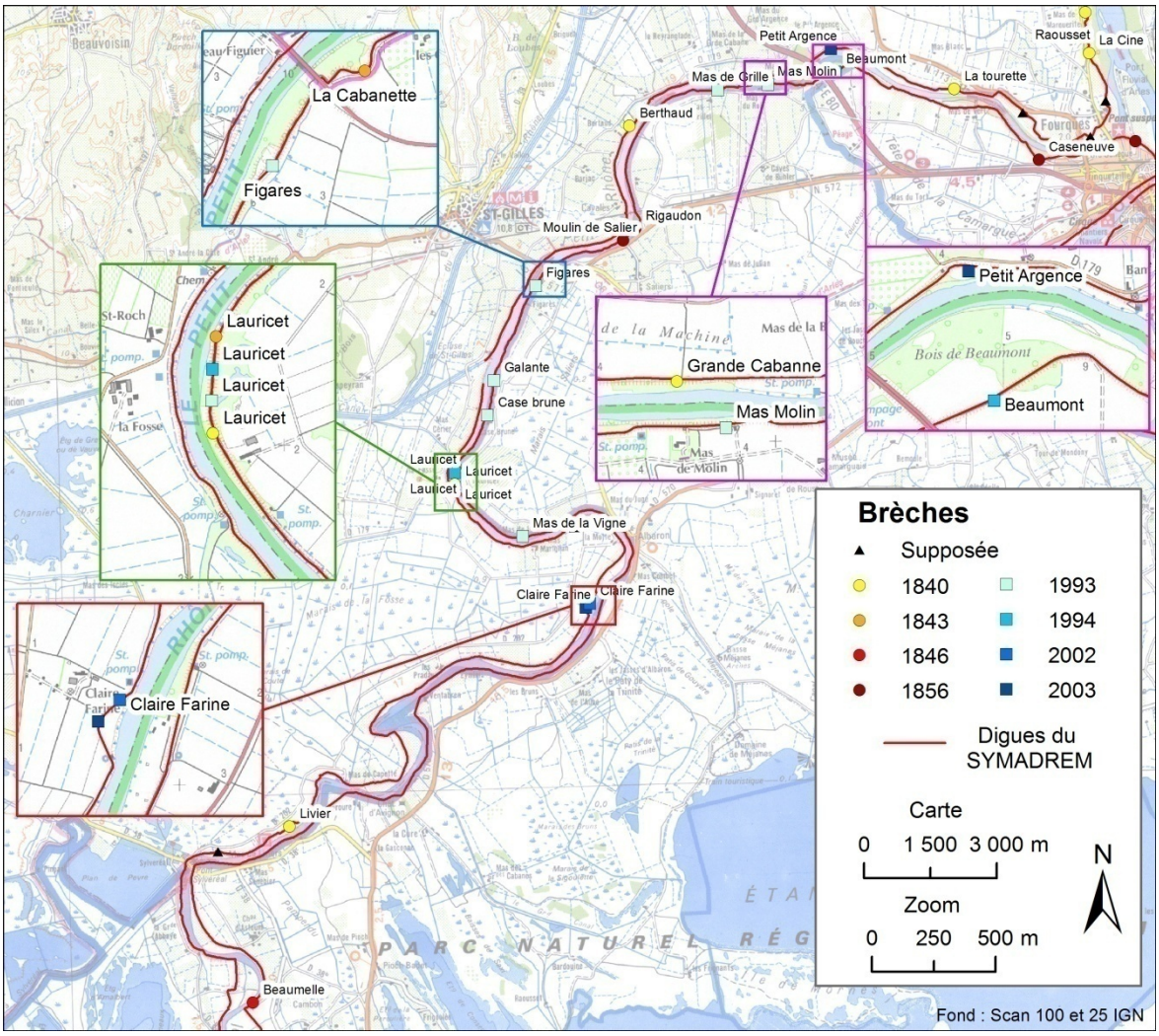


Figure 91 : Localisation des brèches du Petit Rhône depuis le XIXe siècle

La spatialisation des vingt-trois brèches datées met en évidence leur réapparition fréquente sur des sites déjà touchés par le passé, où la restauration de l'ouvrage n'a sûrement pas eu les qualités suffisantes pour maintenir l'étanchéité de la digue (en particulier à la jonction entre la partie restaurée et la partie historique de l'ouvrage). Le site du Lauricet, en rive gauche, où des ruptures de la digue sont identifiées en 1840, 1843, 1993 puis 1994, illustre bien ce fonctionnement. La brèche de Petit Argence en 2003 appartient également à cette catégorie : il s'agit d'une brèche par surverse, mais la construction du Pont de l'autoroute (A54) qui a réduit la section d'écoulement entre les digues, a pu provoquer une surélévation de la ligne d'eau amont et donc la surverse. Dans cette nouvelle configuration c'est donc une zone qui favorisera l'apparition de brèches.

5.3.2. Méthode d'analyse des brèches du Petit Rhône

L'analyse des modalités de formation des brèches, s'appuie sur la typologie des études antérieures et sur la banque de connaissance du SYMADREM (Cete-Méditerranée. et CEMAGREF, 2004; Mejean, 2007).

Trois types de facteurs déclenchant la mise en place d'une brèche sont retenus :

- Les facteurs topographiques ou morphologiques
- L'évolution morphologique de chaque secteur
- La nature lithologique des berges et du substrat des ouvrages

Les facteurs topographiques ou morphologiques sont déterminés à partir du SIG historique et des MNT. Les caractères de l'espace intradigues (largeur totale du profil, distance entre la berge et la brèche) ont été mesurés à partir de la carte IGN. Dans les zones où une brèche a induit la reconstruction de la digue en arrière de sa position originelle (exemple de la Cabanette), la distance est mesurée par rapport à une ligne droite qui prolonge la digue en amont et en aval de la brèche. La distance entre la berge et la digue va jouer un rôle dans le cas où la berge et la digue sont assez proches et où le chenal va pouvoir éroder et déstabiliser les bases de l'ouvrage ; cette observation est donc à mettre également en relation avec la forme du chenal.

Le positionnement de la brèche sur le linéaire (section rectiligne, rive concave ou convexe) est également un facteur important. Les rives concaves sont classiquement exposées à l'érosion et donc une digue de rive concave est soumise à une pression hydraulique plus importante ; de plus en période de crue, sous l'effet de la force centrifuge, le niveau de la ligne d'eau sera toujours plus élevé en rive concave qu'en rive convexe.

Les données sur le chenal sont acquises pour le XIXe siècle à partir du MNT de 1876. Pour les brèches plus récentes, jusqu'au PK 300, c'est le MNT de 2001 qui est utilisé, puis en aval c'est celui de 2004. On prend en compte la largeur, en soi et par rapport à la totalité du profil, la profondeur maximum et la forme du chenal. La largeur et la profondeur sont des facteurs simples à mettre en œuvre pour déterminer l'espace disponible pour l'écoulement. La forme du chenal peut contribuer à déterminer si l'érosion de la berge (ou de la digue) peut être partiellement à l'origine de la brèche.

L'inconvénient de toutes ces mesures réside dans le fait que ce sont des états du milieu après la création des brèches et que le système porte donc la marque de l'impact de la brèche. Ce n'est pas le cas pour la brèche de Petit Argence en 2003, dont la bathymétrie de 2001 donne un état avant la crue.

L'évolution sur le long terme est appréciée par l'analyse du différentiel bathymétrique, entre 1876 et 2004, qui permet de dégager une tendance de l'évolution du chenal au niveau de la rupture de la digue. Une zone de rétraction ou de colmatage du chenal va diminuer la superficie potentielle de l'écoulement et provoquer une surélévation de la ligne d'eau. En contrepartie une rétraction du chenal signifie une accrétion de la berge et donc une protection de cette dernière.

Enfin, la nature du substrat est connue par les observations de terrain et les cartes géologiques (Figure 92). La majeure partie du linéaire du fleuve s'inscrit dans d'anciennes levées fluviatiles limono-sableuses (F_ZR). Mais quatre secteurs correspondent à des épandages sableux ($F_{Z4}R$) qui évoquent nettement par leur forme en éventail des épandages sédimentaires à la suite de ruptures de levées. Ces secteurs sont favorables à l'apparition de brèches nouvelles pour trois raisons : ils correspondent par définition à des zones de fragilité structurelle (axe de méandres, ..) ; les berges sableuses présentent des limites d'Atterberg basses, qui facilitent leur érosion par fluage ; les digues elles-mêmes, ont été façonnées avec le matériel local et présentent une forte fragilité d'ordre géotechnique.

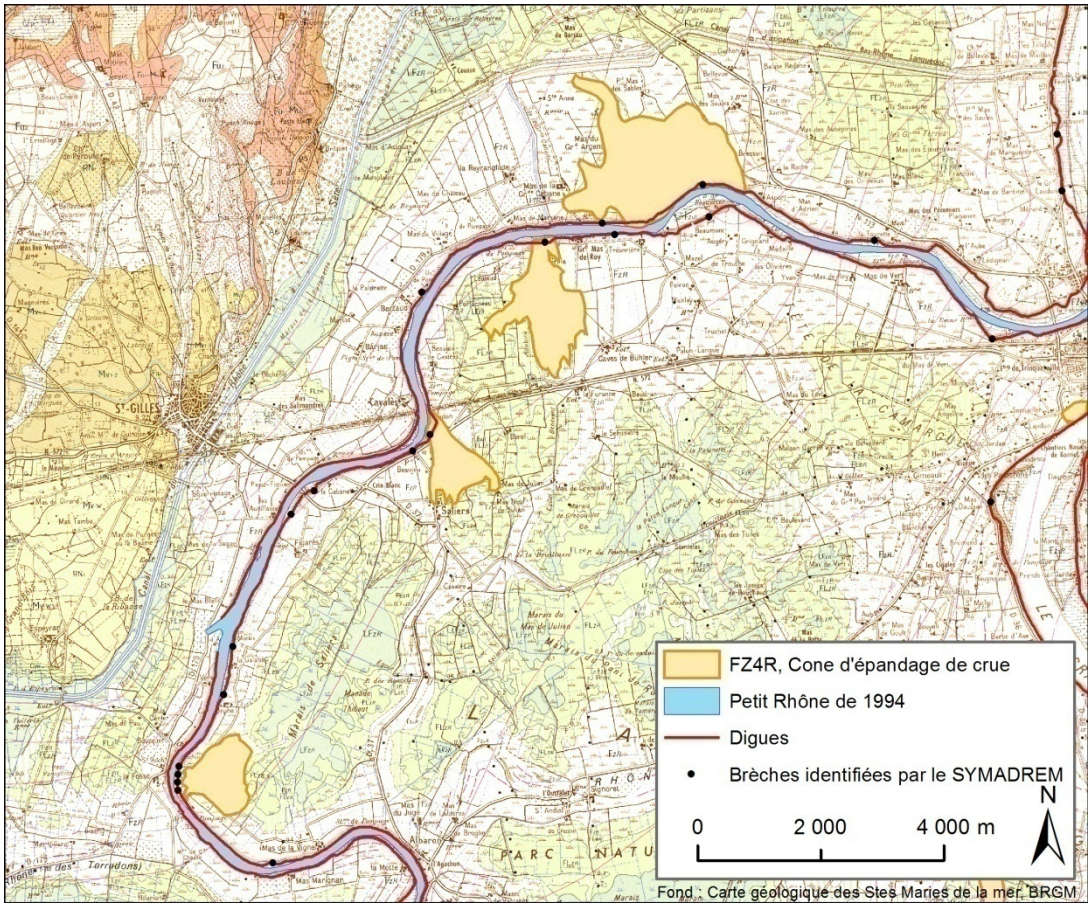


Figure 92 : Mise en évidence des épandages de crues du Petit Rhône à partir de la carte géologique

5.3.3. Caractéristiques et typologie des brèches du Petit Rhône

A partir du relevé effectué par Mejean (2007), les critères suivants ont été retenus pour caractériser les différentes brèches :

- En premier lieu, la distance entre la digue et le chenal (±50 m, suivant les critères actuellement retenus dans les études du SYMADREM).

- Puis dans chaque cas, la présence ou non de facteurs aggravants (évolution de la débitance, nature du substrat, caractères géotechniques).

Sur la totalité des brèches étudiées, les digues se situent, pour huit d'entre elles, à plus de 50 m du chenal, soit d'amont en aval : Cazeneuve (1856), La Tourette (1840), Beaumont (1994), Mas de Grille (1993), Figares (1993), Lauricet (1993 et 1994), Mas de la Vigne (1993) et Livier (1840. Huit autres correspondent à des digues situées à moins de 50 m du chenal : Petit Argence (2003), Mas Molin (1993), Grande Cabanne (1840), Berthaud (1840), Rigaudon (1856), Moulin de Salier (1856), Lauricet (1840 et 1843) et Beaumelles (1846). Ce critère de distance digue/chenal n'apparaît donc pas déterminant dans l'apparition des ruptures de digues.

En considérant les digues situées à proximité du chenal (< 50 m), il est possible de mettre en évidence des facteurs aggravants :

- Position en rive concave : brèches de Rigaudon et Saliers, brèche des Beaumettes

- Présence d'un substrat sableux : brèches de Grande Cabanne, de Rigaudon et Saliers

- Chenal évolutif en incision (brèches de Molin et Claire Farine) ou en cours de colmatage (brèches de Grande Cabanne, Berthaud, Rigaudon et saliers)

- Présence recensée de terriers (brèche de Mas Molin).

Il ressort ainsi que l'apparition de brèches est due à une conjonction de facteurs aggravants, dont aucun ne semble déterminant.

En considérant cette fois les digues situées à distance du chenal (> 50 m), les facteurs aggravants suivants sont mis en évidence :

- Chenal peu profond ou en cours de colmatage : brèches de Figarès, Livier, Lauricet.

- Proximité du substrat sableux : brèche de Lauricet

- Présence recensée de facteurs de renard hydraulique : terriers à Beaumont, Figares, Lauricet 93-94, Mas de la Vigie ; station de pompage au Mas de Grille ; réparation déficiente (Lauricet).

Le Tableau 15 résume les mesures réalisées sur chacune des brèches et fait apparaître en rouge les facteurs qui ont pu participer à la rupture de la digue.

Brèches	PK	Date	Type	Berge	Position sur le chenal	Profondeur maximale	Localisation de P max sur le profil	largeur du chenal (en m)	Largeur totale (en m)	l/L (en %)	distance berge digue (en m)	Géologie	Evolution 1876-2004
Caseneuve	282	1856		gauche	**Concave**	**-2**	En V	170	490	34	220	Fzr	Incision rive concave
La tourette	284-285	1840		droite	Droit	**-3**	**droite**	160	430	37	70	Fzr	Incision au centre
Petite Argence	287-288	2003	**Surverse**	droite	**Concave**	-4	**droite**	110	530	20	**10**	**Fz4r**	**Incision rive droite**
Beaumont	287-289	1994	**Terrier**	gauche	Convexe	**-3**	droite	110	530	20	400	Fzr	Incision rive concave
Mas Molin	289-290	1993	**Terrier**	gauche	Droit	-4	centre	110	180	**61**	**25**	Fzr	Incision au centre
Grande cabanne	289-291	1840		droite	Droit	**-2**	chenal en U	160	190	**84**	**20**	Fz4r	Incision au centre
Mas de grille	290-291	1993	**Station de pompage**	gauche	Droit	-5	droite	100	260	38	110	Fz4r	Incision rive droite
Berthaud	293	1840		droite	Droit	**-2**	gauche	150	200	**75**	**10**	Fzr	Incision au centre
Rigaudon	295	1856		gauche	**Concave**	-5	**gauche**	100	280	35	**15**	**Fz4r**	Déplacement du chenal vers le centre
Moulin de Salier	295-295	1856		gauche	**Concave**	-5	centre	130	200	**65**	**15**	Fzr	**Incision rive concave**
La cabanette	297	1843		gauche	Convexe	**-2.5**	droite	130	220	**59**	50	Fzr	Incision rive concave
Figares	297.5	1993	**Terrier**	gauche	Droit	-5.5	chenal en U	95	220	43	80	Fzr	Incision en rive droite
Galante	300	1993	**Terrier**	gauche	Droit	**-3**	En V	180	240	**75**	50	Fzr	Incision au centre
Case Brune	301	1993	**Terrier**	gauche	Droit	**-2**	En V	150	200	**75**	50	Fzr	**Colmatage en rive gauche**
Lauricet	302	1840		gauche	Convexe	-4.5	En V	120	160	**75**	30	**Fz4r**	Incision rive concave
Lauricet	302	1843		gauche	Convexe	-4.5	En V	120	160	**75**	30	**Fz4r**	Incision rive concave
Lauricet	302	1993	**Terrier**	gauche	Convexe	-10	En V	100	160	**62**	60	**Fz4r**	Incision rive concave
Lauricet	302	1994	**Terrier**	gauche	Convexe	-10	En V	100	160	**62**	60	**Fz4r**	Incision rive concave
Mas de la Vigne	304-305	1993	**Terrier**	gauche	Convexe	-8	droite	70	220	31	70	Fzr	Rétraction et incision rive concave
Claire farine	309	2002	**Surverse**	droite	Droit	-5	En V	100	270	37	50	Fzr	Incision au centre
Claire farine	309	2003	**Surverse**	droite	Droit	-5	En V	100	270	37	50	Fzr	Incision au centre
Livier	319-320	1840		droite	Droit	-4.5	gauche	150	250	**60**	70	Fzr	Colmatage rive gauche
Beaumelles	326	1846		gauche	**Concave**	-5	En V	80	500	16	**10**	Fzr	Incision au centre

Tableau 15 : Récapitulatif des facteurs aggravants de la formation des brèches du Petit Rhône

Les premières constatations montrent qu'une partie des brèches n'est réellement due qu'à la qualité de gestion de l'ouvrage. Au Mas de Grille, la conduite traversante de la station de pompage est le seul facteur explicatif; il en est de même pour les brèches de Figares et du Mas de Vigne, où le mauvais entretien de la digue a permis l'apparition de terriers. La brèche de Beaumont, également causée par des terriers, est apparue dans un secteur où le chenal peu profond est compensé par un espace intradigue large. Le facteur principal de rupture d'une digue est donc sa qualité, de construction, puis d'entretien.

La deuxième constatation démontre l'importance de la sédimentologie : sur chacun des quatre épandages de brèches mis en évidences par la carte géologique, se localise au moins une brèche. Si les brèches de Grande Cabanne, de Rigaudon et de Lauricet (1840 et 1843) peuvent être à l'origine de l'épandage, car antérieures à l'édition de la carte, la brèche de Petit Argence et les brèches de Lauricet 1993 et 1994 se situent sur des anciens épandages de crue. De plus dans une zone où la digue a déjà craqué, une mauvaise réparation peut entrainer une réouverture de la brèche.

Le rapport entre la largeur du chenal et la largeur de l'espace intradigues semble jouer un rôle important. Douze des brèches sont localisées dans des secteurs où le rapport est supérieur à 50% et au moins neuf des autres brèches sont déterminées par la qualité de l'ouvrage ou sa proximité du chenal. Par contre, la distance de la digue à la berge et à l'axe d'écoulement principal dans le chenal ne joue pas un rôle déterminant.

La morphologie générale du chenal ne semble pas un facteur prépondérant : en effet sur les vingt-trois brèches observées, quatre seulement (Caseneuve, Petit Argence, Rigaudon, Moulin de Salier) se sont développées sur une rive concave et, dans chaque cas, ce facteur est aggravé par la proximité berge/digue (pour Caseneuve, les 220 m de distance actuels sont peut être dus à une reconstruction de la digue en arrière de la brèche initiale). C'est également le cas pour la brèche de la Tourette, localisée dans un secteur linéaire, mais où l'axe du talweg est situé du côté de la brèche, à base de la digue.

Restent les brèches de Claire Farine, pour lesquelles aucune explication morphologique ne trouve place dans le tableau. La Figure 27 montre cependant que dans leur secteur, la digue de rive droite s'abaisse brutalement de plus de 50 cm et ne permet plus de contenir les crues cinquantenales, alors que la digue de rive gauche garde un niveau supérieur à cette ligne d'eau.

Un dernier facteur semble encore important à prendre en compte. En effet, l'analyse montre une alternance chronologique entre les brèches de rive droite et de rive gauche. A chaque crue, les désordres dans les digues n'interviennent que sur une des deux berges :

- En 1840 seule la brèche de Lauricet n'est pas située en rive droite (4).
- En 1843, 1846 et 1856, toutes les brèches sont en rive gauche.
- En 1993 et 1994, les brèches sont également situées en rive gauche.
- En 2002 et 2003, par contre, les trois brèches sont situées en rive droite.

Cette répartition gauche/droite des brèches en fonction des crues pourrait s'expliquer par le confortement et la surélévation inégale des ouvrages sur les berges à la suite d'une crue. En effet la digue de rive droite est confortée entre 1846 et 1866 de 0.2 m au dessus de la crue de 1843 ; alors que la digue de rive gauche n'est, elle, confortée que plus tard, entre 1858 et 1866 de 0.90 cm au dessus de la crue de 1856.

Les brèches de 1993 et 1994 ne sont pas dues à des surverses, mais affectent des digues en mauvais état. Suite à ces désordres, le niveau de la digue est rehaussé en rive gauche, légèrement au dessus de la digue de rive droite (BCEOM, 2003) et c'est logiquement que les ruptures de digues par surverse lors des événements de 2002 et 2003 apparaissent en rive droite.

5.3.4. Conclusion

En conclusion, les ruptures de digues semblent surdéterminées par la conjonction de multiples facteurs. Si les facteurs topographiques, dynamiques et lithologiques ne sont pas négligeables, il a pu être montré l'importance de la gestion et de l'entretien des ouvrages et du respect de la symétrie altitudinale entre les deux rives.

Ces facteurs relèvent pour l'instant d'une approche théorique dans la détermination de l'aléa rupture de digue, limitée aux digues du Petit Rhône, et mériteraient d'être validés sur la totalité du delta ; ils ne résultent que d'une approche cartographique qui devrait être complétée par des relevés de terrain. Cette approche permet dans un premier temps de développer les bases d'une méthode de détermination peu coûteuse de l'aléa rupture de digue sur le Petit Rhône à partir des données historiques. Dans les recherches futures, il sera nécessaire d'intégrer aux brèches toutes les zones de faiblesse de la digue mises en évidence par le SYMADREM pendant les crues, notamment celle de 2003, dont l'impact sur la morphologie du chenal va être étudié maintenant. Cette augmentation du nombre d'échantillons permettra d'affiner les résultats mis en évidence ici.

5.4. Impact d'une crue séculaire sur la morphologie du chenal navigable

En 2001, VNF a effectué un levé topographique du chenal entre la diffluence et l'écluse de Saint Gilles. A la suite de la crue centennale de décembre 2003, un autre levé topographique du chenal a été réalisé en 2004. Le différentiel des MNT de 2001 et 2004, issu de ces deux relevés bathymétriques, permet d'analyser les conséquences de la crue centennale de 2003 et de la crue de 2002 (9 650 m^3 s^{-1} à Beaucaire) sur la morphologie du chenal. Ce travail a fait l'objet d'un rapport effectué pour le compte de la DIREN Rhône Alpes (Raccasi et al., 2005a).

La bathymétrie de 2001 n'a été réalisée que jusqu'à Saint Gilles. La comparaison avec la bathymétrie de 2004 ne peut se faire que sur la partie navigable du fleuve. Elle laisse donc de côté des secteurs dont il aurait été intéressant de connaître l'évolution par rapport à la crue de 2003 : Claire Farine, où s'est produit une brèche et la série de méandres ombiliqués, qui ont un impact important dans le ralentissement de l'écoulement des eaux à la mer. Sur le secteur amont, la comparaison en termes de volume laisse une marge d'erreur difficilement quantifiable de par la disparité des deux sources de données (maillages de points ou profils topographiques à la base du MNT.

5.4.1. Auto-curage du chenal sous l'impact de la crue de 2003

Le croisement des deux MNT du chenal en 2001 et 2004 est présenté en Annexe 2. La cartographie montre un bilan érosif du plancher alluvial de 0.9 10^6 m^3 (+0.3 10^6 m^3, -1.2 10^6 m^3). Au regard des données obtenues sur la période 1876-2004, sur le même secteur amont (-3.0 10^6 m^3), ce résultat tend à montrer que la crue de décembre 2003 a eu un effet morphogène de premier ordre sur le système fluvial, puisqu'elle a participé à l'érosion de 40% du volume total érodé en l'espace de 150 ans. Arnaud-Fassetta (1998) (Figure 86) a montré que l'enfoncement du chenal est quasiment nul sur la période 1895-1969, puis devient beaucoup plus important entre 1969 et 1995, pour partie en relation avec les dragages de mise en conformité avec les contraintes de navigation ; mais cette période comprend également les crues de 1993 et 1994 qui ont surement joué un rôle dans l'érosion du plancher alluvial.

La part entre l'impact de ces grandes crues et l'aménagement du chenal pour la navigation dans l'érosion du plancher alluvial est difficilement quantifiable. Toutefois, malgré la mise au gabarit du chenal au moment de l'aménagement et la construction des panneaux de fonds pour maintenir un auto curage, les VNF sont obligées d'effectuer des dragages récurrents dans un chenal qui se recolmate après chaque campagne de dragage. Or depuis la crue de 2003, les dragages n'ont pas été nécessaires pour maintenir la navigabilité (Communication orale des VNF) ; l'événement à donc provoqué une érosion du plancher alluvial plus importante que les aménagements en place depuis 20 ans. Au final il serait donc possible que les événements les plus morphogènes sur la bathymétrie du chenal soient les crues, qui érodent le plancher alluvial, alors que les aménagements, même s'ils limitent le colmatage, ne suffisent pas à maintenir le tirant d'eau nécessaire à la navigation.

La spatialisation de ce bilan sédimentaire montre une érosion différenciée selon les secteurs. Les plus fortes érosions localisées (jusqu'à -2 m dans les mouilles) entre les PK 282 et 284, puis en aval du PK 294 et entre les PK 295 PK 296, où elles atteignent 3.7 m au niveau de la rive concave. Elles sont parfois associées à un déplacement du talweg qui se colmate en rive convexe et s'élargit en rive concave.

L'incision du talweg est plus prononcée en amont de la brèche de Petit Argence qu'en aval. Au cours de la crue, l'apparition de la brèche a provoqué une diminution de l'énergie hydraulique à l'aval de la brèche. En effet, d'après les modélisations du BCEOM pour la CCR03, à partir du débit de pointe de la crue, avec ou sans les brèches dans les digues, à Fourques la ligne d'eau est inférieure de 30 cm suite à l'impact des 2 brèches sur le Rhône en amont de la diffluence ; et à Saint Gilles le décalage est de 190 cm. Cette différence entre la ligne d'eau théorique, avec et sans la brèche, traduit l'importance de la rupture de la digue dans la dynamique hydrosédimentaire sur le linéaire entre l'amont et l'aval de Petit Argence.

L'étude spécifique de la brèche de Petit Argence va donc être réalisée maintenant.

5.4.2. La brèche de Petit Argence (Photo 11)

La construction du Pont de l'autoroute A54 dans les années 1980 a nécessité la mise en place d'un talus transversal, en remblais, sur chaque berge du Petit Rhône. Ces deux talus coupent perpendiculairement la plaine d'inondation intradigues et provoquent donc une réduction de la section disponible pour l'écoulement.

En période de crue, cet étranglement provoque une surélévation locale de la ligne d'eau. Pendant la crue de décembre 2003, elle a atteint le sommet de la digue en rive droite et a provoqué une surverse au niveau du Mas de Petit Argence. Il s'en est suivi l'apparition d'une brèche de 230 m de long entre la maison du garde-digue et le PK 288.03. La brèche a également été favorisée par un fossé de drainage de 1.7 m de profondeur en pied de l'ouvrage et l'ancienne maison du garde digue construite en partie sur la digue (Photo 12). De plus, côté fleuve, des indices d'instabilités de la digue avaient été mis en évidence à l'été 2003 (Cete-Méditerranée. et CEMAGREF, 2004). Ces derniers pourraient s'expliquer par la présence d'une nappe d'épandage de sable ($F_{Z4}R$) en pied d'ouvrage, héritée de brèches anciennes.

La brèche de Petit Argence a provoqué une érosion de plusieurs mètres en pied aval de l'ouvrage (Photo 13) et 0.4 10^6 tonnes d'accumulations sédimentaires sableuses à 90% sur une superficie de 6.1 km^2 (Eyrolle et al., 2006). Son impact renforce ainsi le cône d'épandage de rupture de levée de berge déjà dessiné sur la carte géologique. Elle prolonge ainsi le fonctionnement récurrent de ce secteur.

Photo 11 : Vue aérienne de la brèche le 5 décembre 2003 (Photo du Syndicat Mixte Camargue Gardoise)

Photo 12 : L'ancienne maison du garde digue en pied de digue, partiellement détruite par la création de la brèche. En arrière plan l'érosion provoquée par la brèche (Cete-Méditerranée. et CEMAGREF, 2004)

Photo 13 : Erosion en aval de la digue. La surface en eau représente la zone d'érosion maximale, Vue prise depuis la digue reconstruite (Photo IRSN)

Dans le chenal, l'impact de la brèche est également visible (PK 287-289, Figure 93): en aval de la brèche, une zone de dépôts s'est formée au centre du chenal. Elle peut s'expliquer par la perte d'hydraulicité provoquée par la perte de charge. Les forces tractrices diminuent à l'aval de la rupture de la digue, provoquant la sédimentation des MES les plus grossières. De plus la réduction de la section au passage du pont de l'A54 provoque une réduction des vitesses d'écoulement, ce qui entraine également un dépôt sédimentaire dans le chenal.

Enfin, le différentiel topographique montre des érosions en rive concave à l'amont et à l'aval de la brèche. Il est possible que ces érosions naturelles, en cas de forts débits, participent à la déstabilisation de la digue par un sapement de la berge et des fondations de la digue.

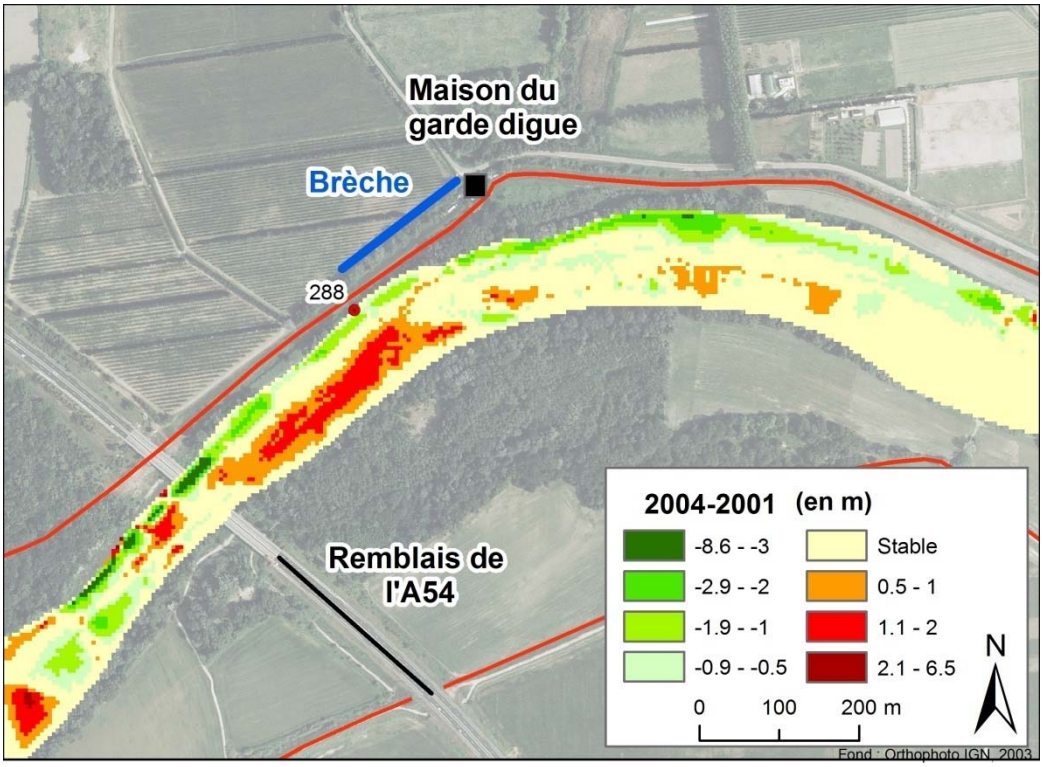


Figure 93 : Impact de la crue de 2003 sur la morphologie du chenal du Petit Rhône

5.4.3. Impact d'une crue séculaire

L'étude des impacts de la crue de 2003 souligne donc bien l'existence d'un fonctionnement spasmodique du chenal, rapide et important lors des crues. Il est possible que l'évolution à long terme soit le fait de quelques épisodes efficaces, séparés par de longues périodes de latence. Aucun témoignage n'a malheureusement pu être recueilli sur cette question. Cependant, il faut rappeler que les évolutions rapides identifiées sur quelques secteurs du Rhône et du Grand Rhône entre les années 1865 et 1876 ne coïncident pas avec des épisodes de crues, mais apparaissent comme des réponses morphologiques à l'implantation d'ouvrages dans le courant.

Les bilans séculaires doivent donc être prudemment interprétés, car ils masquent des fonctionnements complexes, liés aux aménagements et/ou aux extrêmes hydrologiques.

5.5. Fonctionnement et bilan sédimentaire séculaire du Petit Rhône, conclusion

Le bras deltaïque du Petit Rhône correspond à un système fluvial très différent de celui du Rhône en amont de la diffluence, du fait de son faible débit (10 à 15% du débit total du fleuve) et de la faible énergie dont il dispose. Sa charge sédimentaire, uniquement sablo-limoneuse, explique son style méandriforme et sa faible mobilité depuis 150 ans : le Petit Rhône n'enregistre aucune métamorphose.

Il est souvent perçu par les organismes gestionnaires comme un bras moribond, en cours de colmatage. Mais il a pu être montré au contraire qu'il s'approfondit depuis 1876, améliorant ainsi sa débitance, même si ses berges présentent localement des accrétions latérales. Il a également été montré que cette évolution est antérieure aux aménagements implantés à l'amont du bras : elle relève vraisemblablement des mêmes causes que sur le Rhône lui-même : réduction des apports sédimentaires, réajustement du chenal par incision du fond. Les dernières crues ont accéléré cette évolution, celle de 2003 ayant un effet morphogène considérable puisqu'elle correspond à 40% du volume total érodé en 150 ans.

Le chenal est « corseté » par des digues destinées à lutter contre les inondations, très proches de la berge, qui réduisent l'espace de liberté, donc la mobilité latérale du bras. Celle-ci ne s'exprime qu'à l'aval, où une mesure de la vitesse de déplacement des méandres a été effectuée, montrant les risques de recoupement. Du coup, les berges sont sensibles à l'hydrodynamisme et subissent des accrétions ou des érosions, parfois difficiles à expliquer. L'ajustement aux flux exceptionnels de crues se fait par des brèches (ou ruptures de digues), engendrant des cônes d'épandage de rupture à dominante sableuse. L'analyse des conditions d'apparition de ces brèches montre qu'elles étaient surdéterminées par la conjonction de multiples facteurs, naturels et surtout anthropiques.

Le chenal a été sectorisé en 3 segments distincts, dont seul le plus en amont est aménagé et dragué. La morphogenèse y est différente, caractérisée par l'érosion des seuils et le colmatage des mouilles, alors que sur les parties « naturelles », l'écart altimétrique s'est creusé entre ces deux types de formes, conformément au schéma général d'évolution des fonds fluviaux. La quantification du bilan sédimentaire séculaire de chaque secteur, a permis de montrer le ralentissement du transit vers l'aval, à travers les tronçons « naturels ».

Le bilan sédimentaire à l'embouchure est dérisoire face aux dynamiques littorales et permet d'expliquer le rapide recul de la côte entre les Saintes-Maries et la Pointe de l'Espiguette.

6. Conclusion, évolution morphologique du système fluvial depuis 150 ans sur le Rhône aval et le Petit Rhône

Cette partie de la thèse était consacrée à l'étude de l'évolution à long terme (environ 150 ans) de l'espace fluvial. Elle repose essentiellement sur la méthode de l'analyse d'image, 2D puis 3D, de documents cartographiques et photographiques qui permettent d'obtenir des bilans morphologiques à plusieurs dates clés de l'évolution. Deux MNT représentant l'ensemble du système fluvial en 1876, puis en 2003, ont été réalisés et comparés.

Quels sont les principaux résultats de cette recherche ? Qu'apportent-ils à la connaissance du fonctionnement du fleuve ? Quelles sont les limites ou les incertitudes qui subsistent et nécessiteront d'autres analyses ? Les résultats obtenus apportent des connaissances nouvelles sur le fonctionnement du fleuve, mais des limites méthodologiques subsistent, ouvrant la porte à de nouvelles recherches.

Le traitement d'images, qui sert de support à l'analyse, est une méthode classique, largement utilisée pour démontrer et mesurer les métamorphoses séculaires des systèmes fluviaux. Il a fait ses preuves sur la plupart des grands fleuves, la Loire (Gautier et al., 2000), le Rhin (Hesselink *et al.*, 2003; Berendsen *et al.*, 2007), le Danube (Hohensinner et al., 2004), le Brahmapoutre (Takagi et al., 2007), la Bega (Brooks et Brierley, 1997) et autres (Keesstra *et al.*, 2005; Abad et Garcia, 2006; Hughes *et al.*, 2006; Bjerklie, 2007). Il a également été utilisé sur le Rhône et ses affluents (Piegay, 2000; Antonelli, 2002; Antonelli *et al.*, 2004b; Naulet *et al.*, 2005; Rollet, 2007).

Cette recherche a permis de retrouver et d'utiliser des éléments cartographiques, centrés sur les premiers aménagements fluviaux du milieu du XIXe siècle, en particulier une de grande qualité, dressé par le SSR, comportant le relevé topographique et bathymétrique précis du chenal et de la plaine, d'Avignon à l'embouchure du Petit Rhône.

Le traitement de ces images a nécessité de résoudre la difficulté méthodologique d'intégration des bathymétries dans un référentiel vertical commun aux topographies de la plaines à différentes dates. Ce travail a impliqué la restitution de la ligne d'eau correspondant aux relevés bathymétriques, permettant la reconstitution de la topographie du chenal. Les résultats obtenus autorisent la création d'un SIG diachronique, intégrant les données anciennes et les relevés récents de la CNR ou issus de mesures de terrain réalisées dans le cadre de cette recherche.

L'interprétation de la mobilité des milieux fluviaux se heurte néanmoins à la faible résolution chronologique des données 3D : aucune donnée tridimensionnelle représentant l'ensemble du système fluvial entre 1876 et le début du XXe siècle n'a pu être intégrée, si ce n'est quelques acquisitions localisées. Le hiatus chronologique est partiellement résolu par l'emploi d'images 2D intermédiaires, sur le Rhône entre Beaucaire et la diffluence (Plans Branciard en 1905-06, photographies aériennes de 1947, 1962, 1979, 1994 et 2000). Sur le Petit Rhône, l'écart chronologique subsiste entre 1876 et 2004, mais un relevé bathymétrique de 2001 permet de discuter des impacts de la crue centennale de 2003. Par rapport aux études antérieures (Arnaud Fassetta, 1998; Volcot, 2001; Antonelli, 2002), le corpus de données exploitées ici est donc beaucoup plus précis, il permet de quantifier l'évolution volumétrique et morphologique du chenal et ses marges depuis 1876. Mais la précision chronologique de l'évolution au cours du XXe siècle comporte encore une part d'incertitude.

Les résultats obtenus montrent un comportement très différent de la plaine d'inondation d'une part, du chenal et de ses marges d'autre part :

L'hypothèse de départ était, en se basant sur le fonctionnement d'autres grand organismes fluviaux aménagés (Hesselink et al., 2003; Kesel, 2003), que la plaine d'inondation entre les digues insubmersibles homogénéisées dans les années 1850-90 avait subi un alluvionnement conformément aux bilans observés sur le Rhône moyen (Collilieux et Bravard, 2005), qui aurait réduit sa capacité d'écrêtement des crues. Les résultats affichés ici montrent au contraire la stabilité globale de cet espace depuis 150 ans. Entre Beaucaire et Arles, le différentiel 1876-2003 reste à l'intérieur de la marge d'erreur du traitement. En amont du défilé de Beaucaire, dans la plaine de Vallabrègues-Boulbon, les dépôts de crue semblent plus importants (3.7 10^6 m^3) et « lissent » les irrégularités topographiques initiales. Ce contraste reflète l'inégale importance de l'aléa, conditionné par le goulot du défilé de Beaucaire-Tarascon. Cette différence est aujourd'hui soulignée par les choix d'aménagement, qui consacrent le statut de ZEC à la plaine de Boulbon. Globalement, la plaine d'inondation constitue toujours un espace potentiel d'expansion des crues. Mais sa vulnérabilité, en termes d'enjeux, s'est modifiée depuis quelques décennies (urbanisation, cultures à forte valeur ajoutée).

Le chenal et ses marges, sont au contraire caractérisés par une importante mobilité morphologique de Beaucaire à la mer. Elle correspond d'abord à une métamorphose fluviale, puis à une rétraction du chenal, déjà décrites dans les travaux antérieurs (Arnaud Fassetta, 1998; Antonelli, 2002). Mais cette recherche précise ces tendances, en essayant de répondre aux questions suivantes : sur quelle durée s'effectue le changement ? Quels mécanismes ou dynamiques sédimentaires implique-t-il ? Affecte-t-il tous les milieux de façon équivalente ? Quels sont les facteurs (ou les forçages) déterminants ?

La construction des premiers ouvrages (digues longitudinales immergées, épis) dans les années 1860-70 induit des réponses locales très rapides (1, 3 ou 6 ans au plus) : atterrissement de bancs de sable et galet, incision du chenal à l'entrée de la lône du Pillet, fixation de la diffluence et rétraction du chenal sur le seuil de Terrin. La métamorphose générale du style fluvial, par évacuation des bancs mobiles et simplification du chenal est achevée précocement (avant 1905) en amont du PK 276 et dans la première moitié du XXe siècle en aval de ce point. L'incision du plancher alluvial est cependant encore sensible après 1970, même si elle est atténuée. Il faut donc différencier les échelles spatiales de la métamorphose fluviale. Elle est rapide autour des points d'artificialisation, qui augmentent la rugosité et diminuent l'hydrodynamique, puis elle s'étend à la totalité du secteur de fort hydrodynamisme. La mutation est également moins rapide et moins nette à proximité des casiers Girardon, édifiés dans un contexte de crues plus fréquentes et plus chargées. Ces aménagements, datés de la première partie du XXe siècle, n'induisent pas systématiquement une incision importante et ne sont pas tous complètement colmatés actuellement.

La rétraction du chenal, avec la fermeture complète des lônes et l'alluvionnement des marges, se prolonge durant la seconde partie du XXe siècle, voire s'accélère depuis 1960 : la bande active se réduit encore de 20% depuis 1947. Les dosages des radionucléides confirment le caractère tardif de ces colmatages. Ces conclusions sont cohérentes avec celles d'Antonelli (2002), qui avait déjà remarqué la persistance tardive de l'évolution de la bande active au nord d'Arles. Cette chronologie est comparable avec celle de l'évolution des bassins versants affluents du Rhône moyen (Piegay, 1995; Landon, 1999; Liebault, 2001), dans lesquels les mutations des marges s'opèrent après la seconde guerre mondiale (entre 1940 et 1960). Plusieurs facteurs maintiennent l'afflux de sédiments fins sur le bas-Rhône : apports des crues

des bassins les plus méditerranéens (Ardèche, Durance, Gardon), érosions localisées des berges, vidanges partielles des retenues de basse chute lors des crues (5.6 10^6 m^3 lors de la crue de 2003). Enfin, il n'est pas exclu que le barrage de Vallabrègues ait renforcé l'incision du chenal sur quelques kilomètres en aval de l'ouvrage

Les mutations observées (métamorphose, puis rétraction) relèvent de la conjonction de deux mécanismes différents : d'une part le réajustement du chenal, lié au déficit ou à la mobilité de la charge de fond, d'autre part le colmatage des marges alluviales, qui est dû aux apports de MES.

Le déficit de la charge de fond, à l'origine du réajustement du chenal au nouveau rapport Q_s/Q_l, entraînant une métamorphose fluviale, est connu et bien étudié sur la plupart des fleuves mondiaux et a fait l'objet de plusieurs thèses dans le bassin du Rhône (Bravard, 1981; Landon, 1999; Liebault, 2003; Rollet, 2007) ; il est dû à la conjonction de la réduction de la torrentialité dans les Alpes, aux prélèvements des gravières et à l'aménagement fluvial (réduction du transit des galets dans les Rhône court-circuités).

Dans le secteur étudié, la présence d'un stock de galets et graviers, hérités du Petit-Age Glaciaire et alimenté par le remaniement de stocks pléistocènes, entre Beaucaire et le PK 276 a été reconnu. Il explique la présence d'une bande de tressage actif en 1876, qui disparaît précocement avant le début du XXe siècle. Actuellement, ce même tronçon comporte encore des alluvions grossières mobiles (graviers et galets), sur les bords et au fond du chenal : elles témoignent de forces de cisaillement importantes, dues à la pente longitudinale du fleuve. L'hypothèse a été faite au cours de cette recherche que cette pente est liée à l'héritage grossier holocène et pléistocène, encore présent dans le substrat du chenal. Les galets sont évacués vers l'aval, où le ré-ajustement du chenal est plus lent et plus tardif. Dans la traversée d'Arles, il a également pu être montré que la forme du chenal et la pente du plancher alluvial changeaient encore entre 1905 et 1999.

Au total, ce sont environ 9 10^6 m^3 qui ont été évacués à l'amont de la diffluence et 5.7 10^6 m^3 sur le Petit Rhône. Cette chronologie est contemporaine, voire un peu plus tardive que celle du bassin amont, où la métamorphose du chenal est plus précoce : du milieu du XIXe siècle jusqu'à 1930 sur l'Ain (Rollet, 2007), achevée avant les années 1930 sur la Drôme (Liebault, 2003). Il est donc possible qu'un décalage progressif vers l'aval de la charge de fond de quelques dizaines de kilomètres par siècle (Salvador, 1991; SOGREAH, 2000d) ait eu lieu, parallèlement à des apports tardifs encore puissants de la Durance jusqu'à la construction du barrage de Serre-Ponçon (Juramy et Monfort, 1986; Miramont, 1998) et des stocks grossiers locaux.

Le transit et le dépôt des MES, responsable de la rétraction du chenal, est un processus rapide, associé aux crues. Il a donc été logiquement réduit lors des années de faible hydraulicité entre 1940 et 1980. Les différentes analyses ont pu montrer l'efficacité sédimentaire des crues de la dernière décennie, qui ont accéléré l'accrétion des berges. Mais il est également possible que le fonctionnement des barrages de basse chute, qui deviennent « transparents » lors des fortes crues, soit à l'origine de « vidanges », qui augmenteraient artificiellement la charge sédimentaire des eaux débordantes. Ceci expliquerait de façon plus claire l'accélération du colmatage des marges à partir des années 1960-70. Au total, l'accumulation atteint 9 10^6 m^3, soit 1 10^6 m^3 km^{-1} sur le tronçon Beaucaire-Arles. Ce chiffre est cohérent avec les mesures effectuées en amont : 0.1 à 1.0 10^6 m^3 km^{-1} dans le bassin de Montélimar, 0.2 à 0.5 10^6 m^3 km^{-1} à Péage de Roussillon.

Donc, deux mécanismes différents interviennent pour expliquer les mutations du chenal et de ses marges : la mobilisation et l'évacuation des sédiments grossiers et le stockage des particules fines provenant d'amont. Ces mécanismes sont décalés dans le temps et sont à l'origine d'abord d'une métamorphose fluviale, puis d'une rétraction du chenal, facilitée par l'incision antérieure et accélérée depuis 50 ans par des puissants apports de MES.

Mais ces mutations n'affectent pas tous les tronçons fluviaux de la même manière ni avec la même intensité. L'incision du plancher alluvial affecte tout le chenal de Beaucaire à la mer. Elle présente cependant une sectorisation très nette : importante en amont du PK 276 puis modeste jusqu' à la diffluence ; dans le petit Rhône, elle est plus importante en amont de l'écluse de Saint Gilles, puis décroissante vers l'aval, jusqu'à la fin de la digue de rive droite (PK 329) qui laisse divaguer le chenal sur la fin du linéaire. Ces variations proviennent de contraintes locales :

Sur le Rhône, en amont du PK 276, le contexte lithostructural avec les affleurements du pléistocène et l'héritage sédimentaire du Petit Age Glaciaire induisent une pente longitudinale élevée et donc des forces tractrices importantes capables de remobiliser la charge de fond. Dans ce même secteur, les digues longitudinales submersibles ont contraint précocement le flux dans un chenal unique, à une époque de forte hydraulicité, augmentant encore la capacité de remobilisation de la charge de fond.

En aval du PK 276, la pente est structuralement plus faible, donc les capacités de transports sont inférieures à celles du secteur amont et l'incision moins prononcée. Les aménagements sont plus tardifs sur ce secteur (entre 1911 et 1938), et mis en place dans un contexte hydrologique et topographique différent de l'amont : leur efficacité est donc moindre qu'à l'amont.

Sur le Petit Rhône, même si aucune quantification n'a pu être faite, l'exhaussement est visible sur la totalité des berges endiguées. Cette sursédimentation dans la zone intradigues, est renforcée localement par la construction des ouvrages pour faciliter la navigation (épis, panneaux de fond). Dans le chenal, les contraintes des aménagements imposent des réajustements verticaux du plancher alluvial, alors que, quand le chenal est libre de divaguer, les ajustements se font par migrations de méandre.

Les aménagements jouent donc un rôle important dans la morphogenèse du chenal, mais leurs impacts dépendent principalement du rapport Q_l/Q_s, dans le système. Ce rapport n'ayant pas été constant au cours des 150 dernières années, l'impact des aménagements est variable en fonction de leurs périodes de construction et notamment depuis la fin du XIXe siècle. En effet, les digues de fermetures des lônes construites dans la deuxième moitié du XIXe siècle ont un impact immédiat sur la morphologie du système fluvial. Par contre les casiers Girardon qui sont construit au début du XXe siècle n'ont pas tous l'impact souhaité sur le fonctionnement du milieu, surtout en amont direct de la diffluence, où l'érosion du plancher alluvial et le colmatage du casier sont modestes. Le secteur amont de la diffluence reste donc à l'heure actuelle une zone de dépôts dans le chenal (qu'il faut draguer), avec un espace de sédimentation encore disponible dans les casiers.

Le fonctionnement à long terme du système alluvial Rhône aval est donc le fruit d'un double mécanisme : le transfert de la charge de fond avec une mobilité d'ordre séculaire qui induit la métamorphose du fleuve et le piégeage de la charge en suspension sur les marges depuis 50 ans, ce qui provoque une rétraction de la bande active.

La troisième partie sera dédiée à l'étude de l'évolution des capacités de transport de la charge de fond depuis 150 ans, puis au déplacement de la charge en suspension dans le chenal en aval de Beaucaire à partir de mesures effectuées entre 2006 et 2007.

Troisième partie : Les flux en transit

La seconde partie de cette recherche a permis de proposer un bilan des déplacements sédimentaires, charge de fond et MES, depuis 150 ans environ. Il a ainsi pu être montré leur importance dans la métamorphose du système fluvial, caractérisée globalement par l'incision du chenal et une forte accrétion des marges alluviales.

Cette évolution est contrainte par un ensemble de variables, externes (modification du rapport Q_s/Q_l par les transformations et aménagements dans le bassin-versant) et internes au bas Rhône (contexte structural, pente du chenal, aménagements locaux). Ces derniers jouent un rôle important immédiatement après leur construction (digues submersibles dans les années 1870-1900), ou plus modeste mais réel au cours des décennies suivantes (Casiers Girardon). Ils ont induit globalement des perturbations durables et importantes dans le fonctionnement du chenal.

Aujourd'hui, les nouveaux axes de la gestion fluviale, déjà mis en œuvre sur le Rhône moyen par la CNR et préconisés clairement dans le Plan Rhône, visent à rétablir le transit sédimentaire dans ces espaces artificialisés et colmatés. Une des finalités de ces opérations est l'augmentation de l'espace disponible pour l'écoulement des crues. Des expériences, reposant sur l'ouverture d'anciens bras et la destruction partielle des digues submergées, sont déjà en cours sur le Rhône moyen, dans le secteur de Montélimar. Elles sont en cours d'étude, sur commande de la CNR, dans le Rhône aval (lône du Pillet, lône des Pêcheurs sur le Grand Rhône). Par ailleurs, le stockage sédimentaire est un des éléments de la réduction des apports à l'embouchure depuis la fin du XIXe siècle (Maillet *et al.*, 2006b; Maillet *et al.*, 2006c) et de la déstabilisation du trait de côte du delta (Sabatier, 2001; Maillet *et al.*, 2006b; Sabatier *et al.*, 2006).

La restauration du transit sédimentaire n'est cependant pas sans soulever d'autres problèmes. D'une part, elle pourrait contrecarrer le maintien de la navigabilité du chenal principal. D'autre part, la remobilisation des sédiments stockés dans les marges peut libérer des stocks polluants, métaux lourds, radionucléides (Rolland, 2006), PCB (Batut et Miege, 2007), indésirables pour la santé publique. Ces mesures nécessitent donc une étude et un diagnostic préalable des flux sédimentaires actuels, en particulier à proximité des ouvrages.

La mesure de la mobilité de la charge de fond est difficile, étant données la profondeur et la puissance du fleuve sur le secteur étudié. Des recherches ont été réalisées sur des organismes de taille similaires, comme le Rhin et la Meuse (Gaweesh et Vanrijn, 1994), le Mississipi (Sivakumar et Jayawardena, 2003) ou le Nil (Abdel-Fattah *et al.*, 2004). Elles reposent parfois sur des dragages ou des piégeages ; mais ceux-ci sont susceptibles de générer d'importantes marges d'erreur, car il est difficile de séparer la charge de fond stricte du nuage dense en suspension près du fond. La surreprésentation de ce dernier est estimée à 10-20% des prélèvements par Gaweesh et Van Rijn (1994) et Kleinhans et Ten Brinke (2001). Sur le Rhône aval, des prélèvements sur le fond ont été réalisés en plongée par Arnaud-Fassetta *et al.* (2003) sur les deux bras deltaïques. Mais, ils décrivent l'état du fond, sans identifier la charge en mouvement. D'autres prélèvements existent (dragages CNR), mais ils sont trop parcellaires pour être utilisés.

La plupart des auteurs calculent la charge de fond à partir de formules prédictives, telles que celles de Meyer-Peter-Muller (MPM ; 1948), de Bagnold (1966) ou de Van Rijn (1984a; 1984b). Des modélisations ont déjà été proposées sur le Rhône : Antonelli (2002) a testé la formule de Lefort-SOGREAH (SOGREAH, 2000d) sur le Rhône aval et sur le tronçon Beaucaire-Arles ; ce dernier a également été modélisé par CNR et Richard (2005) sous le

logiciel CRUE 7. Mais les résultats obtenus par ces auteurs sont en partie contradictoires entre eux (Figure 94 et Figure 95). En effet, les calculs de la CNR mettent bien en évidence deux secteurs à forte capacité de transport, encadrant un secteur de capacité nulle entre les PK 276,5 et 279 ; alors qu'Antonelli décrit un débit critique de mise en mouvement irrégulier, mais toujours présent, renforcé en particulier entre les PK 276 et 279. Les résultats des traitements d'images sur la mobilité du chenal (2ème partie) ont donné jusqu'ici des résultats proches de ceux de la CNR. Mais il est nécessaire de les confirmer/infirmer.

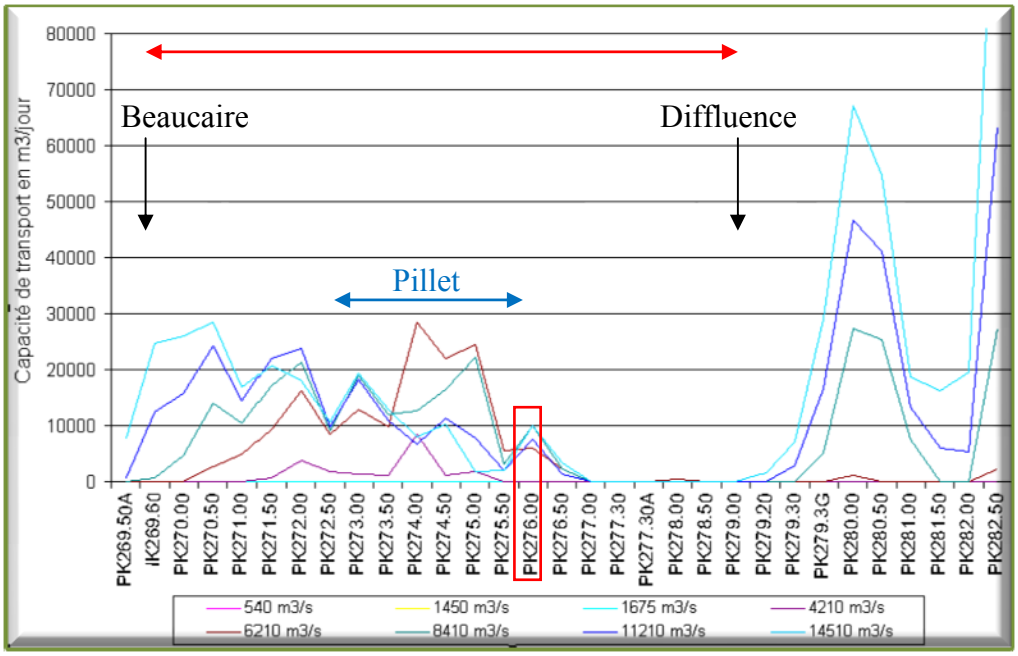


Figure 94 : Capacité de transport solide entre Beaucaire et Arles modélisée à partir du logiciel Crue 7 (CNR et Richard, 2005)

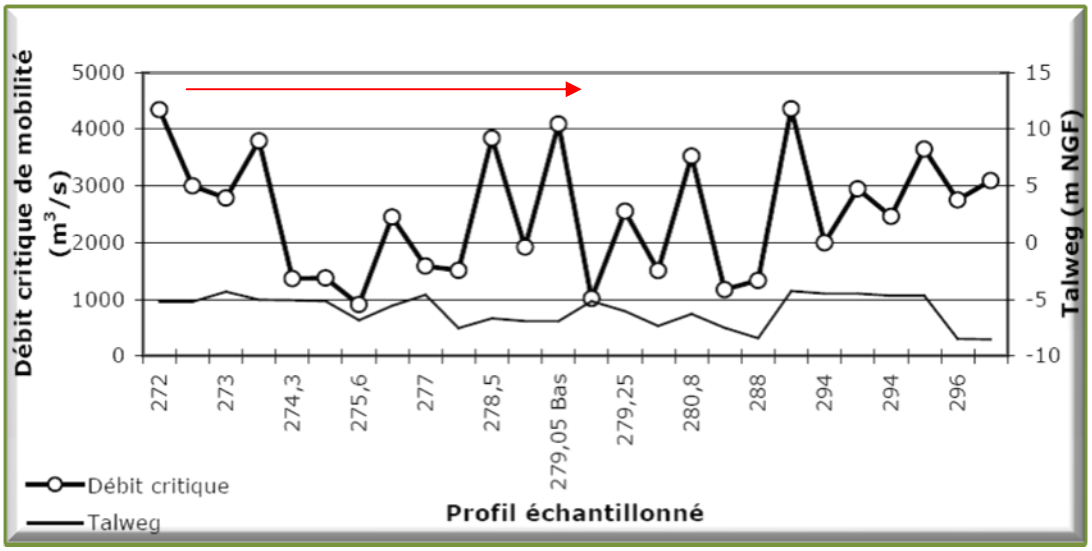


Figure 95 : Evolution du débit critique de mise en mouvement de la charge de fond sur le profil en long du Rhône entre les PK 272 et 296 (Antonelli, 2002)

La mise en œuvre du logiciel SAMWIN, destiné à l'application des formules du transport solide en milieu fluvial (Thomas *et al.*, 2002), va permettre de valider cette démarche prédictive sur la période actuelle, puis de calculer les capacités de mise en mouvement de la charge de fond en 1876. La présentation du logiciel, les conditions de son application au Bas-Rhône, puis les résultats obtenus seront présentés dans un premier chapitre.

La mesure des flux de MES s'est heurtée longtemps à la difficulté d'avoir des informations quantifiées sur la totalité de la section mouillée. L'instrumentation disponible (flotteurs, préleveurs sédimentaires) n'informait que la surface du flux ou les premiers décimètres. Sur le Rhône inférieur, les premières mesures systématiques ont été réalisées à Arles par un préleveur automatique installé sur une barge flottante (Pont et al., 2002).

Antonelli (2002) a montré la stratification des concentrations lors des crues sur le Grand Rhône ; mais ses résultats, pionniers, ne concernent que quelques profils et sont dépendants de la topographie locale du chenal. Ils comportent une marge d'incertitude élevée, en relation avec l'outillage utilisé (immersion de bouteilles Niskin par débits élevés, à des profondeurs mal maîtrisées). Sur la base d'une campagne expérimentale avec l'aDcp de la CNR, cet auteur a également mis en évidence des répartitions hétérogènes du flux solide dans la section mouillée. Depuis 2002, la station SORA, du réseau OPERA, à Arles (PK 281) dispose d'un capteur fixe faiblement immergé ; mais ses mesures sont réalisées sur une section qui présente une stratification sédimentaire au-delà de 2 500 m^3 s^{-1} (Antonelli, 2002; Antonelli et al., 2008). Les gestionnaires de cet outil (IRSN, COM) sont conscients de la nécessité de caler les mesures superficielles sur un gradient d'augmentation lié au débit.

Depuis quelques années, le développement des aDcp permet une acquisition des champs de vitesse sur la totalité du profil et le calcul précis du débit liquide. L'acquisition d'un profileur de courant à effet Doppler (aDcp) par le CEREGE, et la collaboration avec les équipes du Cemagref-Lyon et du CNRS disposant également de cet outil, a permis d'acquérir, pour le travail présenté ici, des données nouvelles sur les flux de MES. Leur présentation fait l'objet du deuxième chapitre de cette troisième partie.

Cette troisième partie ne présente que les résultats acquis sur le Rhône et à l'entrée du Petit Rhône. En effet, sur ce bras des mesures de la charge de fond et une campagne aDcp ont été effectuées. Leurs résultats sont cependant encore trop décevants pour être présentés ici.

1. Evaluation de la capacité de transport de la charge de fond du Rhône aval, situation actuelle et évolution séculaire

Bien que son importance soit reconnue dans la morphogenèse fluviale, la mesure du transfert de la charge de fond par charriage/saltation reste une donnée mal connue sur les grands organismes fluviaux. Les approches mathématiques et expérimentales ont été pratiquées avec succès sur des rivières à charge de fond grossière (Meyer-Peter et Muller, 1948; Surian, 2002), correspondant généralement à des organismes de rang hiérarchique inférieur (Rollet, 2007). Mais les fleuves à fond sableux sont encore peu étudiés (Guillen *et al.*, 1992; Van Den Berg et Van Gelder, 1998; Carling *et al.*, 2000; Molinas et Wu, 2001; Dinehart, 2002; Abdel-Fattah *et al.*, 2004). La présence de dunes hydrauliques, très mobiles lors des crues, entraîne en effet des contraintes importantes pour les mesures (Carling *et al.*, 2000; Kleinhans, 2001; Gautier *et al.*, 2007; Huybrechts *et al.*, 2007). Cette partie de la recherche se cantonnera donc à l'étude de transport en amont de la diffluence, le fond du Petit Rhône étant sableux à sablo-limoneux.

Dans le bassin du Rhône, ce type d'approche a été réalisée sur les affluents (Landon, 1999; Rollet, 2007) et sur le chenal du Grand Rhône par Antonelli (2002) qui a employé plusieurs formules, dont celle préconisée par Lefort dans l'EGR (SOGREAH, 2000d), avec des résultats assez satisfaisants. Par ailleurs, la CNR (2005) a publié une étude de la capacité de transport solide entre Beaucaire et Arles, réalisée sur la base d'une modélisation 1D pour différents débits. Ce tronçon a la particularité d'avoir une charge de fond hétérogène, à dominante graveleuse à l'amont et graveleuse dans une matrice sableuse à l'aval. Les dragages effectués annuellement par la CNR sur le palier d'Arles montrent un transit de galets de 15 à 64 mm (Dugas, 1989; SOGREAH, 2000c), qui semblent à peine dépasser la ville.

Cette granulométrie grossière n'est pas fréquente à l'aval d'un grands organismes fluviaux. Ceux-ci sont généralement caractérisé par des fonds mobiles beaucoup plus fins (limono-sableux à argilo-limoneux) dans leur plaine de niveau de base (Panin et Jipa, 2002; Hesselink *et al.*, 2003). Elle est associée ici aux apports d'affluents méditerranéens à charge grossière (la Durance et le Gard, et probablement la Cèze, l'Ardèche, l'Ouvèze et l'Aygues), déplacés jusque là grâce à une pente longitudinale forte. Dans ce contexte, l'évaluation de la capacité de transport de la charge de fond du Rhône, et de sa variation entre 1876 et 2003, sont nécessaires à la compréhension des mécanismes de réajustement du chenal.

Les données topo-bathymétriques disponibles pour cette étude vont permettre de mettre en œuvre et de tester le logiciel d'application des différentes formules du transport solide, SAM (développé par l'USACE), déjà utilisé pour le calcul du transport solide sur les affluents rhodaniens (Rollet, 2007). Ce logiciel permet à partir des différents paramètres physiques d'un profil en travers (topographie, rugosité, granulométrie…) de déterminer les capacités de transport pour différents débits (à partir de la courbe de tarage).

Dans un premier temps, le choix des paramètres à prendre en compte dans les différentes équations du transport solide et la détermination de l'équation la plus adaptée à l'estimation de la capacité de transport du Rhône aval, est déterminé par comparaison avec les résultats obtenus dans les études de la CNR et d'Antonelli sur le secteur (Antonelli, 2002; CNR et Richard, 2005). Une fois déterminée la formule de transport la plus appropriée au système, celle-ci sera appliquée aux paramètres du chenal sur les mêmes profils en 1876. Il sera alors possible de comparer les capacités de transport dans le chenal pour des débits similaires aux deux périodes sur des profils d'amont en aval de la zone d'étude.

1.1. Méthodologie : mise en œuvre du logiciel SAM (USACE)

Les approches mathématiques développées depuis la fin du XIXe siècle, pour estimer les capacités de transport dans un chenal, font appel aux variables de base du système que sont la profondeur, la pente d'énergie, la vitesse, le débit et la taille des sédiments. A partir de ces variables, plusieurs équations permettent d'exprimer le transport, potentiel ou réel. Ces équations sont intégrées dans les formules mathématiques d'estimation des capacités de transport. Les principales équations sont les suivantes :

La puissance spécifique (ω) est calculée en utilisant la formule de Bagnold (1966)

$$\omega = \frac{\Omega}{w} \quad \text{en W m}^{-2} \qquad \text{avec} \qquad \Omega = \rho_w g Q s \quad \text{en W m}^{-1}$$

ρ_w : masse volumique du fluide

g : accélération de la gravité

Q : débit durant la période d'étude

s : pente de la ligne d'énergie, admise comme proche de la pente de la ligne d'eau sur le Rhône (IRS, 2000)

w : largeur du chenal.

La force tractrice unitaire (τ) (ou force du courant, Du Boys, 1879) intègre la somme de la résistance des particules à la mise en mouvement et la forme du lit. Elle indique l'énergie disponible.

$$\tau = g \rho_w R s \qquad \text{en N.m}^{-2}$$

R : rayon hydraulique (la profondeur maximum dans le chenal peu également être utilisée)

La force tractrice critique (τ_c) (en N. m^{-2}) désigne l'énergie nécessaire pour mettre en mouvement les sédiments qui composent le fond du lit.

$$\tau_c = \frac{P s}{(\rho_s - \rho_w) d}$$

P : tirant d'eau

ρ_s : masse volumique des sédiments

d : diamètre moyen des sédiments.

D'après les abaques de Meyer Peter, la mise en mouvement se produit lorsque τ_c=0.047 (Meyer-Peter et Muller, 1948).

A partir de la force tractrice il est possible de calculer **la contrainte d'entraînement adimensionnelle (θ_c)** de Shields (1936) qui apporte des informations sur la structure des sédiments qui composent le fond du chenal (Tableau 16).

$$\theta_c = \frac{\tau_c}{g(\rho_s - \rho_w)d}$$

Structure des sédiments	Valeur de θ_c
Faiblement colmaté *Graviers séparés par des vides occupés par l'eau*	0,01 à 0,035
Moyennement colmaté *Matériel uniforme, grains disposés de façon aléatoire*	0,035 à 0,065
Etroitement colmaté Petites particules dans les vides entre les particules *grossières*	0,065 à 0,10
Fortement imbriquée	> 0,10

Tableau 16 : Structuration des sédiments dans le chenal en fonction de la contrainte de Shields

Les équations ont permis de construire plusieurs formules mathématiques de transport solide. Leur construction se base le plus souvent sur des pools de données disparates obtenues dans des canaux artificiels. Les équations de quantification du transport solide ont donc proliférées au cours du XXe siècle sans que les principes de bases n'aient vraiment été consolidés (Gomez et Church, 1989). Aucune équation ne fait donc l'unanimité, puisqu'elles se rapportent généralement à un type de milieu particulier ; de fait les résultats obtenus avec n'importe quelle équation sur un milieu défini, même si l'équation employée semble juste, fournissent des résultats discutables (Wilcock, 2001).

Le logiciel SAM de L'USACE offre la possibilité de mettre en œuvre sur un profil, une vingtaine d'équations décrivant le transport solide. Après une rapide présentation des principes de fonctionnement du logiciel SAM, il faudra sélectionner les équations adaptées au domaine d'application sur la vingtaine proposées par le logiciel (Thomas *et al.*, 2002), puis définir et calibrer les paramètres initiaux (rugosité, granulométrie du fond) à partir des résultats des modélisations antérieures (Antonelli, 2002; CNR et Richard, 2005). La validation de ces données et des équations servira à recalculer les capacités de transport dans le chenal sur les profils de 1876 et donc de mesurer l'évolution de la capacité de transport entre 1876 et 2006

1.1.1. Principe de fonctionnement du logiciel SAM

SAM (Stable channel Analytical Model) est un logiciel de calcul des capacités théoriques de transport de la charge solide, développé par l'USACE depuis les années 1980. Il se compose de trois modules : SAM.hyd destiné à calculer les paramètres hydrauliques de la section étudiée, SAM.sed qui permet de calculer les capacités du transport sur la section en fonction d'un débit et le module SAM.yld utilisé pour déterminer la capacité annuelle de transport sur la section. Pour les besoins de cette recherche, seuls les deux premiers modules ont été exploités ; l'absence d'une chronique de débits pour l'année 1876 limite, en effet, l'estimation annuelle pour cette période ; pour les profils de 2006, la capacité de transport annuelle est calculée à partir de Microsoft Excel. Le dernier module a également été laissé de côté par Rollet (2007) au profit d'Excel en raison de la complexité de son paramétrage.

Le module SAM.hyd va calculer les paramètres hydrauliques pour une série de débits sur la section étudiée. En entrées, les données à fournir sont la topographie, le coefficient de rugosité du profil pour les contraintes de site et, pour chaque débit, la hauteur d'eau correspondante, la pente de la ligne d'énergie et la température de l'eau. Ces informations permettent d'obtenir en sortie le rayon hydraulique, la largeur du miroir, une approximation plus juste du coefficient de rugosité sur l'ensemble du profil, la vitesse moyenne, le nombre de Froude et la contrainte de cisaillement qui seront utilisés par la suite. A partir des données calculées dans SAM.hyd, le module SAM.sed permet de calculer, en utilisant les données granulométriques du fond du chenal, la capacité de transport sur le profil pour chacun des débits enregistrés dans SAM.hyd en tonnes par jours. Ces calculs sont basés sur l'application de vingt équations de la capacité de transport, qu'il faut sélectionner dans le module en fonction de leur domaine d'application.

1.1.2. Sélection des équations du transport solide compatibles avec le Rhône entre Beaucaire et Arles

Pour calculer la capacité de transport sur un profil, le logiciel propose un choix de vingt équations développées par différents auteurs. La plupart d'entre elles reposent sur des paramètres géométriques, hydrauliques ou sédimentologiques différents de ceux du Rhône aval (Toffaleti, 1968; Brownlie, 1981; Thomas *et al.*, 2002), petit cours d'eau, forte pente ou débit beaucoup plus faible.

Cependant, Thomas et al. (2002) note que certaines équations permettent des plages d'utilisation plus larges que celles de leurs seuls domaines de construction. Il est ainsi possible de sélectionner sept équations susceptibles de s'appliquer au milieu fluvial du Rhône aval, adaptées aux caractéristiques granulométriques du chenal (fond sableux gossier à graveleux ou à galets de taille inférieure à 64 mm) et aux gammes de débit du fleuve. Les premiers calculs permettront d'affiner cette sélection, en retenant les équations les plus significatives. Un des critères de ce choix sera la comparaison avec les résultats des modélisations antérieures sur le bas Rhône (Antonelli, 2002; CNR et Richard, 2005).

Ces équations sont présentées ci-dessous. Les auteurs du logiciel en ont modifié certains paramètres pour les rendre applicables à un grand nombre de milieux, sans expliciter clairement ces modifications. Nous présentons donc les équations initiales. Elles utilisent les variables suivantes :

γ *masse volumique du fluide (kg m^{-3})*

γ_s *masse volumique des sédiments (kg m^{-3})*

Q_b *débit efficace (m^3.s^{-1})*

Q *débit liquide (m^3.s^{-1})*

K_B *rugosité du lit*

K_G *rugosité des grains*

Y *profondeur (m)*

S *pente de la ligne d'eau (m^3.s^{-1})*

D *taille caractéristique des sédiments (m)*

g *accélération de la pesanteur (m s^{-2})*

u *vitesse d'écoulement (m s^{-1})*

W^* *Charge de fond totale adimensionnelle (formule de Parker)*

ϕ_{50} *rapport* $\tau^*_{50} / \tau_{r50}^*$ *(équation de Parker)*

τ^*_{r50} *valeur de référence pour* τ^*_{50} *(équation de Parker)*

τ^*_{50} *contrainte de Shields correspondant aux matériaux de subsurface de taille Di*

$\boldsymbol{\tau}_l$ *la force tractrice de Laursen*

D_{50sub} *taille médiane des particules de subsurface (m)*

ϕ_i^* *Intensité du transport solide pour une taille de sédiment donnée (formule d'Einstein)*

P_i *poids correspondant à la i ^{ème} classe de taille*

D_i *taille moyenne des particules d'une classe de taille donnée (m)*

i_{bi} *transport solide spécifique correspondant à une classe de taille donnée*

ξ_i *facteur de dissimulation correspondant à une classe de taille*

R_b *Rayon hydraulique correspond à la résistance du lit (m)*

ψ_i^* *intensité de la contrainte de cisaillement pour une classe de taille donnée (équation d'Eintein)*

q_s *transport solide spécifique (kg/m3/m)*

$f\left(\frac{u_*}{w_i}\right)$ *une fonction graphique**

$A\ C\ et\ n$ *des paramètres à définir pour la formule de Ackers-White*

- La formule de Ackers-White (Ackers et White, 1973; Ackers, 1993) a été modifiée par les concepteurs de SAM pour prendre en compte la totalité de la courbe granulométrique et non pas le seul grain moyen comme dans l'original. Elle est applicable au transport des graviers et des sables (la formule originale ne s'appliquait qu'aux sables) et elle intègre également les modifications réalisées par Ackers en 1993.

$$q_s = G_{gr}\gamma_s u(\frac{u}{u_*})^n D_{gr}$$

où

$$G_{gr} = C\left[\left(\frac{F_{gr}}{A}\right) - 1\right]^n$$

$$F_{gr} = \frac{u_*^n}{[gD(\gamma_s - 1)]^{1/2}}\left[\frac{u}{5.66\log\left(10\frac{Y}{D}\right)}\right]^{1-n}$$

$$D_{gr} = D\left[\frac{g(\gamma_s - 1)}{\nu^2}\right]^{1/3}$$

Pour $1 < D_{gr} < 60$:

$$n = 1 - 0.56\log D_{gr}$$

$$A = \left(0.23/D_{gr}^{1/2}\right) + 0.14$$

$$C = 10^{\left[2.86\log D_{gr} - (\log D_{gr})^2 - 3.53\right]}$$

Pour $D_{gr} > 60$:

$$n = 0.0$$

$$A = 0.1700$$

$$C = 0.025$$

- La formule de Profitt et Sutherland (1983) est une formule dérivée de la formule d'Ackers-White. Pour calculer la variable D_{gr}, elle ne se rapporte plus à la granulométrie du fond, mais sur la force tractrice dans le chenal pour chaque fraction granulométrique. Elle se base sur des mesures effectuées en laboratoire et peut être appliquée sur les fonds sableux ou graveleux.

- La formule d'Einstein (1950) s'applique également dans les chenaux à fond sableux ou graveleux, uniquement pour le calcul de la charge de fond. SAM y intègre les modifications de Pemberton (1972) et de Shen et Jau-Yau (1983). Une alternative à la formule d'Einstein a été mise en place par les auteurs du logiciel pour prendre en compte la totalité du transport (et non plus uniquement la charge de fond) en se basant sur la répartition des tailles de sédiments sans plus de précision.

$$1-(1/\pi^{1/2})\int_{-0.143\psi_i^{*-2}}^{0.143\psi_i^{*-2}} e^{-t^2}dt = \frac{43.5\phi_i^*}{1+43.5\phi_i^*}$$

où

$$\phi_i^* = (1/P_i)(i_{bi}/\gamma_s)\left[\frac{\gamma}{\gamma_s-\gamma}.\frac{1}{gD_i}\right]^{1/2}$$

$$\psi_i^* = \xi_i y\left[\frac{\log 10.6}{\log\left(\frac{10.6xD_i}{D_{65}}\right)}\right]^2.\frac{(\gamma_s-\gamma)}{\gamma R_b S}$$

$$q_s = \sum_{i=1}^{n} i_{bi}$$

- La formule de Laursen (1958) est modifiée par Copeland et Thomas (1989) pour prendre en compte la totalité de l'échantillon granulométrique dans les grands cours d'eau à charge graveleuse. Cette formule devrait ainsi particulièrement bien fonctionner sur le secteur d'étude.

$$q_s = 0.001\gamma\sum_i P_i\left(\frac{D_i}{d}\right)^{7/6}\left(\frac{\tau_l}{\tau_i}-1\right)f\left(\frac{u_*}{w_i}\right)$$

où

$$\tau_l = \frac{\rho u^2}{58}\left(\frac{D_{50}}{d}\right)^{1/3}$$

- La formule de Meyer-Peter and Muller ou MPM (1948) est une fonction qui s'applique aux systèmes graveleux mais qui n'est pas valide quand la charge en suspension est trop importante. SAM utilise également une deuxième version de cette équation qui ne prend en compte que le grain moyen.

$$q_s = \frac{\gamma}{\gamma_s-\gamma}\left[\frac{(Q_b/Q)(K_B/K_G)^{3/2}YS-0.047\{(\gamma_s-\gamma)/\gamma\}D}{(0.25/\gamma)(\gamma/g)^{1/3}}\right]$$

où

$$K_B = u/Y^{3/2}S^{1/2} \text{ et } K_G = 26/D_{90}^{1/6}$$

1.1.3. Choix des paramètres initiaux

Si certaines variables sont aisées à définir, comme les propriétés géométriques du chenal ou les niveaux d'eau pour chaque débit, d'autres sont plus complexes à obtenir et nécessitent un calage ou un choix. C'est le cas des coefficients de rugosité, des courbes granulométriques ou du type d'équation de transport solide qui sera la plus adaptée aux conditions du milieu.

Après la sélection de profils exploitables, les valeurs de ces paramètres variables seront fixées sur chacun des profils. Ce choix sera ensuite discuté sur la base d'une comparaison avec la modélisation réalisée par la CNR en 2000, qui permettra de sélectionner les équations à mettre en œuvre. L'application de ces paramètres ajustés aux données de 1876 devrait permettre ensuite de mesurer l'évolution des capacités de transport solide depuis 150 ans.

Parmi les paramètres initiaux, SAM s'appuie sur la température de l'eau. Cette dernière va être considérée comme identique sur la totalité du linéaire, et pour les deux dates elle est fixée à 59°F (15°C) ; valeur moyenne de la température de l'eau mesurée au cours des diverses missions d'acquisition aDcp sur le Rhône pour ce travail (l'appareil dispose d'un thermomètre).

1.1.3.1. Sélection des profils exploitables, établissement des lignes d'eau

Le chenal du Rhône a évolué depuis 150 ans et très peu de profils ne sont pas perturbés par la mise en place d'une digue ou d'un casier Girardon. La possibilité de travailler sur des profils « simples », aux deux dates, limite les zones exploitables. Cinq profils ont été sélectionnés, du fait de leur position par rapport au comportement général du fleuve sur les 150 dernières années. Ils sont présentés ci-dessous (Figure 96).

Pour chacun des profils, les courbes de tarage de 2006 sont fournies par la CNR et celles de 1876 sont reconstruites à partir des lignes d'eau. Dans chaque cas, si une mesure hauteur/débit existe (mesurée par la CNR ou les P&C), elle sera préférée à une extrapolation sur la courbe de tarage.

La rive gauche est à l'origine de chaque profil et sur un même profil l'origine n'est pas la même pour les deux dates. En effet, le logiciel SAM ne peut pas intégrer des distances supérieures à 1 000 m, et à la vue des déplacements et de la largeur de la bande active sur la période d'étude, chaque profil est relevé indépendamment.

La comparaison des profils de chaque période montre de fortes disparités géométriques. Elles ont un impact sur l'écoulement des flux entre les deux dates étudiées. Elles correspondent à des divagations de l'axe du talweg et à son approfondissement (qui modifie la courbe de tarage entre les deux dates) : c'est pour cette raison que les niveaux d'eau correspondant à chaque débit sont mentionnés pour chaque date.

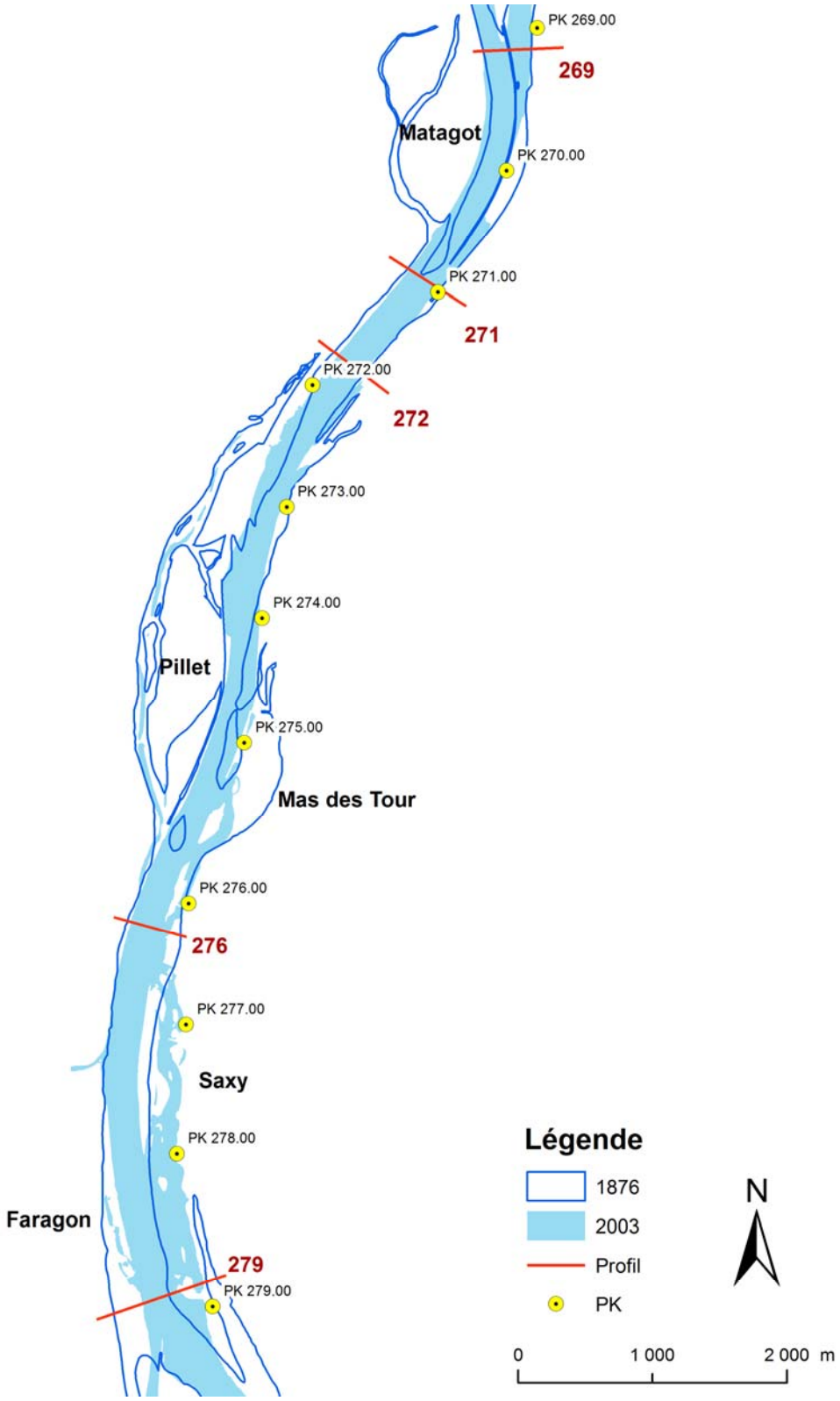
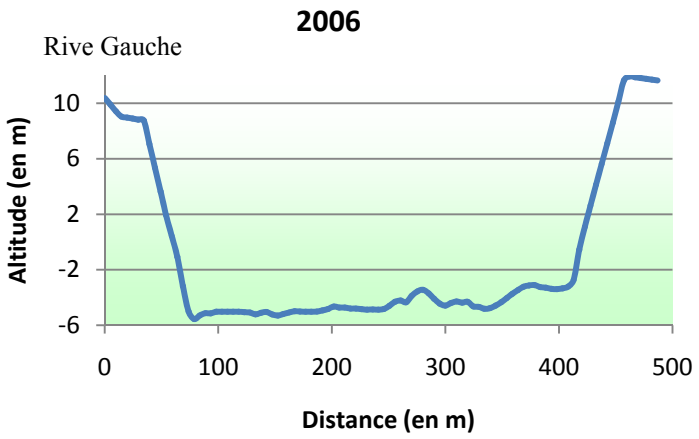
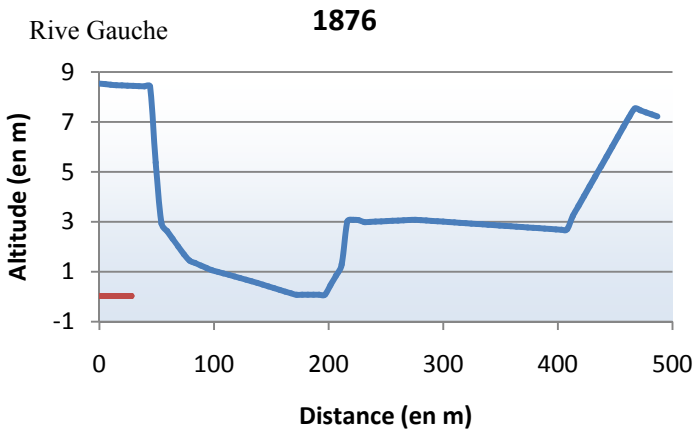


Figure 96 : Localisation des profils topograhiques pour lesquels sont calculées les capacités de transport

Le PK 269, situé à la sortie du défilé de Beaucaire-Tarascon, présente un état du chenal à l'entrée du tronçon étudié. Le chenal n'a pas la même géométrie aux deux périodes : en 1876, le lit en tresses laisse apparaitre des bancs de graviers au milieu du chenal, alors qu'en 2006, le chenal a une forme rectangulaire. Il s'est enfoncé de plus de 6 m et les débordements dans la plaine se font pour des débits plus élevés, au-dessus de Q_2 en 1876 et juste en dessous de Q_{10} en 2006 (Figure 97).



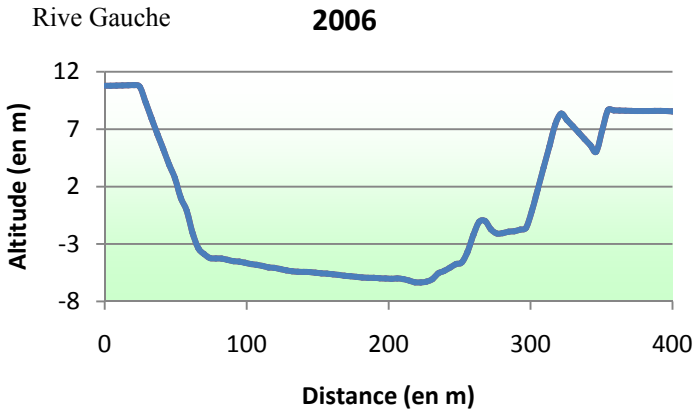
Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
0.80	670
2.20	1 460
2.80	1 850
3.40	2 285
4.00	2 743
5.50	3 976
7.00	5 459
8.50	7 169
10.00	9 171



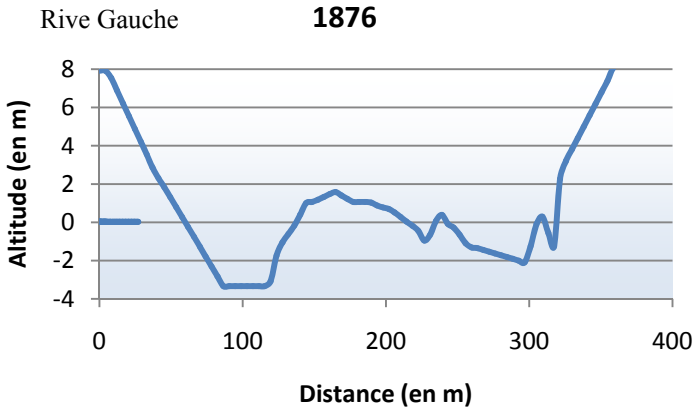
Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
3.62	667
4.08	1012
4.65	1464
5.06	1853
5.33	2281
5.92	2737
6.27	3151
6.92	3976
7.95	5451
8.17	5792

Figure 97 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 269, en 1876 et 2006

Le PK 271 se situe en aval de la restitution de la lône de Matagot, il illustre l'état du chenal avant la construction du Casier Saxy en rive droite, présent jusqu'à la diffluence. En 2006, avec un enfoncement de 4 m, le chenal s'est simplifié et comme sur le profil précédent, le flux reste concentré dans le chenal pour des débits plus importants en 2006 qu'en 1876 (Figure 98).



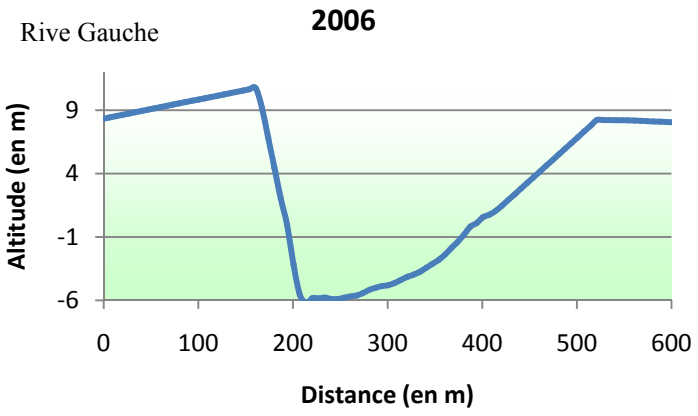
Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
0.6	430
1.58	1015
4.32	3150
7.7	5790
8.27	7793
9.92	10720



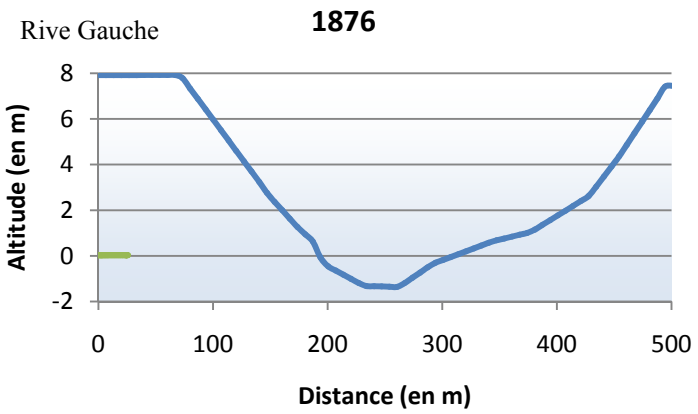
Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
2.982	667
3.442	1012
4.012	1464
4.422	1853
4.692	2281
5.282	2737
5.632	3151
6.282	3976
7.312	5451
7.532	5792
8.362	7172

Figure 98 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 271, en 1876 et 2006

Le PK 272, situé à l'amont des lônes du Pillet et de Ranchier, permet d'évaluer la capacité de transport en entrée de ces deux bras secondaires. Le profil a gardé la même apparence géométrique en V, mais il s'est enfoncé de plus de 4 m et s'est rétrécis (Figure 99).



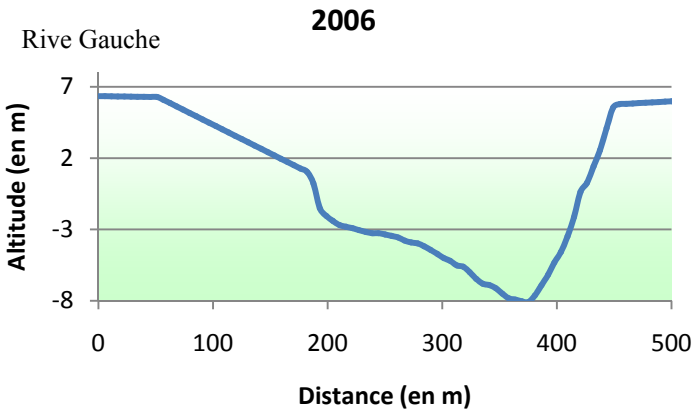
Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
0.61	430
1.49	1015
4.16	3150
5.79	5330
7.38	5790
7.94	7793
9.68	10720



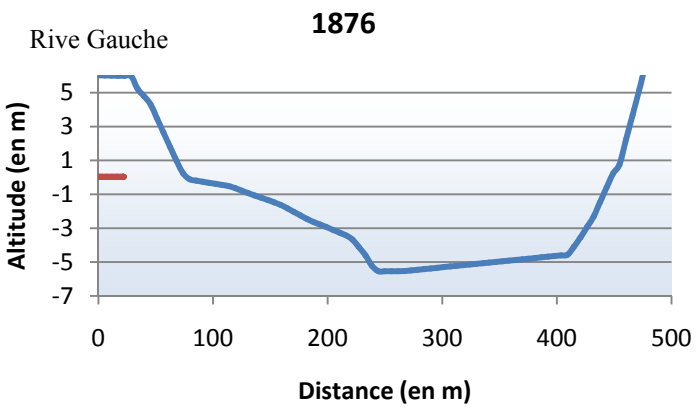
Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
2.663	667
3.123	1012
3.693	1464
4.103	1853
4.373	2281
4.963	2737
5.313	3151
5.963	3976
6.993	5451
7.213	5792
8.043	7172

Figure 99 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 272, en 1876 et 2006

Le PK 276 se situe en aval de la lône du Pillet. Par comparaison avec le profil précédent, il doit permettre de mesurer l'évolution des capacités de transport entre l'amont et l'aval de la lône. Il correspond à une ligne de rupture fondamentale dans la morphogenèse fluviale, à la limite sud de la bande active de tressage de la fin du XIXème siècle. Ce profil s'est approfondi de 3 m environ depuis 1876 et la ligne de talweg s'est déplacée vers la rive droite (Figure 100).



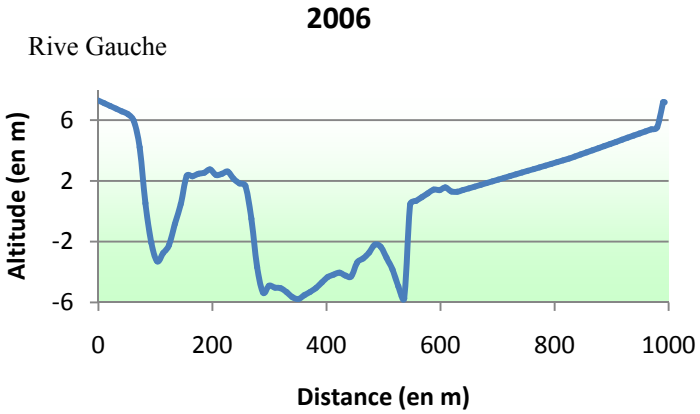
Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
0.55	430
1.28	1015
3.52	3150
6.53	5790



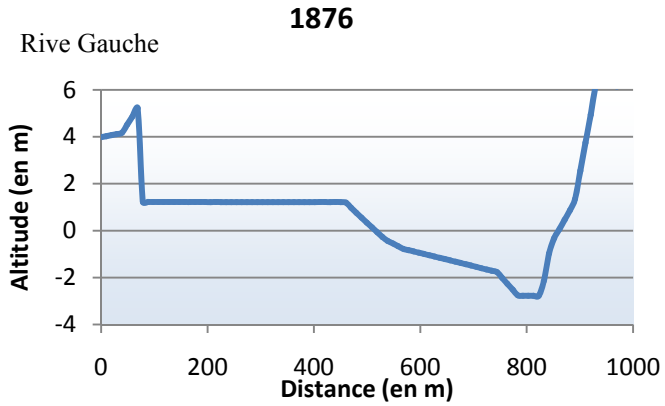
Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
1.387	667
1.847	1012
2.417	1464
2.827	1853
3.097	2281
3.687	2737
4.037	3151
4.687	3976
5.717	5451
5.937	5792

Figure 100 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 276, en 1876 et 2006

Le PK 279 est situé à la limite aval de la zone d'étude, en amont direct de la diffluence et à l'aval des derniers casiers sur le Rhône. L'analyse de ses capacités de transport va permettre d'établir un bilan de l'évolution des capacités de transport sur le profil en long, mais également de voir si la tendance au colmatage actuel est récente ou si, en 1876, les capacités de transport dans le chenal étaient déjà réduites. Dans ce secteur, le profil s'est complexifié depuis 1876, avec l'implantation de la digue du casier Girardon. Le chenal principal s'est rétréci et approfondi (- 4 m), mais le casier a conservé environ 2 m de profondeur (Figure 101).



Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
0.41	430
0.9	1015
2.97	3150



Niveau eau (en m)	Débit (en $m^3 s^{-1}$)
0.43	667
0.89	1012
1.46	1464
1.87	1853
2.14	2281
2.73	2737
3.08	3151
3.73	3976
4.76	5451
4.98	5792

Figure 101 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 279, en 1876 et 2006

A chacune des deux dates, la pente de la ligne d'eau est considérée comme constante entre les différents débits. Elle sera également considérée comme identique entre les profils. Elle est respectivement de 0.003 m m^{-1} en 1876 et de 0.007 m m^{-1} en 2006. Cette évolution sera analysée par la suite.

Si les profils et la courbe de tarage d'une période donnée sur un profil sont fixes, d'autres paramètres varient en fonction du mode ou du moment d'acquisition de la donnée. C'est le cas pour la granulométrie du fond du chenal, soumise à la capacité de transport dans le cours d'eau au moment, du prélèvement, et du coefficient de rugosité qui est une valeur issue de l'appréciation du milieu en fonction de l'expérimentateur. Les valeurs de ces deux variables sont décrites ici pour 2006. Ils ne sont pas connus en 1876.

1.1.3.2. Les paramètres granulométriques

Les données granulométriques sur le Rhône entre Beaucaire et Arles ont été obtenus ou recensées par Antonelli (2002) et par SOGREAH (2000d), plusieurs granulométries pouvant caractériser un même profil. Pour chacun des prélèvements, sont mentionnés le D_{30}, le D_{50} et le D_{90}, auxquels s'ajoutent les D_{10} et D_{70}, sur le PK 279.

Profil	Année	Source	D_{10}	D_{30}	D_{50}	D_{70}	D_{90}
272a	1964	CNR		14	30		195
272b	1964	CNR		13	25		130
276	1964	CNR		15	22.5		45
279.05a	2000	Antonelli/CNR		12.5	18		35
279.05b	2000	Antonelli/CNR		22.5	28		54
279	2000	SOGREAH	7	14	18	24	32

Tableau 17 : Granulométrie du fond du chenal du Rhône en mm (les données du PK 279.05 correspondent à la partie supérieure (a) et inférieure (b) d'une benne de dragage de la CNR)

Ces prélèvements ne correspondent pas toujours précisément aux profils sélectionnés. Afin de pouvoir réaliser les calculs, un choix doit être fait sur les granulométries à prendre en compte :

- Pour les PK 269, 271 et 272, les valeurs connues les plus proches sont celles des prélèvements effectués sur les PK 272a et b. Le D_{50} est compris entre 30 mm (pavage superficiel) et 25 mm en dessous de ce pavage.

- Pour le PK 276, c'est les valeurs de la granulométrie locale (D_{50} à 22,5 mm) qui sont exploitées.

- Pour le PK 279, on dispose des granulométries d'Antonelli et de la SOGREAH. Les prélèvements 279 et 279.05a ont un D_{50} similaire (18 mm), par contre le prélèvement 279.05b est beaucoup plus grossier. Les prélèvements 279 et 279.05a ayant été effectués par des organismes différents, la similitude des résultats est un facteur favorable à l'utilisation de ces derniers dans les calculs. De plus le prélèvement 279, effectué par la SOGREAH, apporte des informations supplémentaires sur d'autres points de la courbe granulométrique, qui permettront un affinement des calculs par le logiciel SAM.

1.1.3.3. La rugosité des profils

Le coefficient de rugosité d'une section est une des contraintes principales qui vont déterminer la capacité de mise en mouvement des particules sur le fond du profil. Dans les équations du transport solide, il est exprimé par le coefficient de Manning, ***n,*** que Chow (1959) décompose en :

$$n = (n' + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m_5$$

Où *n'* dépend des matériaux qui constituent le fond du chenal, n_1 du degré d'irrégularité de la surface, n_2 des variations de forme de la section transversale, n_3 des effets d'obstruction, n_4 de la végétation et m_5 de degré de sinuosité du chenal.

Même si cette formule tend à réduire les erreurs dues à la perception du milieu par l'expérimentateur, *n*, reste toujours une valeur subjective. Lors de la modélisation effectuée pour la CCR03 par la SOGREAH (2004), deux valeurs de *n* ont été déterminées par le bureau d'étude entre 0.025 et 0.033. D'après les abaques disponibles dans le logiciel HEC-RAS, ces

valeurs correspondent à un cours d'eau naturel avec un chenal principal propre, droit et régulier sans végétation au fond, de type A1a (Brunner, 2002) qui peu être assimilé au Rhône aval. Les valeurs de la SOGREAH seront donc retenues pour la suite de ce travail.

1.1.4. Validation des données et des équations

Les sept équations, sélectionnées précédemment en fonction de la compatibilité de leur domaine d'application avec les caractéristiques du tronçon étudié sur le bas-Rhône (2 équations d'Einstein concernant la charge de fond ou la charge totale, d'Ackers-White, MPM et MPM avec le D50, Laursen et Profitt-Sutherland), sont appliquées aux cinq profils étudiés, en intégrant la géométrie et l'hydrologie de 2006, puis en faisant varier la granulométrie et la rugosité d'après les valeurs retenues ci-dessus.

Afin de déterminer les coefficients de rugosité et les granulométries les plus représentatifs de chaque profil, les résultats sont comparés à ceux qui avaient été obtenus par la CNR (logiciel CRUE 7) et par Antonelli (formule de Lefort). L'équation dont les résultats sont les plus proches de ces études permettra de retenir les valeurs de rugosité et de granulométrie applicables aux données géométriques et hydrologiques de 1876.

1.1.4.1. Détermination des caractéristiques granulométriques

Deux séries de valeurs sont disponibles sur les trois profils amont (PK 269, 271, 272) et deux également sur le dernier profil (PK 279). L'application de ces valeurs (les déciles mentionnés dans le Tableau 17) sur chacun des profils va permettre de déterminer lesquelles doivent être retenues ; avec pour critère l'adéquation aux résultats de l'étude CNR (Figure 94).

- Au PK 269, aucune équation à part celles d'Einstein n'exprime l'apparition d'un déplacement de la charge de fond, même pour les débits les plus élevés et ce quelle que soit la granulométrie. Avec les équations d'Einstein les résultats sont identiques pour les deux granulométries retenues.

- Aux PK 271 et 272, les résultats sont similaires à ceux du PK 269, la variation de granulométrie entre les deux échantillons 272a et b ne permet donc pas de dépasser la marge d'erreur des calculs. Ce constat permet de limiter les calculs à l'emploi d'une seule valeur. L'échantillon 272a est privilégié (D_{50} = 30 mm), car il correspond à la granulométrie de surface.

- Au PK 276, il existe une granulométrie locale. Mais la granulométrie 272a est également utilisée. Les formules d'Einstein et de Profitt-Sutherland montrent toujours l'existence d'un transport important, mais à partir d'un débit plus faible si la granulométrie locale est utilisée.

- Au PK 279, l'utilisation de la granulométrie 272a ne permet pas d'atteindre le seuil de mise en mouvement à partir des débits utilisés pour le calcul (trois débits disponibles avant débordement aux limites du profil), si ce n'est avec les formules d'Einstein, mais les volumes transportés restent négligeables (0.02 tonnes par jours). Avec les granulométries acquises sur le profil, les calculs fournissent exactement les mêmes résultats (Tableau 18) avec les données du PK 279 ou celles du PK 279.05a.

Granulométrie	Débit $m^3 s^{-1}$	transport (tonnes par jours)						
		Einstein total load	Ackers White	MPM	Laursen (copeland)	MPM D50	Einstein bed load	Profitt Sutherland
PK279	429	3.41	0	0	0.96	0	3.41	45.81
	1015	304.76	128.53	0	166.32	0	304.76	176.04
	3150	5073.4	2613.67	1131.28	7293.18	11312.78	5073.4	4615.12
PK 279.05a	429	3.41	0	0	0.96	0	3.41	45.81
	1015	304.76	128.53	0	166.32	0	304.76	176.04
	3150	5073.4	2613.67	1131.28	7293.18	11312.78	5073.4	4615.12

Tableau 18 : Calculs du transport solide au PK 279 pour les trois débits exploitables et avec les deux granulométries disponibles sur le profil (coefficient de Manning 0.025)

L'analyse du facteur granulométrique dans le calcul des potentialités du transport permet de déterminer les granulométries à prendre en compte sur chacun des profils utilisés : celle du PK 272a (D_{50} = 30 mm) pour les profils 269, 271 et 272 ; celle du PK 276 (D_{50} = 22.5 mm) pour le profil 276 et celle du PK 279 (D_{50} = 18 mm) pour le profil 279. De plus, le calcul des capacités de transport à partir de la granulométrie du PK 272a montre une réduction de la capacité de transport d'amont en aval pour les classes les plus grossières, ce qui correspond à l'affinement granulométrique observé entre l'amont et l'aval du système.

Les formules d'Einstein et de Profitt-Sutherland apparaissent les plus aptes à décrire un transport proche des calculs effectués par la CNR (Tableau 18). Pour limiter le choix dans les équations, une analyse rapide de la totalité des résultats montre que les deux formules d'Einstein (charge de fond et charge totale) fournissent un résultat identique quels que soient les paramètres pris en compte (Tableau 18). Une seule sera donc présentée dans les résultats suivants.

1.1.4.2. Détermination du coefficient de rugosité et des équations les plus adaptées

Les résultats obtenus à partir de chaque formule sur les différents profils, en faisant varier le coefficient de rugosité entre les deux valeurs retenues (0.025 et 0.033), va permettre de déterminer quelle valeur de rugosité correspond le mieux aux résultats antérieurs et quelles sont les formules qui s'approchent le plus des capacités de transports calculées par Antonelli (Figure 95) et la CNR (Figure 94).

Sur le PK 269 (Tableau 19), la CNR n'a pas effectué de simulation, elle ne débute qu'au PK 269.5. Le dessin des courbes laisse cependant entrevoir vers l'amont une absence de transport à 8 410 m^3 s^{-1} et un début d'entrainement à 11 210 m^3 s^{-1}. Les calculs effectués avec SAM montrent que seules les formules d'Einstein et de Profitt-Sutherland permettent de faire apparaître un transport. La formule d'Einstein constate un transport à partir de 3 975 m^3 s^{-1} pour un coefficient de rugosité de 0.025, à partir de 5 460 m^3 s^{-1} pour une rugosité de 0. 033 Celle de Profitt-Sutherland correspond à un transport entre 7 170 et 9 170 m^3 s^{-1} pour un coefficient de Manning à 0.025, mais ne fait apparaître aucun mouvement si on retient une rugosité de 0.033.

Débit m^3 s^{-1}	Manning 0.025		Manning 0.033	
	Einstein bed load	Profitt Sutherland	Einstein bed load	Profitt Sutherland
2743	0	0	0	0
3976	0.01	0	0	0
5459	0.09	0	0	0
7169	0.68	0	0	0
9171	4.30	455.36	0.01	0

Tableau 19 : Capacité de transport sur le PK 269 (en m^3 j^{-1}) en fonction de la rugosité pour les différentes formules

La formule d'Einstein détermine donc la mise en mouvement de la charge de fond pour des débits beaucoup plus faibles que celle de Profitt-Sutherland, même pour des quantités qui paraissent négligeables, comparées aux résultats de la CNR sur le profil 269.5 (Figure 94). Pour rester en cohérence avec l'absence de mouvement constaté par la CNR, c'est la formule de Profitt-Sutherland qui est retenue sur cette section.

Sur le PK 271 (Tableau 20), les équations d'Einstein, Laursen, MPM ou Profitt-Sutherland décrivent de très faibles valeurs de transport avec un coefficient de rugosité de 0.033. C'est la formule de Profitt-Sutherland qui décrit le mieux un transport au débit maximum (61 m^3 j^{-1}). Avec une rugosité plus faible (0.025), la formule d'Einstein déclenche le transport à partir de 3 150 m^3 s^{-1}, mais les volumes mis en mouvement restent négligeables, même pour de plus forts débits. Il en va de même pour les formules d'Ackers-White et de Laursen, qui fournissent des résultats largement inférieurs aux résultats de la CNR. C'est toutefois ce faible coefficient de rugosité qui sera choisi, car plus représentatif du fonctionnement réel. La formule la plus pertinente pour ce profil est celle de Profitt-Sutherland, avec un débit seuil de mise en mouvement qui correspond aux données de la CNR, bien que les volumes mesurés soient deux fois plus faibles à tous les débits.

Débit $m^3 s^{-1}$	Einstein bed load	ackers white	laursen (copeland)	Profitt Sutherland
1015	0	0	0	0
3150	0.05	0	0	0
5790	2.88	0	0	306.96
7792	23.41	0	0	1502.51
10720	247.06	336.40	0.07	4285.53

Tableau 20 : Capacité de transport sur le PK 271 (en $m^3 j^{-1}$) pour les différentes formules (les équations fournissant des valeurs nulles sont ignorées)

Sur le profil au PK 272 (Tableau 21), comme précédemment, pour un coefficient de rugosité à 0.033, les valeurs du transport solide obtenues sont proches de zéro pour toutes les formules, même avec les plus forts débits (10 720 $m^3 s^{-1}$). Par contre si les formules de Lauren et MPM ne mentionnent aucun transport avec le coefficient de rugosité à 0.025, Einstein, Ackers-White et Profitt-sutherland montrent un déplacement de la charge de fond à partir de 3 150 $m^3 s^{-1}$ (Einstein). Sur ce profil, les données d'Antonelli et de la CNR s'accordent sur la mise en mouvement de la charge de fond à partir d'un débit seuil situé entre 4 000 et 4 200 $m^3 s^{-1}$. C'est donc le coefficient de rugosité de 0.025 qui sera retenu, avec la formule de Profitt-Sutherland qui présente des résultats similaires, malgré une sous-estimation des capacités de transport. Elle sera donc préférée aux formules d'Einstein et Ackers-White qui sous estiment le transport d'un ordre de grandeur (x10).

Débit $m^3 s^{-1}$	Einstein bed load	ackers white	Profitt Sutherland
3150	0.16	0	0
5330	4.61	0	474.56
5790	7.65	0	698.36
7792	49.92	5.490	2065.01
10720	385.22	532.06	4286.43

Tableau 21 : Capacité de transport sur le PK 272 (en $m^3 j^{-1}$) pour les différentes formules (les équations fournissant des valeurs nulles sont ignorées)

Sur le profil au PK 276, le chenal est moins profond que sur les autres profils. A partir de 5 790 $m^3 s^{-1}$, le flux déborde dans la plaine d'inondation, mais ces débordements ne peuvent pas être pris en compte par le logiciel SAM.

Antonelli met en évidence un transport de la charge solide pour un débit supérieur à 2 000 $m^3 s^{-1}$, alors que la CNR montre un débit seuil d'entrainement plus élevé. Ce débit seuil de 2000 $m^3.s^{-1}$ est néanmoins cohérent avec celui de la CNR sur les profils 275.5 et 276.5. C'est donc ce débit seuil, compris entre 2 000 et 2 500 $m^3 s^{-1}$, qui est retenu ici.

Selon la CNR, les volumes transportés ne n'excèdent pas 10 000 $m^3 j^{-1}$ pour le débit maximum (14 510 $m^3 s^{-1}$) et dépassent les 5 000 $m^3 j^{-1}$ pour un débit de 4 210 $m^3 s^{-1}$. Les calculs effectués avec le logiciel SAM montrent des valeurs de transport très faibles, avec toutes les formules, pour un coefficient de rugosité de 0.033 et un débit inférieur à 5 790 $m^3 s^{-1}$. Elles ne dépassent pas 216 $m^3 j^{-1}$ avec la formule d'Einstein, qui fournit les estimations les plus élevées, par contre, avec un coefficient de rugosité de 0.025.

Les formules d'Einstein, Ackers-White, Laursen et Profitt-Sutherland font apparaître un transport solide potentiel de la charge de fond de 3 760 à 4 470 $m^3 j^{-1}$, pour un débit de 5 790 $m^3 s^{-1}$, en fonction des formules employées. Ces résultats se rapprochent des valeurs de la CNR, c'est donc la valeur de rugosité fixée à 0.025 qui sera une fois de plus employée.

Le Tableau 22 mentionne les quatre formules pour lesquelles la valeur du coefficient de Manning à 0.025 fournit des capacités de transport non nulles. La formule d'Ackers-White sous estime de 58 à 68% le transport solide potentiel par rapport aux autres formules pour le

débit le plus élevé, mais elle fournit des résultats similaires à ceux de la formule de Laursen jusqu'à 3 150 m^3 s^{-1}. Les trois autres formules fournissent des résultats de plus en plus semblables au fur et à mesure que les débits augmentent. Ils ne diffèrent que de 15 % à 5 790 m^3 s^{-1}. Les trois formules vont donc pouvoir être utilisées. Pour la première fois depuis le PK 269, la formule de Profitt et Sutherland est celle qui fournit les volumes de transit potentiels les moins importants (des trois équations retenues) pour le plus fort débit.

Débit m^3 s^{-1}	Einstein bed load	ackers white	laursen (copeland)	Profitt Sutherland
429	0.73	0.00	0.03	19.38
1015	60.32	30.94	2.82	289.11
3150	1227.41	784.24	807.13	983.88
5790	4477.08	2587.05	4238.93	3762.91

Tableau 22 : Capacité de transport sur le PK 276 (en m^3 j^{-1}) pour les différentes formules (les équations fournissant des valeurs nulles sont ignorées)

Entre les PK 277 et 279, la CNR met en évidence dans ses calculs l'absence de transport solide pour la totalité des débits expérimentés. Cette information est contradictoire avec les calculs d'Atntonelli qui fait apparaître des seuils de mise en mouvement pour un débit inférieur à 2 000 m^3 s^{-1} sur les PK 277.9 et 279.05, inférieur à 4 000 m^3 s^{-1} au PK 278.5. Or le secteur amont de la diffluence est un milieu avéré d'accumulation, et non pas de transport fréquent, comme l'indiquent les dragages permanents de la CNR pour maintenir le seuil de navigation.

La fréquence des débits supérieurs à 2 000 m^3. s^{-1}, pour les années 2004 à 2006 est respectivement de 50, 34 et 137 jours par an et de 6, 0 et 3 jours par an pour les débits supérieurs à 4 000 m^3 s^{-1} (débit de crue annuel).

Sur le PK 279 (Tableau 23), les formules d'Einstien, Laursen et Profitt-Sutherland montrent un début d'entrainement dès 1 015 m^3 s^{-1} avec un coefficient de rugosité de 0.025, ce qui est évidemment trop faible. En passant à une rugosité de 0.033, le début d'entraînement nécessite un débit de 3 150 m^3 s^{-1}, avec les formules d'Einstein et Laursen, conformément au modèle de la CNR. C'est donc ce coefficient qui sera retenu/

Les deux formules de MPM, qui montrent une différence d'un facteur 10 pour les mêmes débits, sont écartées du calcul. Les formules d'Einstein et Laursen mettent en évidence un transport dès 3 150 m^3 s^{-1}, mais celles de Ackers-White et de Profitt semblent mieux convenir, avec un début d'entrainement situé entre 3 150 m^3 s^{-1} et 5 330 m^3 s^{-1}, plus conforme aux calculs de la CNR (pas de mouvement en dessous de 4 210 m^3 s^{-1}).

Manning	Débit m^3 s^{-1}	Einstein total load	Ackers White	Laursen (copeland)	Profitt Sutherland
0.025	429	0	0	0	0
	1015	0.69	0	0.02	13.62
	3150	375.51	223.22	27.43	155.95
	5330	1864.57	1190.64	871.25	1468.75
	5790	2288.26	1456.61	1660.08	1837.80
0.033	429	0	0	0	0
	1015	0.02	0	0	0
	3150	18.39	0	4.74	0
	5330	332.58	40.88	125.06	145.02
	5790	438.66	75.35	193.42	227.05

Tableau 23 : Capacité de transport sur le PK 279 (en m^3 j^{-1}) pour les différentes formules (les équations fournissant des valeurs nulles sont ignorées)

1.1.4.3. Bilan et conclusion

Au final, sur chaque profil, les valeurs de granulométrie et de rugosité en 2006 ont pu être fixées. Elles seront reprises dans le calcul des capacités de transport sur les mêmes profils en 1876.

La granulométrie sur les profils des PK 269, 271 et 272 sera celle de l'échantillon PK 272a (CNR) ; et pour le profil 279 celle du PK 279 (SOGREAH).

Le coefficient de rugosité (Manning) est fixé à 0.025 sur la totalité des profils amont, à 0.033 sur le PK 279 en raison de la typologie et de la granulométrie spécifique de ce profil.

Le choix des formules est plus complexe car plusieurs d'entre elles peuvent s'appliquer à un même profil. Pour les PK 268, 271 et 272, la formule de Profitt-Sutherland semble la seule au vu des résultats. Sur le PK 276, si la formule de Profitt-Sutherland s'applique dans les mêmes conditions, s'y ajoutent les formules de Laursen et d'Einstein. Le PK 279 est plus complexe à analyser : avec le coefficient de rugosité retenu (0.033), deux formules peuvent s'appliquer (Profitt-Sutherland et d'Ackers-White). Dans un souci d'homogénéité sur le profil en long, la formule de Profitt-Sutherland étant la seule applicable sur chacun des profils, c'est elle qui va être exploitée tout au long de l'étude.

1.2. Résultats : estimation des capacités de mobilisation de la charge de fond entre Beaucaire et Arles en 1876 et 2003

Le calage des paramètres permet de calculer de façon précise les capacités de transport sur les différents profils en 2006, puis, à partir de ces résultats, de quantifier le transport annuel sur la période d'étude, entre 2004 et 2007. Dans un deuxième temps l'application des paramètres de transport aux profils de 1876 permet d'évaluer la capacité de transport en 1876. Les différences entre les deux dates vont mettre en évidence l'évolution séculaire de la puissance fluviale, l'absence de chroniques journalières en 1876 ne permettant pas de quantifier le transport probable annuel.

1.2.1. Le transport actuel

La Figure 102 montre l'évolution de la capacité de transport sur chaque profil en fonction du débit.

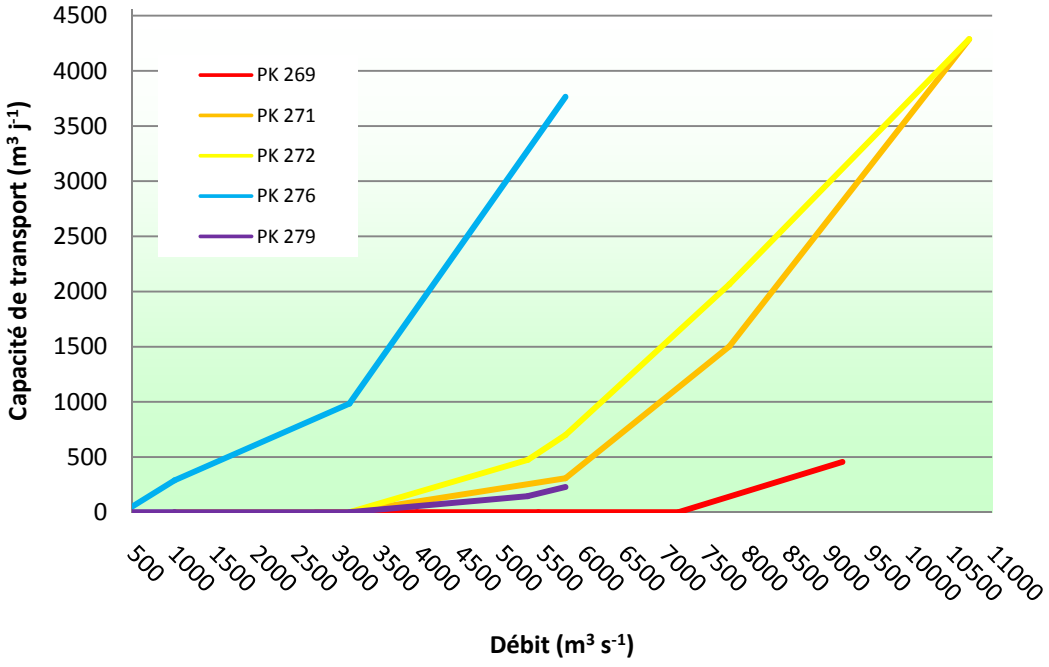


Figure 102 : Capacité de transport solide sur les cinq profils analysés à partir de la formule de Profitt-Sutherland

1.2.1.1. Le débit seuil d'entrainement

A Beaucaire (PK269), les volumes mis en mouvement, même pendant les crues exceptionnelles sont faibles (500 m^3 j^{-1} à 9 000 m^3 s^{-1}), avec un débit seuil d'entrainement qui n'est atteint qu'au delà de 5 000 m^3 s^{-1} (Q_2).

Entre les PK 269 et 276, le débit seuil d'entrainement diminue. Il reste pourtant entre les PK 271 et 272, au dessus de 3 200 m^3 s^{-1}, puis aboutit à un transport permanent au PK 276 (à partir de 430 m^3 s^{-1}). Cette augmentation de la capacité de transport au PK 276, déjà sensible aux PK 272 et 271, est confirmée par les volumes déplacés : pour un débit 9 000 m^3 s^{-1} au PK 271, la capacité de transport est six fois supérieure à celle du PK 269. Cette évolution se

ressent jusqu'au PK 276, où, 3 000 m^3 j^{-1} de sédiment sont déplacés pour un débit de 5 000 m^3 s^{-1}.

Par contre à l'aval du PK 276, les calculs montrent une perte d'énergie, avec des volumes mis en mouvement, pour le débit maximum calculé (5 790 m^3 s^{-1}), de 227 m^3 j^{-1} qui se rapprochent des valeurs du PK 271.

Cette évolution de l'amont vers l'aval avec une capacité de transport quasiment nulle à l'entrée du système, qui augmente jusqu'au PK 276 pour rediminuer vers la diffluence est en accord avec les résultats de l'étude de la CNR, à l'exception du PK 272 où la CNR montre une diminution de la capacité de transport. Mais les résultats d'Antonelli confirment une augmentation de la capacité de transport entre les PK 272 et 276, en accord avec les calculs effectués avec le logiciel SAM.

1.2.1.2. ***La capacité de transport annuel***

Les calculs sont réalisés sur tous les profils à partir des débits classés sur la période d'étude (2004 -2006). Pour chaque PK, la mise en mouvement est considérée comme linéaire entre les deux valeurs pour extrapoler le transport sur les débits intermédiaires.

Sur le profil 269 le seuil d'entrainement se situe entre 7 200 et 9 170 m^3 s^{-1}. Entre 2004 et 2006, le débit maximum atteint à Beaucaire est de 5 030 m^3 s^{-1}. Donc pendant la période d'étude aucune mise en mouvement de la charge de fond n'a eu lieu sur ce profil.

Sur les profils 271 et 272, le seuil de mise en mouvement est compris entre 3 150 m^3 s^{-1} et 5 790 m^3 s^{-1}, avec des valeurs de 300 m^3 j^{-1} pour un débit de 5 790 m^3 s^{-1} au PK 271, et de 475 m^3 j^{-1} pour un débit de 5 330 m^3 s^{-1} au PK 272. Pour ces deux profils, le nombre de jours où le seuil de transport a été atteint est respectivement de 23, 9 et 25 pour 2004, 2005, et 2006).

Sur le PK 276, le transport est permanent dès 430 m^3 s^{-1}, donc actif pendant toute la période d'étude.

Sur le PK 279, les calculs ne permettent pas d'obtenir des volumes théoriques de sédiments déplacés pour les débits supérieurs à 3 150 m^3 s^{-1}. L'analyse des débits classés sur les trois années montre qu'en 2004 seulement 23 jours ont connu un débit supérieur à 3 150 m^3 s^{-1} (dont un seul à Q_2), en 2005, 8 jours (tous inférieurs à Q_2) et en 2006, 25 jours (tous inférieurs à Q_2). Les volumes déplacés sur ce profil sont donc négligeables et seule la fourchette minimum/maximum des valeurs obtenues à partir des différentes formules est utilisée.

L'analyse globale des résultats (Tableau 24) montre la forte disparité dans les capacités de transport entre les différents profils. La période étudiée, d'une hydrologie relativement calme, ne favorise pas le transport dans le chenal. Sur les trois années, la capacité de transport est nulle à la sortie du défilé de Beaucaire-Tarascon et très faible en amont de la diffluence, elle reste très faible entre les PK 271 et 276. Seul le profil 276 correspond à une capacité de transport élevée.

Année	Capacité de transport annuel (m^3 an^{-1})				
	PK 269	PK 271	PK 272	PK 276	PK 279
2004	0	1 321	2 456	146 977	725.5
2005	0	469	872	113 532	252.0
2006	0	728	1 350	154 061	393.6

Tableau 24 : Capacité de transport annuel sur les 5 profils exploités pour la période 2004-2006

Ces différences dans la capacité de transport de la charge de fond ont un impact sur la morphogenèse du chenal.

La charge de fond n'est mobilisée à l'amont (PK 269) que pour des débits supérieurs à 5000 m^3 s^{-1}. L'augmentation de la capacité de transport vers l'aval à partir de ce point va donc entraîner une érosion ou une remobilisation du fond, qui est possible sur les PK 271, puis 272 à partir de 5 330 m^3 s^{-1} (PK 272) ou 5 790 m^3 s^{-1} (PK 271). Cette mobilité est maximale au PK 276, où tous les débits sont morphogènes. A l'aval, elle diminue vers la zone de diffluence pour redevenir quasi nulle au PK 279, où se dépose la charge de fond mobilisée entre les PK 271 et 276.

Les comparaisons bathymétriques, réalisées dans l'étude de la CNR entre 2002 et 2005 (CNR et Richard, 2005) montrent l'apparition de creusements aux PK 276.3, 278.4 et 281.5. Le déficit sédimentaire calculé est de 273 000 m^3. On sait cependant que 237 500 m^3 ont été dragués pendant cette période. Le déficit naturel est donc seulement de 35 500 m^3. Bien que ces mesures aient été réalisées dans une période de faible hydraulicité, pendant laquelle les apports d'amont étaient réduits, elle confirme la très faible mobilité du secteur de la diffluence.

Une analyse sur un plus grand nombre de profil permettrait de confirmer, à partir des bilans volumétriques, les paramètres à prendre en compte dans les équations du transport solide. Pour l'instant, l'application de ces formules et des paramètres de calculs sur les profils de 1876 va permettre de voir si l'incision des mouilles et la sédimentation au niveau de la diffluence est une tendance naturelle du chenal ou si elle est le fait des aménagements mis en place depuis 150 ans.

Par contre, la comparaison des résultats avec les estimations de la CNR met en avant un facteur 10 dans la quantification. Sachant que plusieurs équations ont été employées pour obtenir les résultats de cette étude, une analyse des paramètres incorporés dans les formules de la CNR serait nécessaire pour réellement comparer les résultats obtenus. En l'absence de données plus précises une tentative de bilan annuel autorise une comparaison avec les résultats de la bibliographie.

1.2.2. Calcul de la capacité de transport en1876

A partir des données précédentes et des caractéristiques géométriques et hydrologiques de chacun des cinq profils sélectionnés entre Beaucaire et Arles, il est possible de refaire les calculs de capacité de transport solide en 1876.

Les résultats (Tableau 25) ne montrent aucun transport en-deçà de 5 790 m^3 s^{-1}, voire même de 5 790 m^3 s^{-1}sur le PK 272. Seul le PK 276 est mobile, à partir de 3 150 m^3 s^{-1}. Si sa granulométrie est restée constante depuis 150 ans, on peut donc considérer que la charge de fond était stable sur le tronçon Beaucaire-Arles pour les débits inférieurs à 5 790 m^3 s (sauf au PK 276). Entre 1874 et 1876, les chroniques de débits à Beaucaire indiquent un débit maximum annuel de 4 230, 5 080 et 5 400 m^3 s^{-1}, respectivement pour 1874, 1875 et 1876, sans pouvoir calculer un transit annuel théorique, on peut conclure que le fond du chenal n'évolue pas alors. Seule la mouille du PK 276 (Figure 70) peut se creuser, les sédiments érodés se déposant rapidement vers l'aval.

Débit m^3 s^{-1}	PK 269	PK 271	PK 272	PK 276	PK 279
2737	0	0	0	0	0
3151	0	0	0	4.28	0
3976	0	0	0	66.14	0
5451	0	0	0	320.51	0
5792	0	0	0	400.26	0
7172	No data	No data	0	781.52	No data

Tableau 25 : Capacité de transport sur le Rhône entre Beaucaire et Arles en 1876

1.2.3. Evolution de la capacité de transport depuis 1876 et impact des aménagements

L'analyse comparative des capacités de transport aux deux dates, 1876 et 2006 montre des tendances similaires avec une capacité de transport faible ou nulle en entrée du système, une augmentation qui atteint son maximum au PK 276, pour diminuer vers la diffluence (PK 279).

Cette stabilité spatiale confirme l'hypothèse émise en 2ème partie de l'importance du contexte « structural » dans le comportement dynamique du chenal.

La persistance des mouilles et leur approfondissement, entre les PK 272.5 et 275-276 sont liés à des contraintes internes fixes, antérieures aux aménagements et ne dépendent pas des variables externes du système (variation du rapport Qs/Ql). Il a pu être montré que ce segment correspondait à la partie terminale aval de la bande de tressage actif du XIXe siècle, elle même superposée ici à une nappe de galets héritée du Pléistocène : cette position lui confère une pente longitudinale plus forte (0.03%), qui est le principal facteur de l'accroissement local de l'énergie potentielle dans le chenal.

En 150 ans, à l'exception des secteurs amont et aval, la capacité de transport a augmenté sur l'ensemble du chenal. En 2006, elle est observée :

- Sur le PK 276 à partir de 430 m^3 s^{-1}, au lieu de 3 150 m^3 s^{-1} en 1876,

- Sur les PK 271 et 272 à partir de 3 200 m^3 s^{-1}, alors qu'elle est inexistante en 1876 pour ce débit.

Les aménagements ont certainement favorisé cette évolution en concentrant le flux dans un chenal unique et en favorisant la sédimentation sur les marges. C'était en effet le but recherché, afin de faciliter la navigation. La métamorphose, puis la rétraction précoce du chenal entre les PK 271 et 276, décrites dans la seconde partie, trouvent donc leur explication dans la conjonction de facteurs naturels (forte énergie potentielle pour mobiliser la charge de fond) et de l'anthropisation du chenal.

Mais, en aval du PK 276, la capacité de transport a peu augmenté, malgré l'implantation des Casiers Girardon : elle ne suffit pas à évacuer la charge de fond issue du secteur en amont et des dragages restent encore indispensables pour maintenir la profondeur requise. Les transformations géomorphologiques du chenal depuis 1876 y sont donc beaucoup plus modestes.

Au final, les aménagements pour la navigation ont permis une meilleure navigabilité du fleuve par une augmentation des capacités d'évacuation sur l'amont du système. Mais à l'aval du PK 276, l'aménagement peut être considéré comme un échec du point de vue de la navigabilité. L'aménagent de type Girardon devait favoriser un aplanissement du fond du chenal, or entre le PK 276 et la diffluence, les mouilles déjà présentes en 1876 continuent de se creuser et la navigation n'est possible au niveau de la diffluence que grâce aux dragages permanent de la CNR qui évacuent la charge de fond en transit sur le profil ; cette charge de fond n'étant mobilisable que pour des débits de crues et dans des quantités bien moins importantes que la capacités d'apport du PK 276.

1.3. Conclusion

La mise en œuvre du logiciel SAM(USACE) pour évaluer la capacité de transport sur le Rhône entre Beaucaire et Arles a nécessité de sélectionner au préalable les équations compatibles avec les spécificités (essentiellement la granulométrie du fond du chenal) de notre secteur. Cinq profils et les hauteurs des lignes d'eau correspondant à des débits référencés en 2006 ont été retenus. Puis, pour chaque profil, nous avons défini les paramètres granulométriques et de rugosité permettant l'apparition du transport solide, en fonction des différentes formules prédictives disponibles dans le logiciel SAM. C'est la formule de Profitt-Sutherland qui s'est avérée la plus efficace, avec des coefficients de rugosité plus élévés (0.033) sur les profils amont que sur le profil aval (0.025) et une granulométrie (D_{50}) variant de 22.5-30 mm à l'amont à 18 mm à l'aval.

Les calculs montrent une nette segmentation spatiale des capacités de transport, très faibles en entrée et sortie du tronçon, passant par un maximum au PK 276. Cette répartition est constante, en 1876 et en 2006, malgré les modifications géométriques des profils en travers entre les deux dates. Elle relève de contraintes « structurales » (héritages morphologiques pléistocènes et historiques), qui conditionnent la pente d'énergie du fleuve.

Les aménagements, en réduisant la largeur du chenal, ont augmenté l'hydrodynamisme, donc la capacité de mobilisation sédimentaire de la charge de fond. Mais ils n'apparaissent vraiment efficaces que si le chenal dispose déjà de l'énergie nécessaire à son réajustement par évacuation de sa charge de fond (ou l'incision de son plancher).

Au total, le calcul de la capacité annuelle de transport montre un système fluvial peu actif, du moins au cours des années 2004 à 2006, caractérisées par une faible hydraulicité. Les sédiments produits par le seul segment actif sont, en outre, piégés dans la zone de la diffluence. Le transit de la charge de fond s'effectue donc à des vitesses faibles, que nous avons perçues à l'échelle séculaire grâce au traitement d'images dans la seconde partie. Ce n'est pas le cas pour les Matières En suspension, que nous allons étudier à présent.

2. Quantification et modalités d'écoulement des flux de MES dans le Rhône aval

Cette partie comporte donc d'abord une nécessaire mise au point méthodologique (chapitre 2.1. Méthodes de mesure), appliquée successivement à la mesure des flux liquides puis solides, qui rend compte de plusieurs campagnes de mesures et de calibration. Une part importante est accordée à la recherche de calibration du logiciel *Sediview*, destiné à quantifier les concentrations de MES, en couplant les enregistrements de l'intensité de la rétrodiffusion de l'aDcp avec des mesures de concentration in situ. Nous avons testé sur le bas Rhône cette méthodologie, encore en phase de développement.

Un second chapitre (2.2. Les flux de MES, étude de quelques secteurs significatifs) présente quelques résultats, sur deux sites sélectionnés pour leur importance en termes d'aménagement fluvial : le casier Saxy (rive droite du Rhône PK 274.5 à 279) et la zone de la diffluence.

2.1. Méthodes de mesure

La quantification des flux liquides et solides dans le milieu naturel nécessite l'emploi de matériels scientifiques spécifiques et la mise en place de protocoles d'acquisition rigoureux. Une acquisition normalisée permet la comparaison des données acquises pour différentes périodes. L'aDcp est un outil récent, qui fait toujours l'objet de recherches notamment dans le domaine de la quantification des flux solides. Ce chapitre présente les recherches réalisées pour le présent travail, avec cet outil, sur les flux liquides et solides. Après une présentation des spécifications de l'appareil, pour ce type de mesures, les résultats seront présentés puis discutés.

2.1.1. La mesure des flux liquides :méthodologie, apports de l'aDcp

La quantification des flux liquides à l'échelle globale d'une section, puis l'analyse de leur organisation à l'intérieur de cette section sont des éléments indispensables à l'étude des flux de MES. L'aDcp est un outil qui permet d'acquérir ces connaissances.

L'utilisation de l'effet Doppler en rivière pour le jaugeage se généralise ces dernières années avec l'acquisition d'aDcp par de nombreux acteurs de la gestion des cours en France (DIREN, Agence de l'eau, EDF, CNR, CNRS, IRD…) et dans le monde (USGS aux Etats Unis, *National Institute for Environmental Studies* au Japon, *Géoécomar* en Roumanie, …).

Dès la Première Guerre Mondiale, l'apparition des sous marins avait apporté de grandes avancées sur l'acoustique sous marine. Les aDcp ont initialement été développés en milieu océanique et côtier pour mesurer dans l'espace et dans le temps des profils verticaux de vitesses (Le Coz et al., 2007). En 1982, la première mesure de débit par aDcp est effectuée à Bâton Rouge sur le Mississippi avec une erreur de 5 % par rapport à une mesure classique effectuée au même moment (Christensen et Herrick, 1982), mais il faut attendre les années 1990 pour voir l'entrée en production d'aDcp capables de quantifier le débit pour toutes les gammes de cours d'eau, même si la vitesse du courant et la profondeur limitent l'acquisition des premiers modèles (Simpson et Oltmann, 1993; Morlock, 1996; Simpson, 2001; Yorke et Oberg, 2002). Par une exploration des composantes de la vitesse du courant sur plusieurs verticales du profil instrumenté, l'aDcp fournit par application de l'effet Doppler une image

de la répartition des vitesses sur le transect et une valeur du débit pendant l'acquisition (RD Instrument, 2002).

2.1.1.1. Principe de fonctionnement

La mesure de la vitesse en un point de l'écoulement par aDcp utilise les caractéristiques de déplacement d'une onde mis en évidence par C. Doppler au milieu du XIXe siècle (Doppler, 1842) : un récepteur fixe (dans son propre référentiel) perçoit un décalage de fréquence d'une onde émise par une source mobile dans le référentiel lié à l'observateur (Figure 103). La fréquence de réception de l'onde augmente si la source de diffusion se rapproche du récepteur et elle diminue si l'émetteur s'éloigne du récepteur. D'après Doppler, le décalage de fréquence est proportionnel à la fréquence d'émission et à la vitesse radiale de l'émetteur, soit :

$$\mathrm{v}\cos\alpha = C\frac{f_1 - f_0}{f_0}$$

Avec ***v cos α***, la vitesse radiale de l'émetteur

C la célérité du milieu

f_0, La fréquence d'émission

f_1, la fréquence reçue par le récepteur

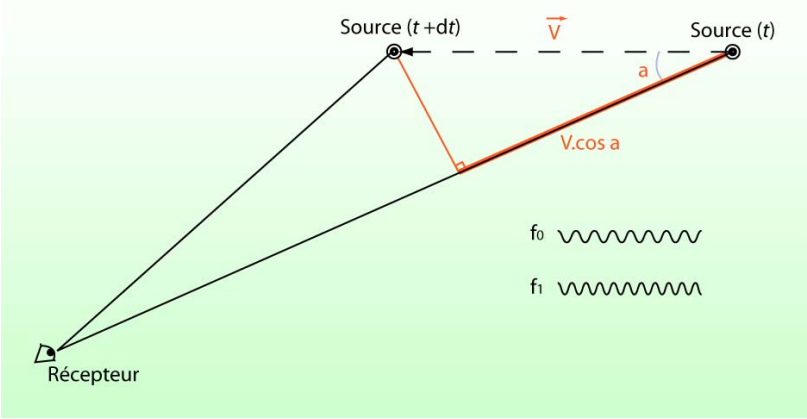


Figure 103 : Schéma de l'effet Doppler

Pour ce qui concerne le fonctionnement de l'aDcp, un signal ultrasonique est émis dans l'eau par une céramique piézo-électrique. Le signal est ensuite rétrodiffusé par les particules en suspension dans l'eau vers la céramique[28]. L'effet Doppler se produit donc deux fois, la première fois de la céramique à la particule puis de la particule vers la céramique. Le décalage Doppler est donc doublé :

$$\mathrm{v}\cos\alpha = \frac{C}{2}\frac{f_2 - f_0}{f_0}$$

[28] Le principe de base de la détermination des vitesses d'écoulement par aDcp considère que les particules présentes dans le fluide se déplacent à la même vitesse que le fluide en mouvement.

Avec f_2, la fréquence réémise par les particules en suspension vers la céramique

Chaque système d'aDcp utilise un ou plusieurs modes de mesure pour obtenir la vitesse radiale des particules en suspensions dans le flux (*Broadband, pulse-coherent, narrow-band*) ; une synthèse de la typologie de ces mesures est décrite par Le Coz (2007). La technologie *Broadband* permet de diminuer la dispersion des mesures et d'optimiser la résolution spatiale, elle est utilisée sur les aDcp de type Workhorse de Teledyne RDI (TRDI) qui ont servi pour l'acquisition de nos données.

Les aDcp TRDI sont équipés de 4 céramiques opposées 2 à 2, avec une inclinaison de 20° par rapport à la verticale, qui vont acquérir les données de vitesses radiale pour un nombre de cellules définies sur la colonne d'eau. Cette caractéristique technique offre la possibilité de calculer la vitesse radiale de l'effet Doppler à partir de 3 des 4 céramiques par des relations trigonométriques simples, l'intégration de la quatrième céramique permettant de définir la qualité de la mesure.

Pour l'acquisition des données sur les cours d'eau, TRDI a développé le logiciel WinRiver (utilisé ici dans sa version 1.0) qui permet d'acquérir les caractéristiques du champ de vitesse du flux sur le profil instrumenté et d'en calculer le débit.

Quatre principales contraintes limitent les capacités d'acquisition du profil de vitesse sur une section :

- **La zone aveugle en surface**. L'aDcp ne peut pas mesurer de vitesses à proximité de la surface de l'écoulement sur une hauteur correspondant à la profondeur d'immersion des céramiques (5 à 100 cm en pratique). Sur le modèle Workhorse, elle est de 50 cm. De plus, il existe un délai minimum indispensable entre l'émission et la réception pour que la résonance de la céramique ne vienne pas brouiller l'enregistrement de l'écho (Le Coz et al., 2007). Ce délai, fonction de la fréquence des ultrasons, se traduit par une distance supplémentaire avant la première cellule de mesure, qui dans les configurations de l'appareil sur le Rhône est égale à 20 cm. Au total, la zone aveugle est donc de 70 cm de haut.

- **Les réflexions parasites sur le fond**. Chaque céramique piézoélectrique émet un faisceau d'ultrasons concentrés autour d'une direction principale, mais l'ouverture du lobe acoustique provoque une augmentation du diamètre du faisceau vers le fond. Ces émissions secondaires, extérieures au faisceau, peuvent venir le rencontrer au niveau du fond du cours d'eau et engendrer un effet comparable à la rétrodiffusion. Les cellules situées sur le fond sont donc le plus souvent incohérentes avec la réalité des profils de vitesses. La hauteur perdue sur le fond est généralement estimée à 6% du tirant d'eau (Gordon, 1989).

- **L'homogénéité des vitesses**. Les 4 céramiques sont opposées 2 à 2 avec une inclinaison de 20° par rapport à la verticale, les faisceaux d'exploration s'écartent donc rapidement les uns des autres pouvant explorer des champs de vitesses différents. Pour que la reconstitution du vecteur vitesse soit valide, il est nécessaire que la vitesse radiale entre les différentes mesures d'une couche horizontale explorée soit identique. Les aDcp de type Workhorse permettent par comparaison des résultats par paire de céramiques opposées de valider ou d'invalider la mesure (RD Instrument, 1996) grâce à WinRiver.

- **Les limites de l'exploration à proximité des berges**. En fonction du montage de l'aDcp, le tirant d'eau est parfois insuffisant pour réaliser une acquisition au plus près de la berge, la végétation peut également empêcher la pénétration de l'aDcp jusqu'à l'extrémité du

transect. Dans ce cas le logiciel WinRiver de TRDI offre la possibilité d'introduire comme paramètre au cours de l'acquisition la distance à la berge. A partir de cette information, le logiciel va extrapoler le débit sur la partie non explorée du profil (RD Instrument, 2003)

La Figure 104 résume les mesures physiques réelles effectuées par l'aDcp et les zones d'extrapolation du débit déterminées par WinRiver. L'aDcp pouvant fournir un relevé topographique de plus en plus fiable (Wilson *et al.*, 1996; Chen *et al.*, 2007), les limites de la surface où le débit est à extrapoler sont faibles. En intégrant ces extrapolations, l'erreur de la mesure aDcp atteint au maximum 7% du débit (Gordon, 1989; Muste *et al.*, 2004; CETIAT, 2005)

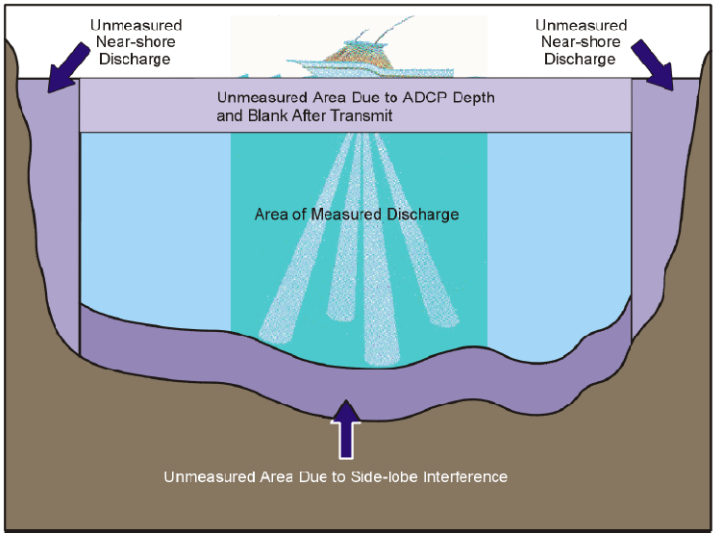


Figure 104 : Mise en évidence des zones d'extrapolation de la mesure et des limites de l'aDcp en violet, en bleu la zone explorée physiquement par l'aDcp (RD Instrument, 2003)

2.1.1.2. Méthode d'acquisition

Pour acquérir le débit sur un profil, la méthode utilisée pour toutes les acquisitions exploitées ici, est celle employée par la CNR pour effectuer les jaugeages sur le Rhône, et reprise dans le guide d'utilisation de l'aDcp rédigée par le groupe Doppler[29].

Il existe plusieurs types de montage pour l'aDcp qui ont chacun leurs avantages et leurs inconvénients, mis en évidence au cours des différentes campagnes de terrain :

- L'aDcp du CEREGE est monté sur un catamaran qui est amarré à couple de l'embarcation motrice (Photo 14). Ce montage permet l'indépendance de l'aDcp qui ne subit pas les déjaugeages de l'embarcation motrice lors des accélérations et reste le plus horizontal possible. De plus, le catamaran offre des possibilités de montage pour l'acquisition d'autres paramètres comme la géolocalisation du profil par GPS, utilisée le plus souvent possible. Mais ce type de montage réclame de bonnes conditions d'acquisition : si le plan d'eau n'est pas calme, les vagues provoquent un tangage et un roulis important qui vont fausser l'acquisition, même si une centrale inertielle est incorporée aux aDcp TRDI. De plus l'aDcp est amarré à l'embarcation, mais si une amarre lâche, c'est les câblages des appareils qui vont

[29] Le groupe Doppler regroupe les utilisateurs français de l'aDcp pour le jaugeage des cours d'eau, dans lequel le CEREGE collabore.

le retenir et sous la force du courant vont se détériorer et s'arracher avec le risque de perdre le matériel.

Photo 14 : Montage et acquisition à l'aDcp avec un catamaran (Photos Raccasi, Vella)

- Le *Cemagref* utilise un montage assez similaire, mais l'aDcp et sa batterie sont fixés sur un flotteur en positon centrale (Photo 15). Ce type de montage idéal, pour les petits cours d'eau et l'étude des bras morts (Le Coz, 2007), s'est avéré difficile à mettre en œuvre sur le Rhône, en raison des submersions et des renversements fréquents de l'appareil. Pour obtenir une bonne acquisition sur le profil instrumenté, un opérateur doit assurer en permanence la stabilité du flotteur depuis l'embarcation motrice (Zodiac).

Photo 15 : Déploiement et acquisition par aDcp monté sur flotteur (Photo IRSN/Seignette)

- La CNR fixe ses aDcp sur un bras articulé à l'avant de l'embarcation (Photo 16). Ce montage semble le plus stable, et à faible vitesse l'acquisition n'est pas perturbée par les

déjaugeages du bateau. De plus, il autorise une exploration maximale du profil vers les berges et réduit donc la zone d'extrapolation de la mesure par WinRiver.

Photo 16 : Déploiement et acquisition par aDcp monté sur bras articulé (Photos Capanni, Raccasi)

La première acquisition se fait par un aller retour sur le profil sélectionné qui permet de vérifier, grâce à la fenêtre de suivi de l'appareil dans l'espace du logiciel d'acquisition WinRiver, que le compas de l'aDcp n'est pas faussé et retourne bien au point de départ. Suite à cette vérification, le profil est levé six fois de suite et le jaugeage est exprimé à partir de la moyenne des débits obtenus sur chacune des six mesures (Groupe Doppler, sous presse). Pour chacun des transects, il faut prendre soins d'éviter de passer dans les remous provoqués par une autre embarcation : en effet les bulles d'eau mises en suspension et les contres courants générés peuvent provoquer des erreurs dans la mesure.

L'acquisition se fait avec le logiciel WinRiver de TRDI (logiciel spécifique aux aDcp de la marque). Il permet de contrôler en temps réel la navigation, l'évolution du débit au fur et à mesure de l'acquisition, l'organisation des flux dans la section, la qualité de la donnée et la bonne acquisition des données GPS (Figure 105).

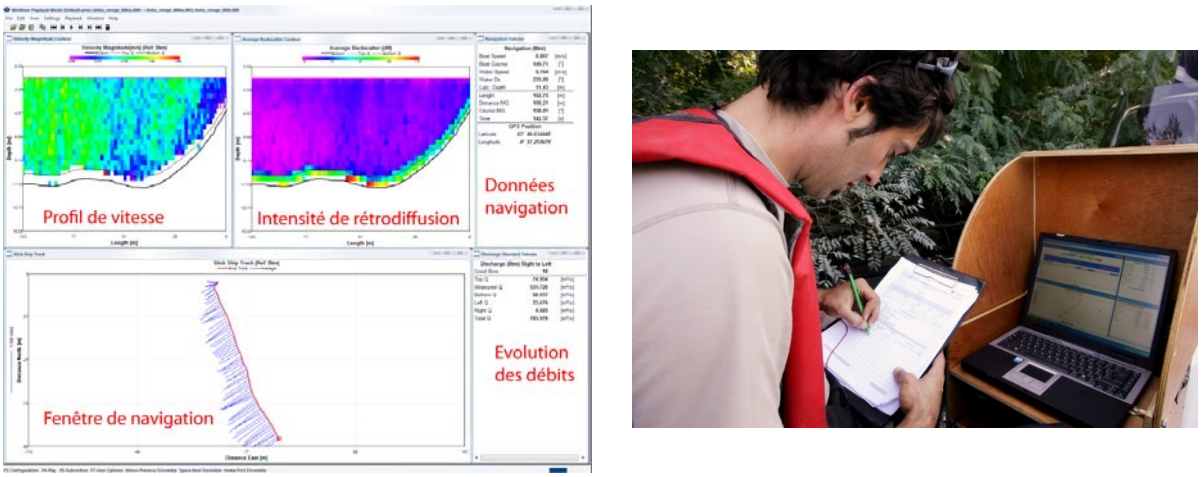


Figure 105 : Acquisition aDcp contrôlée en direct avec WinRiver (photo IRSN/Seignette)

Au final, après l'acquisition d'un profil, le logiciel WinRiver fournit plusieurs données. En plus du débit, l'interface graphique apporte une visualisation de l'orientation et de l'intensité des vitesses, qui vont permettre d'identifier les caractéristiques de l'écoulement dans le chenal. Le logiciel offre également la possibilité d'exporter ces données dans un

format exploitable sous d'autres logiciels. Une série de traitements, à travers les logiciels Matlab et ArcGis, développés en collaboration avec le service SIGéo[30] du CEREGE permet la spatialisation des résultats dans un SIG.

2.1.1.3. Campagnes de mesure

L'acquisition des données aDcp s'est effectuée au cours de huit missions sur le Rhône entre Beaucaire et Arles et sur le Petit Rhône, pour une gamme de débit variant de l'étiage à la crue annuelle :

- Les 21 et 22 mars 2005, une série de profils a été réalisée, sur le Petit Rhône en collaboration avec la CNR, pendant une campagne de prélèvement de la charge de fond. Pendant ces deux jours de mission, le débit sur les profils varie de 150 à 190 m^3 s^{-1}. Ces données ne seront pas traitées dans cette thèse

- Les 11 et 12 janvier, le 8 février, puis le 15 février 2006, des mesures sont effectués au droite de la station SORA, dans la traversée d'Arles, sur le grand Rhône, pour un débit variant de 800 à 900 m^3 s^{-1} avec l'aDcp du CEREGE.

- Les 19, 20 et 21 septembre 2006 dans le cadre d'une collaboration avec l'IRSN, le Cemagref, la CNR et le COM, la mise en œuvre de trois aDcp sur trois embarcations différentes (Photo 17) a permis d'acquérir des données sur plusieurs profils simultanément. Pour les trois jours, les débits enregistrés à Beaucaire par la CNR sont respectivement de 1 050, 1 200 et 1 330 m^3 s^{-1}. Les détails de cette campagne, dont le but était d'intervalider les performances des trois aDcp et de réaliser des mesures pour calibrer le logiciel Sediview, sont mentionnés ci-dessous.

Photo 17 : Acquisition aDcp des 3 embarcations sur un profil dans la traversée d'Arles (photo IRSN/Seignette)

Pendant ces trois jours, les mesures sont menées conjointement avec les trois aDcp sur des profils au droit de la Station SORA, sur le Rhône aux PK 279 et 274.5, puis sur les Grand et Petit Rhône. A ces mesures s'ajoutent des mesures simultanées sur des profils différents au niveau du casier Saxy, puis à la diffluence. Le Tableau 26 résume les résultats de cette comparaison des appareils. Il est possible d'en retenir plusieurs informations :

[30] Service commun d'informations géographique

La répétition des mesures sur un même profil par un aDcp montre une marge d'erreur dans la mesure du débit inférieure à 4%, à l'exception des enregistrements du Cemagref sur le Petit Rhône où l'erreur atteint 8%.

Les différents aDcp ne fournissent pas le même résultat de débit. Pourtant les mesures sont effectuées chaque fois simultanément sur un tronçon continu sans apports ni pertes d'eau. Les écarts entre les appareils varient de -6 à +7%. Ces variations peuvent avoir diverses origines : le montage des appareils qui a fortement pénalisé l'aDcp du Cemagref, les fréquences différentes d'acquisition selon le type d'aDcp et enfin le paramétrage. En effet, dans le but d'homogénéiser la mesure, chaque aDcp a été paramétré en fonction des paramètres définis par la CNR qui travaille en routine sur le Rhône. Le fait que les aDcp soient différents a peut être eu un impact sur la qualité des résultats obtenus avec un paramétrage prédéfini.

Ces hypothèses devront être testées lors de missions futures pour trouver quel paramètre est prépondérant et corriger les erreurs d'acquisition. Mais au total, les intercomparaisons ont donné des résultats compatibles entre eux. Ils seront utilisés par la suite.

aDcp	PK274.5		Pt Rhône		Gd Rhône	
	Débit moyen	Ecart-type	Débit moyen	Ecart-type	Débit moyen	Ecart-type
CNR	1087	33	111	2	1023	11
CEREGE			119	1	1090	21
Cemagref	1066	20	112	9	1066	43

Tableau 26 : Comparaison des débits (en m^3 s^{-1}) acquis avec les différents aDcp sur des profils identiques

Le 20 septembre après midi, les mesures sont effectuées séparément afin de rechercher les échanges entre le casier Saxy et le chenal. Les acquisitions sont réalisées en amont du casier, en aval du casier, et sur un profil en long à la limite extérieure du casier. Pendant cette journée, la CNR a contrôlé le débit du Rhône pour le stabiliser à 1 200 m^3 s^{-1} à partir du barrage de Vallabrègues. Cette mission à permis l'acquisition de cent vingt profils aDcp dont l'analyse sera présentée par la suite.

- Le 17 octobre 2006, un profil aDcp est réalisé pour le compte de GDF sur le Rhône au Pk 276.5 avec un débit mesuré sur le profil de 950 m^3 s^{-1}.

- Le 20 octobre 2006, lors d'un bref épisode cévenol (entre 2 500 et 3 500 m^3 s^{-1}), sont réalisés un profil en long à l'intérieur du casier Saxy et sur sa bordure externe, des profils en amont et en aval du casier et autour de la diffluence à l'entrée des Grand et Petit Rhône.

- Le 10 juillet 2007 avec l'IRSN et le CEFREM (Centre de Formation et de Recherche sur l'Environnement Marin) dans le cadre des programmes ANR Extrema et Carma, des profils sont effectués au droit de la station SORA, puis autour de la diffluence sur les Grand et Petit Rhône ainsi que sur le Rhône entre et en amont des épis de rive droite au PK 278.5. Lors de ces acquisitions, le débit enregistré par la CNR à Beaucaire est de 2 630 m^3 s^{-1}.

Pour chacune des missions, le Tableau 27 résume les débits enregistrés à Beaucaire, le nombre et la localisation générale des profils, dont une spatialisation est présentée sur la Figure 106.

Mission	Date	Débit	Nb profils	Rhône	Diffluence	Petit Rh	OPERA
1	21 mars 05	1 530	27			XXX	
	22 mars 05	1 560				XXX	
2	11 janv. 06	960	1				XXX
3	08 fev. 06	900	1				XXX
4	15 fev. 06	800	1				XXX
5	19 sept.06	1 050	120	XXX	XXX		XXX
	20 sept. 06	1 200		XXX	XXX		
	21 sept. 06	1 330			XXX		
6	17 oct 06	992	1	XXX			
7	20 oct 06	2 660	6	XXX	XXX		
8	10 juil. 07	2 630	8		XXX		XXX

Tableau 27 : Récapitulatif des données aDcp acquises au cours des différentes missions. Débits journaliers enregistrés à Beaucaire en m^3 s^{-1}, XXX=secteur instrumenté. Diffluence incluant le début des bras du Petit et du Grand Rhône

Au total, 165 profils ont été acquis, principalement autour de la diffluence, au droit de la Station SORA sur le Grand Rhône et aux limites du casier Saxy, pour des débits variant de 800 et 3 500 m^3 s^{-1}. Ils vont donc permettre d'analyser les flux de MES sur quelques secteurs particuliers, que sont les casiers Girardon et la diffluence.

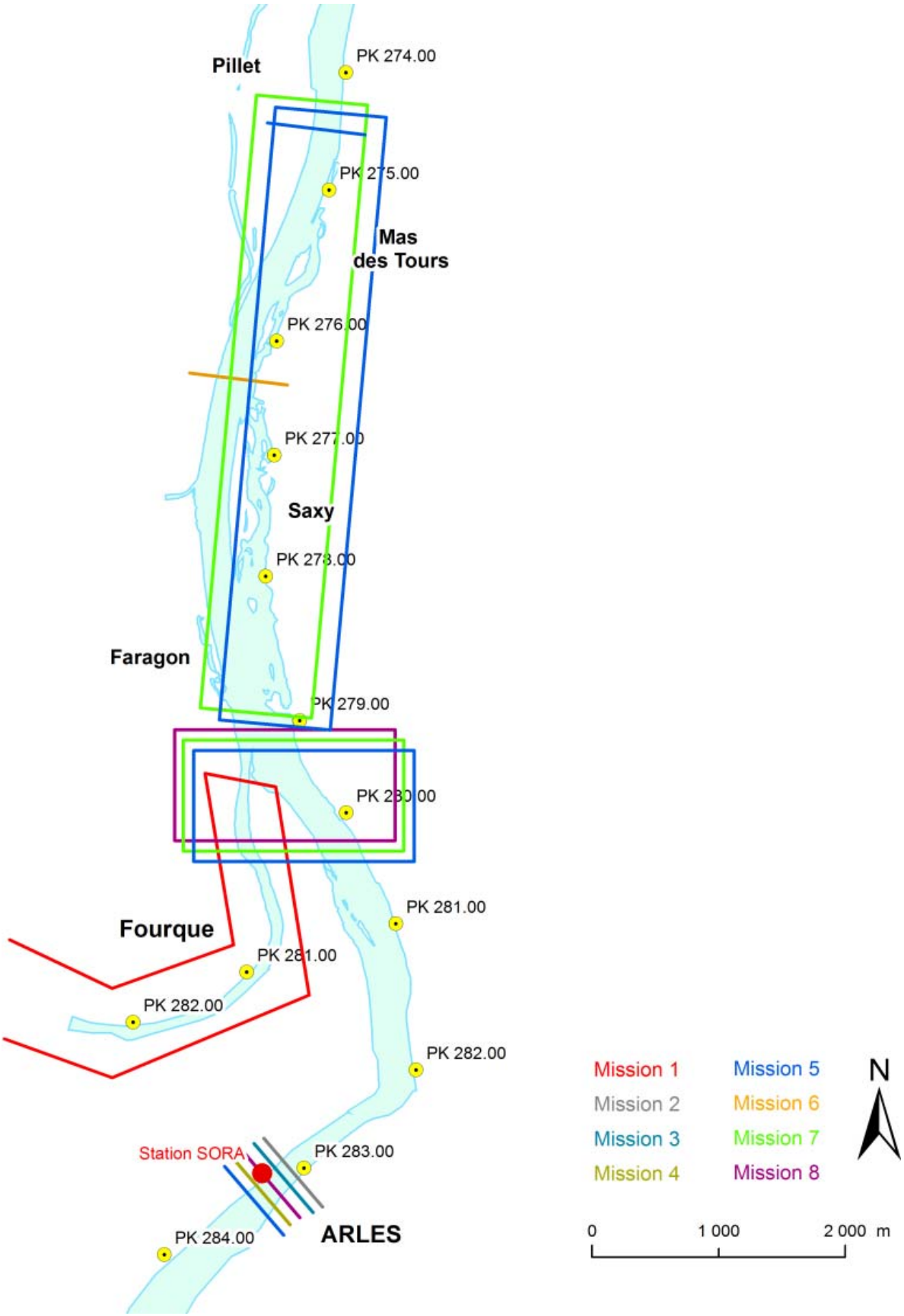


FIGURE 106 : LOCALISATION DES DIFFERENTES MISSIONS ADCP EFFECTUEES

2.1.2. La mesure des flux solides : méthodologie, apport de l'aDcp

La quantification des flux de MES est un des enjeux de la gestion fluviale (Asselman, 1999; Picouet *et al.*, 2001; Serrat *et al.*, 2001; Owens et Walling, 2002; Walling *et al.*, 2003; Ren et Packman, 2007). Sur le bas Rhône, ils conditionnent le maintien et la bonne gestion des ouvrages, la stabilité de l'embouchure (Maillet *et al.*, 2006c; Sabatier *et al.*, 2006) et du littoral, notamment à l'embouchure du Petit Rhône (Samat, 2007). Ils sont également le vecteur principal des flux polluants que sont les éléments radioactifs (Antonelli, 2004) et les PCB (Batut et Miege, 2007).

Cette partie dressera d'abord un état des lieux des méthodes « classiques » de mesures et de leurs limites. Puis elle présentera plus longuement les recherches nouvelles sur les possibilités offertes par la mise en œuvre des aDcp et l'utilisation du logiciel *Sediview*. Les tests réalisés lors d'une importante campagne de mesure, en collaboration avec le Cemagref-Lyon, la CNR et l'IRSN, puis les traitements statistiques qui en sont issus, feront l'objet d'une présentation détaillée, destinée à évaluer les capacités du logiciel.

2.1.2.1. Limites des méthodes d'acquisitions traditionnelles

Sur le Rhône aval, entre Beaucaire et la mer, l'évaluation des débits solides est tentée dès le XIXe siècle (Tableau 28), mais les techniques disponibles ou la méthodologie utilisée ne permettent que des estimations annuelles ou ponctuelles (Surell, 1847). Les mesures systématiques apparaissent à partir du milieu du XXe siècle. En 1967, Savey et Deléglise (1967) réalisent des mesures journalières par« disque de turbidité », l'approximation de la mesure étant compensée par la répétitivité de l'acquisition. A partir de 1992, des mesures sont réalisées par prélèvements puis filtrations, quotidiennement à Arles (Roditis, 1993; Pont, 1997), ou lors d'épisodes significatifs sur le Grand Rhône (Roditis, 1993; Pont et Bombled, 1995). Ces mesures ont été systématisées depuis la mise en fonction de la station SORA (PK 283), à partir d'un échantillonnage ponctuel à profondeur d'immersion constante. Mais Antonelli (2004) a montré que, si la mesure en un point peut être extrapolée au profil en travers pour les débits faibles, l'hétérogénéité de la répartition des MES dans le profil est trop importante pour se contenter d'un seul échantillon pour des débits supérieurs à 2 500 $m^3 s^{-1}$. Au dessus de ce débit, la station SORA sous-estimerait ainsi le débit de MES de 13 %. Cette station fournit donc une mesure représentative la majeure partie du temps, mais en période de forte crue, l'acquisition multipoints dans la section est une nécessité, d'autant que la majeure partie des MES transitent en période de hautes eaux (Antonelli, 2002; Ollivier, 2006). Cependant, la navigation devient dangereuse sur le fleuve au dessus de 4 000 $m^3 s^{-1}$, ce qui limite les capacités d'acquisition au dessus de ce débit.

Référence bibliographique	Volumes (10^6 t an^{-1})	Période	Type	Méthode
Surell, 1847	27,2	1809-37	Extrapolation du flux solide	Mesure ponctuelle de la concentration
de Roy, 1851	10,1	1841-51	Extrapolation du flux solide	Mesure ponctuelle de la concentration
Guérard, 1895	8,36	1869	Bilan sédimentaire	Dépôts sédimentaire à l'embouchure
Guérard, 1895	5,76	1870	Bilan sédimentaire	Dépôts sédimentaire à l'embouchure
Pardé, 1925	25-30	Première partie du 20e siècle	Bilan sédimentaire	Somme de l'apport des affluents
Savey et Deléglise, 1967	5,1	1967	Extrapolation du flux solide	Mesure ponctuelle de la concentration
Roditis et Pont, 1993	8	7 mois en 1992	Extrapolation du flux solide	Prélèvements : 1 m de fond
Pont et Bombled, 1995	13,93	1994-1995	Extrapolation du flux solide	Prélèvements : 1 m de fond
SOGREAH, 1999	13	Sept 1956 à Sept 1957		Compilation de données
Antonelli 2002	6,8-11,8	1961-96 et 05/2000-05/2001	Extrapolation du flux solide	Plusieurs prélèvements sur la section

Tableau 28 : Données existante sur le flux des MES sur le Rhône (Modifié de Maillet et al., sous presse)

2.1.2.2. Les apports spécifiques de l'aDcp dans la mesure des MES

L'utilisation des profileurs de courant par effet Doppler (aDcp) en milieu fluvial apporte de nouvelles méthodes d'estimation des flux sédimentaires. Leur mise en œuvre nécessite cependant la recherche d'une loi de relation entre l'intensité des échos acoustiques reçus par l'aDcp et la concentration en particules rétrodiffusantes mesurées par des méthodes classiques (filtration, turbidité). Les logiciels développés initialement pour l'étude des panaches de dragage peuvent offrir une estimation du flux solide dans toute la section mouillée, à condition de définir un calage satisfaisant des paramètres hydroacoustiques. La présente étude propose d'améliorer la qualité des estimations de flux solide du logiciel Sediview, en corrélant les données de deux types d'aDcp avec des prélèvements de MES in situ, réalisés le 20 septembre 2006.

Il a été expliqué précédemment que pour mesurer le champ de vitesse, l'aDcp émet des séquences d'ondes ultrasonores qui sont renvoyées par les matières en suspension dans l'écoulement. L'intensité de cet écho rétrodiffusé par les particules dépend des propriétés de l'eau (température, coefficient d'absorption…), du profileur lui-même (fréquence, mode de mesure, appareil…) et des matières en suspension (granulométrie, concentration, propriétés acoustiques…). Elle est donc directement corrélée avec la concentration en MES (Deines, 1999; Dinehart et Burau, 2005). Pour les aDcp RDI, le logiciel WinRiver permet de visualiser en sortie, les données brutes de la rétrodiffusion, ainsi que les données corrigées des paramètres de site et d'appareil qu'enregistre l'aDcp (absorption du son par l'eau, taille des faisceaux, fréquence de l'aDcp, coefficient propre à l'aDcp de rétrodiffusion). Si les données brutes n'apportent qu'une information qualitative, les valeurs corrigées de la rétrodiffusion offrent une visualisation de la répartition relative des concentrations de MES (Figure 107).

Depuis quelques années, les chercheurs (Reichel et Nachtnebel, 1994; Holdaway *et al.*, 1999; DRL Software et USACE, 2001; Land et Jones, 2001; Dinehart et Burau, 2005; Tessier *et al.*, 2008) se sont penchés sur l'utilisation de cette donnée pour acquérir des informations sur la diffusion des panaches de sédiments en aval des dragages, puis par extrapolation pour la quantification du débit solide en suspension. La mise au point du logiciel Sediview permet d'avancer sur cette voie et il est donc utilisé ici pour traiter une partie des données acquises par aDcp.

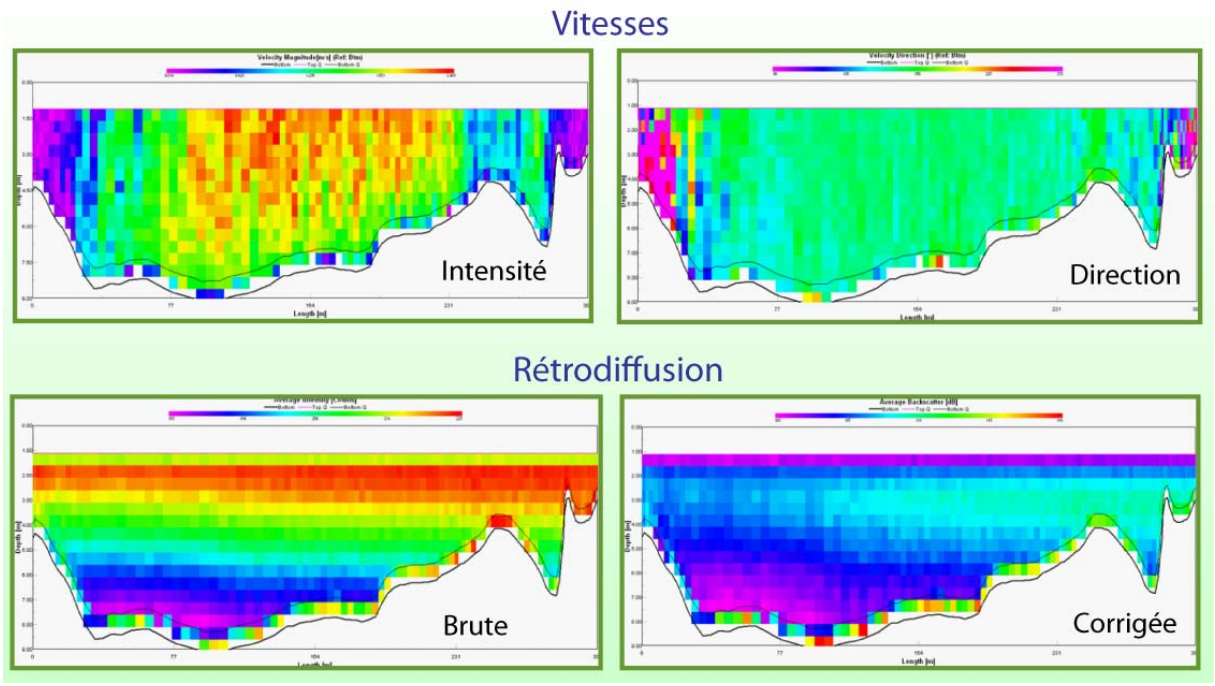


Figure 107 : Données graphiques fournies par le logiciel WinRiver

2.1.2.3. Sediview, vers une estimation du débit solide réel ?

La société DRL, spécialiste du dragage a mis au point le logiciel Sediview destiné à interpréter les données de rétrodiffusion des aDcp de marque Teledyne RDI pour obtenir une information quantitative sur les flux de MES. L'utilisation du logiciel repose sur la recherche préalable d'une calibration par comparaison avec les concentrations réelles des mesures. Mais le nombre d'échantillons minimum à prendre en compte n'est pas déterminé dans le processus de calibration du logiciel. Cette expérimentation de différentes calibrations en fonction du nombre d'échantillons était une des finalités de la campagne commune réalisée entre le 19 et le 21 septembre 2006 (Cemagref, CEREGE, COM, IRSN et CNR).

Le logiciel se base sur la corrélation entre les données de rétrodiffusion et des données de concentration en MES prélevées sur la section, pour obtenir une image du transport solide et par intégration, le débit total de MES sur la section. La relation théorique entre la valeur de la rétrodiffusion et la concentration en MES s'écrit (Holdaway *et al.*, 1999; Thorne, 2002; DRL Software, 2003) :

$$\log_{10}(M_r) = S[K_s + dB + 2r(\alpha_w + \alpha_s)]$$

$\boldsymbol{M_r}$: la concentration mesurée par les prélèvements in situ à la profondeur $\boldsymbol{r}$,

$\boldsymbol{S}$: un coefficient correction de la rétrodiffusion,

$\boldsymbol{K_s}$: la constante liée au site et à l'instrument,

$\boldsymbol{dB}$: la valeur de la rétrodiffusion,

$\boldsymbol{\alpha_w}$ et $\boldsymbol{\alpha_s}$: les coefficients d'atténuation de la rétrodiffusion par l'eau et les sédiments.

Par ajustement manuel itératif des paramètres hydroacoustiques en fonction des valeurs de (M_r ; dB), Sediview affine la corrélation entre ces concentrations et les données rétrodiffusées en calculant les valeurs de S et de K_s. Il en résulte une courbe de calage qui, appliquée aux enregistrements aDcp sur des transects instrumentés, donne la répartition spatiale des MES et le débit solide (Figure 108).

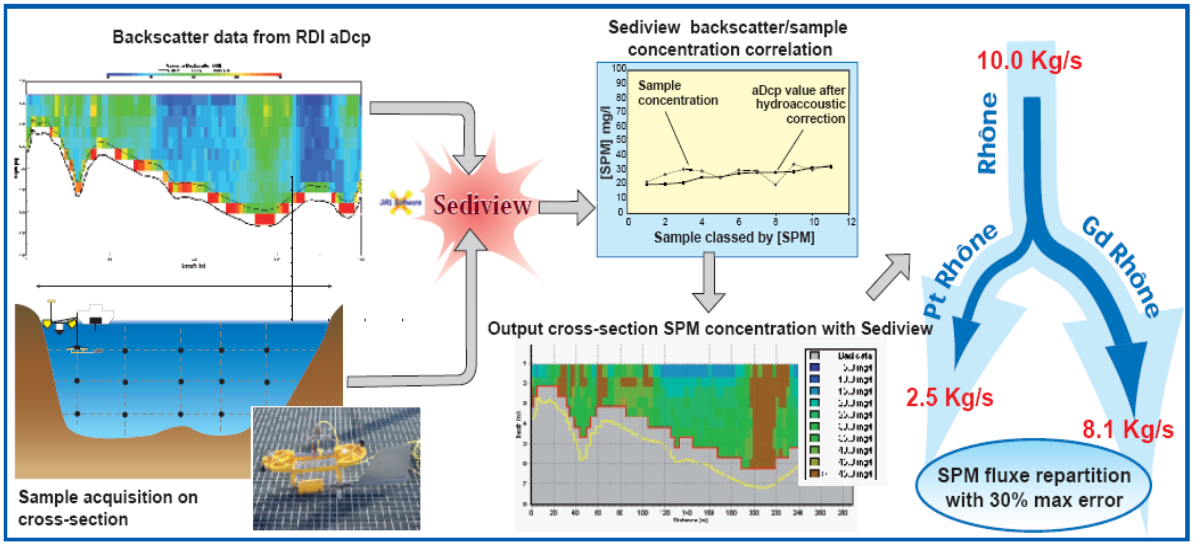


Figure 108 : Chaine de traitement des données dans Sediview, depuis l'acquisition jusqu'à la quantification du flux de MES

Les outils de mesure in situ servant au calage de l'appareil peuvent être de deux sortes : soit un turbidimètre qui réalise un ensemble de mesures sur la section, soit des prélèvements dans la colonne d'eau à l'aide de pompes ou de bouteilles de prélèvement type Niskin (DRL Software, 1997). Si les études sur l'utilisation de turbidimètres sont courantes pour valider l'utilisation de Sediview, les publications concernant les prélèvements par bouteilles sont beaucoup plus rares. L'USACE et DRL (2001) ont validé l'emploi de Sediview à partir d'un aDcp fixe, sur la base de 50 prélèvements pendant une période de 5 heures, sans variations significative du débit, mais ils n'indiquent pas d'optimum dans le nombre d'échantillons à réaliser, ni sur leur positionnement. De plus le manuel de Sediview recommande d'effectuer un échantillonnage et un calage pour chaque acquisition spatiale et/ou temporelle, sans plus de précision (DRL Software, 2004). Les conditions d'une bonne calibration du logiciel ont donc étaient recherchées

2.1.2.4. Campagnes de mesures et de prélèvements, en vue de la calibration de Sediview

Les données ont été acquises le 20 septembre 2006 par deux aDcp (Workhorse 600 ou 1 200 kHz de Teledyne RDI) au cours de la mission collaborative (Cemagref, CEREGE, COM, IRSN et CNR), avec un débit moyen mesuré par les appareils de 1210 m^3 s^{-1} à Arles.

L'étude a porté sur trois transects (Figure 109) : T_{b3} et T_{b4} (PK 274.5) dans un secteur rétréci et artificialisé par la présence de casiers (casier Saxy en rive gauche) ; T_{a1} à T_{a4} à la sortie du secteur des casiers, en amont immédiat de la diffluence, T_{b1} et T_{b2} sur le Grand Rhône, au droit de la station SORA, entre les quais maçonnés de la ville d'Arles, en aval du pont routier. Le choix de ces sites repose sur :

- La recherche des impacts du casier sur le fonctionnement du système
- La répartition des flux solides entre les deux bras deltaïques.

Figure 109 : Localisation des profils aDcp utilisés pour la calibration de SediView

L'aDcp est tracté à faible vitesse par une embarcation motorisée ; chaque transect fait l'objet d'une série de plusieurs traversées. Entre deux séries, des prélèvements de MES sont effectués avec une bouteille Niskin sur plusieurs verticales du transect à des profondeurs différentes. Ils sont couplés pour chacun d'eux à une mesure aDcp simultanée (Figure 108). Le Tableau 29 résume la chronologie des transects aDcp (correspondant aux sigles Ta_x) et des prélèvements (sigles Sa_x). Sur le transect Ta_{1-4} (en amont de la diffluence), quatre séries de transects alternant avec trois phases de prélèvements sont effectués (matin et après midi). Sur le transect tb_{1-2} (dans Arles), c'est deux séries de transects entrecoupées par une phase de prélèvement qui sont effectués le matin, tout comme sur le transect Tb_{3-4} (en amont du casier Saxy), où l'acquisition se déroule l'après midi.

Code	Type	Nombre	Localisation	Fréquence aDcp (kHz)	Horaire de début
Ta_1	Transects	8	Amont diffluence	600	10h15
Sa_1	Prélèvements	12	Amont diffluence	600	11h30
Ta_2	Transects	6	Amont diffluence	600	12h30
Ta_3	Transects	6	Amont diffluence	600	14h30
Sa_2	Prélèvements	12	Amont diffluence	600	15h00
Ta_4	Transects	7	Amont diffluence	600	15h30
Sa_3	*Prélèvements*	*6*	*Derrière barge de dragage*	*600*	*16h00*
Tb_1	Transects	6	Arles Grand Rhône	1200	10h00
Sb_1	Prélèvements	21	Arles Grand Rhône	1200	10h30
Tb_2	Transects	6	Arles Grand Rhône	1200	11h00
Tb_3	Transects	6	Rhône PK 274.5	1200	15h30
Sb_2	Prélèvements	21	Rhône PK 274.5	1200	14h30
Tb_4	Transects	4	Rhône PK 274.5	1200	15h45

Tableau 29 : Inventaire des données.

Les échantillons prélevés sont filtrés en laboratoire pour obtenir la concentration en MES (Norme NF EN 872 *Dosage des matières en suspension - Méthode par filtration sur filtre en fibres de verre*). La courbe granulométrique de 25 échantillons sélectionnés aléatoirement est obtenue sur un granulomètre Laser (norme AFNOR X11-667 *Granulométrie–Méthode optique par Laser*). Le diamètre médian de la granulométrie des prélèvements est de 30.8 µm. Cette valeur est fournie au logiciel Sediview comme paramètre d'entrée.

2.1.2.5. Valorisation des données

Trois points importants devraient être éclaircis, qui seront présentés successivement :

- La représentativité de l'échantillonnage par rapport au transect.
- L'impact du nombre d'échantillons.
- L'impact de la gamme de concentration sur la calibration.

2.1.2.5.1. Représentativité de l'échantillonnage par rapport aux transects

Le calage des paramètres $\boldsymbol{S}$ et $\boldsymbol{K_s}$ du logiciel se fait à partir de la granulométrie des prélèvements effectués. La représentativité de l'échantillonnage par rapport aux transects aDcp est donc un critère à prendre en compte avant d'entreprendre la calibration, puisque c'est l'intensité de la rétrodiffusion qui est utilisée pour calculer le débit solide.

Dans un premier temps, le logiciel MatLab permet d'effectuer une analyse graphique de la représentativité de l'échantillonnage. Pour chaque transect instrumenté, la courbe normale des valeurs de rétrodiffusion de l'appareil exprimées en décibel (***dB***) est calculée et les valeurs de ***dB*** de la phase de prélèvement sont superposées au graphique. Les figures résultantes mettent ou non en évidence la représentativité de l'échantillonnage sur le transect.

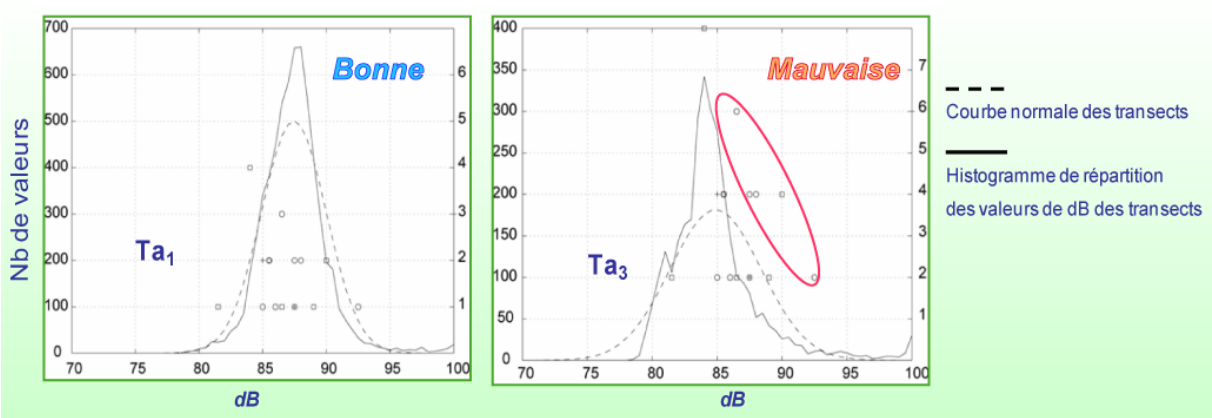


Figure 110 : Mise en évidence de la représentativité de l'échantillonnage par méthode graphique

Le test de conformité (Student) permet de vérifier l'hypothèse de conformité entre les deux jeux de données (***dB*** de l'échantillon et ***dB*** du transect).

$$t = \frac{|\bar{x} - m_0|}{\sqrt{\frac{s^2}{n}}}$$

$\bar{x}$: la moyenne des valeurs ***dB*** des prélèvements,

$\boldsymbol{m_0}$: la moyenne des valeurs de ***dB*** du transect,

$\boldsymbol{s^2}$: l'écart-type des valeurs de ***dB*** du transect et **n** le nombre de prélèvements.

Pour un risque d'erreur ***a***, si l'écart critique $\boldsymbol{t_a}$ (obtenu dans la table de la loi de Student) est supérieur au test-***t*** alors l'hypothèse de représentativité de l'échantillonnage est acceptée avec une erreur probable de ***a***.

Sur chaque série de transects, deux tests sont réalisés. Le premier en prenant le jeu d'échantillons le plus proche dans le temps (S_{a1} pour T_{a1} et T_{a2}, S_{a2} pour T_{a3} et T_{a4}, S_{b1} pour T_{b1} et T_{b2}, S_{b2} pour T_{b3} et T_{b4}) et le deuxième avec la totalité des échantillons de la journée ($S_{atot}=S_{a1}+S_{a2}+S_{a3}$ et $S_{btot}=S_{b1}+S_{b2}$). Le Tableau 30 résume les valeurs du test : il met en évidence les écarts ou la proximité entre les valeurs de ***dB*** de l'échantillonnage et des transects. Cette corrélation est de qualité très variable dans le temps sur un même transect.

Sur le transect $T_{a1\text{-}4}$ (aDcp 600 kHz), l'échantillonnage S_{a1} est bien corrélé avec la première série de transect (T_{a1}), mais beaucoup moins avec les mesures suivantes (T_{a2}) qui montrent des variations importantes (bonne corrélation en 13, moyenne en 9 et 14 et mauvaise en 10, 11 et 12), sans que les opérateurs aient observé des changements notables lors des acquisitions.

Sur le transect $T_{a3\&4}$, les meilleures corrélations de l'échantillonnage S_{a2}, (18, 20, 21, 22 et 26), se trouvent sur des profils dont l'acquisition est perturbée par le passage d'une péniche avant la réalisation du transect. Les pales de l'hélice engendrent des bulles d'air qui s'ajoutent aux particules en suspension comme réflecteurs de l'onde émise par l'aDcp et fournissent une rétrodiffusion plus importante (DRL Software, 1997). Ces transects ont une moyenne de ***dB*** plus élevée.

La représentativité de l'échantillonnage est donc moins bonne pour les mesures réalisées dans des conditions normales. La qualité de la corrélation est meilleure dans la gamme haute de rétrodiffusion, non représentative de la totalité du transect.

Sur le transect T_{b1-4}, l'échantillonnage S_{b1} est représentatif des mesures aDcp qui lui succèdent (T_{b2}), mais n'a aucune corrélation avec les mesures précédentes (T_{b1}), bien que rien ne distingue en apparence les deux séries (débit constant de 1 210 m^3 s^{-1}).

Enfin, l'échantillonnage S_{b2} est représentatif de T_{b3} et T_{b4}, avec une meilleure corrélation pour T_{b4}, mais cette dernière série ne dispose que de 4 acquisitions.

Les échantillons S_{a1}, S_{a2} et S_{a3} ont été pris sur le même transect, avec des variations de débit inférieures à 70 m^3 s^{-1}. Les propriétés du milieu étant donc considérées comme constantes, la somme des trois échantillonnages (S_{atot}) pourrait fournir une base de données plus complète pour affiner la calibration. On constate qu'elle améliore la corrélation avec T_{a1} et T_{a2}, mais n'apporte d'amélioration significative pour aucune des mesures de $T_{a3\&4}$. S_{btot} regroupe S_{b1} et S_{b2} qui n'ont pas été collectées sur le même profil (Tableau 29), ni aux mêmes heures. La somme des échantillons n'améliore la corrélation que sur S_{b1}, mais n'a pas d'intérêt pour les autres transects.

En conclusion, les valeurs de ***dB*** ne sont donc significatives que du secteur où est réalisée la mesure, en raison de plusieurs facteurs probables (variabilité spatiale de la distribution et de la nature des MES, relation mal connue entre ***dB*** et les particules en suspension). Il est possible que les spécificités des deux appareils utilisés jouent également un rôle qui reste à déterminer.

Transect Ta1	Validité du test pour Sa1	Satot	Transect Ta3	Validité du test pour Sa2	Satot
1	0.05	0.5	15	0.002	0.005
2	0.05	0.5	16	0.005	0.01
3	0.2	0.5	17	0.01	0.01
4	0.05	0.5	18	0.5	0.2
5	0.5	0.2	19	0.1	0.05
6	0.5	0.5	20	0.1	0.2
7	0.2	0.5	**Ta4**	**Sa2**	**Satot**
8	0.5	0.5	21	0.2	0.2
Ta2	**Sa1**	**Satot**	22	0.5	0.2
9	0.01	0.2	23	0.002	0.005
10	Non	0.1	24	0.001	0.002
11	0.002	0.2	25	Non	0.002
12	0.002	0.2	26	Non	Non
13	0.2	0.5	27	0.5	0.01
14	0.05	0.5			
Transect Tb1	**Validité du test pour Sb1**	**Sbtot**	**Transect Tb3**	**Validité du test pour Sb2**	**Sbtot**
1	Non	0.02	13	0.1	0.2
2	Non	0.005	14	0.02	0.05
3	Non	0.002	15	0.1	0.2
4	Non	0.5	16	0.1	0.1
5	Non	0.02	17	0.05	0.05
6	Non	0.01	18	0.5	0.02
Tb2	**Sb1**	**Sbtot**	**Tb4**	**Sb2**	**Sbtot**
7	0.5	0.002	19	0.02	0.005
8	0.5	0.01	20	0.5	0.2
9	0.2	0.02	21	0.2	0.001
10	0.5	0.002	22	0.5	0.02
11	Non	Non			
12	0.2	Non			

Tableau 30 : Test de conformité de l'échantillonnage par rapport aux transects. Plus la valeur est élevée, meilleure est la corrélation entre les deux séries. Non **signifie une absence de représentativité**

2.1.2.5.2. Impact du nombre d'échantillons sur la calibration de Sediview

Les courbes de calibration sont construites par Sediview à partir des couples (***dB*** ; ***M***) issus des jeux d'échantillons (S_{a1}, S_{a2}, S_{b1}, S_{b2}, S_{atot} et S_{btot}) et sont appliquées aux transects, afin d'obtenir une estimation du débit solide en fonction de différents calages.

Pour disposer d'une base de comparaison avec les débits mesurés, un débit solide théorique est calculé à partir de la moyenne de la concentration des échantillons les plus proches temporellement de l'acquisition du transect (S_{a1} pour T_{a1} et T_{a2}) et du débit liquide fourni par Sediview à partir des données aDcp. Ce débit est quasi stable : $T_{a1\&2}$ = 1 465 m^3 s^{-1}, $T_{a3\&4}$ = 1 360 m^3 s^{-1}, avec un écart type expérimental de 20 m^3 s^{-1} (1.5%) ; $T_{b1\&2}$, 1 210 m^3 s^{-1}, Tb3&4, 1 230 m^3 s^{-1}, avec un écart type expérimental de 30 m^3 s^{-1}). On constate pourtant que les deux types d'aDcp fournissent des données différentes, avec un écart de plus de 130 m^3 s^{-1} (11%), entre $T_{a3\&4}$ et $T_{b3\&4}$, alors qu'il n'y a pas d'apport ou de perte entre les différents transects.

Cette variation du débit liquide induit des différences dans le calcul du transport solide moyen mesuré (ou « débit de base ») : 41.3 kg s^{-1} pour $T_{a1\&2}$, 27.4 kg s^{-1} pour $T_{a3\&4}$, 38.6 kg s^{-1} pour $T_{b1\&2}$, et 24.5 kg s^{-1} pour $T_{b3\&4}$. Celles-ci sont parfois logiques (diminution corrélée de Q_l et Q_s entre $Ta_{1\&2}$ et $Ta_{3\&4}$,), parfois paradoxales (le débit solide en $T_{a3\&4}$ est supérieur de 14% à celui de $T_{b3\&4}$ pour un débit liquide plus faible); cet écart peut traduire soit une erreur due à la méthode approximative de calcul, soit des conditions hydrosédimentaires particulières de $T_{a3\&4}$, zone soumise au dragage pour maintenir la navigabilité (CNR et Richard, 2005). Cependant, globalement, le faible écart entre les débits de base laisse supposer que leur quantification par cette méthode apporte une information pertinente, qui va pouvoir servir à la validation des traitements des données par Sediview.

La Figure 111 montre les résultats très variables du calcul du débit solide par Sediview. Sur les transects $T_{a1\&2}$, le débit solide calculé avec la courbe de calage des échantillons de S_{a1} se superpose bien au débit solide de base avec un écart type expérimental très faible au sein de la série. Sur $T_{a3\&4}$ le débit solide moyen, calculé à partir de S_{a2}, (25.8 kg s^{-1}) est proche du débit de base, mais l'écart type expérimental entre les transects de la série est supérieur à 30%.

Par contre, sur la Figure 112, les débits de T_{b1}, calibrés à partir des échantillons S_{b1} sont sous-évalués (36.0 kg s^{-1}), alors que ceux de T_{b2}, calibrés à partir des échantillons S_{b2} sont surévalués (43.4 kg s^{-1}) par rapport au débit solide de base. Mais chacune des deux séries de mesure est constante avec un écart type expérimental très faible (inférieur à 2 kg s^{-1}). Pour $T_{b3\&4}$, à part les profils 12 et 19 qui présentent des pics, le débit solide est constant à 30.1 kg s^{-1} avec un écart type expérimental qui reste faible, mais 17 % au dessus de la valeur de base.

La calibration fournie par Sediview à partir des échantillons prélevés sur un profil peut donc fournir une base acceptable pour le calcul du débit solide des MES.

L'utilisation de la totalité des échantillons d'un appareil pour réaliser la courbe de calage fournit des données intéressantes (Figure 111). Pour l'ensemble des séries, les courbes de calages issues de la totalité des échantillons provoquent une sur ou sous estimation quasi constante à l'intérieur de la série. Pour $Ta_{1\&2}$, le débit est sous estimé de plus de 10 kg s^{-1} (-25%), par contre pour $T_{a3\&4}$, le débit, s'il est aussi sous-estimé, est beaucoup plus proche de la valeur calculée sur la base de Sa_2 (2 kg s^{-1}, -7%).

Sur les autres transects, avec les échantillons issus de l'aDcp à 1 200 kHz, la somme de S_{b1} et S_{b2} est beaucoup moins pertinente (Figure 112). Les résultats sont ici surévalués dans tous les cas.

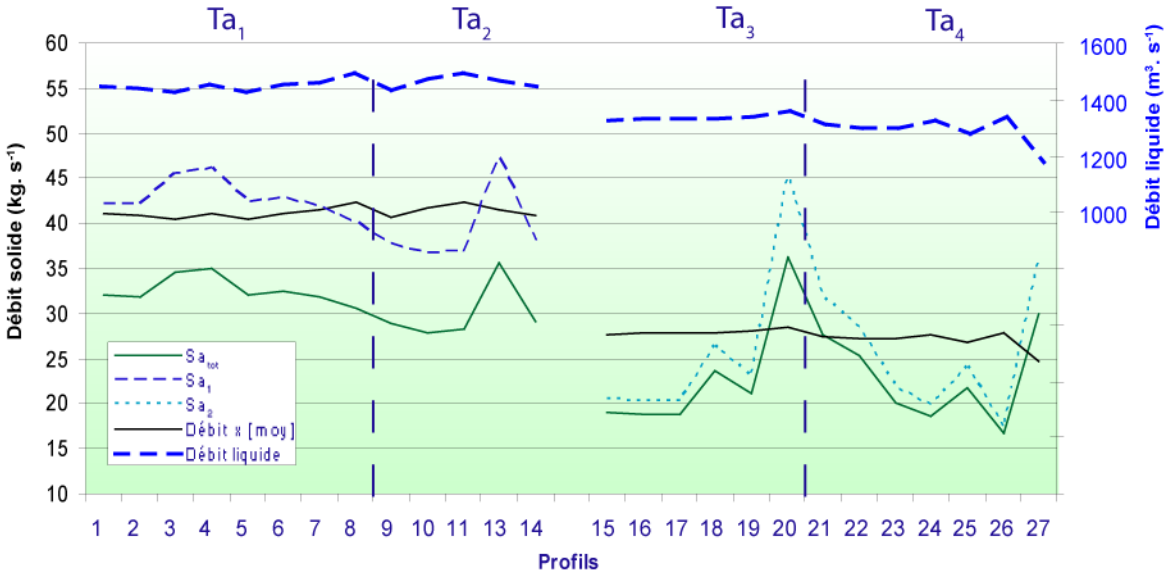


Figure 111 : Calcul du débit solide de MES des transects en fonction des différentes calibrations pour les données acquises avec l'aDcp à 600 kHz du CEREGE. $S_{a1\ et\ 2}$, les résultats issus des calibrations réalisées avec les prélèvements du même nom et Sa_{tot} les résultats de la calibration employant la totalité des prélèvements de Sa.

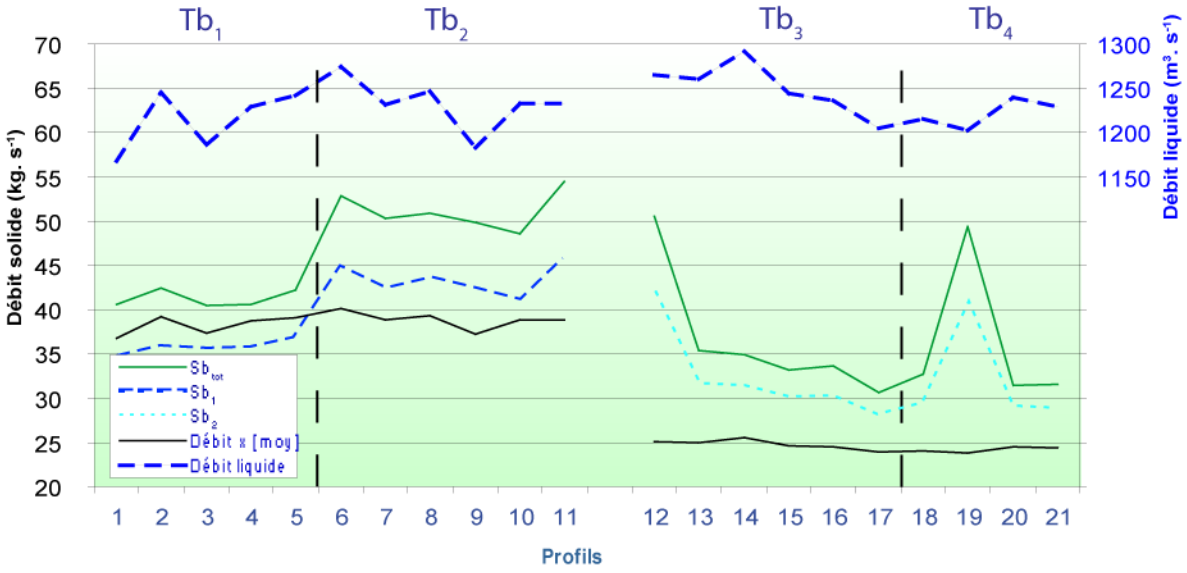


Figure 112 : Calcul du débit solide de MES des transects en fonction des différentes calibrations pour les données acquises avec l'aDcp à 1 200 kHz de la CNR. $S_{b1\ et\ 2}$, les résultats issus des calibrations réalisées avec les prélèvements du même nom et Sb_{tot} les résultats de la calibration employant la totalité des prélèvements de Sb.

En conclusion, le nombre d'échantillons au-delà d'un seuil de 12 n'améliore donc pas sensiblement les performances du logiciel Sediview, dont la validité reste sensible à la proximité des mesures aDcp/prélèvement. Mais ces mesures n'ont été effectuées que sur le Rhône et mériteraient d'être testées sur des cours d'eau d'ordre inférieur.

2.1.2.5.3. Impact de la gamme de concentration des échantillons sur la calibration de Sediview

Pour vérifier les capacités du logiciel à fournir une valeur la plus juste possible du débit solide, des calibrations sont effectuées avec les gammes hautes et les gammes basses de concentrations pour les données acquises avec l'aDcp du CEREGE (600 kHz).

Le résultat de ces calibrations montre que pour S_{atot} la corrélation entre les concentrations des échantillons et la moyenne du signal des quatre faisceaux de l'aDcp après le calage des paramètres hydroacoustiques est relativement bonne ; mais pour S_{a1}, la corrélation est nulle. A partir des gammes d'échantillons de concentrations hautes et basses, la corrélation reste également très faible pour les concentrations basses, mais elle est bien meilleure pour les concentrations élevées (R^2=0.76). Dans ce dernier cas, le dernier échantillon avec une concentration 3 à 4 fois plus élevée que la moyenne fausse la corrélation.

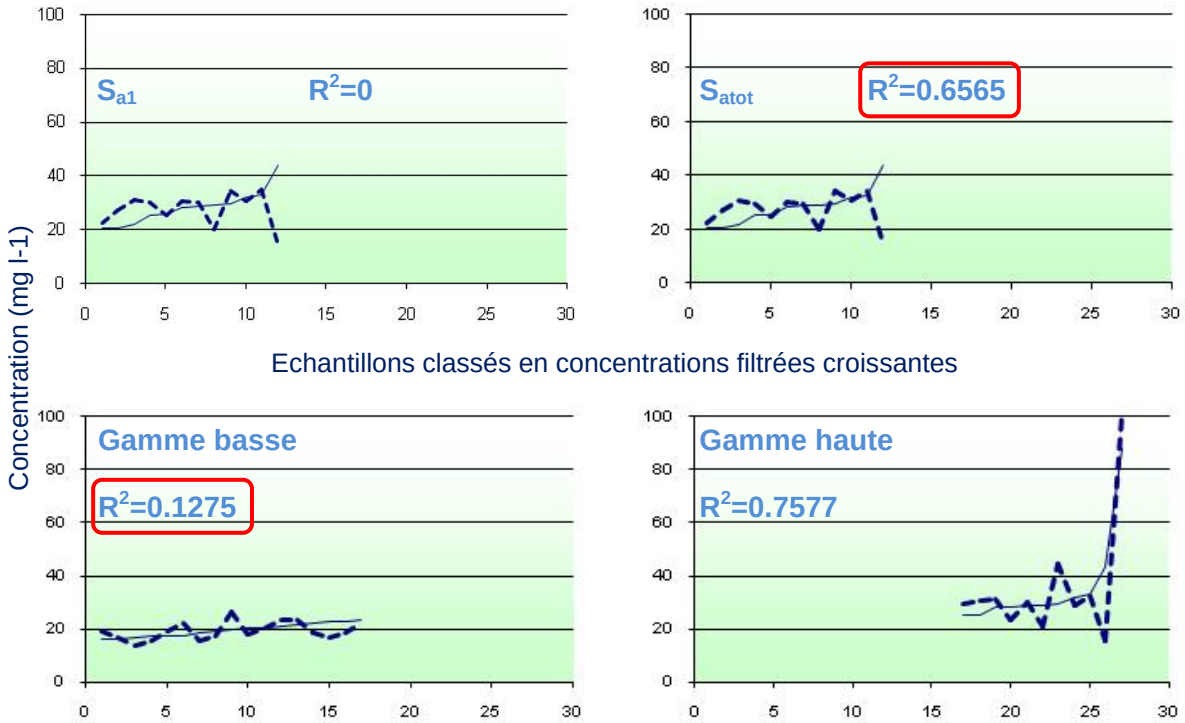


Figure 113 : Courbes de calibrations de Sediview (en pointillé) en fonction des échantillons sélectionnés

Dans tout les cas cependant, il a été montré plus haut que la corrélation issue des valeurs de S_{a1} fournit une calibration que l'on peut considérer comme satisfaisante. Donc, malgré les valeurs très variables obtenues pour les calibrations des gammes hautes et basses, ces dernières sont sélectionnées pour calculer le flux solide des divers profils de T_a (Tableau 31).

L'application de la calibration avec la gamme basse entraine, comme c'était le cas pour la calibration S_{atot}, une sous estimation des débits dans les mêmes proportions, pour les acquisitions du matin et de l'après midi. Les données issues de la gamme haute sont plus coordonnées avec les valeurs de base et la calibration pour les données acquises le matin, par contre les données de l'après-midi surestiment totalement les débits solides avec les écarts-types les plus importants de toutes les calibrations. En appliquant les calibrations basses et hautes, on observe que la calibration avec les données les plus basses sous estime également

les valeurs de MES alors que la calibration avec les données les plus hautes se rapproche de la valeur de base et la surestime même l'après midi (en raison des perturbations de l'acquisition).

		Matin		T_{a1}		T_{a2}		Après-midi		T_{a3}		T_{a4}	
		Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET
Débit ($m^3 s^{-1}$)		1467.29	22.27	1462.62	22.46	1474.76	22.17	1324.14	44.73	1348.65	11.47	1303.13	52.69
Base		41.26	0.63	41.13	0.63	41.47	0.62	27.45	0.93	27.96	0.24	27.01	1.09
Calibration	Après midi							25.77	7.92	25.92	9.75	25.64	6.79
	Matin	41.52	3.54	42.91	2.00	39.30	4.52						
	Total	31.55	2.56	32.55	1.47	29.96	3.26	22.93	5.58	22.97	6.77	22.90	4.92
	Basse	31.94	2.71	33.07	1.30	30.14	3.54	23.59	4.87	23.65	5.88	23.54	4.32
	Haute	40.47	3.70	41.98	1.83	38.05	4.82	29.73	6.91	29.77	8.36	29.69	6.10

Tableau 31 : Résultat des calibrations avec les gammes hautes et basses de concentrations sur les données de Ta en Kg s^{-1}(Moy les moyennes des transects et ET l'écart type)

Si elle ne permet pas de tirer de conclusions définitives, l'application des différentes gammes de concentration dans la calibration montre que les résultats ont une tendance à être plus justes avec les valeurs les plus faibles de concentration des échantillons. Mais cette interprétation est à nuancer au vu de la qualité des données exploitées : en effet, dans la gamme de calibration avec les concentrations les plus élevées, l'échantillon avec la concentration la plus forte est une exception par rapport au pool de données. La réalisation de la même calibration en supprimant ce point pourrait vraisemblablement fournir des flux moins importants, et plus en conformité avec le reste des données exploitées.

2.1.2.6. Conclusions et Discussion sur la qualité des résultats fournis par Sediview

Plusieurs facteurs peuvent expliciter le caractère en partie décevant de ces résultats, en premier lieu l'utilisation de deux aDcp différents. Bien que les paramètres d'acquisition des deux appareils aient été programmés de façon identique, une des sources possibles d'erreur de mesure peut venir du positionnement des aDcp sur l'embarcation : l'appareil fonctionnant à 1 200 kHz est poussé, alors que celui à 600 kHz est amarré à tribord. Mais, pour ce dernier, si les perturbations de la coque du bateau modifiaient l'acquisition, les mesures seraient différentes entre les traversées réalisées de la rive droite vers la rive gauche et inversement. Or un tel biais directionnel n'apparaît pas sur les données de débit liquide. Une comparaison plus fine des débits liquides, calculés par les deux aDcp, pourrait apporter une explication, notamment sur les méthodes d'extrapolation des vitesses dans les parties de section non scrutées par l'aDcp.

Il faut aussi prendre en compte la qualité de la prise d'échantillons. L'utilisation de la bouteille de prélèvement couplée à l'acquisition d'intensité rétrodiffusée (***dB***) à la bonne profondeur est difficile. La bouteille dérive toujours légèrement dans le courant, ce qui induit une surestimation de la profondeur. De plus, l'échantillonnage aDcp est réalisé par quatre faisceaux acoustiques divergents pointant à 20° de la verticale. La profondeur et la position des deux types d'échantillonnage sont donc différentes: si les concentrations sont hétérogènes, la donnée acquise est susceptible de perturber la courbe de calibration de Sediview. Le test de Student montre la corrélation entre les valeurs aDcp sur les points de prélèvement et les mesures des séries de transects. La répétition de ce test avec les mêmes données mais après correction par Sediview apporterait de nouvelles informations sur l'intérêt du logiciel et du nombre d'échantillons à prendre en compte.

Ces données ont été collectées pour un débit liquide correspondant à un débit solide supposé homogène sur la section. La Figure 114 montre qu'il n'en est rien. Le logiciel mérite d'être testé pour des débits plus importants, à partir desquels la répartition du débit solide sur la section est encore plus hétérogène. Sediview peut alors offrir une approximation du débit solide et mettre en évidence des variations pour des débits liquides identiques (cas de la mise en opération probable de la drague entre l'acquisition de S_{b1} et de S_{b2}).

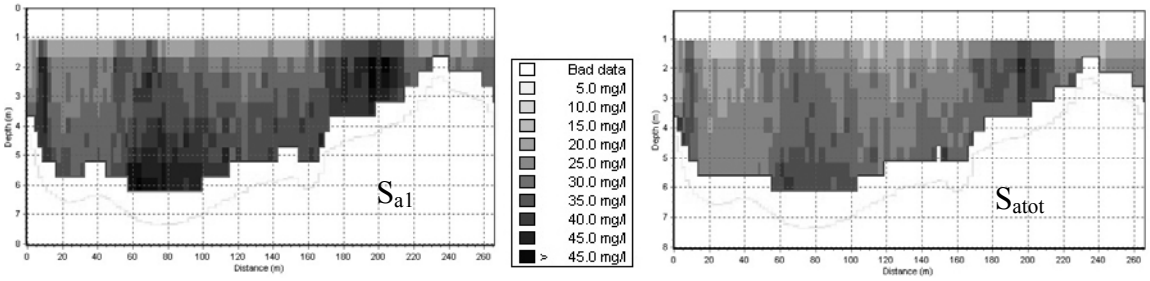


Figure 114 : Spatialisation des concentrations en MES par Sediview en fonction de la courbe de calibration utilisée Sa_1 ou Sa_{tot} pour les profils de Ta_1

Les mesures utilisées dans cette étude ne représentent qu'une partie des données acquises sur le terrain (80 transects répartis sur les 4 secteurs et 9 séries d'échantillons restent à intégrer aux premiers résultats). Mais cette recherche initiale montre que l'augmentation du nombre d'échantillons n'améliore pas nécessairement les résultats de Sediview. Une douzaine d'échantillons correctement collectés, même si les valeurs de ***dB*** ne sont pas représentatives du transect, permettent la réalisation d'une courbe de calibration aboutissant à des résultats satisfaisants. La comparaison de ces résultats avec le débit solide de base, obtenu par l'intégration des moyennes de concentration des échantillons par le débit liquide, pose toutefois la question de l'intérêt de Sediview pour la quantification des MES, le logiciel d'acquisition des données aDcp (WinRiver) fournit une spatialisation qualitative des MES à partir des valeurs de ***dB***, qui pourrait être suffisante en première approche

Si c'est la répartition des concentrations de MES sur le transect qui est recherchée, le logiciel d'acquisition des données aDcp (WinRiver) fournit à partir des valeurs de ***dB*** une spatialisation qualitative des MES, mais en considérant comme constant certains paramètres hydroacoustique. Si c'est les concentrations de MES qui sont recherchées, Sediview peut être un logiciel adapté. Dans des conditions de travail difficiles, ce logiciel offre une approximation du débit solide et peut mettre en évidence des variations de débit solide pour des débits liquides qui restent identiques (cas de la mise en opération probable de la drague entre l'acquisition de S_{b1} et de S_{b2}).

Ces données n'ont été collectées sur le Rhône que pour un débit liquide pour lequel le débit solide est considéré comme homogène sur la section, ce que dément la Figure 114, mais Sediview mérite d'être testé pour des débits plus importants à partir desquels le débit solide n'est plus homogène sur la section.

2.1.3. Conclusion : les apports de l'aDcp

L'utilisation de l'aDcp n'est plus contestée dans la réalisation de jaugeages et pour l'obtention de profils de vitesses dans les cours d'eau depuis les années 1990. Les recherches menées ici permettent de disposer de 165 profils, réalisés sur une gamme de débit variant de 800 à 3 500 $m^3 s^{-1}$. Ils vont être exploités dans le but de mieux comprendre le fonctionnement de quelques secteurs.

L'utilisation de l'intensité de la rétrodiffusion des particules dans le flux pour quantifier les concentrations de MES reste sujet à discussion. L'utilisation de la donnée fournie par WinRiver apporte une information relative sur la répartition des MES sur le profil ; cette information peut être suffisante en première approche pour la quantification des flux en transit ; pour obtenir des bilans sédimentaires, un calage de l'intensité de la rétrodiffusion est nécessaire avec des prélèvements d'échantillons sur le profil. L'utilisation du logiciel Sediview, testé ici à titre expérimental, a montré son intérêt, mais aussi ses limites. A partir d'une campagne systématique de mesures aDcp, associée à des prélèvements sédimentaires, le modèle s'avère difficile à caler : la représentativité de l'échantillonnage est limitée dans l'espace et le temps, et il existe une variabilité élevée en fonction de la gamme de concentration des échantillons. Le résultat le plus clair concerne toutefois le nombre d'échantillons à prélever, dont l'augmentation au delà de douze n'améliore pas la calibration de l'appareil.

Au total, la marge d'erreur de la quantification du flux solide en suspension reste élevée. Aussi, pour la suite de cette recherche, ce sont les informations de rétrodiffusion qualitative de Winriver, qui fournissent une information sur la répartition des MES dans le profil, qui seront exploitées pour discuter de la répartition des MES sur les différents secteurs étudiés.

2.2. Hydrodynamique et flux de MES, étude de deux secteurs significatifs

Les campagnes de mesures par aDcp ont ciblé le secteur en amont de la confluence et l'amont des deux bras deltaïques pour plusieurs raisons. Il s'agissait d'abord de « calibrer » la section de prélèvement de la station SORA, dont le préleveur ne renseigne que sur les flux de surface. Les données obtenues sur ce site seront traitées en collaboration avec l'IRSN et ne sont pas présentées ici. Par ailleurs, la CNR était soucieuse de comprendre le comportement sédimentaire du « palier d'Arles », immédiatement en amont de la confluence, où la tendance à l'alluvionnement oblige à des dragages réguliers et peut perturber l'activité du port fluvial d'Arles. Enfin, il était important de connaitre la répartition sédimentaire entre les deux bras du Rhône et, surtout, les perturbations possibles engendrées par la présence du casier Saxy.

L'étude des flux dans le secteur du casier Saxy, puis à la diffluence seront présentées successivement.

2.2.1. Perturbations hydrodynamiques et sédimentaires induites par le casier Saxy (PK 274.5-PK 279)

Les casiers Girardon sont édifiés dans le chenal dans la première moitié du XXe siècle, mais la continuation du projet est abandonnée après la 2ème Guerre Mondiale au vu des coûts de mise en place et d'entretien des ouvrages. La seconde partie de ce travail et la modélisation du transport de la charge de fond ont montré le rôle complexe des ouvrages sur la mutation du chenal : réduction de la largeur du lit, provoquant ou aggravant l'incision et la remobilisation de la charge de fond, stockage des fines. Mais le casier Saxy, situé à l'aval de la zone charnière des PK 275-276, n'a pas engendré une mutation importante du chenal et son comblement n'est pas achevé. L'étude des flux de MES dans et autour de cet ouvrage devrait permettre de mieux comprendre les raisons de cette évolution particulière.

L'analyse de l'évolution spatiale de l'espace intradigues a permis de distinguer deux types de casiers et d'en déterminer les impacts sur le milieu à long terme. La première catégorie, de petite taille, s'est colmatée depuis l'édification des ouvrages et, en 2006, les casiers qui ne sont pas encore intégrés complètement dans les berges sont en phase de colmatage avancé (Casier de Faragon). Ils n'ont plus d'impact direct sur l'organisation du flux dans le chenal si ce n'est par concentration dans un chenal plus étroit.

Par contre, la deuxième catégorie de casiers, de grande taille, localisé en amont de la diffluence en rive gauche (Casier de Saxy Figure 115) n'a pas le même comportement. Cet aménagement est encore actif, comme en témoignent les échanges entre le casier et le chenal, visibles en particulier lors des crues. C'est cet aménagement qui va être étudié ici.

L'aménagement Girardon de Saxy comprend plusieurs casiers ou sous-casiers, séparés par des tenons. Ils s'organisent en trois segments différents par leur taille et leur colmatage (Figure 115). Leur identification repose sur la photo-interprétation (Orthophoto IGN de 2003). A l'amont, la digue barre un chenal concave, qui forme une première unité (1) ; l'entrée et la sortie s'effectuent de part et d'autre d'un ilot boisé formé par accrétion sédimentaire sur la digue. Au centre, le sous-casier (2) est presque complètement colmaté ; un écoulement y persiste, étroit et peu profond. A l'aval, le troisième et vaste segment comprend plusieurs tenons séparant les sous-casiers 3 à 9. Ces tenons ont favorisé l'accumulation d'îles et de bancs boisés en aval de l'entrée, mais les sous-casiers sont restés vides et profonds (>10 m sous le niveau d'étiage) à partir du PK 276.5. Les échanges entre le chenal et le casier sont

donc conditionnés par cette situation, encore évolutive. On distingue ainsi plusieurs points d'entrée et de sortie des flux, matérialisés par des flèches sur la Figure 116.

Les échanges vont être étudiés entre le casier et le chenal, puis c'est le fonctionnement interne du casier qui sera analysé. Ces espaces ont fait l'objet de trois campagnes de mesures pour des débits inférieur au module (septembre 2006) et lors de deux événements hydrologique proche de 3 000 $m^3 s^{-1}$ (octobre 2006 et juillet 2007).

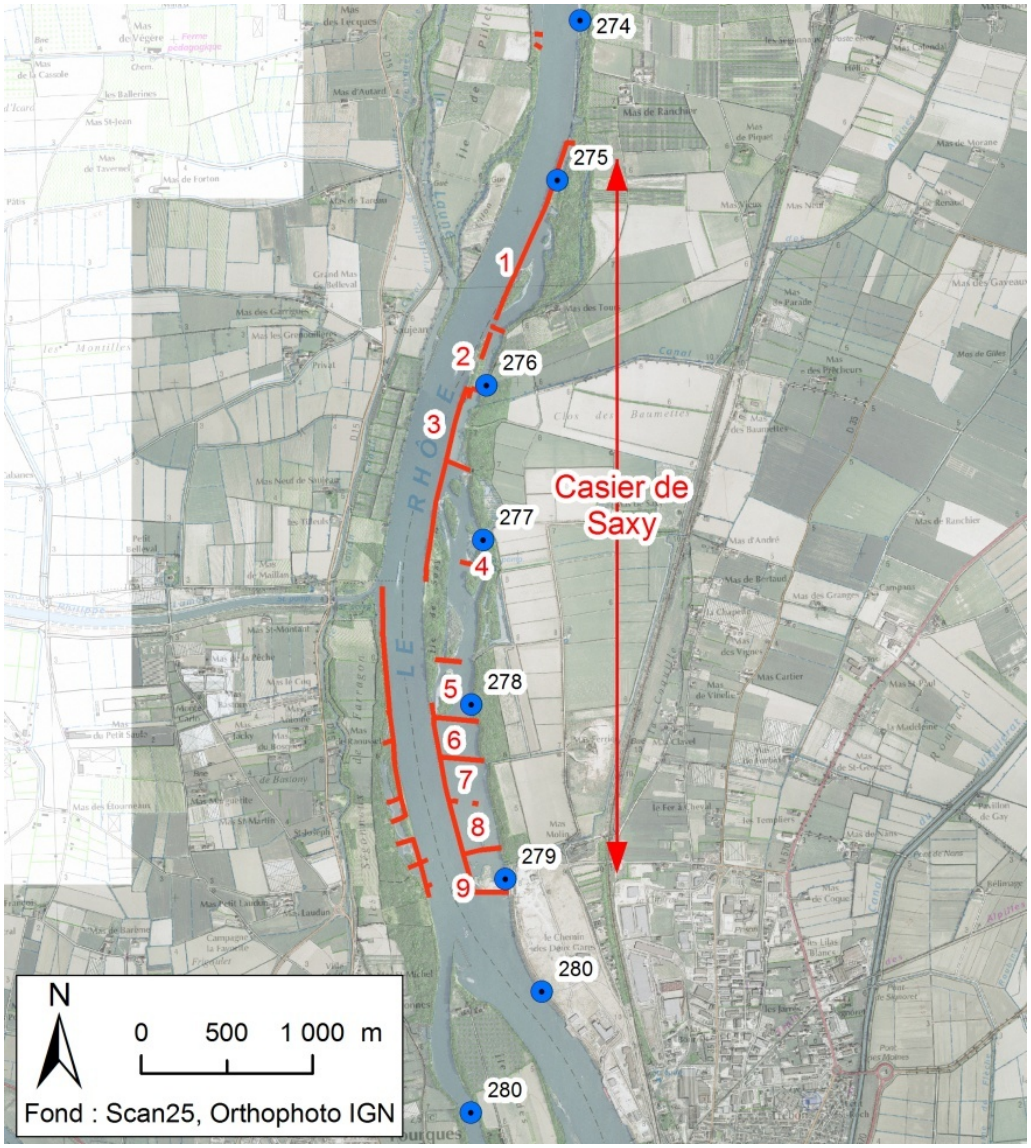


Figure 115 : Les éléments visibles dans le paysage, du casier de Saxy en rive gauche du Rhône

2.2.1.1. Les échanges entre le chenal et le casier

Le casier est séparé du chenal par une digue longitudinale submergée au dessus du module, qui autorise les échanges de flux entre le chenal et le casier dès la submersion. Cette caractéristique de l'aménagement a pour but de canaliser les eaux dans un chenal étroit en période d'étiage et de favoriser les dépôts de MES dans les casiers pendant les crues. L'analyse des données aDcp acquises dans le chenal et dans le casier pour différents débits apporte un éclairage inédit sur le fonctionnement réel du casier et permet de tirer le bilan de l'efficacité de l'ouvrage sur la longue durée.

Il faut rappeler ici qu'il existe une « zone de blanc » dans les mesures de l'aDcp sur la partie supérieure de la colonne d'eau ; lors des acquisitions le long du casier, elle est de 50 cm pour les mesures à l'étiage et de 70 cm pour les mesures effectuées en crue. Les échanges entre le casier et le chenal se faisant par submersion de la digue longitudinale, ils sont généralement situés sur la partie supérieure de la colonne d'eau. Il est donc possible que, dans les mesures présentées ci-dessous, une partie des échanges entre le casier et le chenal se situent dans cette zone de blanc. Les valeurs sont peut-être sous-estimées.

2.2.1.1.1. Echanges lors des faibles débits (inférieurs au module)

En dessous du module, les échanges entre le casier et le chenal devraient donc être inexistants. Pour valider cette hypothèse, une mesure aDcp est effectuée le 20 septembre 2006 en amont du casier (PK 274.5), en aval du casier (PK 279) et le long de la digue elle-même.

Ces mesures montrent un débit constant dans le chenal : à l'amont la CNR mesure 1 229 ±29 m^3 s^{-1}, à l'aval l'aDcp du CEREGE mesure 1349 ±27 m^3 s^{-1}, soit un écart de 9 ±4% proche des différences de débit mesurées déjà mises en évidences entre les deux appareils. Cette stabilité du débit est due au fait que le chenal n'a aucun apport liquide extérieur et que les prélèvements liés au canal BRL sont négligeables.

Les observations effectuées sur le terrain au cours des différentes missions montrent que les échanges entre le casier et le chenal en surface ne se font qu'en certains points où la digue longitudinale est rabaissée, dans le but de limiter les eaux stagnantes (Figure 116).

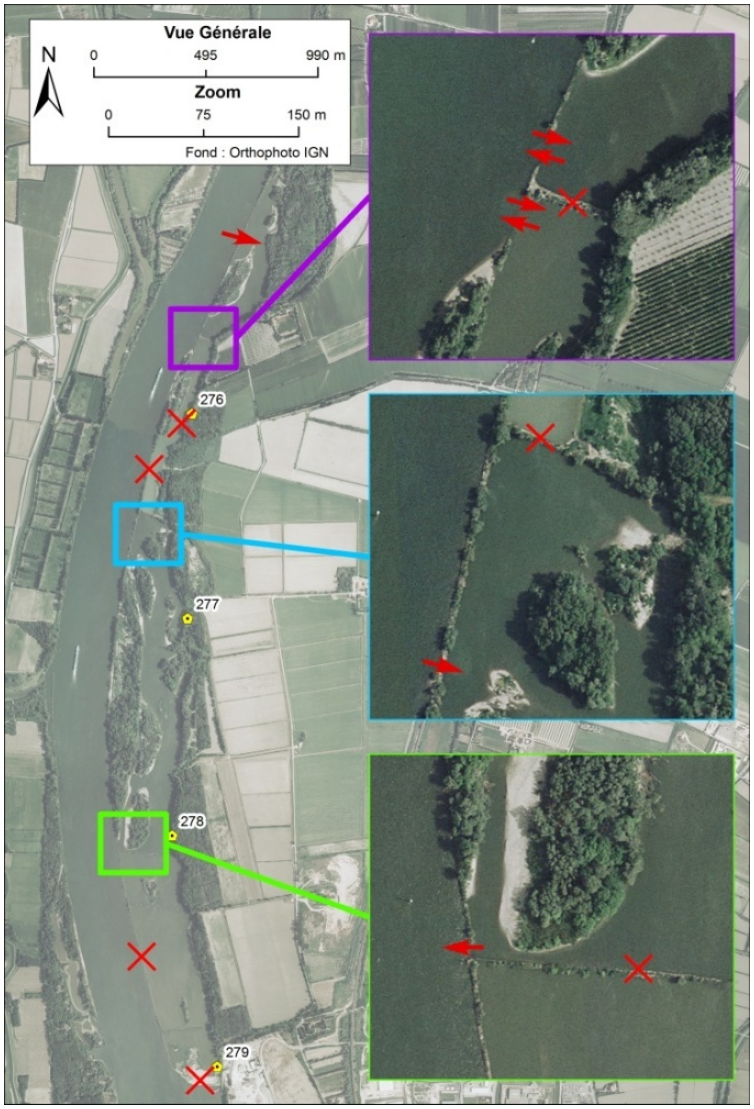


Figure 116 : Echange entre le casier et le chenal pour des débits inférieurs au module. Les flèches montrent les zones d'échanges entre le casier et le chenal identifiées sur le terrain, les croix représentant les digues ou tenons où aucun échange ne se fait.

Un profil en long a été réalisé en bordure extérieure de la digue (dans le chenal), pour obtenir une information plus précise sur le comportement des flux échangés entre le chenal et le casier. Le 20 septembre, pour un débit stabilisé à 1 200 m^3 s^{-1}, l'appareil utilisé (aDcp du Cemagref) permet d'effectuer des mesures à partir de 50 cm sous la surface (centre de la première cellule à 63 cm). La présence de ce blanc dans la partie supérieure de la colonne d'eau ne permet pas d'enregistrer d'échange entre le casier et le chenal, à l'exception du PK 278 où le flux de sortie est identifié avec une vitesse de 1.09 m s^{-1} dans la première cellule mesurée (-63 cm), puis 0.89 m s^{-1} dans la deuxième (-96 cm) et 0.50 m s^{-1} sur le reste de la colonne d'eau.

Cette passe, mesurée sur la photographie aérienne, est large de 15 m. En la considérant comme rectangulaire, avec une hauteur d'eau de 0.8 m[31], le débit sortant du casier en période

[31] La taille d'une cellule est de 33 cm en hauteur. La profondeur d'une cellule correspond à la profondeur au milieu de la hauteur de la cellule. Donc le bas de la cellule située à 63 cm est à 63 + (0.5*33) = 79.5 cm soit 0.8 m.

d'étiage est approximativement[32] de 13.1 m^3 s^{-1}, ce qui peut être considéré comme négligeable au vu du débit dans le chenal.

2.2.1.1.2. Echanges en période de crue

Au dessus du module, la digue longitudinale est submergée et des échanges ont lieu entre le chenal et le casier. Pour les mettre en évidence, deux séries de données sont disponibles :

- Le 10 Juillet 2007, pour un débit stable de 2 900 m^3 s^{-1}, deux profils sont acquis dans le chenal : un profil en travers au PK 278.7 entre la berge de rive droite et la digue longitudinale en rive gauche ; un profil en travers au PK 279, à la sortie aval du casier. Ils permettent de quantifier les flux sortants à l'aval du casier Saxy. Le débit mesuré est de 1 972 m^3 s^{-1}sur le profil amont, de 2 906 m^3 s^{-1} sur le profil aval : le casier restitue donc 931 m^3 s^{-1}, qui ont transité à l'intérieur.

- Le 20 Octobre 2006, lors d'une crue cévenole rapide, deux profils en long sont réalisés le long de la digue externe, dans le chenal et dans le casier. Ils sont associés à des profils en travers levés le même jour, sur les PK 274.5 et 279. En amont, sur le PK 274.5, le débit mesuré est de 3 500 m^3 s^{-1}, alors qu'il n'est plus que de 2 500 m^3 s^{-1} sur le PK 279 en aval. La décrue s'est en effet amorcée entre ces deux mesures. Pourtant, le chenal reçoit au PK 276, entre les deux profils mesurés, la restitution des débits transitant dans la lône du Pillet, qui est remise en eau par l'amont à partir de 2 500 m^3 s^{-1}. Ces perturbations font que le bilan des échanges entre le chenal et le casier ne pourra pas être équilibré par rapport aux débits des profils amont et aval.

Le profil en long, relevé dans le chenal en bordure de la digue longitudinale, permet de localiser et de quantifier les échanges entre le casier et le chenal. Le casier se divise en deux parties différentes ;

A l'amont le casier 1 reçoit une partie du débit du chenal, l'entrée d'eau (350 m^3 s^{-1} au PK 275.1) favorisée par sa position en rive concave, puis la quasi-totalité du flux est restituée au chenal au niveau du casier 2 (300 m^3 s^{-1}), par le même exutoire que pour les débits inférieurs au module (PK 275.8).

Le deuxième ensemble qui débute au PK 276.5 (casier 4), est caractérisé par deux entrées : aux PK 276.5 (casier 4) puis en aval du PK 278 (casier 6 et 7). Ces deux entrées permettent un apport de 300 m^3 s^{-1} dans le casier qui restitue la totalité du flux (350 m^3 s^{-1})[33] au niveau des casiers 8 et 9 (PK 278.6-279).

[32] Le calcul est fait par simple application de la formule : débit égale vitesse X surface de la section mouillée.
[33] 300 m^3 s^{-1} originaires des casiers 3 et 4 auxquels s'ajoutent les 50 m^3 s^{-1} non restitués au chenal dans le premier ensemble au niveau du casier 2.

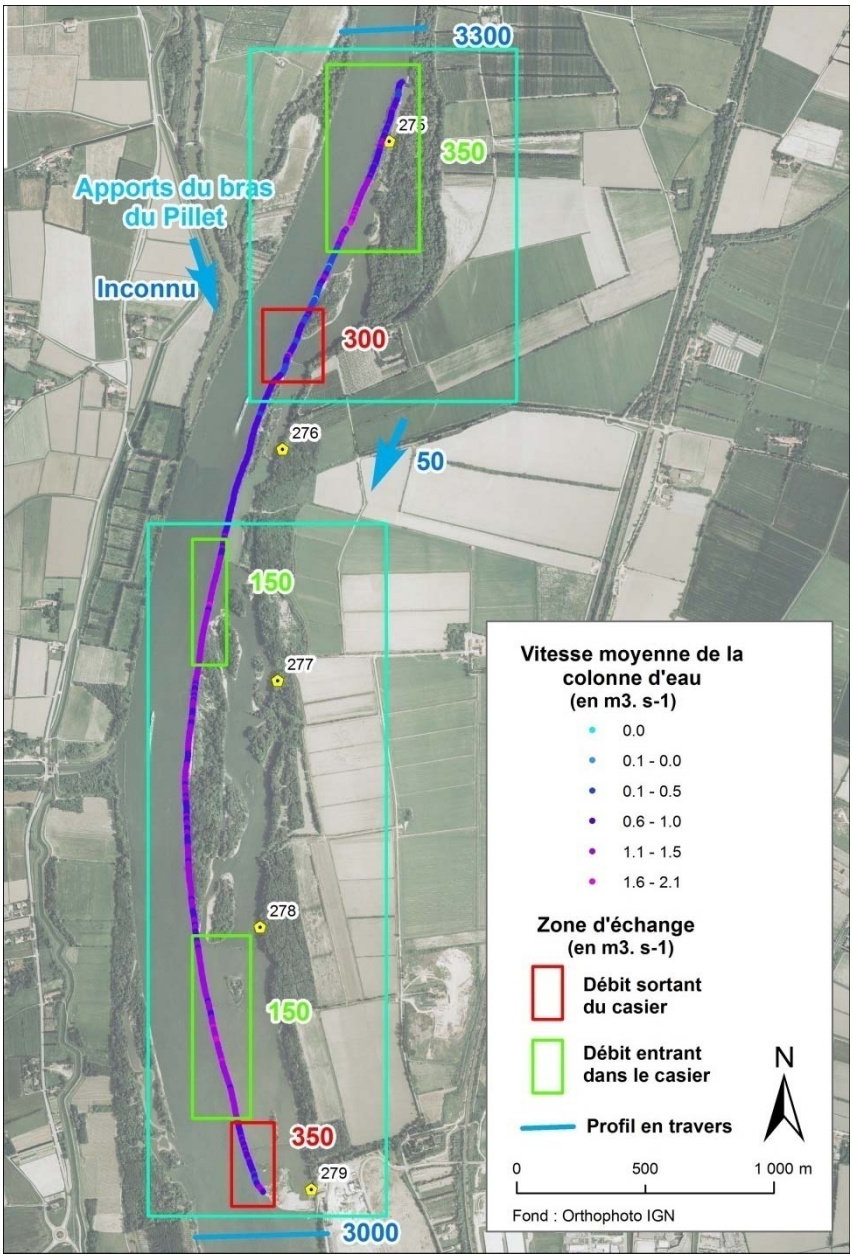


Figure 117 : Echanges, entre le casier et le chenal pour un débit compris entre 3 000 et 3 300 m^3 s^{-1} (20 octobre 2006) à partir du profil en long dans le chenal. La variation du débit sur le profil en travers pendant l'acquisition du profil en long ne permet pas d'équilibrer les échanges entre le casier et le chenal.

La comparaison avec les données de la campagne du 10 juillet 2007 montre des résultats différents. En 2007, 30% du débit passe par le casier, alors qu'il n'y passe que 12% en octobre 2006, soit une variation d'environ un facteur trois qu'il n'est pas possible d'expliquer en l'état actuel des connaissances et qui nécessiterait de nouvelles acquisitions pour être affinée.

Il est certain en tous cas que le transit des eaux de crues dans le casier Saxy n'est pas constant selon les événements. Les conséquences en termes de flux sédimentaire sont donc également variable.

Le 20 octobre 2006, des échantillons ont été prélevés dans le chenal pour effectuer une calibration des résultats de rétrodiffusion de l'aDcp sur les profils en travers, à l'amont et à

l'aval du casier Saxy. Le calcul du débit solide apporte une information relative sur le piégeage ou la remobilisation potentielle des MES entre l'amont et l'aval de l'ouvrage. Ces résultats seront mis en relation avec les mesures effectuées à l'intérieur du casier, sur le profil en long.

Pendant les épisodes de crues cévenoles, le débit varie de façon rapide. Afin d'acquérir un maximum d'informations sur tous les transects, le nombre de mesures effectuées sur un transect a été diminué. Seuls 3 profils ont été réalisés en amont de l'aménagement et deux en aval, ce qui rend un peu moins fiables les résultats obtenus avec Sediview.

En amont du casier, le débit solide est de 1 243 ±57 kg s^{-1}. En aval de l'aménagement, une demi-heure plus tard, il est de 1 196 ±27 kg s^{-1}. Malgré la diminution du débit de près de 300 m^3 s^{-1}, le débit solide instantané est quasi stable. Donc il est possible de supposer que pour des débits identiques entre l'amont et l'aval du système, le flux de MES serait plus important à l'aval.

Deux hypothèses peuvent expliquer cette probable augmentation du débit solide vers l'aval : soit les enregistrements à l'aval sont perturbés par les contraintes hydrauliques associées à la proximité d'aménagements locaux (fin du casier, épis en rive droite, diffluence) ; ce point sera discuté par la suite ; soit l'aval bénéficie d'apports issus de remobilisations sédimentaires sur les berges, à partir de la lône du Pillet ou dans le casier. Réalisée à partir de la distribution spatiale des concentrations sur le profil longitudinal sur la face externe de la digue, la Figure 118 confirme cette dernière hypothèse, par le biais des variations de la rétrodiffusion. Elle montre d'une part une augmentation de la concentration des MES d'amont vers l'aval le long des ilots, et d'autre part un contraste de charge entre les flux entrants (casier 1) et sortants (casier 2).

Dans le détail, sur la partie amont, le flux qui rentre dans le casier est très peu chargé en MES (rétrodiffusion de 90 à 95 dB), mais il en ressort avec des valeurs plus élevées (de 97.5 à 100 dB). Il en est de même pour le deuxième casier où le flux entrant a une rétrodiffusion plus faible que le flux en sortie. Parallèlement, l'augmentation de la rétrodiffusion (et donc de la concentration en MES) s'observe aussi d'amont en aval le long des iles dans les secteurs où il n'y a pas d'échange.

Il est donc possible de penser que pour un débit de 3 000 m^3 s^{-1}, le Rhône remobilise les sédiments fins sur les marges du chenal et dans le casier.

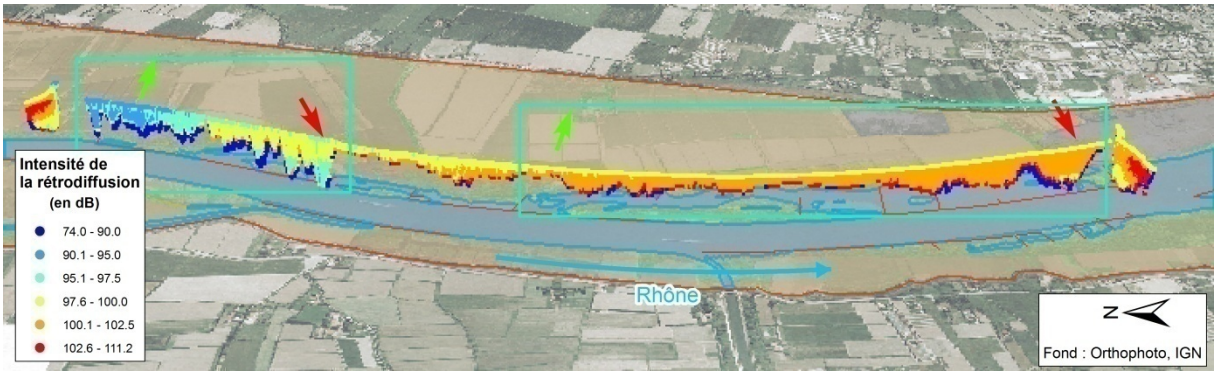


Figure 118 : Concentration relative de MES sur le profil en long entre le chenal et le casier (l'échelle verticale est exagérée d'un facteur 30)

Pour conclure, comme prévu par ses constructeurs, le Casier Saxy est déconnecté du chenal principal pour un débit inférieur au module, si ce n'est en quelques points où la digue est surbaissée pour permettre la circulation de l'eau et éviter le développement de zones stagnantes ; un exutoire entre deux tenons (PK 278) montre que moins de 1% du flux liquide s'écoule dans le casier, lors d'un débit de 1 400 m^3 s^{-1}.

Par contre, à 3 000 m^3 s^{-1} le casier est submergé. L'enregistrement de l'intensité de la rétrodiffusion par l'aDcp montre que 12 à 30% du débit liquide transite dans le casier, circulant par trois entrées et deux points de sortie. Sur le plan sédimentaire, le casier joue un rôle de deux façons : les îles édifiées sur les digues, formant une large convexité soumise à une hydraulique énergique, sont érodées sur leur face externe ; les flux sortants du casier sont plus chargés que les flux entrants. Il faut donc à présent étudier le fonctionnement interne du casier en période de crue.

2.2.1.2. Fonctionnement interne du casier en période de crue

Un profil en long réalisé le 20 octobre 2006 à l'intérieur du casier fournit des informations bathymétriques, hydrauliques et sédimentaires, qui permettent d'analyser les flux et le rôle des tenons transversaux.

La Figure 119 illustre la bathymétrie du casier. Il s'agit d'une bathymétrie relative car d'une part l'altitude absolue de la ligne d'eau dans le casier n'est pas connue, d'autre part il subsiste une zone de blanc à la base ; c'est donc la profondeur de la dernière cellule acquise sur la colonne d'eau qui est représentée ici. L'image montre que les accumulations sont situées en amont des tenons, alors que la profondeur reste encore importante en aval de ces derniers. Le colmatage est discontinu, encore peu important dans les sous-casiers aval (5 à 8), plus important dans les sous-casiers amont (1 à 4, en particulier les sous-casiers 2 et 3, et dans le sous-casier 9). Les entrées et sorties des sous-casiers 1, 2 et 3, la sortie du sous-casier 4 ont conservé de fortes profondeurs, qui témoignent vraisemblablement de courants érosifs sur le fond liés aux échanges avec le chenal. Ces caractéristiques confirment donc que le colmatage des marges aménagées du bas Rhône est inachevé.

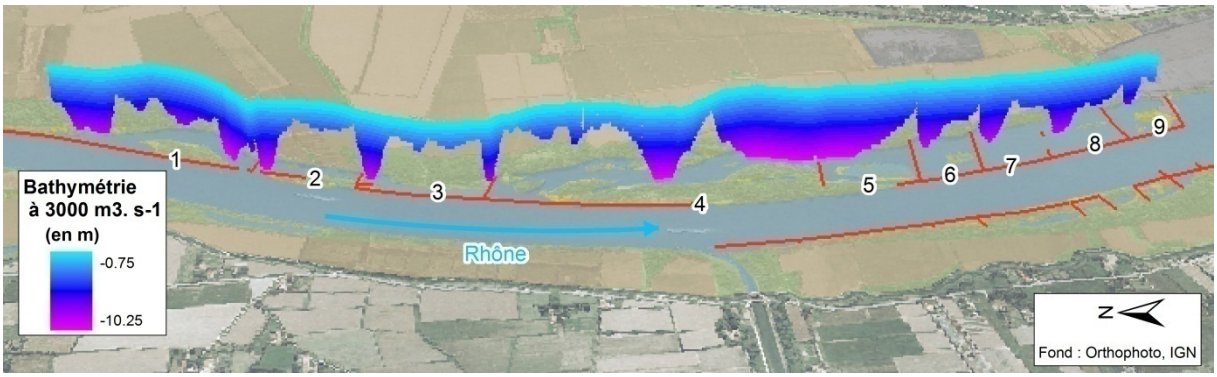


Figure 119 : Bathymétrie dans le casier de Saxy pour un débit de 3 000 m^3 s^{-1}. Les numéros représentent les casiers mis en évidence à partir d'une identification sur les photographies aériennes

La Figure 120 représente les variations de vitesses à l'intérieur du casier. On constate une forte variabilité, au sein d'une fourchette allant de 0 à 2 m s^{-1}. Dans les sous-casiers amont (1, 2 et 3), la vitesse est globalement plus faible, mais elle se renforce logiquement dans les secteurs moins profonds (partie centrale des sous-casiers). A partir du sous-casier 4, les vitesses sont plus élevées, supérieures à 1.5 m s^{-1}. Dans les secteurs d'échanges avec le chenal (amont-aval du sous-casier 1, sous-casiers 6, 7 et 9), les vitesses sont plus faibles,

probablement du fait d'un élargissement de l'espace disponible à l'écoulement provoqué par l'absence d'île.

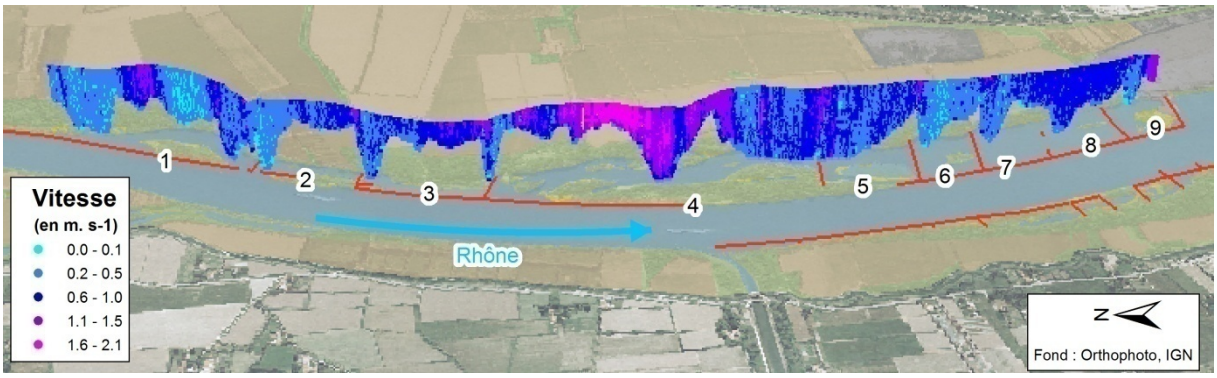


Figure 120 : Répartition de l'intensité des vitesses sur le profil en long dans le casier Saxy pour un débit de 3 000 m^3 s^{-1}

La Figure 121 représente les variations, de l'intensité de la rétrodiffusion. Sur l'ensemble du profil, une stratification des niveaux de concentration est mise en évidence. Les concentrations sont très faibles dans les mouilles les plus profondes, plus élevés dans une couche intermédiaire proche de la surface.

- Dans le sous-casier 1, le flux entrant dans le casier est chargé en MES, puis la concentration diminue dans le casier avant de se recharger pour fournir en sortie un flux plus concentré en MES qu'à l'entrée.

- Dans les casiers 2 et 3 le flux reste constant avec des diminutions de concentration en aval de chaque tenon.

- Dans le sous-casier 4, le flux, chargé en MES de façon homogène sur toute la colonne d'eau, continue à s'enrichir (106 dB, les valeurs affichées entre 95 et 97.5 dB sont des valeurs incohérentes enregistrées par l'aDcp suite à un passage sur des embâcles) et se stratifie dans la mouille.

- Du sous-casier 5 à la fin de l'ouvrage, la concentration en MES diminue et l'eau qui revient vers le chenal est peu chargée.

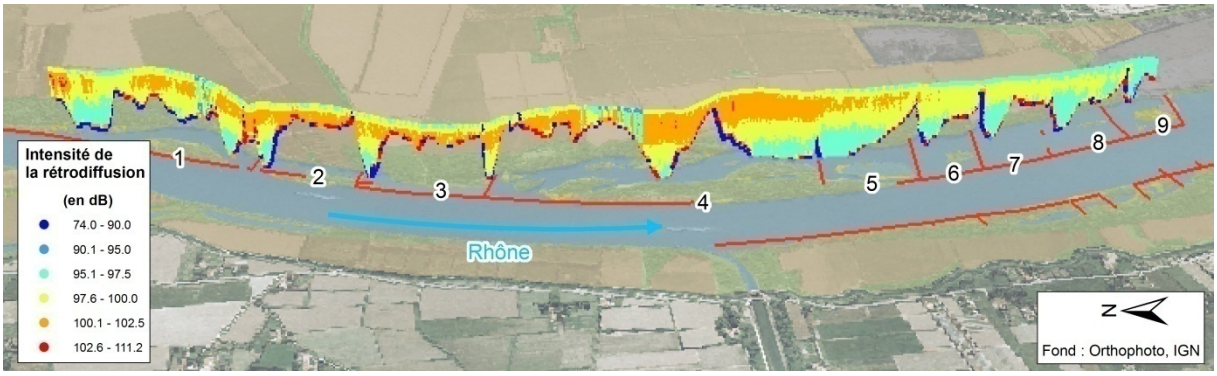


Figure 121 : Evolution de la rétrodiffusion sur le profil en long du casier Saxy (3 000 m^3 s^{-1})

La combinaison des trois paramètres (profondeur, vitesse, concentration) permet de proposer un schéma du fonctionnement hydrosédimentaire du casier Saxy. Il existe des

variations entre l'amont et l'aval à deux échelles, dans un premier temps sur l'ensemble du casier, puis à l'intérieur de chaque sous-casier. A l'échelle du Casier Saxy, chaque tenon provoque une chute des concentrations, ce qui permet d'expliquer la faiblesse du colmatage à l'aval, à partir du sous-casier 5.

Dans les sous-casiers 1, 2, 3 et 4, l'augmentation des vitesses dans la partie centrale (moins profonde) provoque soit une dilution des concentrations (< 100 dB, dans le sous-casier 1), soit la remise en suspension des sédiments du fond (sous-casiers 2 et 3). La réduction des vitesses à l'approche des tenons aval induit des concentrations plus élevées (> 100 dB) et vraisemblablement un dépôt en amont direct du tenon. A partir du sous-casier 5, l'augmentation de l'espace d'accommodation (ou de sédimentation), due aux caractéristiques initiales de l'ouvrage, favorise l'augmentation des vitesses et la dilution des concentrations (< 100 dB).

La stratification horizontale des MES, caractérisée par un niveau intermédiaire de concentrations plus élevées (> 100 dB) et de très faibles concentrations proches du fond (< 97 dB), montre que le remaniement des sédiments du fond n'est pas fréquent. Nous n'avons d'ailleurs observé aucune volute d'arrachement. Ce niveau intermédiaire est donc probablement alimenté par l'érosion des berges. Celle-ci est plus nette dans les sous-casiers 2, 3 et 4, qui sont les plus étroits. Les observations de terrain confirment l'importance de cette érosion, qui affecte essentiellement les berges de la rive interne du casier (Villiet, 2005).

2.2.1.3. Conclusion : fonctionnement et impact du casier Saxy sur la géométrie du chenal

Au total, la circulation des MES dans le casier Saxy est associée à des mécanismes complexes, caractérisés par des pertes sédimentaires (colmatage) et une recharge à partir du stock local. Il est nécessaire de tenter d'en dresser un bilan instantané (à l'échelle de l'épisode étudié) et d'en rechercher une extrapolation à long terme.

A l'échelle de l'épisode étudié, le flux entrant, chargé en MES, contribut vraisemblablement au colmatage de la face amont des tenons contre lesquels vient buter le niveau du flux intermédiaire à forte concentration. Par ailleurs, il s'enrichit de quelques remises en suspension localisées et de l'érosion des berges. Le bilan global serait négatif, puisque le flux de MES dans le chenal principal du Rhône est plus important à l'aval qu'à l'amont du casier (Figure 118), du fait des différentes sorties vers le chenal principal, en particulier la sortie située à l'aval du sous-casier 2. Ce premier bilan devra être vérifié et, éventuellement, confirmé par d'autres mesures. Il pose pour le moment une question importante au sujet des mécanismes de transport-dépôt des MES dans le casier Saxy : la Figure 121 montre que les concentrations restent très faibles près du fond, (sauf dans les sous-casiers 2 et 3, très peu profonds), comme si les vitesses étaient suffisantes pour favoriser le transport vers l'aval au dépend de la sédimentation sur place. Le casier jouerait donc très mal le rôle de piège sédimentaire qui lui avait été attribué par ses constructeurs.

A plus long terme (évolution 1876-2006), les relevés montrent que les pertes sédimentaires correspondent au colmatage partiel des sous-casiers amont au niveau de l'ancienne lône du Mas des Tours, entre les PK 274-277 (casiers 1, 2 et 3) qui a presque totalement disparu entre 1876 et 2003. Ce colmatage est confirmé par la conquête de la ripisylve, qui s'est densifiée en amont depuis 1950 (Zanetti, 2006).

Par contre dans les sous-casiers aval (4 à 9), la bathymétrie a peu varié depuis 1876. Mais une conquête végétale s'amorce sur les marges internes, laissant supposer des accumulations locales, qu'il faudrait confirmer par un suivi topo-bathymétrique précis (Zanetti, 2006).

Quel est finalement le rôle du casier dans l'évolution générale du chenal ? Sa construction intervient à la fin de la période de métamorphose proprement dite (au milieu du XXe siècle) et son impact serait contemporain de la longue période de rétraction du chenal (deuxième partie du XXe siècle). Le casier Saxy, par ses caractères géotechniques, illustre à la fois le rôle des casiers de petite taille (sous-casiers 1 à 4, puis 9) et des casiers de grande taille (sous-casiers 5 à 8). On voit que les casiers de petite taille sont partiellement, voire presque totalement colmatés. C'est également le cas, sur le bas Rhône, des casiers de Faragon et du Pillet. Ils contribuent ainsi à la rétraction générale du chenal. Mais les grands sous-casiers sont restés « vides » ; ils forment en quelque sorte un chenal secondaire, parcouru par les crues, qui s'y rechargent en sédiments. Leur impact se limiterait donc au maintien du chenal principal dans son lit du fait de la digue externe, qui limite ici la poussée « naturelle » du fleuve vers l'Est. Le chapitre suivant va détailler cette question, en analysant la répartition des flux à la diffluence, immédiatement à l'aval du casier Saxy.

2.2.2. Répartition des flux entre Grand et Petit Rhône

La répartition des flux entre le Grand et le Petit Rhône est gérée artificiellement depuis plusieurs siècles (Pichard, 1999). A partir du XVIIIe siècle, les archives évoquent la construction d'ouvrages entre les 2 bras pour réguler leurs débits relatifs. Les aménagements de 1863 ont favorisé nettement l'afflux d'eau dans le Grand Rhône (un perré de protection en tête de l'Ile des Sables et une digue de division de 100 m de long) : actuellement, la digue de répartition règle la distribution des flux : le Grand Rhône évacue 80 % (en crue) à 90 % (au module) du flux liquide total (Pont et al., 2002).

Sur le « palier d'Arles », du PK 278 au PK 279, en amont immédiat de la diffluence, le chenal s'est faiblement incisé depuis 1876 (< 2 m), l'affaiblissement de la pente du talweg provoquant, au moins depuis le XIXe siècle, une diminution des capacités de transport du fleuve. Cette tendance récurrente à l'accumulation, en relation avec la chute d'énergie induite par la séparation des flux entre les deux bras, nécessite des dragages réguliers effectués par la CNR. Ces opérations remontent essentiellement une charge de fond caillouteuse (Dugas, 1989) dont les volumes sont estimés entre 57 et 79 10^6 m^3 an^{-1} d'après les estimations de la CNR sur la période 1998-2005 (CNR et Richard, 2005) .

Enfin, l'entrée dans du Petit Rhône est caractérisée depuis 1876 par une double évolution en amont du PK 280 : une nette accumulation en rive droite (deux mètres d'épaisseur), qui repousse le chenal vers sa rive gauche et une incision apparente en rive gauche.

La question de la répartition des flux entre le Petit et le Grand Rhône est importante actuellement dans le cadre de la réflexion sur la gestion des inondations. En effet, le Petit Rhône est sensible au risques de brèches : il ne peut pas « absorber » des débits de crues trop élevés étant donnés les enjeux agricoles et humains du territoire camarguais. Mais l'évacuation des crues par le Grand Rhône est également limitée par le « goulot » arlésien. Des esquisses de projets sont en cours d'études pour tenter de résoudre ce double problème, en créant un canal de contournement. D'où l'intérêt d'affiner la connaissance des mécanismes régissant la confluence.

Les campagnes de mesures par aDcp, réalisées en Septembre et Octobre 2006, puis en Juillet 2007, permettent d'analyser les mécanismes hydrologiques et sédimentaires actifs actuellement dans cet espace. Nous présentons les connaissances acquises sur la répartition des flux liquides, puis des flux solides.

2.2.2.1. Répartition des flux liquides

Les débits ont été mesurés principales sur trois sections au niveau de la diffluence : au PK 279 en aval direct du casier Saxy, mais toujours sur le Rhône, puis en entrée du Petit Rhône et en entrée du Grand Rhône. Ces mesures ont été effectuées les 21 septembre 2006, 20 octobre 2006 et 10 juillet 2007 (sauf sur le Grand Rhône à cette date). A ces données s'ajoutent des profils effectués en amont de la diffluence, entre les PK 278 et 279, les 21 septembre 2006 et 10 juillet 2007. A Beaucaire le débit journalier enregistré à chacune de ces dates est chronologiquement : 1 320, 2 660, et 2 630 m^3 s^{-1}.

La Figure 122 résume les acquis de ces campagnes. On constate l'intervalidation satisfaisante des aDcp du CEREGE et de la CNR utilisés en Septembre 2006. Bien que la totalité des débits mesurés dans les 2 bras excède de quelques pour cent le débit arrivant

d'amont, les 2 appareils indiquent des valeurs conformes aux données antérieures ((Pont et al., 2002) : 90 à 95 % du flux liquide entre dans le Grand Rhône, pour 12 à 14 % dans le petit Rhône. Lors de la crue cévenole d'Octobre 2006, la somme des 2 bras ne correspond qu'à 93% des apports du Rhône, mais une seule mesure par profil a pu être effectuée, ce qui réduit la fiabilité de la mesure. Il en est de même le 10 juillet 2007, où aucune mesure n'a été effectuée dans le Grand Rhône

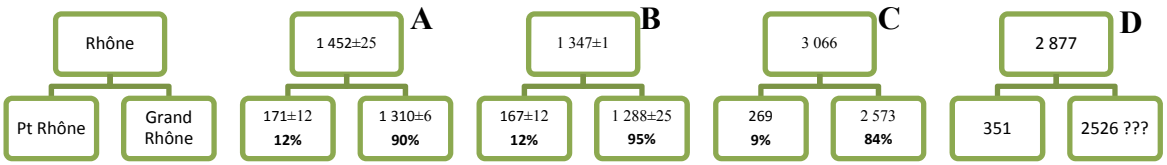


Figure 122 : Répartition des débits mesurés le 21 septembre 2006 ((A) le CEREGE, (B) la CNR), le 20 octobre 2006 (C) et le 10 juillet 2007 (D), pour cette date, aucune mesure n'est effectuée sur le Grand Rhône. (en m^3 s^{-1})

L'analyse des profils de vitesse des différentes sections autour de la diffluence éclaire la répartition des flux entre les deux bras. La Figure 123 montre que sur le profil en amont direct de la diffluence le noyau des vitesses les plus importantes se situe vers la rive gauche du chenal. Donc si la digue de répartition permet le maintien du rapport de débit entre Grand et Petit Rhône, des contraintes sur l'amont de la diffluence doivent perturber cet écoulement.

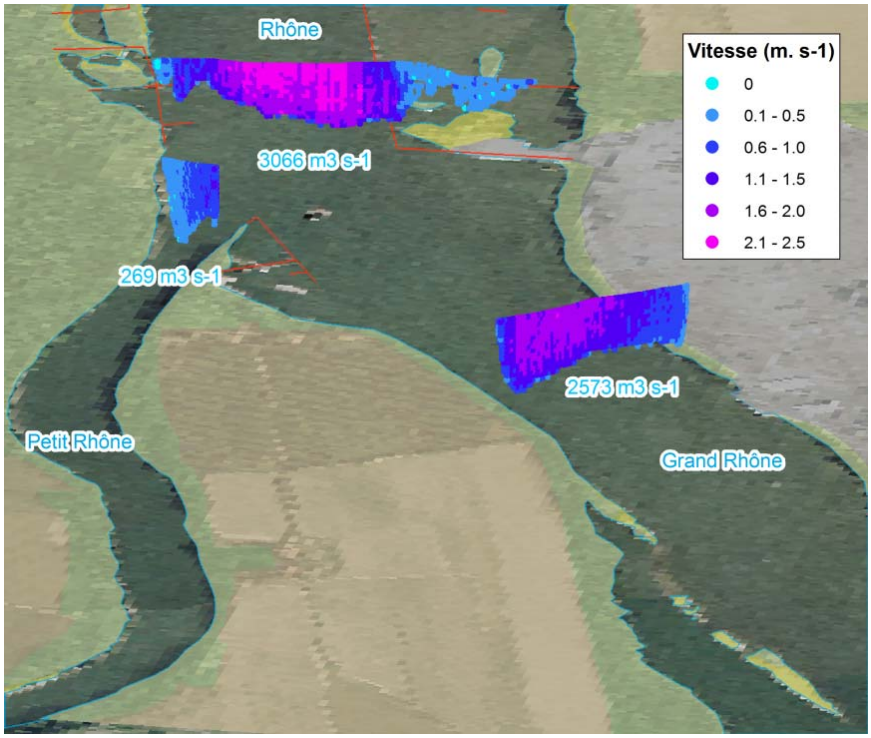


Figure 123 : Profils des vitesses et répartition des débits entre Petit et Grand Rhône pour un débit de 3 066 m^3 s^{-1} le 20 octobre 2006

L'analyse de la répartition des vitesses sur une série de quatre profils (Figure 124) le 21 septembre entre le PK 278.5 et le PK 279 (1 330 m^3 s^{-1}) montre à l'entrée du système (profil A), un noyau de fortes vitesses en position centrale (1.7 m s^{-1}). Il s'oriente et se déplace vers l'est (rive gauche) sur le profil B, puis s'engage dans le Grand Rhône sur les profils C et D avec une orientation des vitesses les plus importantes (0.8-1.7 m s^{-1}) vers le Sud-Est ; vers le Sud-Ouest (Petit Rhône), les vitesses ne dépassent pas 0.6 m s^{-1}.

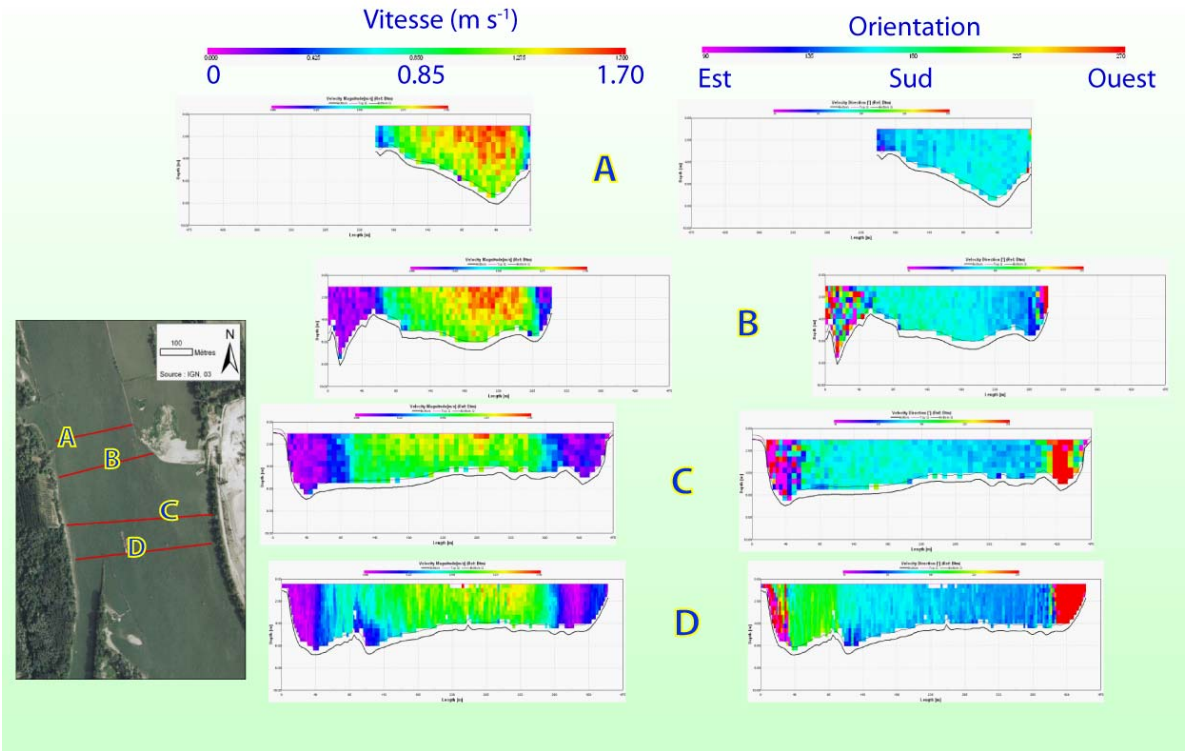


Figure 124 : Organisation des vitesses en amont de la diffluence pour un débit de 1 350 m^3 s^{-1}

La Figure 125 montre l'orientation des vecteurs vitesses et leurs intensités, moyennées sur la colonne d'eau pour les mêmes profils que sur la Figure 124. Il en ressort, comme montré précédemment, une orientation générale des flux vers le Grand Rhône dès le premier profil. Le petit Rhône est alimenté par des courants à faible vitesse (< à 0.75 m s^{-1}). La séparation des flux (rapides vers l'Est, lents vers le Sud) peut être matérialisée par une ligne de démarcation (A sur la figure), qui relie l'extrémité d'un épi du casier Faragon en rive droite à la digue de répartition.

Les épis de rive droite semblent donc être un des facteurs principaux de l'orientation des vitesses les plus fortes vers le Grand Rhône. Pour confirmer cette théorie, des profils ont été réalisé le 10 juillet 2007 (pour un débit de 2870 m^3 s^{-1}), au niveau de la diffluence (PK 279) et en amont de la série d'épis de Faragon (Figure 126). En amont des épis, le profil de vitesse est homogène, sur la totalité de la section (1.5-3.0 m^3 s^{-1}), alors qu'en aval, en rive droite, le flux est fortement ralenti, avec des vitesses qui n'atteignent plus que 1.0 m s^{-1} au maximum. Au centre du chenal, les flux orientés vers le Grand Rhône gardent un noyau de vitesses semblables à celles du profil amont.

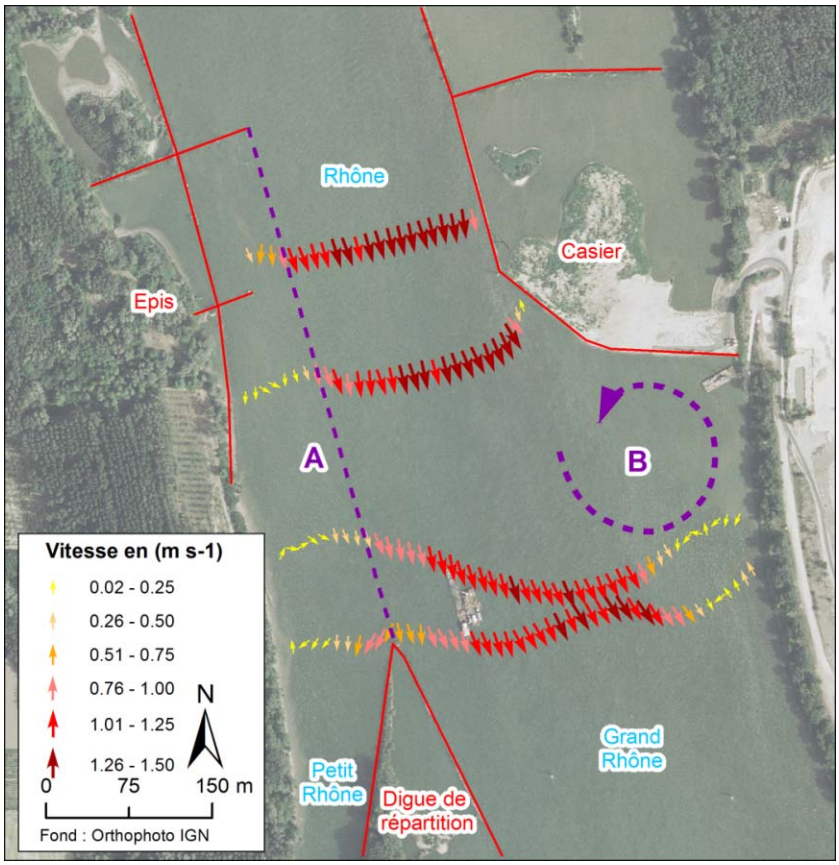


Figure 125 : Orientation et intensité moyenne des vitesses en amont de la diffluence. Chaque flèche représente la moyenne des valeurs sur la colonne d'eau le 21 septembre 2006

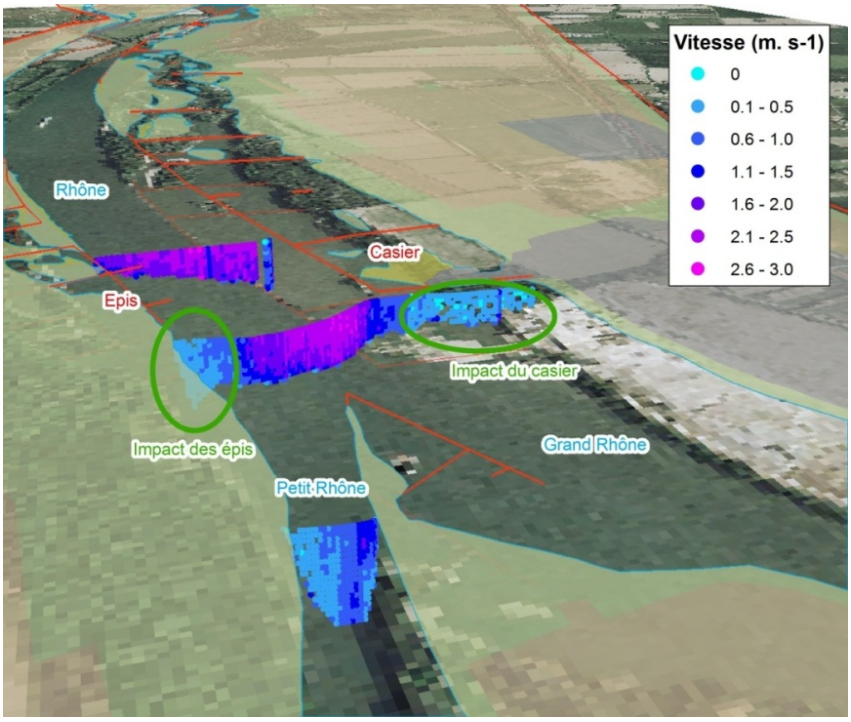


Figure 126 : Impact des aménagements en amont de la diffluence sur la répartition des débits entre Grand et Petit Rhône, mesures du 10 juillet 2007 (2 877 m^3 s^{-1})

La répartition des flux entre les deux bras et la distribution de l'énergie dans le chenal sont donc fortement influencées par les aménagements fluviaux à l'amont de la diffluence.

La répartition des flux est aussi maintenue artificiellement. Le casier Saxy, qui s'avance de 200 m dans le fleuve avec une forme rigide, provoque une « zone d'ombre », qui limite le déplacement naturel séculaire du fleuve vers sa rive gauche, concentrant ainsi le flux dans l'axe du Grand Rhône. Les épis de rive droite, qui protègent l'aval du petit casier de Faragon, ralentissent les vitesses, repoussant le flux vers la rive opposée. Actuellement, c'est la digue de répartition à l'aval, et les dragages de la CNR qui permettent de soutenir le débit du Petit Rhône.

La distribution de l'énergie dans le chenal montre donc un contraste très net entre les bordures et la partie centrale. Sur les bordures, la réduction de l'hydrodynamisme par les épis et à l'aval du casier favorise la présence de zones d'accumulation, à l'entrée en rive droite du Petit Rhône et au droit du port fluvial d'Arles, en rive gauche du Grand Rhône. On met ainsi en évidence le rôle des ouvrages sur la rétraction séculaire du fleuve : en ralentissant les vitesses, ils accélèrent l'accrétion sédimentaire des berges.

L'analyse de la répartition des flux solides entre les deux bras du Rhône et à l'intérieur des profils va donc être analysée maintenant.

2.2.2.2. Répartition des flux de MES

La quantification de la répartition des flux de MES entre Grand et Petit Rhône n'a pas fait l'objet de recherches publiées. Communément, l'estimation de la répartition entre les deux bras du fleuve est considérée comme équivalente à la répartition du débit liquide. Pour quantifier les flux totaux de MES exportés vers la mer, les différents auteurs, qui ont effectué des mesures à Arles sur le Grand Rhône, ont rajouté entre 10 et 15 % en fonction des périodes pour obtenir une estimation du flux total des deux bras (Antonelli, 2002; Antonelli, 2004; Ollivier, 2006; Maillet *et al.*, sous presse). L'étude des données de rétrodiffusion fournies par l'aDcp au niveau des aménagements qui modifient la répartition des flux liquides entre les deux bras fournit une information inédite sur le comportement des MES dans le chenal sous la contrainte de ces ouvrages.

L'étude de la répartition des flux de MES entre Grand et Petit Rhône se base sur les données acquises pendant les missions du 21 septembre 2006, 20 octobre 2006 et du 10 juillet 2007, précédemment. Les mesures aDcp et les prélèvements de MES ont permis de quantifier les débits solides à l'aide du logiciel Sediview pour les campagnes du 21 septembre et du 20 octobre 2006 Ces résultats sont d'abord présentés.

Par contre le débit solide de la campagne du 10 juillet 2007 n'a pas encore été déterminé, afin de comparer les trois campagnes. L'étude de la répartition des flux de MES à l'intérieur des profils se fera donc sur la base de l'intensité de la rétrodiffusion, qui apporte une information relative sur la concentration en MES dans le profil.

Le résultat des calibrations Sediview sur les trois secteurs (diffluence, Grand et Petit Rhône) réalisées le 21 septembre 2006 et le 20 octobre 2006, sont présentés sur la Figure 127. Seules les informations des aDcp du CEREGE et de la CNR seront exploitées par la suite, l'aDcp du Cemagref fournissant un résultat incohérent au vu des autres résultats.

Le 21 septembre, pour un débit proche de 1 350 m^3 s^{-1}, le débit solide instantané des MES est compris entre 28.4 et 36.7 kg s^{-1}. La répartition se fait entre 1.4 et 3.6 kg s^{-1} pour le Petit Rhône et entre 20.6 et 25.2 kg s^{-1} pour le Grand Rhône (marge d'erreur minimale et maximale issue des calibration CNR et CEREGE), soit 4 à 12% pour le Petit Rhône et 56 à 89% pour le Grand Rhône en prenant en compte les marges d'erreur maximale fournie par la répétition des mesures.

Le 20 octobre, pour un débit deux fois supérieur au 21 septembre (proche de 3 000 m^3 s^{-1}), les estimations de flux solides sont de 1 200 kg s^{-1}, en amont de la diffluence, dont 8 à 9% (100±5 kg s^{-1}) vont dans le Petit Rhône et 76 à 81% dans le Grand Rhône (944±15 kg s^{-1}).

L'apport solide au Petit Rhône est constant : de 13% pour un débit 1 350 m^3 s^{-1} et entre 10 et 11% pour un débit de 3 000 m^3 s^{-1}, ce qui est comparable à la répartition des débits liquides.

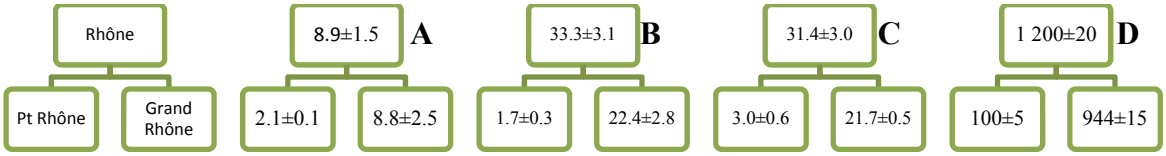


Figure 127 : Répartition des flux solides entre les Grand et le Petit Rhône à partir des relevés effectués par le Cemagref (A), le CEREGE (B) et la CNR (C) le 21 septembre et par le CEREGE le 20 octobre 2006 (D), post traités avec le logiciel Sediview, en kg s^{-1}.

Mais, dans les deux cas, la somme des volumes de MES entrant dans les deux bras est inférieure aux volumes arrivant d'amont, soulevant la question de la continuité du transit et de l'existence de pièges sédimentaires à la diffluence. Cela permet de démontrer que ce secteur correspond clairement à une zone de dépôts confirmant les résultats des mesures à long terme et la modélisation des capacités de transport.

La structure du flux sédimentaire lors des deux épisodes de crues (Octobre 06 et Juillet 07) immédiatement à l'amont, puis à l'aval de la diffluence, permet d'illustrer le fonctionnement hydrosédimentaire de ce secteur (Figure 128 et Figure 129). Les images de rétrodiffusion obtenues le 21 septembre ne sont pas étudiées ici, du fait des faibles volumes de MES en transit.

Les profils de rétrodiffusion d'octobre 2006 (Figure 128) affichent tous une stratification horizontale de la répartition des MES, les flux les plus chargés étant localisés sur le haut de la colonne d'eau. Les valeurs sont similaires entre le Rhône et le Petit Rhône, avec un maximum de concentration en rive droite sur le Rhône, qui se prolonge sur le Petit Rhône. Sur le Grand Rhône, le flux est moins chargé qu'à l'amont et que sur le Petit Rhône. Les concentrations les plus faibles sont situées vers la rive gauche et dans une possible zone d'ombre provoquée par le casier Saxy.,

Les profils acquis le 10 juillet 2007, pour un débit similaire (Figure 129) ont les mêmes caractéristiques. Comme en octobre 2006, les plus fortes concentrations sont situées au sommet de la colonne d'eau, en particulier sur le profil le plus en amont. Mais des volutes d'arrachement perturbent la stratification horizontale du flux solide sur le Rhône en amont de la diffluence, dans les zones de plus forte vitesse.

Ces volutes sont également visibles sur le profil relevé en amont des épis, dans la zone la plus profonde, qui correspond toujours aux plus fortes vitesses enregistrées sur le profil. Les volutes d'arrachement du plancher alluvial disparaissent à l'entrée du Petit Rhône qui ne présente que de très faibles concentrations au regard des profils amont. On constate dans ce cas encore une sédimentation en aval du casier Saxy, visible sur la bathymétrie du profil, qui remonte en rive gauche en aval du casier. Cet ouvrage joue donc un rôle de frein hydraulique vers l'aval, qui pourrait nécessiter une intervention spécifique des gestionnaires du fleuve.

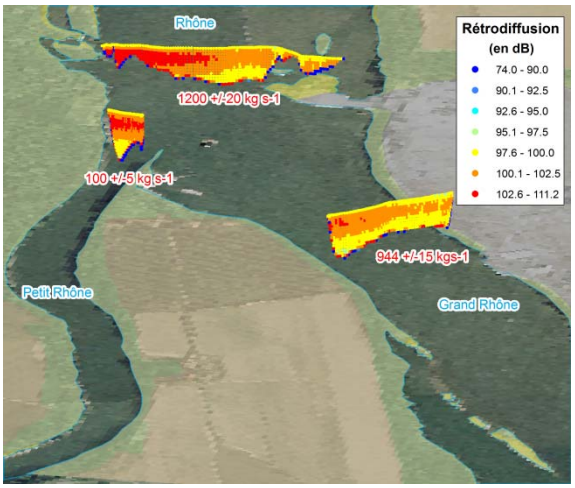


Figure 128 : Répartition des flux de MES à la diffluence pour un débit de 3 000 m^3 s^{-3} lors de la crue du 20 octobre 2006[34]

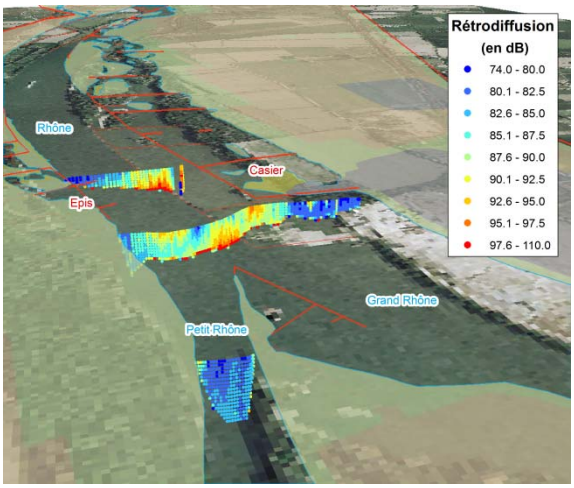


Figure 129 : Impact des aménagements en amont de la diffluence sur la rétrodiffusion lors de la crue de 3 000 m^3 s^{-3} du 10 juillet 2007[35]

Mais, il y a donc une grande différence entre les deux campagnes d'acquisition pour laquelle il est possible de proposer l'explication suivante :

L'acquisition d'Octobre 2006 correspond à la décrue d'un événement cévenol rapide (inférieur à 24 h), alors que celui de juillet 2007 a été réalisé en phase de montée des eaux. Le plancher alluvial en amont de la diffluence est formé par une charge grossière (sables grossiers et galets) issues de l'érosion du tronçon amont. La modélisation a montré que la charge de fond y est mobile pour un débit de 3 150 m^3 s^{-1} (Tableau 23).

Ce fonctionnement est bien illustré par l'enregistrement de l'événement d'octobre 2006, pendant lequel on n'observe pas de charge solide dans la partie la plus profonde de la colonne d'eau. La charge solide en suspension, stratifiée, est corrélée spatialement à la berge de rive droite (Figure 128) : elle est très vraisemblablement alimentée par l'érosion de la berge. Les observations de terrain (Photo 18) confirmant cette hypothèse. Les MES circulent vers l'aval, une partie d'entre elles va se déposer sur le fond à la fin de la crue.

En juillet 2007, en phase de montée de la crue, les particules fines déposées sur le fond (à la fin des crues précédentes et pendant les périodes de faible débit) sont remises en suspension et alimentent les volutes d'arrachement.

[34] Les valeurs de rétrodiffusion ne peuvent pas être comparées entre elles pour des campagnes différentes. Des changements de paramètres de configuration pouvant varier en fonction des conditions hydrologique du milieu.
[35] Idem

Ces deux images permettent donc de décrire la succession des dynamiques sédimentaires au sein d'un épisode de crue : Remise en suspension de fines en phase de montée des eaux, dépôts sur les berges si le débit de plein bord est dépassé, érosion de la berge en phase de décrue (souvent par détachement de paquets gorgés d'eau). Cette succession morphogénique a été décrite par plusieurs observations sur le bas Rhône (Sabatier, 2004; Villiet, 2005; Provansal *et al.*, soumis) et sur d'autres fleuves (Rinaldi *et al.*, 2004; Lawler, 2005).

Photo 18 : Erosion de la berge de rive droite au PK 279 (Photo Provansal)

3. Conclusion : l'aDcp un outil moderne pour de nouveaux résultats mais qui reste en cours de développement

La seconde partie de cette thèse a dressé un bilan de l'évolution géomorphologique et sédimentaire du Rhône aval et du Petit Rhône à long terme (depuis 1876). Cette troisième partie s'est donné pour but d'analyser les processus qui sont à l'origine de cette évolution. La métamorphose fluviale et le réajustement vertical du chenal ont nécessité de mobiliser et d'évacuer la charge de fond grossière, héritée de la bande active du Petit Age Glaciaire ou d'une nappe pléistocène recoupée par l'enfoncement du chenal. Une modélisation des conditions de son transport à donc était tentée, actuellement et en 1876, sur la base des équations de calculs du transport solide, disponibles dans le logiciel SAM. Mais l'évolution à long terme a aussi été caractérisée par une accumulation considérable de sédiments fins, issus de la charge en suspension déposée dans les marges alluviales par les crues inondantes. La mesure par aDcp des flux de MES actuels a permis d'analyser quelques processus de transfert de la charge en suspension.

Le rapprochement de résultats obtenus sur des échelles de temps (long terme/flux instantanés) ou par des méthodes (traitements d'images, modélisation, mesures expérimentales) très différentes est forcément artificiel. En effet, les processus instantanés ont un caractère aléatoire, qui n'est certainement pas représentatif de tous les évènements intervenus depuis 150 ans. D'autre part, les 150 dernières années correspondent à une transition climatique, hydrologique et anthropique, qui ne donne certainement pas le même caractère aux crues récentes et à celles de la fin du XIXe siècle. Enfin, le bilan d'une longue période n'est pas simplement la somme des évènements qui l'ont marquée :

- Des crues brutales ont pu ouvrir des espaces, qui ont été colmatés par la suite par des crues moyennes.

- De longues périodes de calme ont pu transformer certains secteurs de façon irréversible.

- Les crues actuelles affectent un chenal très différent de celui du siècle passé, dans lequel la circulation sédimentaire s'effectuait dans un contexte différent de l'actuel.

- Enfin, il est important de rappeler que ce travail a été réalisé dans une période de faible hydraulicité, le débit du Rhône n'ayant jamais atteint la valeur de Q_2. Les mesures effectuées au cours de cette étude ne sont donc pas représentatives des situations les plus morphogènes.

Néanmoins, la mise en œuvre d'outils spécifiques a permis d'aboutir à des résultats significatifs sur les processus de transferts sédimentaires. Ils éclairent, au moins en partie le bilan morpho-sédimentaire à long terme.

La mesure de la mobilité de la charge de fond en 2006 et en 1876 repose sur une démarche prédictive, par la mise en œuvre du logiciel SAMWIN, dans lequel ont été sélectionnées les équations les plus proches du Rhône aval (lit fluvial à fond sablo-graveleux). Cette démarche se situe dans le prolongement des modélisations réalisées par la CNR et Antonelli, dont les résultats étaient contradictoires. Il était donc nécessaire d'essayer d'aller plus loin. Ces études antérieures ont cependant permis de calibrer les variables du modèle, en particulier la granulométrie et la rugosité.

Les résultats montrent une augmentation globale importante de la capacité de transport de la charge de fond : depuis 150 ans les aménagements ont favorisé cette évolution en augmentant l'hydrodynamisme par la concentration du flux dans un chenal unique.

Ils démontrent également une segmentation spatiale de cette capacité, dont les limites géographiques restent stables entre 1876 et 2006. Ces limites sont dépendantes des variations de valeur de la pente d'énergie, déterminées par le contexte lithologique : la partie amont du tronçon, des PK 271-272 aux PK 275-276, la plus « énergique », correspond en effet au « front » aval de la bande de tressage du Petit Age Glaciaire. Cette zone charnière avait été clairement mise en évidence dans la description de l'évolution long terme : c'est là que l'ajustement du chenal aux variables externes du système (variation du rapport Q_s/Q_l) est le plus précoce et le plus rapide. L'entrée et la sortie du tronçon sont, au contraire, caractérisées par de faibles capacités de transport, qui expliquent la nécessité des dragages (à la diffluence) et l'impact modeste du casier Saxy à l'aval.

Les aménagements ne sont donc vraiment efficaces que si le chenal dispose d'une bonne capacité de transport : l'énergie nécessaire à son réajustement par évacuation de sa charge de fond (ou l'incision de son plancher).

La métamorphose, puis la rétraction précoce du chenal entre les PK 271 et 276, décrites dans la seconde partie, trouvent donc leur explication dans la conjonction de facteurs naturels (forte énergie potentielle pour mobiliser la charge de fond) et de l'anthropisation du chenal.

La mesure des flux liquides et des MES repose sur la mise en œuvre d'un aDcp. Seule la partie aval du tronçon a fait l'objet de campagnes de mesures, réalisées par faible débit (inférieur au module) et lors de deux crues d'environ 3 000 $m^3 s^{-1}$.

Une première démarche a consisté à tenter de calibrer le logiciel Sediview, sur la base de prélèvements de MES in situ associés aux mesures de l'aDcp, afin d'obtenir des valeurs absolues de débit solide. Cette opération, à caractère méthodologique, a été réalisée dans le cadre d'une collaboration avec la CNR et le Cemagref-Lyon. Les résultats se sont révélés assez décevants, même s'il a pu être établit qu'il n'était pas nécessaire de multiplier les échantillons pour approcher de valeurs exactes.

Mais ces mesures ont permis d'analyser le fonctionnement sédimentaire du casier Saxy et de la diffluence. Il a ainsi pu être démontré que la taille des sous-casiers conditionne le dépôt, le transit ou la remobilisation sédimentaire. Les sous-casiers de grande taille se colmatent ainsi sur leurs marges, alors que leur plancher est stable, voire en incision. Globalement, le casier Saxy est actuellement un « puits » sédimentaire à l'amont, mais une « source » sédimentaire à l'aval. La répartition des flux à la diffluence est conditionnée par les épis situés en amont en rive droite : ils contribuent à alimenter le Grand Rhône, réduisant ainsi les effets des dragages de la CNR destinés à diriger préférentiellement une partie du flux vers le Petit Rhône.

Enfin, la comparaison des flux sédimentaires des deux crues a montré l'existence de dynamiques sédimentaires très différentes en phase de montée de crue (mobilisation des MES en panaches d'arrachement sur le fond ou suspension graduée) et en décrue (érosion des berges, MES stratifiées en suspension uniforme).

L'étude des processus sédimentaires, mobilité de la charge de fond et flux de MES, montre donc la complexité du fonctionnement fluvial sur le bas Rhône dans l'espace et le temps. Ce constat soulève de nouveau la question de la possibilité d'utiliser ces données pour expliquer l'évolution à long terme…. La question reste ouverte.

Conclusion

La question posée à l'origine de cette recherche était de comprendre pourquoi la crue centennale de 2003 avait atteint un niveau supérieur à celui de la crue historique de 1856, et causé ainsi des dégâts considérables. Pourtant le débit atteint en 2003 (11 500 m^3 s^{-1}) est légèrement inférieur à celui des crues de 1840 et 1856. Cette dernière crue reste d'ailleurs actuellement la crue de référence.

L'importance des dégâts doit bien sûr être attribuée à la vulnérabilité accrue de la plaine, induite par l'expansion urbaine, industrielle et agricole des 50 dernières années. Mais, l'aléa a aussi été amplifié, avec des hauteurs d'eau importantes, qui ont permis la traversée des trémies sous la voie ferrée en rive gauche, et la formation de deux brèches sur le petit Rhône, dont les conséquences ont été catastrophiques. Il fallait donc s'interroger sur les modifications des paramètres de l'écoulement, pour comprendre les raisons de l'élévation de la ligne d'eau, et sur la fragilité des berges pour expliquer le positionnement des brèches.

Ces questions émanaient également des gestionnaires et des riverains du Rhône aval : plusieurs réunions publiques l'ont montré, où étaient évoquées les modifications du chenal et des marges alluviales par les habitants. Ces témoignages devaient être vérifiés (ou contredits) par une étude complète des mutations du système fluvial. C'est la raison pour laquelle ce travail a reçu le soutien financier de la Région PACA et du SYMADREM, qui sont ici remerciés pour leur aide.

Cette recherche a donc porté d'abord sur les variations géomorphologiques du système fluvial (de la plaine d'inondation au chenal) depuis la fin du XIXe siècle. Elle concerne deux tronçon différents (le Rhône de Beaucaire à la diffluence, et le Petit Rhône) pour deux raisons : d'une part ce sont ces tronçons qui ont subi les dégâts les plus importants lors de la crue de 2003 et qui sont les plus concernés actuellement par les décisions d'aménagement (Plan Rhône) ; d'autre part le Grand Rhône a fait l'objet de recherches très récentes (Antonelli, 2002; Maillet, 2005) ou en cours (Vassas, thèse en cours).

Ce bilan de l'évolution géomorphologique a conduit à essayer de comprendre les processus sédimentaires : le transfert de la charge de fond a été analysé à l'échelle du tronçon Beaucaire-diffluence, les MES sur un secteur-clé, situé entre le PK 275 et la diffluence.

Cette conclusion met l'accent sur les principaux acquis de ce travail, méthodologiques et scientifiques. Puis à partir de l'analyse des impacts des principaux types d'aménagements, elle proposera succinctement quelques préconisations ou réflexions sur la gestion du Rhône aval.

1. Acquis méthodologiques

Le bilan des transformations géomorphologiques du système fluvial depuis la fin du XIXe siècle a pu être étudié et quantifié grâce à un document d'archive exceptionnel (Atlas des P&C, « le Rhône du Pont de Donzère à la Mer »), établi en 1876 ; ce document complète la carte topographique, dressée par le SSR entre 1870 et 1876, par des relevés topographiques et bathymétriques précis qui permettent de dresser un MNT. Il couvre les deux tronçons étudiés (Beaucaire-diffluence et Petit Rhône). Quelques cartes plus anciennes (années 1860) apportent également des aperçus locaux importants en 3D. Ces données ont été comparées à la topo-bathymétrie actuelle, connue par les cartes topographiques, les relevés topographiques de précision, effectués par le SYMADREM et dans le cadre de cette thèse (par DGPS), et par les campagnes bathymétriques de la CNR.

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour décrire l'évolution séculaire du système : comparaison « classique » sous SIG en 2D de l'évolution spatiale des différents types d'occupation du sol (agricole, ripisylve, bande active, chenal), puis différentiels volumétriques entre deux MNT dressés en 1876 puis en 2006. La réalisation du MNT du système fluvial en 1876 a posé des problèmes méthodologiques particuliers, puisque les seules données disponibles étaient une ligne d'eau (en 1870) et une bathymétrie (en 1876). Dans un premier temps, il a fallu rechercher le référentiel de cette ligne d'eau qui a également nécessité un ajustement du référentiel linéaire des PK, dont la valeur a varié avec les mutations spatiales du chenal. Les résultats de ce calage ont permis dans un second temps par croisement des résultats avec la bathymétrie d'obtenir une topographie du chenal dans un référentiel similaire à celui de la plaine. Un MNT du système fluvial dans son ensemble a donc pu être construit. Au final, la comparaison des deux MNT (de 1876 et 2006) a complété l'analyse spatiale en 2D, pour quantifier et localiser les volumes sédimentaires érodés et accumulés depuis 1876.

Les profils en travers extraits des MNT ont également permis de caler les variables du logiciel SAMWIN, utilisé pour évaluer la capacité de transport de la charge de fond aux deux dates. Cette démarche prédictive a nécessité de sélectionner d'abord les équations les plus proches du Rhône aval (lit fluvial à fond sablo-graveleux), puis de calibrer les variables du modèle, en particulier la granulométrie et la rugosité. Elle se situe dans le prolongement des modélisations réalisées par la CNR et Antonelli, dont les résultats étaient contradictoires et qu'il était donc nécessaire de reprendre.

L'étude des flux de MES et de leur répartition dans la colonne d'eau a reposé sur la mise en œuvre d'un aDcp Workhorse, récemment acquis par le CEREGE. Cette problématique intéressait également les gestionnaires de la station SORA à Arles (IRSN, COM). Une campagne de mesure, réalisée en collaboration avec la CNR et le Cemagref-Lyon, a permis de discuter des performances du logiciel Sediview, destiné à quantifier les concentrations de MES. Les résultats ont été, dans l'ensemble, plutôt décevants et nécessitent d'approfondir cette question. Mais cette campagne, et d'autres effectuées lors de deux crues en Octobre 2006 puis Juillet 2007, ont fourni des informations nouvelles sur l'impact hydrologique et sédimentaire du grand casier Saxy et sur le fonctionnement de la diffluence.

2. Acquis scientifiques

Les résultats de cette thèse s'intègrent dans un ensemble de recherches géomorphologiques réalisées sur le bas Rhône depuis environ une décennie. Elle n'en contredit pas les résultats essentiels, mais elle apporte des précisions, concernant les volumes déplacés, la chronologie, la distribution spatiale et les mécanismes de ces mouvements. Les recherches ont été menées à deux échelles spatiales et chronologiques qu'il faut présenter séparément, même si leur fonctionnement « s'emboîte » dans l'espace et le temps. Ces résultats permettent ensuite d'analyser l'impact spécifique des aménagements.

A l'échelle séculaire, l'ensemble du système fluvial intradigues a été analysé sur le tronçon Beaucaire-diffluence : le contraste est très important entre la plaine d'inondation, quasi stable, et les marges alluviales très mobiles. Même la plaine de Vallabrègues, qui sert de déversoir naturel (puis artificiel) depuis longtemps, n'enregistre qu'un colmatage modeste. Ce n'est donc pas dans ce domaine qu'il faudra rechercher les causes de la modification des lignes d'eau.

La recherche a donc été centrée sur les mutations du chenal et de ses marges. La bande active de 1876 s'est métamorphosée, puis contractée ; elle n'a pas encore atteint un état d'équilibre stabilisé.

L'évacuation des bancs et la simplification du chenal ont lieu entre la fin du XIXe siècle et la première moitié du XXe siècle, avec un décalage de quelques décennies entre l'amont et l'aval, de part et d'autre d'une zone charnière (PK 275-276) : la mutation se propagent vers l'aval entre 1905 et 1947. Cette « métamorphose » peut certainement être corrélée aux transformations des variables externes induites par l'évolution climatique et anthropique du bassin-versant (réduction du rapport Q_s/Q_l avec l'extinction progressive de la torrentialité, en particulier dans les Alpes du Sud et le bassin de l'Ardèche) : la diminution de la charge solide, alors que persistent encore des crues fortes, provoque un réajustement du chenal, dont l'énergie disponible se dissipe en remaniant et évacuant les bancs mobiles. Ces processus ont été décrits dans le bassin amont et moyen du Rhône, ainsi que sur la Durance avec une chronologie comparable (Bravard et Peiry, 1993; Miramont et Guilbert, 1997; Landon, 1999). Sur le Rhône aval, les premiers aménagements (digues immergées, fermeture volontaire des bras secondaires) ont probablement accentué cette évolution, en augmentant l'énergie disponible sur un chenal plus étroit.

Le XXe siècle est caractérisé par la rétraction de la bande active, généralement réduite au chenal principal et à quelques bancs accolés aux berges et par la poursuite de l'incision du chenal. La mise hors d'eau des premiers épis, remplacés à partir des années 1950 par d'autres épis situés 1 à 2 m plus bas, confirme cette chronologie. Ici encore les mutations se propagent d'amont vers l'aval, de part et d'autre de la même zone charnière. La rétraction est associée à la mise en place du système des casiers Girardon, qui dure jusqu'au cours des années 1930 : en fixant une largeur réduite au chenal d'écoulement, ils induisent l'incision des seuils ; par ailleurs ils piègent les apports en suspension, qui sont ensuite stabilisés par la ripisylve. La conquête végétale des marges alluviales est importante au cours des cinquante dernières années. Le rôle de variable de contrôle que tient la végétation rivulaire a été démontré par de nombreux auteurs (Liebault et Piegay, 2002; Dufour, 2005; Rollet, 2007). Les datations par les isotopes radioactifs ont confirmé que l'accrétion des berges et le colmatage des lônes, tardives sur le bas Rhône, avec de très forts taux d'accumulation de fines, postérieurement à 1950. Les fortes crues des quinze dernières années en sont un des éléments d'explication.

La vitesse et l'amplitude des réponses du système sont fortement influencées par la pente d'énergie locale, elle-même liée à la terminaison aval d'une nappe de galets, héritée de la bande de tressage actif du Petit Age Glaciaire et alimentée par les derniers affleurements d'une nappe grossière pléistocène. Cette variable de contrôle joue un rôle permanent depuis 1876 et détermine encore les contraintes de cisaillement de la charge de fond actuelle.

Au total, les transformations du système fluvial entre Beaucaire et la diffluence sont considérables depuis 1876. L'approfondissement du chenal est favorable à une meilleure évacuation (plus rapide ?) des crues, mais l'espace ainsi crée est moins important que l'espace perdu par la sédimentation des marges. Le gain à chercher pour améliorer les paramètres de l'écoulement est donc sur les bords du chenal. Enfin, à la confluence même, le chenal tend de façon continue et naturelle à se déplacer vers l'Est, ce qui crée de sérieuses menaces pour la périphérie nord d'Arles et diminue le flux entrant dans le Petit Rhône.

Sur le Petit Rhône, seul le chenal a été étudié, faute de documents concernant les marges et la plaine. Bien que « corseté » étroitement par des digues situées au plus près du chenal depuis 1860, ce bras a gardé une certaine mobilité latérale jusque dans les années 1940

(méandres actifs à l'aval, rétraction du chenal). Comme en amont, et sans doute pour les mêmes raisons, le bilan sédimentaire montre un déstockage sédimentaire, aboutissant à l'incision du plancher alluvial sur la totalité du linéaire. Sur la partie en amont du PK 300 (écluse de Saint-Gilles), il est difficile de faire la part entre les fréquents dragages et l'impact des déflecteurs destinés à maintenir le chenal de navigation. Mais l'étude des impacts de la crue de 2003 a démontré le rôle des évènements dans l'évacuation de la charge de fond. Les sédiments exportés sont insuffisants à lutter contre la très forte érosion qui affecte le littoral à l'embouchure.

Malgré l'augmentation de l'espace disponible dans son chenal, le faible espace de liberté dont dispose ce bras explique sa propension à multiplier les ruptures de brèche lors des crues. L'analyse des différentes ruptures de brèche recensées depuis les années 1840 a montré que ces dernières étaient fréquemment en relation directe avec des déficiences géotechniques dans la construction de la digue ou dans son entretien, la fragilité naturelle des berges jouant un rôle secondaire.

Ces bilans géomorphologiques et sédimentologiques à long terme sont corrélés, de façon assez satisfaisante, avec l'étude des processus réalisée dans la troisième partie de cette thèse. Les capacités de transport de la charge de fond ont été augmentées depuis la fin du XIXe siècle et permettent de maintenir la mobilité du fond pour des débits faibles ou des crues modestes jusqu'à la zone charnière des PK 275-276. Mais à l'aval de cette dernière, qui reste stable depuis 1876, les sédiments érodés ou remaniés sont bloqués par la diminution d'énergie fluviale disponible : le dragage de la zone de confluence apparaît ainsi indispensable pour maintenir une hauteur d'eau suffisante pour la navigation…et pour l'évacuation des crues.

L'étude des flux de MES a permis d'analyser plus précisément l'impact des aménagements fluviaux. C'est ce point qui va maintenant être abordé.

3. Morphogenèse, flux sédimentaires et aménagements du fleuve

L'impact des aménagements est différent selon leurs caractéristiques géotechniques (et l'objectif recherché lors de leur mise en place), selon la date de leur construction, enfin selon leur position sur le profil en long du chenal (dont les variations de pente vont conditionner l'énergie disponible) :

- Les digues insubmersibles ne jouent pas un rôle très important en général. Elles n'ont pas affecté l'espace de liberté du fleuve, à l'exception du Petit Rhône. Elles n'ont provoqué une importante sédimentation que localement, dans les secteurs où elles avaient été édifiées près du chenal.

- Les aménagements à courant libre (fermeture des bras secondaire, des digues basses dans le chenal, casiers Girardon) ont été très rapidement efficaces à la fin du XIXe siècle, quand le Rhône disposait encore d'une charge solide abondante et de l'énergie de crues fortes et fréquentes. La réponse du chenal y est sensible en quelques années, même sur un espace a priori peu mobile comme la diffluence. Les casiers Girardon, édifiés plus tard, ont un impact variable, selon leur position (en amont ou en aval de la zone-charnière des PK 275-276) et selon leur taille. Dans la zone de forte énergie, les casiers, de petite taille, ont été rapidement colmatés et achèvent leur remplissage dans les années 1950. En aval, l'étude des flux de MES a montré que les petits casiers piégeaient les sédiments, mais que les grands casiers restaient vides, car soumis à un transit et à des remaniements importants. L'accrétion sédimentaire s'y opère sur les berges, où la végétation augmente la rugosité.

- La construction des barrages hydro-électriques depuis 60 ans a réduit les apports de charge de fond dans le Rhône aval. Antonelli (2002) et la CNR (2005) ont démontré que le barrage de Vallabrègues est à l'origine de la reprise ou de la poursuite de l'incision en amont du tronçon Beaucaire-confluence. Il est très probable également que la gestion des barrages lors des fortes crues provoque la vidange des particules fines sédimentées dans les retenues. L'hypothèse est émise qu'elles contribuent à l'accrétion verticale rapide des berges lorsque les débits dépassent le Q_{bf}.

- A la diffluence, les aménagements (épis en rive droite, tenon aval du casier Saxy, digue de répartition, dragages par la CNR) sont destinés à diriger une partie du flux vers le Petit Rhône. L'analyse des flux par aDcp a montré les effets contradictoires des ouvrages, dont l'interaction maintient le rapport actuel de répartition des flux entre les deux bras deltaïques. Le tenon aval du casier bloque la migration du chenal vers l'est, qui risquerait d'orienter la totalité du flux vers le Grand Rhône au dépend du Petit Rhône.

4. Quelles préconisations en découlent pour l'aménagement et la gestion du Rhône aval

Le principal problème à l'heure actuelle est l'écoulement des crues. L'étude des MNT a montré que la réduction de l'espace disponible en 1856 ne concerne pas la plaine inondable, ni le chenal, mais les marges alluviales (berges et proche lit d'inondation, lônes, casiers). La restauration de volumes de circulation pour les eaux de crue doit donc s'effectuer sur ces espaces. L'éclaircissement de la ripisylve devrait y faciliter la remobilisation sédimentaire et limiter les fortes accumulations mesurées depuis un demi-siècle. Le transit de ces « MES » pourrait ainsi se faire jusqu'à l'embouchure où le déficit sédimentaire est important.

Il est clair cependant que la remobilisation des sédiments stockés dans les casiers risquerait de provoquer des problèmes pour la navigation, particulièrement en amont de la diffluence, où le transit sédimentaire de la charge de fond est nul ou très faible.

Mais que ce soit dans les lônes ou sur les berges, la remobilisation des sédiments provoquera également la libération des polluants fixés sur les particules fines. L'évaluation des teneurs en éléments radioactifs, métaux lourds et polluants divers est donc nécessaire avant d'entreprendre de telles actions. De plus les berges du fleuve étant classées en zone protégée par les arrêtés Natura2000, toute intervention doit passer avant tout par un bilan écologique.

A la diffluence, le casier Saxy joue un rôle primordial car il limite la migration du chenal vers l'est. Par contre la longueur des épis de rive droite pourrait être réduite, car ils permettraient ainsi d'orienter un plus fort débit vers le petit Rhône.

Sur le Petit Rhône, il apparaît indispensable de restaurer l'espace d'écoulement afin de limiter le risque de ruptures de brèches. Le « décorsetage » prévu du système, avec un recul des digues par rapport au chenal, pourrait être une solution sage.

Reste la question du « point dur » entre les PK 275 et 276, qui modifie la pente de la ligne d'eau : quel serait l'impact d'un déroctage ? La question reste posée.

5. Axes de réflexion et pistes de recherches

De nombreuses questions restent encore posées, auxquelles des travaux complémentaires devront apporter des réponses, au moins partielles :

Le calcul de la capacité de transport de la charge de fond devra être complété par un modèle prenant en compte la totalité du linéaire fluvial pour mettre en avant les spécificités locales de chaque profil.

La recherche de données topographiques entre les années 1900 et 1950, sur le chenal et la plaine, permettra de déterminer de façon plus précise l'évolution du système et l'impact réel de chaque facteur sur la morphogenèse, avec notamment le calcul des capacités de transport à chacune des deux dates. L'étude de la topographie des berges du Petit Rhône, au moins depuis les années 1960 (données existantes), comparée avec les données LIDAR acquises par les SYMADREM, permettra de quantifier les volumes accumulés sur les berges de ce bras.

Pour la gestion des inondations sur le Petit Rhône, il serait utile de recenser les points de faiblesse enregistrés pendant les crues depuis les années 1990 (disponibles dans le SIRS digue), sans pour autant laisser apparaître une brèche (intervention humaine rapide pour lutter contre la rupture). Ces données permettraient de compléter et de valider le modèle de détermination des zones de brèche potentielles.

En ce qui concerne l'utilisation de l'aDcp, les comparaisons entre les résultats de différents appareils sur un même profil sont encore en cours de traitement. Seule une partie des données a été exploitée ici. Les recherches devront être poursuivies, notamment sur l'impact des différents paramétrages dans la qualité de la mesure et la calibration du logiciel Sediview. L'instrumentation du Rhône doit se faire pour une gamme de débit la plus étendue possible, en fonction de l'origine différente des crues. Enfin, l'étude des flux transitant dans les casiers en période de crue doit être poursuivie et associée à des relevés bathymétriques et des piégeages sédimentaires en entrée, dans et à la sortie du casier.

Liste des figures

Figure 1 : Le bassin versant rhodanien en aval du Lac Léman 21
Figure 2 : Développement du Rhône de Lyon à la mer et limites maximales de la crue de 1856 (Lenthéric, 1892) 22
Figure 3 : Géomorphologie de l'axe rhodanien entre la confluence de la Durance et du Gard (Source : Université Lumière Lyon 2 (LRGE ZABR) et al., 2007) 25
Figure 4 : Toit du Pléistocène et secteur d'affleurement de la couche de cailloutis dans le chenal du Rhône, construit à partir des cartes géologiques au 1 /50 000 d'Arles et de Nîmes (Bonnet et al., 1973; L'Homer et al., 1987). 29
Figure 5 : Géomorphologie du delta 31
Figure 6 : Repères et échelles utilisés depuis le XVIIe siècle pour caractériser les débits dans la traversée d'Arles (Pichard, 1995) 34
Figure 7 : Jaugeage au flotteur dans la traversée d'Arles et détail des calculs du débit en 1897 par le SSR 35
Figure 8 : Courbe de tarage du Rhône à Beaucaire par la CNR en 2003 36
Figure 9 : Evolution de la fréquence décennale des plus fortes crues à Arles depuis le XVIe siècle (Pichard, 1995) 39
Figure 10 : Chronique des débits maximum annuels à Beaucaire depuis 1840 (pour 2007 jusqu'au 1er septembre) source : CNR 41
Figure 11 : Moyenne mensuelle des débits du Rhône à Beaucaire, variabilité saisonnière depuis 1877 42
Figure 12 : Moyennes mensuelles des débits du Rhône à Beaucaire pour les années 2004 à 2007 43
Figure 13 : Diminution du charriage sur le bassin versant suite à l'anthropisation massive du fleuve (CNR) 48
Figure 14 : Diminution du flux de MES sur le bassin versant suite à l'anthropisation massive du fleuve (CNR) 48
Figure 15 : Relation Débit/MES à Beaucaire mesurées par les différentes études depuis les années 1980 (modifié de SOGREAH, 2000c) 52
Figure 16 : Relation débit/MES à Arles entre 2000 et 2003 (Ollivier, 2006) 52
Figure 17 : Evolution de la turbidité et de la hauteur d'eau à la station SORA en mai 2004 (Antonelli, 2004) 53
Figure 18 : Evolution des entités administratives de lutte contre les inondations sur le Rhône aval (Mejean, 2007) 62
Figure 19 : Projet de rehaussement de la digue insubmersible sur la commune d'Arles suite à la crue de 1856 (Archives municipales de la ville d'Arles VIo1 O154) 63
Figure 20 : Profil type d'une digue actuelle (d'après SYMADREM) 63
Figure 21 : Digue submersible du premier plan d'aménagement du chenal pour concentrer les eaux dans un chenal unique (modifié de Service Spécial du Rhône, 1876) 65
Figure 22 : Exemple d'aménagement de déconnexion de bras secondaire et impact sur l'exhaussement du système (modifié de SOGREAH, 2000b) 66
Figure 23 : Projets de digues basses et d'épis plongeant du deuxième plan d'aménagement en amont de Beaucaire (Service Spécial du Rhône, 1876) 67
Figure 24 : Exemple de casier Girardon type de petite taille en aval de Beaucaire sur une photographie aérienne de l'IGN (1962). La distance entre la digue et la berge ne dépasse pas 50 m 69

Figure 25 : Localisation des retenues hydroélectriques édifiée par la CNR sur le profil en long. 70
Figure 26 : Exemple d'organisation d'un aménagement CNR, Vallabrègues 71
Figure 27 : Modélisation hydraulique de la hauteur des crues sur le Petit Rhône mis en rapport avec la hauteur des digues de protection contre les inondations (BCEOM, 2003) 73
Figure 28 : Localisation des panneaux de fond au PK 299.5 en rive droite et gauche (plan CNR 1982) 75
Figure 29 : Localisation de l'ancien bilhot sur le Petit Rhône et impact du perré et de la digue de division sur la stabilisation de l'Ile des Sables 76
Figure 30 : Légende de l'occupation du sol sur l'Atlas des P&C de 1876. 89
Figure 31 : Aperçu des aménagements sur l'Atlas des P&C de 1876 89
Figure 32 : Exemple de la qualité des Plans Branciard au 1/2 000 en amont de la diffluence 90
Figure 33 : Carte d'Etat Major au 1/50 000 mise à jour en 1906 90
Figure 34 : BD Ortho de l'IGN au niveau du Mas des Tours 92
Figure 35 : Levés cartographiques avant travaux de la CNR en amont de la lône du Pillet 93
Figure 36 : Carte bathymétrique du seuil de Terrin entre 1867 et 1869 sous l'influence d'un aménagement 96
Figure 37 : Carte minute du petit Rhône en 1876 97
Figure 38 : Hauteurs d'eau à l'échelle d'Avignon pour les mois de mars et avril 1876 (en rouge la période des relevés bathymétriques sur le Petit Rhône 97
Figure 39 : Carte bathymétrique du Rhône entre Avignon et Arles 98
Figure 40 : Implantation des relevés topographiques entre Beaucaire et Arles, 1999 100
Figure 41 : Implantation des relevés topographiques de la plaine intradigue entre Beaucaire et Arles 101
Figure 42 : Implantation des relevés topographiques dans la plaine de Vallabrègues (Valleteau de Mouillac, 2007) 102
Figure 43 : Exemple de bathymétries réalisées par la CNR sur le seuil du Pont des Lions dans la traversée d'Arles en 2005 103
Figure 44 : Schéma de fonctionnement du Frédéric Mistral (CNR) 104
Figure 45 : Exemple d'implantation des bathymétries du Petit Rhône en 2001 et 2004 105
Figure 46 : A) Distance réelle entre les PK par tronçon de ½ PK entre 1876 et 2006 pour des débits d'écoulement dans la bande active et débordants. B) Evolution des distances entre les ½ PK pour des débits s'écoulant dans la bande active 109
Figure 47 : Modèle de l'évolution de la ligne d'eau entre un étiage (à gauche) et une crue (à droite) 110
Figure 48 : Altitude des lignes d'eau d'étiage de mai 1870 et du DCE de 1897-98 118
Figure 49 : Construction du MNT de 1876 à partir de la bathymétrie. Les fichiers de points initiaux (A) servent à construire un premier MNT (B) où apparaissent des aberrations topographiques. L'intégration des lignes de rupture topographique (C) dans le calcul du MNT donne un MNT final plus juste (D), Impact de l'ajout des lignes de rupture sur le MNT (E). 121
Figure 50 : Construction du MNT en 2006. Les fichiers de points initiaux (A) servent à construire un premier MNT (B) où apparaissent des aberrations topographiques. L'intégration des lignes de rupture topographique (C) dans le calcul du MNT donne un MNT final plus juste (D), Impact de l'ajout des lignes de rupture sur le MNT (E) 122
Figure 51 : Topographie du fond du Petit Rhône en 1876, Diffluence (A), chenal secondaire à Albaron (B), PK 325-236, méandre du Mas Neuf de Capette (C), Embouchure (D). 124
Figure 52 : Topographie du fond du Petit Rhône en 2001, l'éloignement des profils fait apparaître des aberrations topographiques aux marges du MNT, Diffluence (A), Petite

Argence (brèche pendant la crue de 2003 (B)), Amont de l'écluse de St Gilles (C), Méandre de Moulin Saliers (D). 126
Figure 53 : Topographie du fond du Petit Rhône en 2004, Diffluence (A), Petite Argence (brèche pendant la crue de 2003 (B)), Amont de l'écluse de St Gilles (C), Embouchure (D). 127
Figure 54 : Répartition de l'occupation du sol en 1876 131
Figure 55 : Répartition de l'occupation du sol en 1906 132
Figure 56 : Répartition de l'occupation du sol en 1983 132
Figure 57 : Répartition de l'occupation du sol en 2003 133
Figure 58 : Etat des épis en 2003 à l'entrée de la lône du Pillet 133
Figure 59 : Evolution de l'occupation du sol depuis 1876 134
Figure 60 : Evolution de la ripisylve entre 1947 et 2000 à partir de la photo interprétation (modifié de Zanetti, 2006) 136
Figure 61 : Occupation du sol sur le profil en long depuis 1870 (BA, la bande active). 139
Figure 62 : Vitesse de rétraction (en positif) de la bande active entre les différentes dates de l'étude 140
Figure 63 : Différentiel topographique entre l'amont et l'aval des digues de protection contre les inondations en fonction de leur position par rapport au Rhône ou au chenal secondaire le plus proche 144
Figure 64 : Cartographie du Rhône dans la plaine de Vallabrègue depuis le XVIIe siècle (Valleteau de Mouillac, 2007) 146
Figure 65 : Evolution du type d'occupation du sol entre 1870 et 2007 146
Figure 66 : Inondabilité de la plaine de Vallabrègues suite aux aménagements CNR des années 1970 (d'après, CNR et al., 1999) 147
Figure 67 : Evolution topographique générale de la plaine de Vallabrègues entre 1870 et 2007 148
Figure 68 : Profil topographique type de l'évolution de la plaine au PK 259 (Valleteau de Mouillac, 2007) 148
Figure 69 : Evolution topographique du Rhône et de sa plaine de Beaucaire à Arles entre 1876 et 2006 150
Figure 70 : Reconstitution numérique de la topographie du chenal et de la plaine intradigues en 1876 152
Figure 71 : La carte de Cassini, entre Beaucaire et Arles (http://www.davidrumsey.com) 152
Figure 72 : Evolution de l'aval de l'Ile du Pillet entre 1870 et 1876 sous la pression des aménagements. Le Mas de Marin est emporté par les déplacements du chenal sous la pression des aménagements 153
Figure 73 : Topographie du Grand Rhône pendant l'aménagement du seuil de Terrin entre 1867 et 1869 et état du système en 1999 (Raccasi et Provansal, 2006) 154
Figure 74 : Erosion et accumulation à l'intérieur des chenaux de 1876 et 2006 sur les 150 ans 156
Figure 75 : Evolution topographique du profil 271.8 entre 1876 et 2006 157
Figure 76 : Evolution topographique du profil 275.5 entre 1876 et 2006 157
Figure 77 : Evolution du profil en travers au PK 274.2, entre 1974 et 1999 (CNR et Richard, 2005) 159
Figure 78 : Stratigraphie de la berge avec l'emplacement du peuplier noir et des deux générations d'épis (Provansal et al., soumis) 160
Figure 79 : Evolution de la berge de l'entrée du Pillet (point rouge) par analyse des cartes anciennes et des photographies aériennes (Provansal et al., soumis) 161
Figure 80 : Coupe stratigraphique, granulométrique et isotopique à l'entrée de la Lône du Pillet. 1. sable (a. jaune, b. gris), 2. Sable fin, 3. Limon, 4. Sable et graviers, 5.

Discordance, 6. Reste végétaux, 7. Trace de sol, 8. Peuplier, A. Sable moyen (200-2000 µm), B. Sable fin (63-200µm), C. Limon grossier (20-63 µm), D. Limon fin (2-20 µm), E. Argiles < 2µm.(Provansal et al., soumis) 162
Figure 81 : Distribution et hauteur d'eau des crues dépassant 2 500 $m^3 s^{-1}$ à Beaucaire entre 1970 et 2004, en relation avec les unités sédimentaires correspondantes (Provansal et al., soumis) 163
Figure 82 : Evolution des débits dans le Rhône court-circuité avant et après aménagement pour une crue moyenne (CNR et al., 2002)..... 169
Figure 83 : Evolution du cours du Petit Rhône entre les PK 330 et 335 depuis 1876 173
Figure 84 : Evolution de l'indice de sinuosité pour les méandres M_{libre} et $M_{contraint}$ depuis 1876 173
Figure 85 : Rétrécissement du chenal entre 1876 et 1994..... 174
Figure 86 : Evolution bathymétrique de l'amont du Petit Rhône à partir du profil en long entre 1895 et 1995 (Arnaud Fassetta, 1998) 176
Figure 87 : Evolution topographique du Petit Rhône entre 1876 et 2004 sur la partie amont depuis la diffluence jusqu'au PK 300 179
Figure 88 : Evolution topographique du Petit Rhône entre 1876 et 2004 sur la partie amont depuis le PK 300 jusqu'à l'embouchure 181
Figure 89 : Evolution du chenal du Petit Rhône par secteurs entre 1876 et 2004 (en 10^6 m^3) 182
Figure 90 : Typologie des berges du Petit Rhône à partir des données FliMap (Wiederkehr, 2006)..... 183
Figure 91 : Localisation des brèches du Petit Rhône depuis le XIXe siècle..... 188
Figure 92 : Mise en évidence des épandages de crues du Petit Rhône à partir de la carte géologique 190
Figure 93 : Impact de la crue de 2003 sur la morphologie du chenal du Petit Rhône 198
Figure 94 : Capacité de transport solide entre Beaucaire et Arles modélisée à partir du logiciel Crue 7 (CNR et Richard, 2005)..... 208
Figure 95 : Evolution du débit critique de mise en mouvement de la charge de fond sur le profil en long du Rhône entre les PK 272 et 296 (Antonelli, 2002) 208
Figure 96 : Localisation des profils topograhiques pour lesquels sont calculées les capacités de transport..... 218
Figure 97 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 269, en 1876 et 2006 ... 219
Figure 98 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 271, en 1876 et 2006 ... 220
Figure 99 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 272, en 1876 et 2006 ... 221
Figure 100 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 276, en 1876 et 2006 . 222
Figure 101 : Caractéristiques géométriques et hydrologiques du PK 279, en 1876 et 2006 . 223
Figure 102 : Capacité de transport solide sur les cinq profils analysés à partir de la formule de Profitt-Sutherland 232
Figure 103 : Schéma de l'effet Doppler..... 239
Figure 104 : Mise en évidence des zones d'extrapolation de la mesure et des limites de l'aDcp en violet, en bleu la zone explorée physiquement par l'aDcp (RD Instrument, 2003) .. 241
Figure 105 : Acquisition aDcp contrôlée en direct avec WinRiver (photo IRSN/Seignette) 243
Figure 106 : Localisation des différentes missions aDcp effectuées 247
Figure 107 : Données graphiques fournies par le logiciel WinRiver 250
Figure 108 : Chaine de traitement des données dans Sediview, depuis l'acquisition jusqu'à la quantification du flux de MES 251
Figure 109 : Localisation des profils aDcp utilisés pour la calibration de SediView 252
Figure 110 : Mise en évidence de la représentativité de l'échantillonnage par méthode graphique 254

Figure 111 : Calcul du débit solide de MES des transects en fonction des différentes calibrations pour les données acquises avec l'aDcp à 600 kHz du CEREGE. $S_{a1\ et\ 2}$, les résultats issus des calibrations réalisées avec les prélèvements du même nom et Sa_{tot} les résultats de la calibration employant la totalité des prélèvements de Sa. 257
Figure 112 : Calcul du débit solide de MES des transects en fonction des différentes calibrations pour les données acquises avec l'aDcp à 1 200 kHz de la CNR. $S_{b1\ et\ 2}$, les résultats issus des calibrations réalisées avec les prélèvements du même nom et Sb_{tot} les résultats de la calibration employant la totalité des prélèvements de Sb. 257
Figure 113 : Courbes de calibrations de Sediview (en pointillé) en fonction des échantillons sélectionnés 258
Figure 114 : Spatialisation des concentrations en MES par Sediview en fonction de la courbe de calibration utilisée Sa_1 ou Sa_{tot} pour les profils de Ta_1 260
Figure 115 : Les éléments visibles dans le paysage, du casier de Saxy en rive gauche du Rhône 263
Figure 116 : Echange entre le casier et le chenal pour des débits inférieurs au module. Les flèches montrent les zones d'échanges entre le casier et le chenal identifiées sur le terrain, les croix représentant les digues ou tenons où aucun échange ne se fait. 265
Figure 117 : Echanges, entre le casier et le chenal pour un débit compris entre 3 000 et 3 300 $m^3\ s^{-1}$ (20 octobre 2006) à partir du profil en long dans le chenal. La variation du débit sur le profil en travers pendant l'acquisition du profil en long ne permet pas d'équilibrer les échanges entre le casier et le chenal. 267
Figure 118 : Concentration relative de MES sur le profil en long entre le chenal et le casier (l'échelle verticale est exagérée d'un facteur 30) 268
Figure 119 : Bathymétrie dans le casier de Saxy pour un débit de 3 000 $m^3\ s^{-1}$. Les numéros représentent les casiers mis en évidence à partir d'une identification sur les photographies aériennes 269
Figure 120 : Répartition de l'intensité des vitesses sur le profil en long dans le casier Saxy pour un débit de 3 000 $m^3\ s^{-1}$ 270
Figure 121 : Evolution de la rétrodiffusion sur le profil en long du casier Saxy (3 000 $m^3\ s^{-1}$) 270
Figure 122 : Répartition des débits mesurés le 21 septembre 2006 ((A) le CEREGE, (B) la CNR), le 20 octobre 2006 (C) et le 10 juillet 2007 (D), pour cette date, aucune mesure n'est effectuée sur le Grand Rhône. (en $m^3\ s^{-1}$) 274
Figure 123 : Profils des vitesses et répartition des débits entre Petit et Grand Rhône pour un débit de 3 066 $m^3\ s^{-1}$ le 20 octobre 2006 274
Figure 124 : Organisation des vitesses en amont de la diffluence pour un débit de 1 350 $m^3\ s^{-1}$ 275
Figure 125 : Orientation et intensité moyenne des vitesses en amont de la diffluence. Chaque flèche représente la moyenne des valeurs sur la colonne d'eau le 21 septembre 2006 .. 276
Figure 126 : Impact des aménagements en amont de la diffluence sur la répartition des débits entre Grand et Petit Rhône, mesures du 10 juillet 2007 (2 877 $m^3\ s^{-1}$) 276
Figure 127 : Répartition des flux solides entre les Grand et le Petit Rhône à partir des relevés effectués par le Cemagref (A), le CEREGE (B) et la CNR (C) le 21 septembre et par le CEREGE le 20 octobre 2006 (D), post traités avec le logiciel Sediview, en kg s^{-1} 278
Figure 128 : Répartition des flux de MES à la diffluence pour un débit de 3 000 $m^3\ s^{-3}$ lors de la crue du 20 octobre 2006 279
Figure 129 : Impact des aménagements en amont de la diffluence sur la rétrodiffusion lors de la crue de 3 000 $m^3\ s^{-3}$ du 10 juillet 2007 279

Liste des tableaux

Tableau 1 : Evolution du couvert forestier sur le bassin versant rhodanien méridional depuis le XVIIIe siècle (Vallauri, 1997) 46
Tableau 2 : Evolution du transport sédimentaire sur le Rhône à l'aval de Valence sous l'impact de l'aménagement du bassin versant (SOGREAH, 2000d) 48
Tableau 3 : Synthèse bibliographique des bilans sédimentaires sur le Rhône aval. Conversions masse/volume avec une valeur de masse volumique de 1.6 (Maillet et al., sous presse) 49
Tableau 4 : Chronologie des principaux forçages anthropiques influençant les apports sédimentaires dans le bas-Rhône (d'après Maillet et al., 2006b). ①②③ : dates « pivot » de cette étude : ① 1850-70 ; ② 1960-70 ; ③ 1990-2007 (Maillet et al., sous presse)..... 80
Tableau 5: Liste des planches Branciard du secteur d'étude 90
Tableau 6 : Liste des cartes IGN des années 1950 91
Tableau 7 : Liste des planches avant travaux de la CNR sur le secteur d'étude 93
Tableau 8 : Liste des profils de ligne d'eau existants entre Beaucaire et Arles. Le nombre de points correspond aux nombres de mesures effectuées..... 108
Tableau 9 : Pente de l'étiage de mai 1870 entre chaque PK de Beaucaire à Arles 111
Tableau 10 : Typologie de l'occupation du sol et des aménagements..... 114
Tableau 11 : Vitesse d'évolution de l'occupation du sol par période de 10 ans en 10^3 m^2 (extrapolée à partir des quatre dates du SIG historique) 134
Tableau 12 : Vitesse de rétraction du chenal entre Avignon et la diffluence depuis 1865 (Antonelli, 2002) 135
Tableau 13: Episodes de crues susceptibles d'avoir affecté la zone d'étude. 148
Tableau 14 : Evolution de la largeur du chenal du Petit Rhône entre 1876 et 1994. La limite amont/aval du chenal est fixée à l'écluse de Saint Giles, limite de la zone navigable (PK 300)..... 175
Tableau 15 : Récapitulatif des facteurs aggravants de la formation des brèches du Petit Rhône 192
Tableau 16 : Structuration des sédiments dans le chenal en fonction de la contrainte de Shields 212
Tableau 17 : Granulométrie du fond du chenal du Rhône en mm (les données du PK 279.05 correspondent à la partie supérieure (a) et inférieure (b) d'une benne de dragage de la CNR) 225
Tableau 18 : Calculs du transport solide au PK 279 pour les trois débits exploitables et avec les deux granulométries disponibles sur le profil (coefficient de Manning 0.025)..... 227
Tableau 19 : Capacité de transport sur le PK 269 (en m^3 j^{-1}) en fonction de la rugosité pour les différentes formules..... 228
Tableau 20 : Capacité de transport sur le PK 271 (en m^3 j^{-1}) pour les différentes formules (les équations fournissant des valeurs nulles sont ignorées)..... 229
Tableau 21 : Capacité de transport sur le PK 272 (en m^3 j^{-1}) pour les différentes formules (les équations fournissant des valeurs nulles sont ignorées)..... 229
Tableau 22 : Capacité de transport sur le PK 276 (en m^3 j^{-1}) pour les différentes formules (les équations fournissant des valeurs nulles sont ignorées)..... 230
Tableau 23 : Capacité de transport sur le PK 279 (en m^3 j^{-1}) pour les différentes formules (les équations fournissant des valeurs nulles sont ignorées)..... 230
Tableau 24 : Capacité de transport annuel sur les 5 profils exploités pour la période 2004-2006 234
Tableau 25 : Capacité de transport sur le Rhône entre Beaucaire et Arles en 1876 235

Tableau 26 : Comparaison des débits (en m^3 s^{-1}) acquis avec les différents aDcp sur des profils identiques 245
Tableau 27 : Récapitulatif des données aDcp acquises au cours des différentes missions. Débits journaliers enregistrés à Beaucaire en m^3 s^{-1}, XXX=secteur instrumenté. Diffluence incluant le début des bras du Petit et du Grand Rhône 246
Tableau 28 : Données existante sur le flux des MES sur le Rhône (Modifié de Maillet et al., sous presse) 249
Tableau 29 : Inventaire des données. 253
Tableau 30 : Test de conformité de l'échantillonnage par rapport aux transects. Plus la valeur est élevée, meilleure est la corrélation entre les deux séries. Non signifie une absence de représentativité 255
Tableau 31 : Résultat des calibrations avec les gammes hautes et basses de concentrations sur les données de Ta en Kg s^{-1}(Moy les moyennes des transects et ET l'écart type)..... 259

Liste des photographies

Photo 1 : Mise à jour d'un perré sur le Petit Rhône par le CEMAGREF (Photo CEMAGREF). 64
Photo 2 : Mise à jours d'un seuil enseveli sous les sédiments dans la lône du Pillet en 2007, pendant des travaux de restauration de la lône par la CNR (Photo Raccasi) 66
Photo 3 : Le casier de Farragon, en amont de la diffluence (rive droite). La digue est quasiment intégrée à la berge par sédimentation dans le casier (petit casier, photo Raccasi) 68
Photo 4 : Le casier de Saxy en amont de la diffluence (rive gauche). La distance entre la digue et la berge est de 200 m (grand casier, photo Raccasi) 69
Photo 5 : Epis construit en 1972. Même si l'état est dégradé, une accumulation de sable se fait en pied de berge à l'aval (Photo Capanni). 74
Photo 6 : Implantation des panneaux de fond sur une rive concave du Petit Rhône. Les pieux et quelques dalles de bétons apparaissent en surface (Photo Raccasi)..... 74
Photo 7 : Accumulation de sable en pied de berge en arrière d'un panneau de fond affleurant à l'étiage (Photo Raccasi) 74
Photo 8 : Base du GPS Trimble R8 avec son antenne radio, positionnée à l'écluse de Vallabrègues..... 102
Photo 9 : Acquisition avec la station mobile du GPS Trimble R8..... 102
Photo 10 : le Frédéric Mistral (CNR)..... 103
Photo 11 : Vue aérienne de la brèche le 5 décembre 2003 (Photo du Syndicat Mixte Camargue Gardoise) 197
Photo 12 : L'ancienne maison du garde digue en pied de digue, partiellement détruite par la création de la brèche. En arrière plan l'érosion provoquée par la brèche (Cete-Méditerranée. et CEMAGREF, 2004)..... 197
Photo 13 : Erosion en aval de la digue. La surface en eau représente la zone d'érosion maximale, Vue prise depuis la digue reconstruite (Photo IRSN) 197
Photo 14 : Montage et acquisition à l'aDcp avec un catamaran (Photos Raccasi, Vella) 242
Photo 15 : Déploiement et acquisition par aDcp monté sur flotteur (Photo IRSN/Seignette)242
Photo 16 : Déploiement et acquisition par aDcp monté sur bras articulé (Photos Capanni, Raccasi) 243
Photo 17 : Acquisition aDcp des 3 embarcations sur un profil dans la traversée d'Arles (photo IRSN/Seignette) 244
Photo 18 : Erosion de la berge de rive droite au PK 279 (Photo Provansal) 280

Table des matières

AVANT PROPOS, REMERCIEMENTS **3**

RESUME **7**

SOMMAIRE **9**

SIGLES **11**

INTRODUCTION, PROBLEMATIQUE DE L'ETUDE **13**

PREMIERE PARTIE : PRESENTATION GENERALE, LES FACTEURS DE LA MORPHOGENESE DU RHONE AVAL DEPUIS LE MILIEU DU XIXE SIECLE **19**

1. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DU RHONE A L'AVAL D'AVIGNON 24
   1.1. Le secteur Avignon-Beaucaire *25*
   1.2. De Beaucaire à la diffluence deltaïque *27*
   1.3. Le delta *30*
      1.3.1. Le Grand Rhône 31
      1.3.2. Le Petit Rhône 32
   1.4. Conclusion : les contraintes structurales du système aval *33*
2. HYDROLOGIE, LE REGIME DU RHONE AVAL 34
   2.1. Historique de la mesure hydrologique sur le Bas Rhône *34*
   2.2. Les débits caractéristiques *38*
      2.2.1. Débits d'étiage et module 38
      2.2.2. Débits de crues 38
      2.2.3. Variabilité saisonnière des débits 41
   2.3. Conclusion *44*
3. LES APPORTS SOLIDES, ETAT DES CONNAISSANCES 45
   3.1. Les apports des affluents *46*
   3.2. Bilans de l'évolution des flux solides sur le Rhône aval *49*
   3.3. Les flux actuels de MES en aval de Beaucaire *52*
   3.4. La charge de fond dans le Rhône aval *55*
      3.4.1. De Beaucaire à Arles 55
   3.5. Conclusion *57*
4. CHRONOLOGIE ET CARACTERISATION DES AMENAGEMENTS SUR LE RHONE AVAL 59
   4.1. La protection contre les inondations *61*
   4.2. La protection des berges *64*
   4.3. Les aménagements à courant libre *65*
      4.3.1. Les aménagements classiques pour la navigation 65
      4.3.2. Le système Girardon 67
   4.4. Les aménagements de la CNR *70*
   4.5. Le Petit Rhône et la diffluence *72*
      4.5.1. Les digues de protection contre les crues 72
      4.5.2. Les ouvrages de navigation 73
      4.5.3. L'aménagement de la diffluence 75
   4.6. Conclusion : un aménagement ininterrompu depuis le milieu du XIXe siècle *76*
5. CONCLUSION : UN SYSTEME COMPLEXE SOUMIS A DES FACTEURS LOCAUX ET EXTERNES, NATURELS ET ANTHROPIQUES 78

DEUXIEME PARTIE : MORPHOGENESE ET IMPACT DE 150 ANS D'AMENAGEMENTS SUR LA MORPHOLOGIE DES LITS DU RHONE **81**

1. LES DONNEES SOURCES 86
   1.1. Les cartes et photographies aériennes *87*
      1.1.1. Pré-requis 87
      1.1.2. L'Atlas des Ponts et Chaussées de 1876 88
      1.1.3. Les cartes de la première décennie du XXe siècle 90
      1.1.4. Les photographies aériennes de la Seconde Guerre Mondiale 91
      1.1.5. Les cartes IGN depuis 60 ans 91
      1.1.6. Les photographies aériennes 91

1.1.7. Les levés des années 1970-1980 par la CNR pour l'aménagement du Rhône ... 92
1.1.8. Bilan des documents 2D disponibles ... 93
1.2. Les données altimétriques et bathymétriques ... 95
1.2.1. Les données anciennes ... 95
1.2.1.1. Cartes pour l'aménagement du Rhône maritime au passage de Beaujeu en 1867, 1868 et 1869 ... 95
1.2.1.2. La bathymétrie du chenal en 1876 ... 96
1.2.1.3. La topographie de la plaine en 1870-76 ... 99
1.2.2. Les données actuelles ... 99
1.2.2.1. La topographie de la plaine ... 99
1.2.2.2. Les acquisitions bathymétriques récentes ... 103
1.2.2.2.1. Les levés bathymétriques réalisés par la CNR ... 103
1.2.2.2.2. Les levés bathymétriques des VNF ... 104
1.2.3. Conclusion partielle : la richesse relative des données ... 105
1.2.4. Les référentiels topographiques, problèmes d'homogénéisation ... 106
1.2.4.1. Homogénéisation des échelles altimétriques ... 106
1.2.4.2. Homogénéisation du référentiel des lignes d'eau ... 106
1.2.4.2.1. Données disponibles ... 107
1.2.4.2.2. Variations de la pente des lignes d'eau ... 108
1.2.4.2.3. Exemple du calcul de la pente réelle de la ligne d'eau en mai 1870 ... 110
1.2.4.2.4. Conclusion : les lignes d'eau, un grand nombre de données disponibles, mais à corriger pour une bonne utilisation ... 111
1.3. Conclusion ... 112
2. METHODES D'EXPLOITATION DES DONNEES ... 113
2.1. Construction d'un SIG historique de l'occupation du sol et des aménagements fluviaux, contraintes méthodologiques, sources d'erreurs ... 114
2.2. Construction des MNT du système fluvial au XIXe et au XXe siècle ... 117
2.2.1. Construction du MNT du chenal et de sa plaine, entre Beaucaire et Arles en 1876, à partir de données bathymétriques du Rhône ... 117
2.2.1.1. La ligne d'eau de base de la bathymétrie ... 117
2.2.1.2. Construction du MNT du chenal en 1876 ... 119
2.2.2. Construction du MNT de 2006 du chenal et de la plaine entre Beaucaire et Arles ... 122
2.2.3. Construction des MNT du chenal du Petit Rhône en 1876, 2001 et 2004 ... 122
2.2.3.1. Construction du MNT de 1876 ... 123
2.2.3.2. Les MNT de 2001 et 2004 ... 125
2.2.4. MNT du chenal sur le seuil de Terrin en 1867-1869 ... 128
2.3. Conclusion ... 129
3. MUTATIONS EN SURFACE (2D) DES MILIEUX FLUVIAUX DEPUIS 150 ANS SUR LE TRONÇON BEAUCAIRE-ARLES ... 130
3.1. Mutations globales des milieux et de l'occupation des sols au sein du système fluvial intradigues depuis 150 ans ... 131
3.1.1. Evolution diachronique ... 131
3.1.2. Synthèse de l'évolution globale ... 133
3.2. Spatialisation des mutations de l'occupation du sol ... 138
3.2.1. Evolution de l'occupation du sol sur le profil en long ... 139
3.2.2. Interprétation : Une évolution spatiale complexe ... 141
3.3. Conclusion ... 142
4. MODIFICATIONS TOPOBATHYMETRIQUES (3D) DES MILIEUX FLUVIAUX SUR LE TRONÇON BEAUCAIRE-DIFFLUENCE DEPUIS 150 ANS ... 143
4.1. Les mutations altimétriques de la plaine d'inondation ... 144
4.1.1. Etat de la plaine en 1876 : les effets de l'endiguement ... 144
4.1.2. Evolution de la plaine inondable entre 1870-76 et la fin du XXe siècle ... 145
4.1.2.1. La plaine de Vallabrègues ... 145
4.1.2.2. La plaine entre Beaucaire et la diffluence ... 149
4.1.3. Conclusion ... 150
4.2. Les mutations topobathymétriques dans le chenal et sur les marges fluviales ... 151
4.2.1. Mutations précoces du chenal et de ses marges avant 1876 ... 151
4.2.2. Evolution du chenal et de ses marges, entre 1876 et 2006 ... 154
4.2.3. Amélioration de la résolution chronologique de l'évolution du chenal ... 158
4.2.4. Amélioration de la résolution chronologique par l'étude de la sédimentation des berges ... 159
4.2.4.1. Description sédimentaire de la berge ... 159
4.2.4.2. Eléments de datation ... 162
4.2.4.3. Interprétation : édification récente de la berge du Rhône ... 165
4.2.5. Mutation du chenal et de ses marges : synthèse, éléments d'interprétations et discussion ... 166
4.2.5.1. Facteurs de l'évolution géomorphologique du chenal ... 166
4.2.5.1.1. Rôle du contexte sédimentaire et structural ... 166

4.2.5.1.2. Rôle des aménagements ... 167
4.2.5.2. Facteurs de l'évolution géomorphologique des marges ... 168
4.3. Conclusion ... 170
5. EVOLUTION DU CHENAL DU PETIT RHONE DEPUIS 150 ANS ... 171
5.1. Evolution 2D ... 172
5.1.1. La mobilité des méandres aval ... 172
5.1.2. Le rétrécissement du lit mineur ... 174
5.1.3. Conclusion ... 175
5.2. Evolution 3D du chenal ... 176
5.2.1. Morphologie du chenal en 1876 et en 2004 ... 176
5.2.2. Evolutions du chenal ... 178
5.2.3. Interprétation, conclusion ... 182
5.2.3.1. Sectorisation du fonctionnement du Petit Rhône ... 182
5.2.3.2. Relations sédimentaires du Petit Rhône avec le Rhône ... 183
5.2.3.3. Du Petit Rhône au littoral deltaïque ... 184
5.3. Les brèches ... 185
5.3.1. Typologie usuelle des brèches ... 186
5.3.2. Méthode d'analyse des brèches du Petit Rhône ... 189
5.3.3. Caractéristiques et typologie des brèches du Petit Rhône ... 191
5.3.4. Conclusion ... 194
5.4. Impact d'une crue séculaire sur la morphologie du chenal navigable ... 195
5.4.1. Auto-curage du chenal sous l'impact de la crue de 2003 ... 195
5.4.2. La brèche de Petit Argence (Photo 11) ... 196
5.4.3. Impact d'une crue séculaire ... 198
5.5. Fonctionnement et bilan sédimentaire séculaire du Petit Rhône, conclusion ... 199
6. CONCLUSION, EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU SYSTEME FLUVIAL DEPUIS 150 ANS SUR LE RHONE AVAL ET LE PETIT RHONE ... 143

TROISIEME PARTIE : LES FLUX EN TRANSIT ... 205

1. EVALUATION DE LA CAPACITE DE TRANSPORT DE LA CHARGE DE FOND DU RHONE AVAL, SITUATION ACTUELLE ET EVOLUTION SECULAIRE ... 210
1.1. Méthodologie : mise en œuvre du logiciel SAM (USACE) ... 211
1.1.1. Principe de fonctionnement du logiciel SAM ... 213
1.1.2. Sélection des équations du transport solide compatibles avec le Rhône entre Beaucaire et Arles ... 213
1.1.3. Choix des paramètres initiaux ... 217
1.1.3.1. Sélection des profils exploitables, établissement des lignes d'eau ... 217
1.1.3.2. Les paramètres granulométriques ... 225
1.1.3.3. La rugosité des profils ... 225
1.1.4. Validation des données et des équations ... 226
1.1.4.1. Détermination des caractéristiques granulométriques ... 226
1.1.4.2. Détermination du coefficient de rugosité et des équations les plus adaptées ... 228
1.1.4.3. Bilan et conclusion ... 231
1.2. Résultats : estimation des capacités de mobilisation de la charge de fond entre Beaucaire et Arles en 1876 et 2003 ... 232
1.2.1. Le transport actuel ... 232
1.2.1.1. Le débit seuil d'entrainement ... 232
1.2.1.2. La capacité de transport annuel ... 233
1.2.2. Calcul de la capacité de transport en1876 ... 235
1.2.3. Evolution de la capacité de transport depuis 1876 et impact des aménagements ... 235
1.3. Conclusion ... 237
2. QUANTIFICATION ET MODALITES D'ECOULEMENT DES FLUX DE MES DANS LE RHONE AVAL ... 238
2.1. Méthodes de mesure ... 238
2.1.1. La mesure des flux liquides :méthodologie, apports de l'aDcp ... 238
2.1.1.1. Principe de fonctionnement ... 239
2.1.1.2. Méthode d'acquisition ... 241
2.1.1.3. Campagnes de mesure ... 244
2.1.2. La mesure des flux solides : méthodologie, apport de l'aDcp ... 248
2.1.2.1. Limites des méthodes d'acquisitions traditionnelles ... 248
2.1.2.2. Les apports spécifiques de l'aDcp dans la mesure des MES ... 249
2.1.2.3. Sediview, vers une estimation du débit solide réel ? ... 250
2.1.2.4. Campagnes de mesures et de prélèvements, en vue de la calibration de Sediview ... 251
2.1.2.5. Valorisation des données ... 253
2.1.2.5.1. Représentativité de l'échantillonnage par rapport aux transects ... 253
2.1.2.5.2. Impact du nombre d'échantillons sur la calibration de Sediview ... 256
2.1.2.5.3. Impact de la gamme de concentration des échantillons sur la calibration de Sediview ... 258

2.1.2.6. Conclusions et Discussion sur la qualité des résultats fournis par Sediview 259
2.1.3. Conclusion : les apports de l'aDcp 261
2.2. Hydrodynamique et flux de MES, étude de deux secteurs significatifs 262
2.2.1. Perturbations hydrodynamiques et sédimentaires induites par le casier Saxy (PK 274.5-PK 279) 262
2.2.1.1. Les échanges entre le chenal et le casier 264
2.2.1.1.1. Echanges lors des faibles débits (inférieurs au module) 264
2.2.1.1.2. Echanges en période de crue 266
2.2.1.2. Fonctionnement interne du casier en période de crue 269
2.2.1.3. Conclusion : fonctionnement et impact du casier Saxy sur la géométrie du chenal 271
2.2.2. Répartition des flux entre Grand et Petit Rhône 273
2.2.2.1. Répartition des flux liquides 273
2.2.2.2. Répartition des flux de MES 277
3. CONCLUSION : L'ADCP UN OUTIL MODERNE POUR DE NOUVEAUX RESULTATS MAIS QUI RESTE EN COURS DE DEVELOPPEMENT 281

CONCLUSION 285

1. ACQUIS METHODOLOGIQUES 287
2. ACQUIS SCIENTIFIQUES 288
3. MORPHOGENESE, FLUX SEDIMENTAIRES ET AMENAGEMENTS DU FLEUVE 290
4. QUELLES PRECONISATIONS EN DECOULENT POUR L'AMENAGEMENT ET LA GESTION DU RHONE AVAL . 291
5. AXES DE REFLEXION ET PISTES DE RECHERCHES 292

LISTE DES FIGURES 293

LISTE DES TABLEAUX 299

LISTE DES PHOTOGRAPHIES 301

TABLE DES MATIERES 303

ANNEXE 1 : EVOLUTION DE L'OCCUPATION DU SOL EN BEAUCAIRE ET ARLES DEPUIS LE MILIEU DU XIXE SIECLE 307

ANNEXE 2 : DIFFERENTIEL TOPOGRAPHIQUE DU CHENAL DU PETIT RHONE ENTRE LA DIFFLUENCE ET L'ECLUSE DE SAINT GILLES SUR LA PERIODE 2001-2004. 317

BIBLIOGRAPHIE 307

Annexe 1 : Evolution de l'occupation du sol entre Beaucaire et Arles depuis le milieu du XIXe siècle

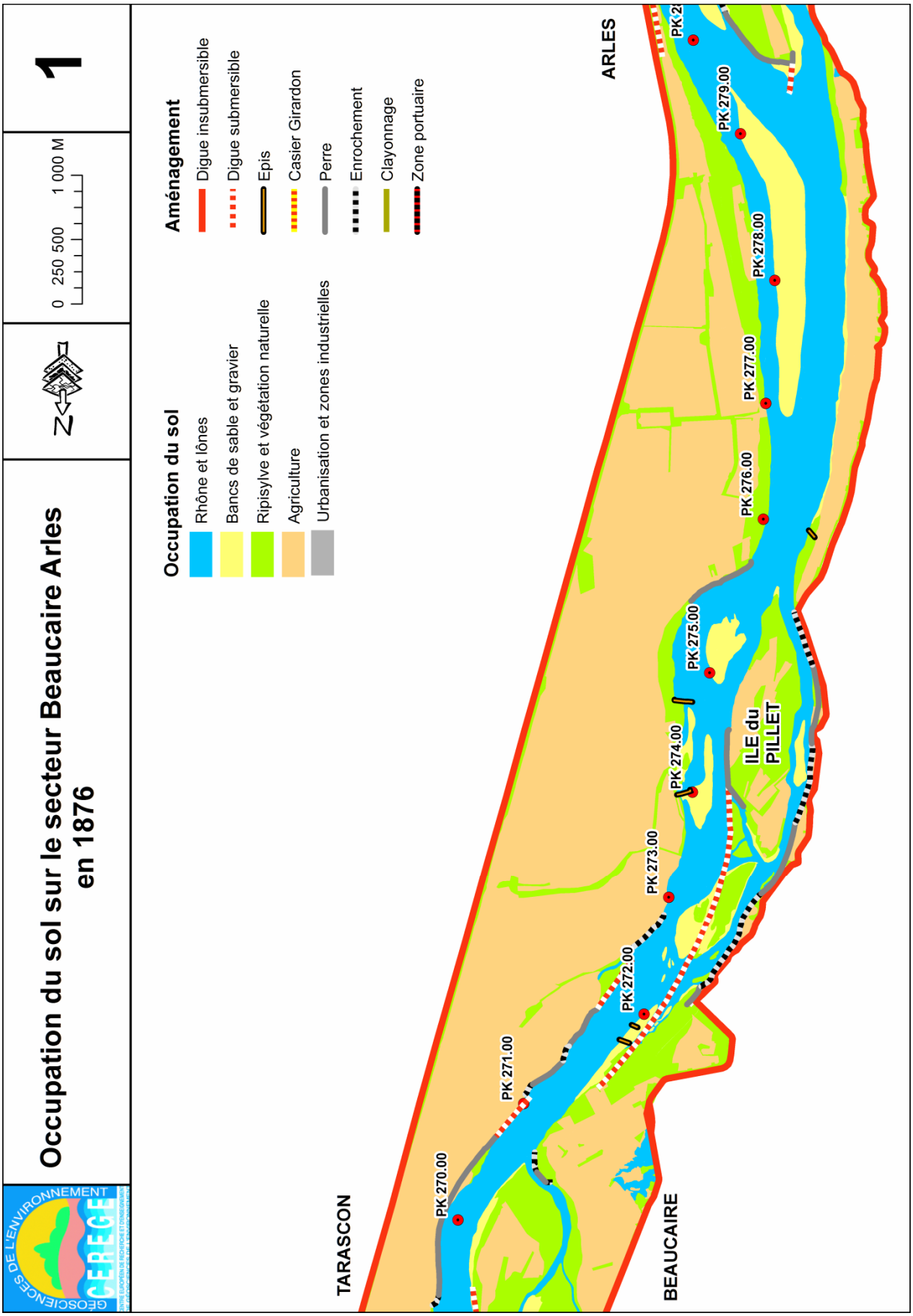
A partir de la vectorisation de l'occupation du sol des cartes et photographies aériennes de 1870-1905-1965 et2003, les analyses thématiques mono ou multi variées permettent de réaliser une cartographie de l'occupation du sol et des types d'aménagement ou une cartographie de l'évolution de l'occupation du sol. L'échelle choisi est 1 / 25 000. Ce choix permet d'afficher l'intégralité de la zone d'étude sur une carte au format A3 et masque les plus petits polygones d'occupation du sol. Ces derniers ne sont pas représentatifs de l'occupation générale du sol. Sur les cartes d'évolution ils peuvent provenir de décalage produit par l'erreur de géoréférencement dans des secteurs stable.

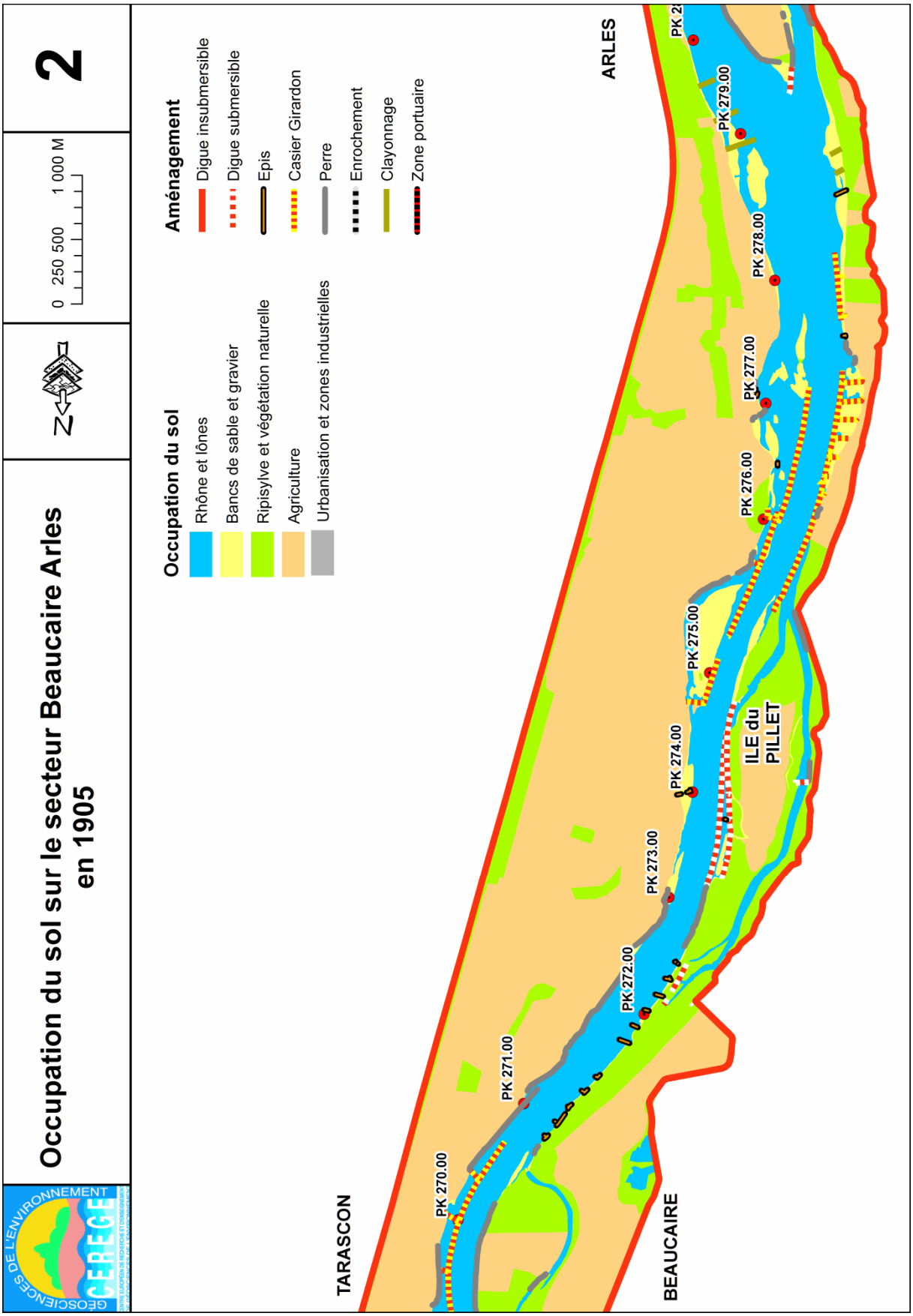
Pour chacune des périodes une carte de l'occupation du sol et des aménagements est construite :

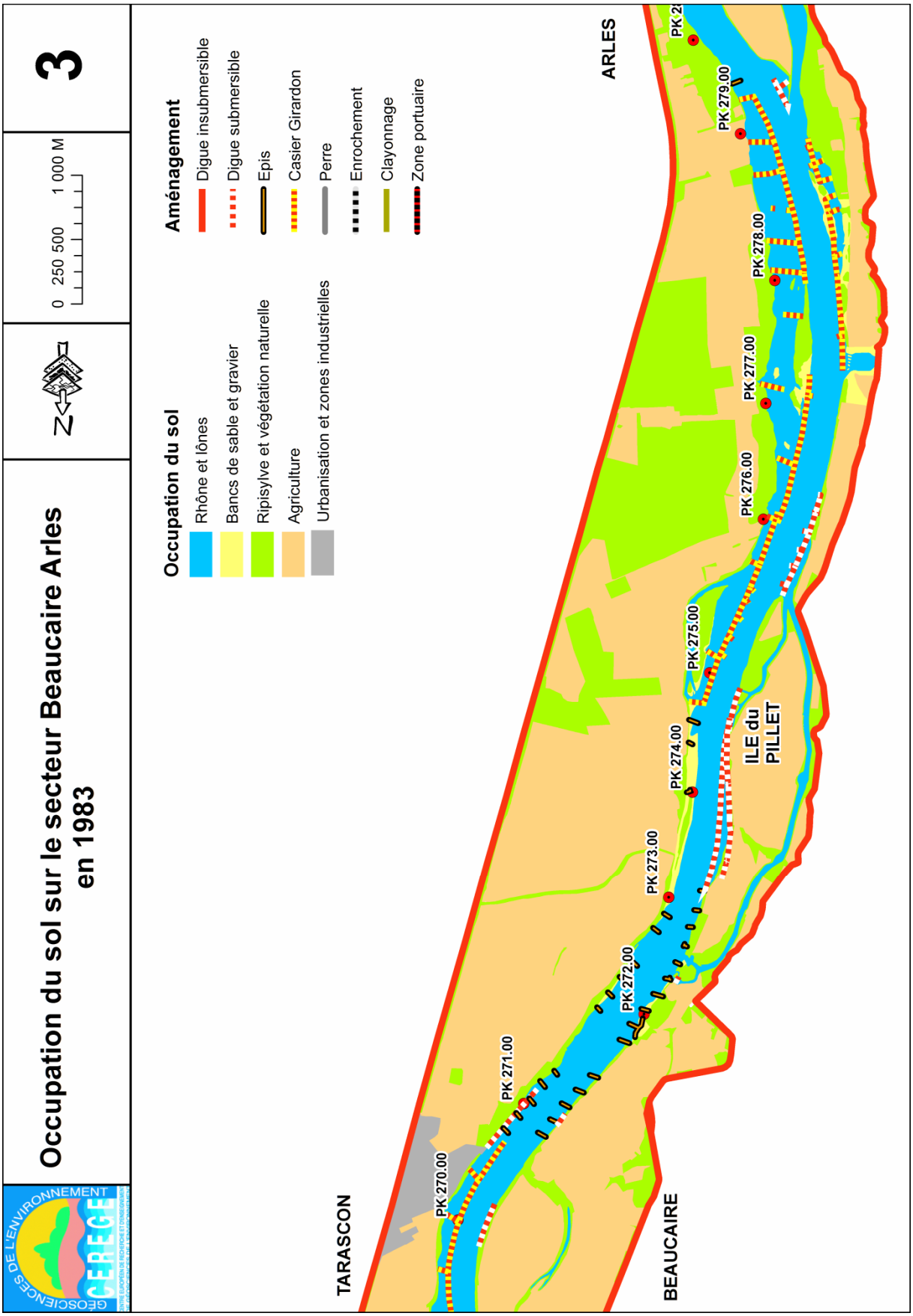
- Carte 1 : Occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles en 1876
- Carte 2 : Occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles en 1906
- Carte 3 : Occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles en 1983
- Carte 4 : Occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles en 2003

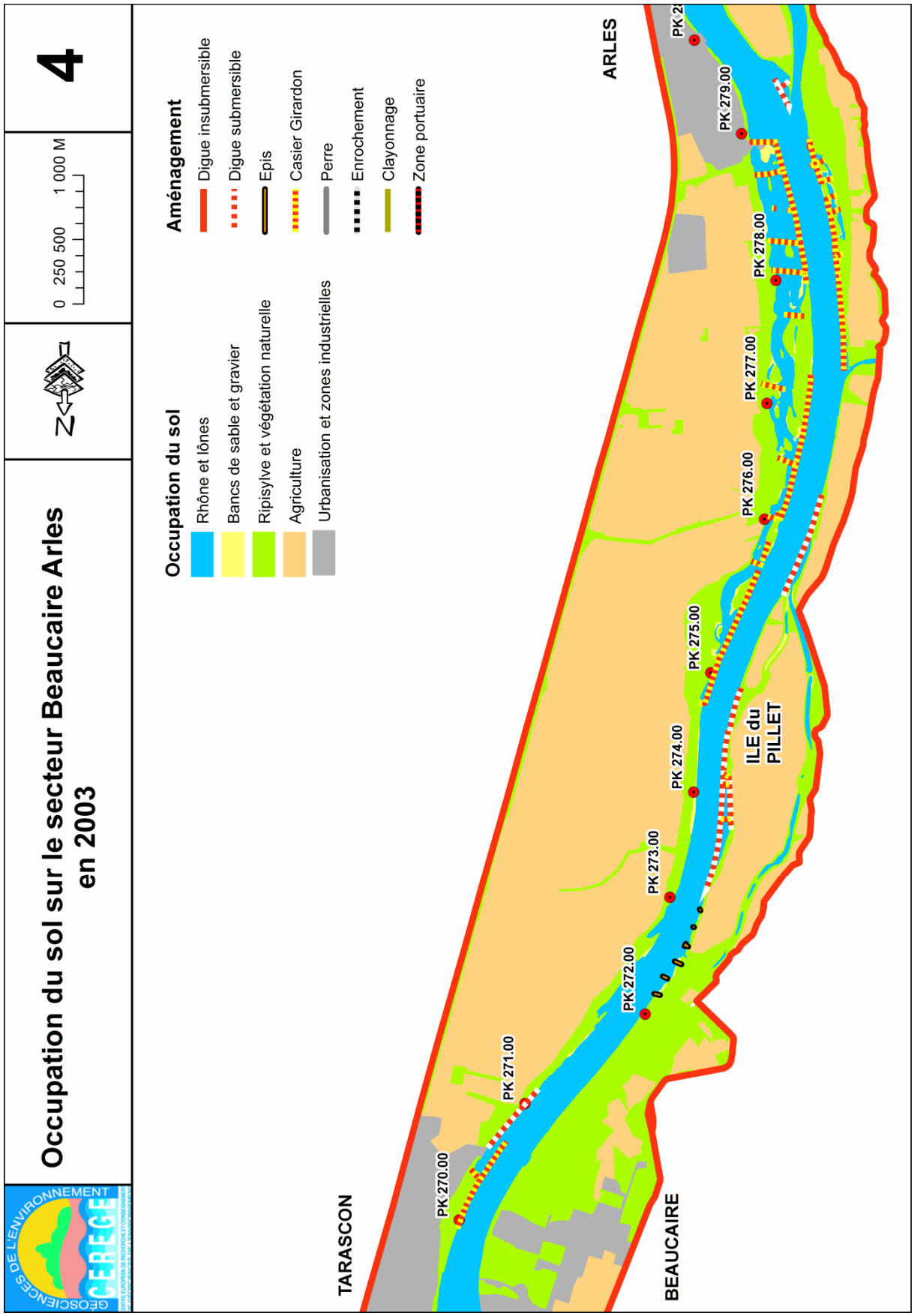
Des cartes mettant en évidence les évolutions de l'occupation du sol entre chaque date et une entre les 2 dates extrêmes :

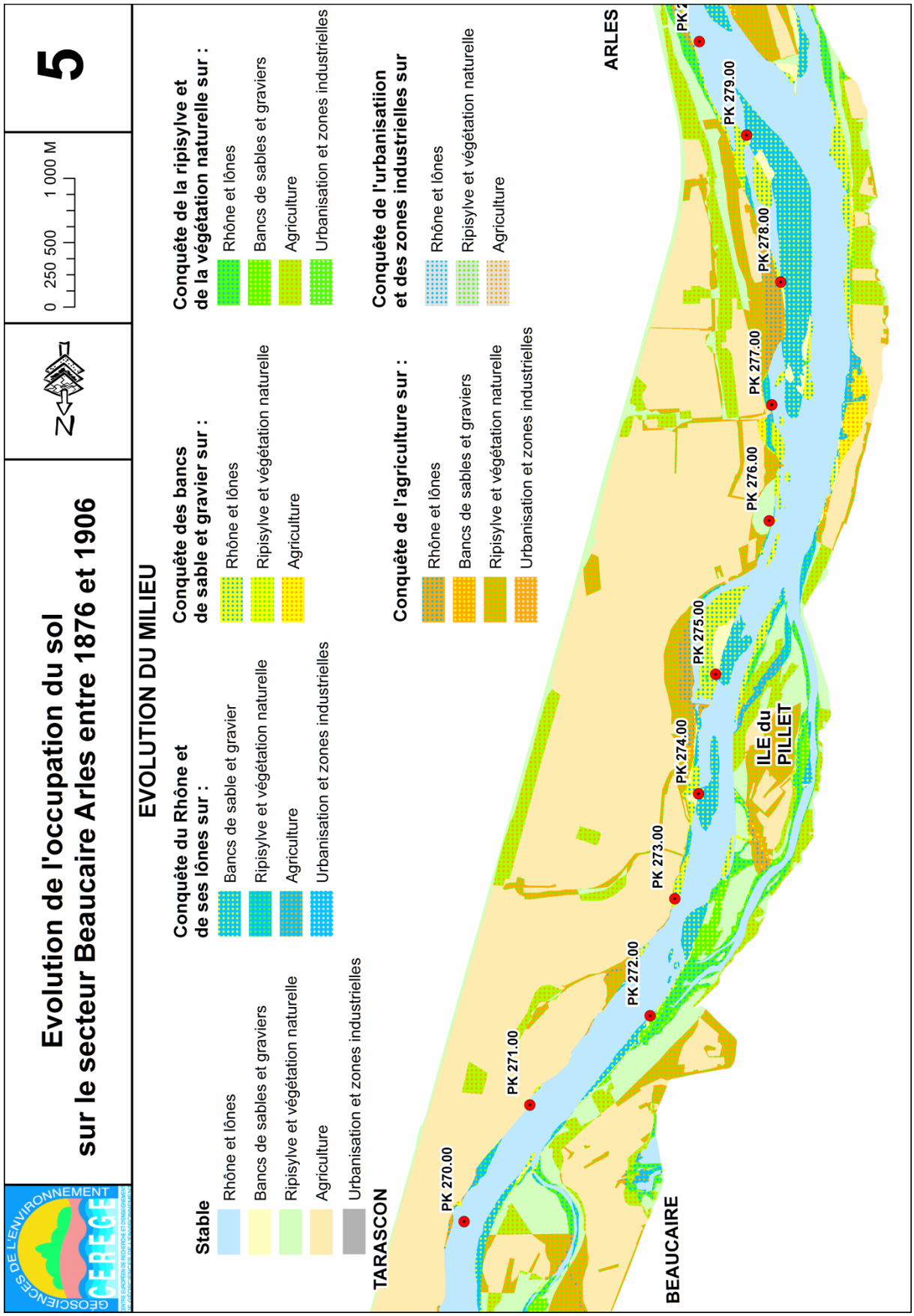
- Carte 5 : Evolution de l'occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles entre 1876 et 1906
- Carte 6 : Evolution de l'occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles entre 1906 et 1983
- Carte 7 : Evolution de l'occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles entre 1983 et 2003
- Carte 8 : Evolution de l'occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles entre 1876 et 2003

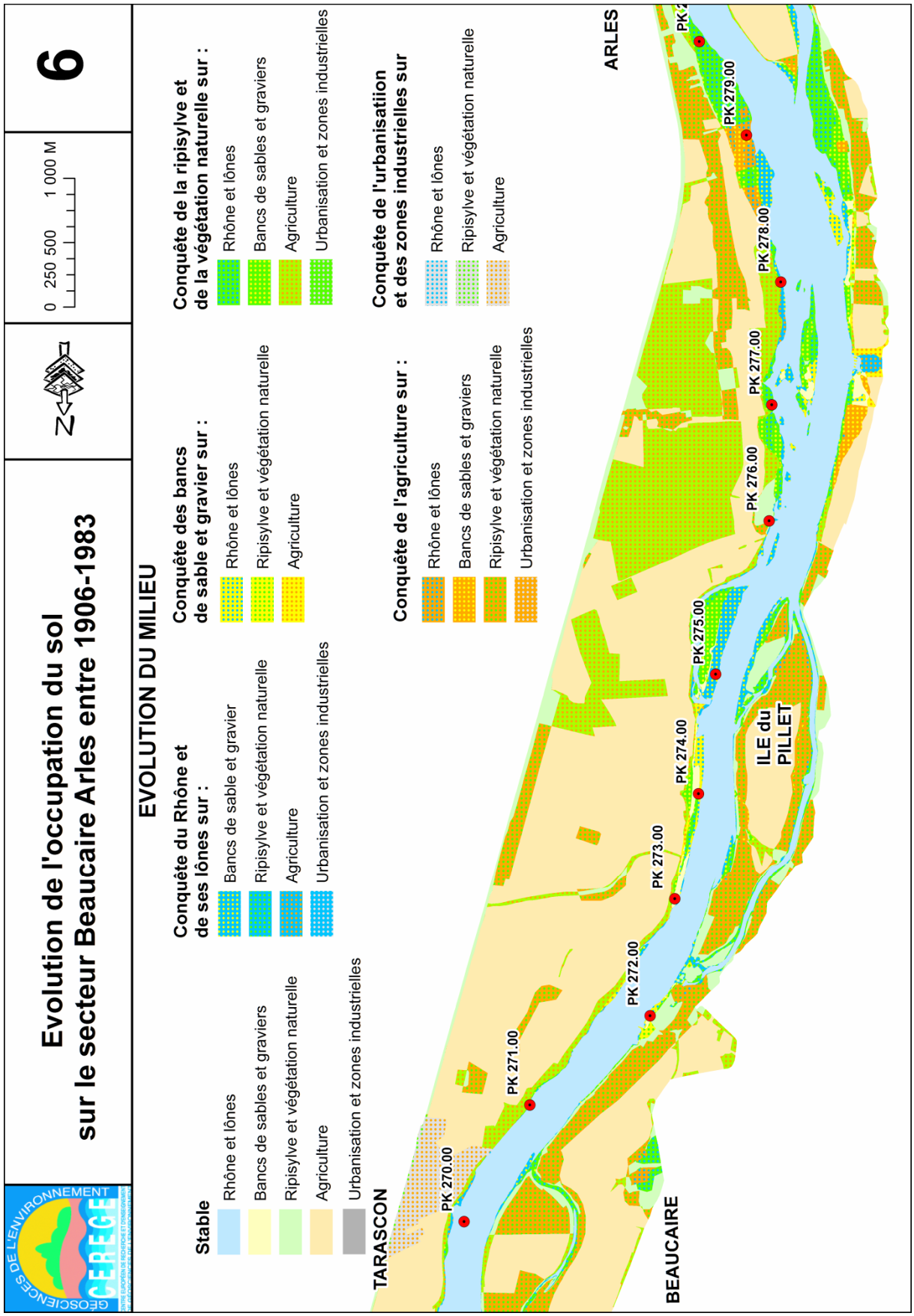

Occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles en 1876
1
0 250 500 1 000 M
N
Occupation du sol
Rhône et lônes
Bancs de sable et gravier
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Aménagement
Digue insubmersible
Digue submersible
Epis
Casier Girardon
Perre
Enrochement
Clayonnage
Zone portuaire
TARASCON
BEAUCAIRE
ARLES
ILE du PILLET
PK 270.00
PK 271.00
PK 272.00
PK 273.00
PK 274.00
PK 275.00
PK 276.00
PK 277.00
PK 278.00
PK 279.00

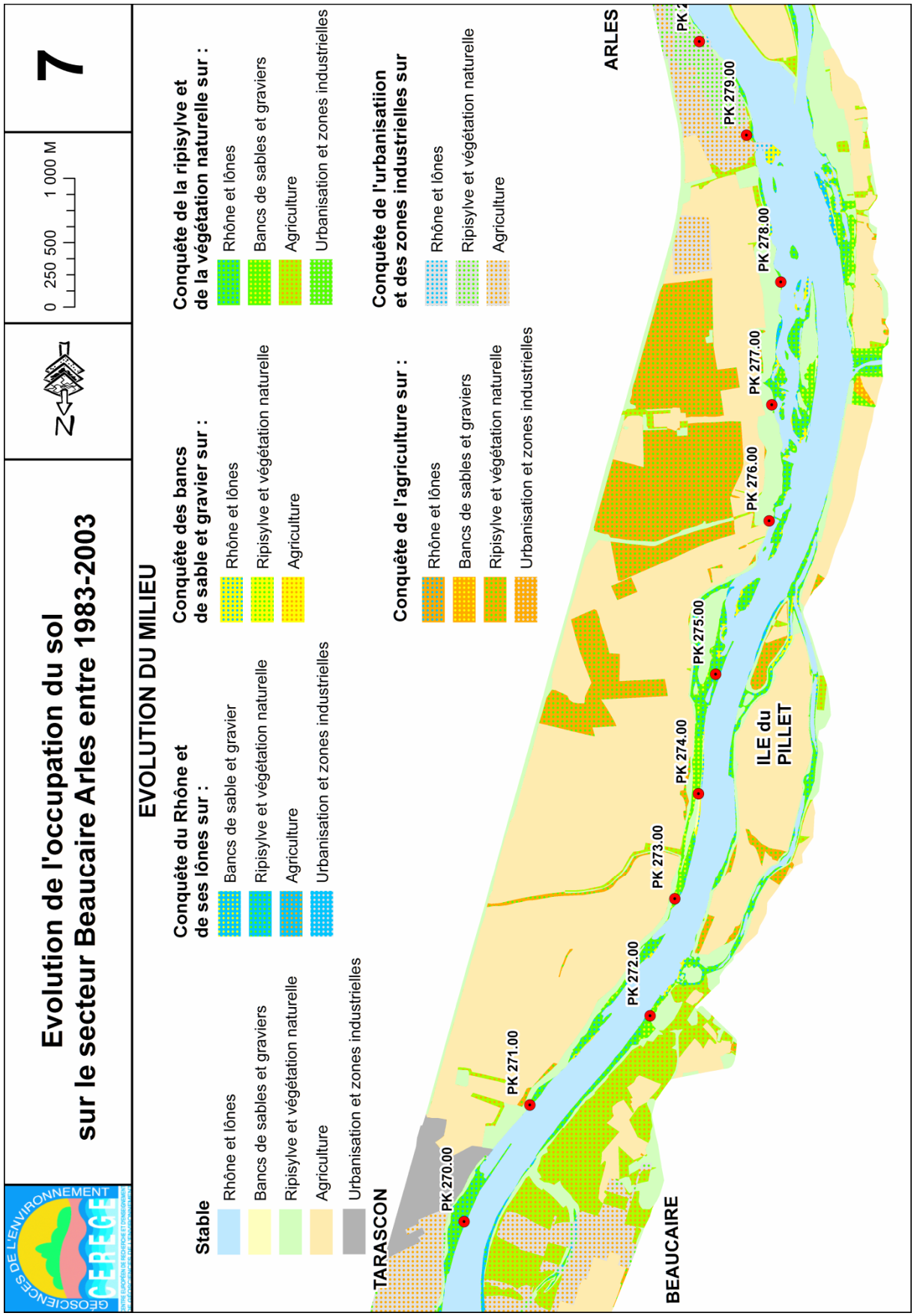

GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
Occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles en 1905
N
0 250 500 1 000 M
2
Occupation du sol
Rhône et lônes
Bancs de sable et gravier
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Aménagement
Digue insubmersible
Digue submersible
Epis
Casier Girardon
Perre
Enrochement
Clayonnage
Zone portuaire
TARASCON
BEAUCAIRE
ARLES
ILE du PILLET
PK 270.00
PK 271.00
PK 272.00
PK 273.00
PK 274.00
PK 275.00
PK 276.00
PK 277.00
PK 278.00
PK 279.00

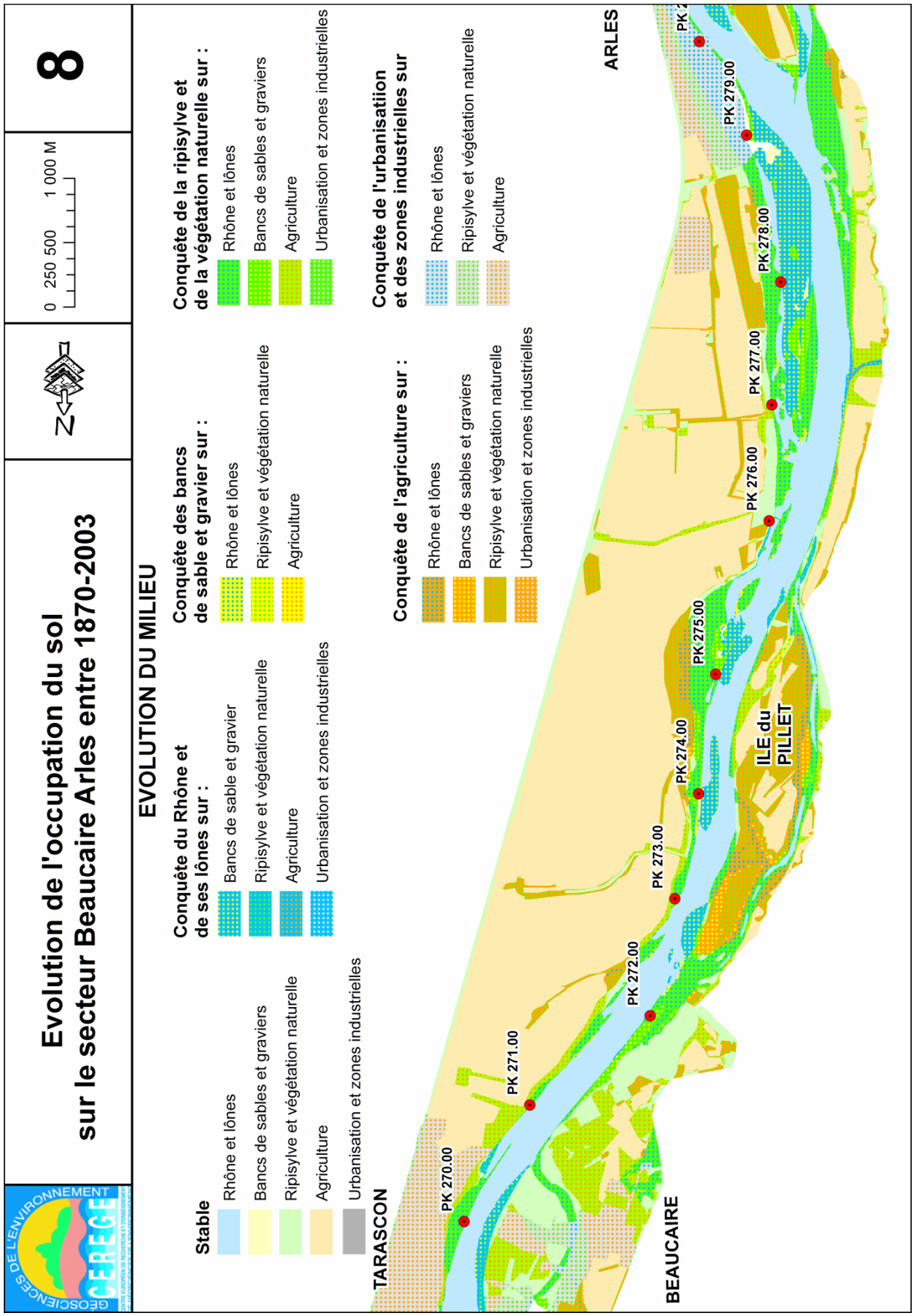

Occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles en 1983
3
0 250 500 1 000 M
N
Occupation du sol
Rhône et lônes
Bancs de sable et gravier
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Aménagement
Digue insubmersible
Digue submersible
Epis
Casier Girardon
Perre
Enrochement
Clayonnage
Zone portuaire
TARASCON
BEAUCAIRE
ARLES
ILE du PILLET
PK 270.00
PK 271.00
PK 272.00
PK 273.00
PK 274.00
PK 275.00
PK 276.00
PK 277.00
PK 278.00
PK 279.00


GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
Occupation du sol sur le secteur Beaucaire Arles en 2003
N
0 250 500 1 000 M
4
Occupation du sol
Rhône et lônes
Bancs de sable et gravier
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Aménagement
Digue insubmersible
Digue submersible
Epis
Casier Girardon
Perre
Enrochement
Clayonnage
Zone portuaire
TARASCON
BEAUCAIRE
ARLES
ILE du PILLET
PK 270.00
PK 271.00
PK 272.00
PK 273.00
PK 274.00
PK 275.00
PK 276.00
PK 277.00
PK 278.00
PK 279.00


GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
Evolution de l'occupation du sol
sur le secteur Beaucaire Arles entre 1876 et 1906
5
0 250 500 1 000 M
EVOLUTION DU MILIEU
Stable
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête du Rhône et de ses lônes sur :
Bancs de sable et gravier
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête des bancs de sable et gravier sur :
Rhône et lônes
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Conquête de la ripisylve et de la végétation naturelle sur :
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de l'agriculture sur :
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Ripisylve et végétation naturelle
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de l'urbanisatiion et des zones industrielles sur
Rhône et lônes
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
TARASCON
BEAUCAIRE
ARLES
ILE du PILLET
PK 270.00
PK 271.00
PK 272.00
PK 273.00
PK 274.00
PK 275.00
PK 276.00
PK 277.00
PK 278.00
PK 279.00


GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
Evolution de l'occupation du sol
sur le secteur Beaucaire Arles entre 1906-1983
N
0 250 500 1 000 M
6
EVOLUTION DU MILIEU
Stable
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête du Rhône et de ses lônes sur :
Bancs de sable et gravier
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête des bancs de sable et gravier sur :
Rhône et lônes
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de la ripisylve et de la végétation naturelle sur :
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de l'agriculture sur :
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Ripisylve et végétation naturelle
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de l'urbanisatiion et des zones industrielles sur
Rhône et lônes
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
TARASCON
BEAUCAIRE
ARLES
ILE du PILLET
PK 270.00
PK 271.00
PK 272.00
PK 273.00
PK 274.00
PK 275.00
PK 276.00
PK 277.00
PK 278.00
PK 279.00


GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
Evolution de l'occupation du sol
sur le secteur Beaucaire Arles entre 1983-2003
N
0 250 500 1 000 M
7
EVOLUTION DU MILIEU
Stable
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête du Rhône et de ses lônes sur :
Bancs de sable et gravier
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête des bancs de sable et gravier sur :
Rhône et lônes
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Conquête de la ripisylve et de la végétation naturelle sur :
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de l'agriculture sur :
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Ripisylve et végétation naturelle
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de l'urbanisatiion et des zones industrielles sur
Rhône et lônes
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
TARASCON
BEAUCAIRE
ARLES
ILE du PILLET
PK 270.00
PK 271.00
PK 272.00
PK 273.00
PK 274.00
PK 275.00
PK 276.00
PK 277.00
PK 278.00
PK 279.00

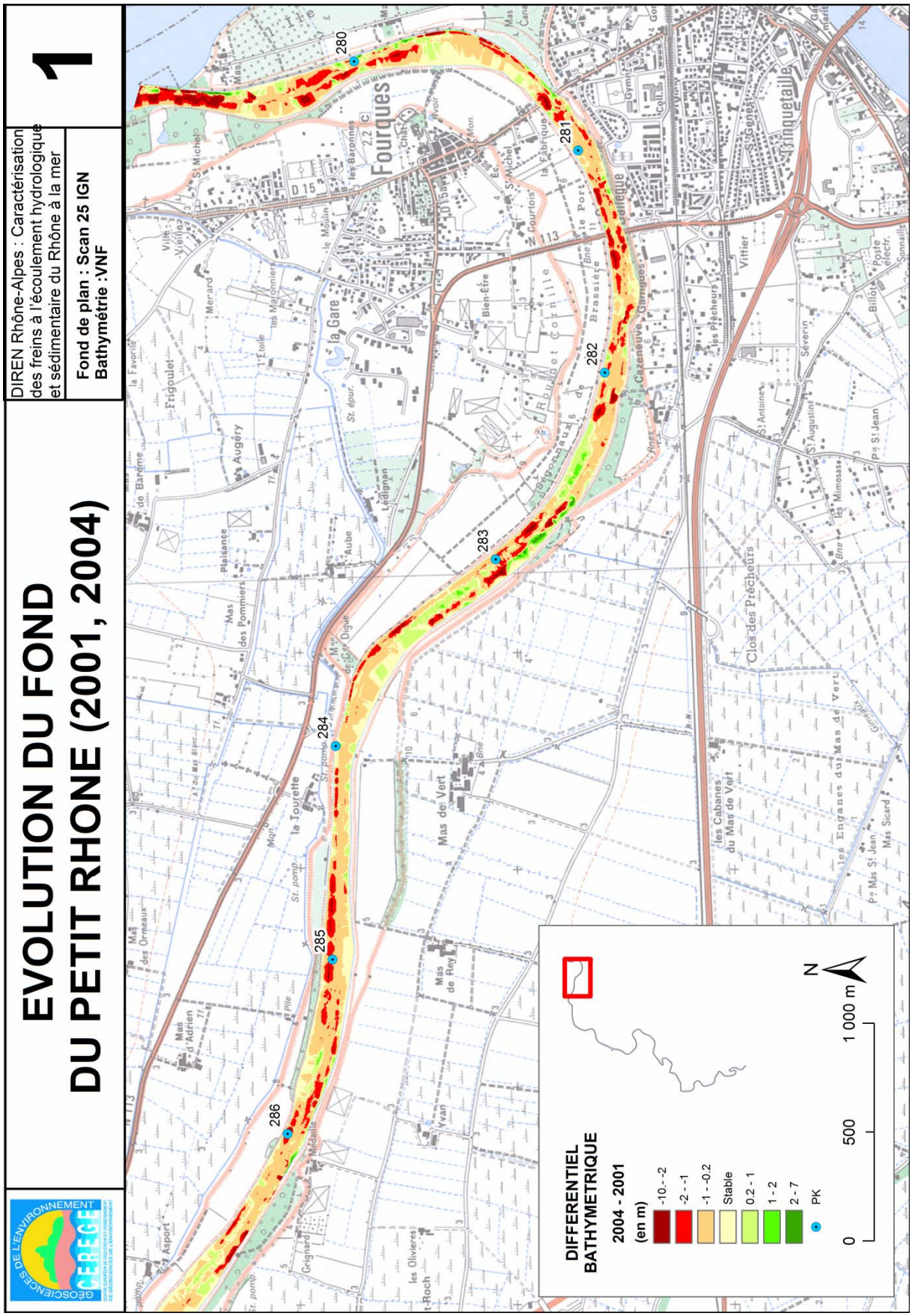

GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
Evolution de l'occupation du sol
sur le secteur Beaucaire Arles entre 1870-2003
8
0 250 500 1 000 M
EVOLUTION DU MILIEU
Stable
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête du Rhône et de ses lônes sur :
Bancs de sable et gravier
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête des bancs de sable et gravier sur :
Rhône et lônes
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de la ripisylve et de la végétation naturelle sur :
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Agriculture
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de l'agriculture sur :
Rhône et lônes
Bancs de sables et graviers
Ripisylve et végétation naturelle
Urbanisation et zones industrielles
Conquête de l'urbanisatiion et des zones industrielles sur
Rhône et lônes
Ripisylve et végétation naturelle
Agriculture
TARASCON
BEAUCAIRE
ARLES
ILE du PILLET
PK 270.00
PK 271.00
PK 272.00
PK 273.00
PK 274.00
PK 275.00
PK 276.00
PK 277.00
PK 278.00
PK 279.00

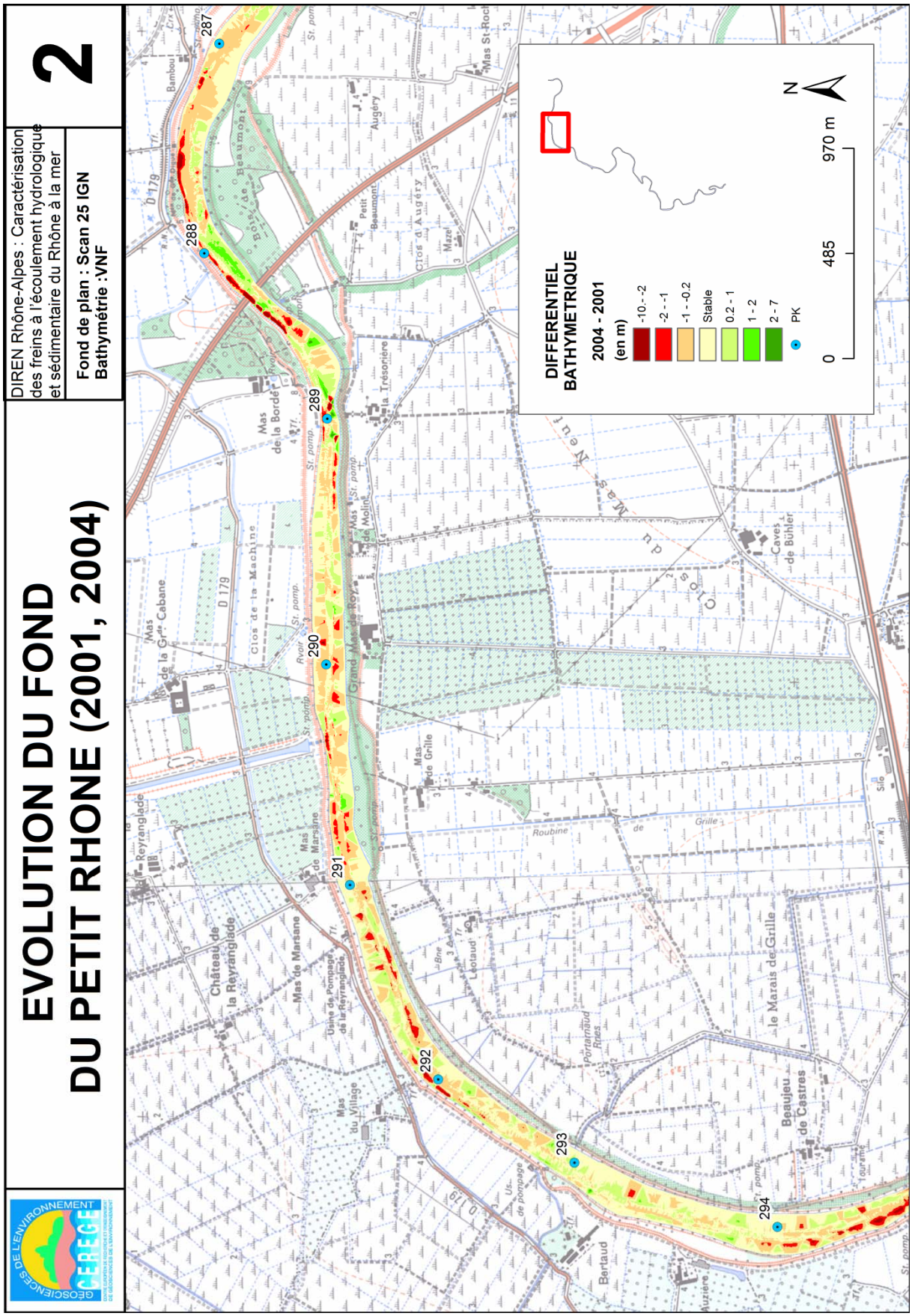
Annexe 2 : Différentiel topographique du chenal du Petit Rhône entre La diffluence et l'écluse de Saint Gilles sur la période 2001-2004.

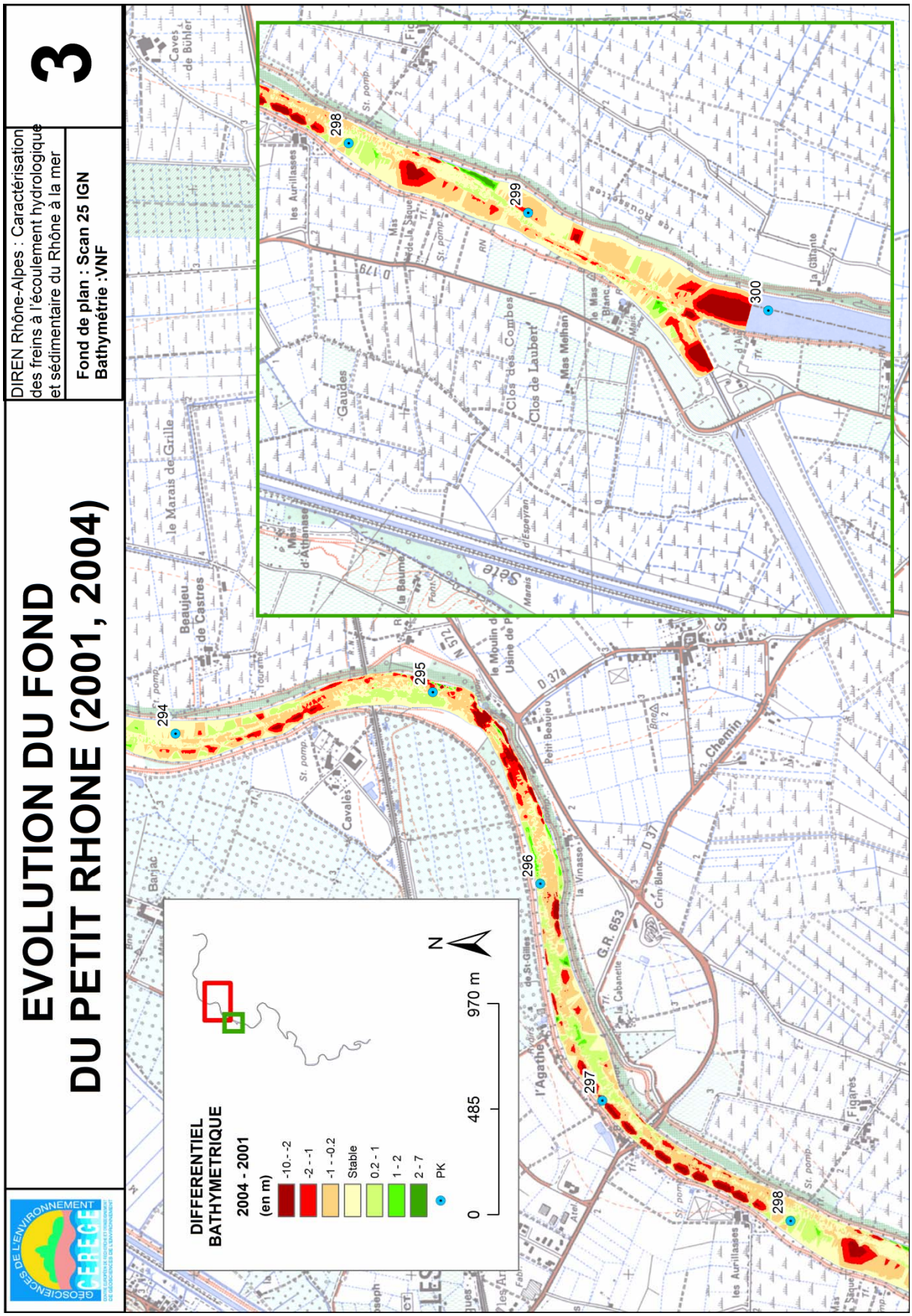
En 2001 et 2004, VNF a effectué un levé topographique du chenal navigable du Petit Rhône. Ces mesurent encadrent les événements hydrologique exeptionnels de 2002 et surtout de décembre 2003. Les mesures se limitent pour les deux à la zone navigable du chenal, les hauts fonds et les aménagements (panneaux de fond) ne permettant pas l'accès jusqu'à la berge. Les données se présentent sous la forme de fichier de points fichiers explooitable par le SIG ArcView. La bathymétrie de 2001 a été réalisée sous la forme de profils tous les 100m, et de trois profils en long (un dans l'axe de navigation du chenal avec un maillage de point fin et deux autres plus que les bords avec un maillage plus lâche. Dans les secteurs sensibles la distance entre les profils en travers est resserrée. La bathymétrie de 2004 est, elle, constituée d'un maillage de points de 5 mètres en X et Y. jusqu'aux limites possible de la navigation.

Chacun de ces fichiers de points permet de calculer des MNT par la méthode TIN à partir du module 3D Analyst d'ArcView, la limite de l'extrapolation du modèle est fixée sur le lit mouillé dessiné sur la carte IGN de 1994 au 1/25000 (scan25). La comparaison entre ces deux MNT est complexe du fait de la différence d'acquisition de la donnée entre les deux dates. La calculatrice raster de Spatial Analyst (module de ArcView), autorise néanmoins l'obtention du différentiel entre les deux MNT, mais les résultats ne dégageront principalement que des tendances, sauf dans les zones où le maillage des points de 2001 et 2004 se superpose correctement. De plus, comme sur tout modèle numérique, les valeurs aux extrémités ne sont pas à prendre en compte de par l'absence de points aux limites du modèle.

Carte 1 à 3 : Evolution du fond du Petit Rhône entre 2001 et 2004


EVOLUTION DU FOND
DU PETIT RHONE (2001, 2004)
DIREN Rhône-Alpes : Caractérisation des freins à l'écoulement hydrologique et sédimentaire du Rhône à la mer
Fond de plan : Scan 25 IGN
Bathymétrie :VNF
1
GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
DIFFERENTIEL BATHYMETRIQUE
2004 - 2001
(en m)
-10 - -2
-2 - -1
-1 - -0.2
Stable
0.2 - 1
1 - 2
2 - 7
PK
0
500
1 000 m
N
280
281
282
283
284
285
286
Fourques
la Gare
la Tourette
Mas de Vert
Clos des Pêcheurs
Vinquetaille


EVOLUTION DU FOND
DU PETIT RHONE (2001, 2004)
DIREN Rhône-Alpes : Caractérisation des freins à l'écoulement hydrologique et sédimentaire du Rhône à la mer
Fond de plan : Scan 25 IGN
Bathymétrie :VNF
2
GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
DIFFERENTIEL BATHYMETRIQUE
2004 - 2001
(en m)
-10 - -2
-2 - -1
-1 - -0.2
Stable
0.2 - 1
1 - 2
2 - 7
PK
0
485
970 m
N
287
288
289
290
291
292
293
294
Mas de la Bordé
Clos de la Machine
Grand Mas de Roy
Mas de Marsane
Château de la Reyranglade
Mas de Marsane
Usine de Pompage de la Reyranglade
Mas du Village
Mas de Grille
Roubine de Grille
Clos du Mas Neuf
Caves de Bühler
le Marais de Grille
Beaujeu de Castres
Bertaud
Auzière
Mas St-Roch
Clos d'Augéry
Petit Beaumont
Augéry
la Trésorière
Mas de la Gr.de Cabane
Bois de Beaumont
Bambou
D 179


EVOLUTION DU FOND
DU PETIT RHONE (2001, 2004)
DIREN Rhône-Alpes : Caractérisation des freins à l'écoulement hydrologique et sédimentaire du Rhône à la mer
Fond de plan : Scan 25 IGN
Bathymétrie :VNF
3
GEOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE
DIFFERENTIEL BATHYMETRIQUE
2004 - 2001
(en m)
-10 - -2
-2 - -1
-1 - -0.2
Stable
0.2 - 1
1 - 2
2 - 7
PK
0
485
970 m
N
294
295
296
297
298
299
300

Bibliographie

Abad, J.D. et Garcia, M.H., 2006. RVR Meander: A toolbox for re-meandering of channelized streams. Computers & Geosciences, 32(1): 92-101.

Abdel-Fattah, S., Amin, A. et Van Rijn, L.C., 2004. Sand transport in Nile River, Egypt. Journal of Hydraulic Engineering-Asce, 130(6): 488-500.

Ackers, P., 1993. Sediment Transport in Open Channels: Ackers and White Update. Proceeding of the Institution of Civil Engineers Water Maritime and Energy, 101(4): 247-249.

Ackers, P. et White, W.R., 1973. Sediment transport: new approach and analysis. Journal of the Hydraulics Division, American Society of Engineers, 99(HY11): 2041-2060.

Allinne, C., 2005. Les villes antiques du Rhône et le risque fluvial. Gestion des inondations dans les villes romaines. L'exemple de la basse vallée du Rhône, université de Provence (Aix-Marseille I, Aix en Provence, 348 pp.

Anselmo, V., GEORGAKAKOS, K.P., GOTTSCHALK, L., HOLLY, F.M., KOSUT, P., OGINK, H. et SIGRIST, B., 2005. Débit maximal de la crue du Rhône de décembre 2003 à Beaucaire. Avis du Comité Scientifique. In: CEMAGREF (Editor), Conférence de consensus. Débit du Rhône à Beaucaire pour la crue de décembre 2003, Lyon, pp. 13.

Antonelli, C., 2002. Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval, Université de Provence, Aix en Provence, 272 pp.

Antonelli, C., 2004. Représentativité des flux de radioactivité mesurés par la station-observatoire du Rhône (Station OPERA-Arles). 2004-15, IRSN DEI-SESURE, St-Paul-Lez-Durance.

Antonelli, C., Eyrolle, F., Rolland, B., Provansal, M. et Sabatier, F., 2008. Suspended sediment and 137Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France. Geomorphology, 95(3-4): 350-360.

Antonelli, C. et Provansal, M., 2002. Vers une réévaluation des matières en suspension du Rhône aval par acquisition de mesures sur toute la colonne d'eau. European Center on Geomorphological Hazards, Strasbourg, 141-148 pp.

Antonelli, C., Provansal, M., Fleury, T.-J. et Pichard, G., 2004a. Analyse de l'évolution séculaire du lit du Rhône à Arles à partir de l'analyse d'images. Implications géomorphologiques et paléohydrologiques. Méditerranée, 1.2: 135-142.

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

Arnaud Fassetta, G., 1994. Analyse sédimentologique et interprétation paléoenvironnementale de deux sites arlésiens : les Cryptoportiques et le jardin d'Hiver, Université de provence, Aix en Provence.

Arnaud Fassetta, G., 1998. Dynamiques fluviales Holocenes dans le Delta du Rhone. Géographie physique Thesis, Université Aix - Marseille 1, 329 pp.

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

Arnaud Fassetta, G., Bruzzi, C., L'Homer, A., Provansal, M., Sabatier, F., Suanez, S. et Vella, C., 1999. Géomorphologie du Delta du Rhône. Edification holocène et fonctionnement actuel. Excursion Franco-Roumaine du 23-24 septembre 1999. CEREGE, Université Aix-Marseille 3, Conseil Général des Bouches-du-Rhône, Marseille, 65 + 105 pp.

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, 1: 33-50.

Assani, A.A. et Petit, F., 2004. Impact of hydroelectric power releases on the morphology and sedimentology of the bed of the Warche River (Belgium). Earth Surface Processes and Landforms, 29(2): 133-143.

Assani, A.A., Petit, F., Buffin-Belanger, T. et Roy, A.G., 2003. Spatio-temporal variability of the Warche rivermorphology upstream from Butgenbach dam (Belgium). Zeitschrift Fur Geomorphologie, 47(4): 469-483.

Asselman, N.E.M., 1999. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. Hydrological Processes, 13(10): 1437-1450.

Astrade, L. et Dumont, A., 2000. L'évolution du profil en long d'un cours d'eau navigable sous l'effet des aménagements, la grande Saône du début du

XIX° siècle à nos jours. Géocarrefour, 47(4): 317-326.

Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. U.S. Geological Survey Professional Paper, 422(I): 1-37.

Bataille, E. et Crapé, P., 2005. Mémoire de la crue du Rhône de Décembre 2003 à Bellegarde du Gard. Mairie de Fourques, Fourques.

Batut, M. et Miege, C., 2007. Contamination des sédiments du Rhône par les polychlorobiphényles, Synthèse des données recuillies en 2005-2006, Cemagref, Lyon.

BCEOM, 2003. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide, Volet 5 : Modélisation hydraulique de la zone deltaïque du fleuve Rhône en aval de BEAUCAIRE, EPTB, Valence.

Benito, G., Ouarda, T.B.M.J. et Bardossy, A., 2005. Applications of palaeoflood hydrology and historical data in flood risk analysis. Journal of Hydrology, 313(1-2): 1-2.

Berendsen, H.J.A., Cohen, K.A. et Stouthamer, E., 2007. The use of GIS in reconstructing the Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. International journal of geographical information science, 21(5): 589-602.

Bjerklie, D.M., 2007. Estimating the bankfull velocity and discharge for rivers using remotely sensed river morphology information. Journal of Hydrology, 341(3-4): 144-155.

Bonnet, A., Menillet, F., Berger, G. et Coubes, L., 1973. Nîmes 1/ 50 000, Carte géologique de la France. BRGM, Orléans.

Booth, B., 2000. Using ArcGis 3D Analyst. Environmental Systems Research Institute, Redlands, 212 pp.

Bravard, J.-P., 1981. La Chautagne, dynamique de l'environnement d'un pays savoyard, Universités de Lyon, Lyon, 182p pp.

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

Bravard, J.P., 1989. Les métamorphoses 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., 2002. The adjustments of fluvial systems to the decrease in water and sediment fluxes following mountain reafforestation. Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau(3): 68-71.

Bravard, J.P., Landon, N., Peiry, J.L. et Piegay, H., 1999. Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bedload transport, examples from French rivers. Geomorphology, 31(1-4): 291-311.

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 (19-20ème siècle). Z. Geomorph. N. F., 88: 67-79.

Bravard, J.P. et Petit, F., 1997. Les cours d'eau, dynamique du système fluvial. Armand Collin / masson, Paris, 221 pp.

Brazdil, R., Kundzewicz, Z.W. et Benito, G., 2006. Historical hydrology for studying flood risk in Europe. Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques, 51(5): 739-764.

Brice, J.C., 1964. Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. U.S. Geological Society, Washington.

Brierley, G. et Stankoviansky, M., 2003. Geomorphic responses to land use change. Catena, 51(3-4): 173-179.

Brooks, A.P. et Brierley, G.J., 1997. Geomorphic responses of lower Bega River to catchment disturbance, 1851-1926. Geomorphology, 18(3-4): 291-304.

Brownlie, W.R., 1981. Prediction of Flow Depth and Sediment Discharge in Open Channels, California Institute of Technology, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, Pasadena, CA.

Brugnot, G. et Cassayre, Y., 2001. De la politique française de restauration des terrains en montagne à la prévention des risques naturels. In: M. Alpes (Editor), Les pouvoirs publics face aux risques naturels dans l'histoire, Grenoble, 22-23 mars 2001. MSH Alpes, Grenoble, pp. 11.

Bruneton, H., 1999. Evolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environement géomorphologique. La plaine d'Arles, Universié Aix-Marseille 1, Aix en Provence, 363 pp.

Brunner, G.W., 2002. HEC-RAS River Analysis System. User's manual 3.1, US Army corps of Engineers,, Dvis, Ca (USA).

Brunsden, 1980. Applicables models of long term landform evolution. Zeitschrift für geomorphologie, 36: 16-26.

Capanni, R., 2006. Intérêts et limites de différentes méthodes d'évaluation du transport solide sur le Rhône inférieur., Université de Provence, Aix en provence, 47 pages pp.

Carling, P.A., Williams, J.J., Golz, E. et Kelsey, A.D., 2000. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. II. Hydrodynamics and sediment transport. Sedimentology, 47(1): 253-278.

Cete-Méditerranée. et CEMAGREF, 2004. Description de ruptures de digues consécutives aux crues de décembre 2003, dans le département des Bouches du Rhône, du Gard et de l'Hérault. In: CEMAGREF (Editor), Conférence de consensus. Débit du Rhône à Beaucaire pour la crue de décembre 2003, Lyon, pp. 43.

CETIAT, 2005. Estimation des incertitudes de mesures des débits issus d'un jaugeage au moulinet ou à l'aDcp, Villeurbanne, France.

CETMEF- Groupe d'hydraulique fluviale, 2002. Hydraulique des cours d'eau, CETMEF.

Chapuis, O., 1999. A la mer comme au ciel. Beautemps-Beaupré et la naissance de l'hydrographie moderne (1700 - 1850). Presses de l'Université de Paris-Sorbonne, 1054 pp.

Charmasson, S., 1998. Cycle du combustible nucléaire et milieu marin - Devenir des effluents rhodaniens en Méditerranée et des déchets immergés en Atlantique Nord-Est, Université Aix-Marseille II, Gif/Yvette, France,, 359 pp.

Chen, Z., Chen, D., Xu, K., Zhao, Y., Wei, T., Chen, J., Li, L. et Watanabe, M., 2007. Acoustic Doppler current profiler surveys along the Yangtze River. Geomorphology, 85(3-4): 155-165.

Chow, W.T., 1959. Open Channel hydraulics. McGraw-hill, New York.

Christensen, J.L. et Herrick, L.E., 1982. Mississippi River Test, El Cajon, California,.

Clement, A., Felix, H., Mériaux, P., Raccasi, G., Ramon, M., Serre, D. et Wiederkehr, E., 2006. Inspection visuelle du site de la digue du SYMADREM rive gauche du Petit Rhône entre le Mas de Rey et la prise d'eau d'Augery, Cemagref, CEREGE, SYMADREM, Aix en provence.

CNR, 1999a. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Volet 2 :Modélisation hydraulique hors delta. Histoire de l'aménagement du fleuve_palier d'Arles 1967-1973. DI-CE 99-1372, EPTB, Valence.

CNR, 1999b. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Volet 2 :Modélisation hydraulique hors delta. Histoire de l'aménagement du fleuve_Vallabrègues 1962-1970. DI-CE 99-942, EPTB, Valence.

CNR, 2002. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Diagnostic hydraulique du bief de Vallabrègues et ava Vallabrègues. DI-CE 99-1372, EPTB, Valence.

CNR, 2005. Evaluation de la crue de 2003 - Analyse hydraulique. In: CEMAGREF (Editor), Conférence de consensus. Débit du Rhône à Beaucaire pour la crue de décembre 2003, Lyon, pp. 42.

CNR, DIREN rhône Alpes et AE RMC, 2002. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. La dynamique fluviale, EPTB, Valence.

CNR, DIREN Rhône Alpes et Agence de l'eau RMC, 1999. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Volet communication ; Les débordements du Rhône en crue. DI-CE 99-942, EPTB, Valence.

CNR et Richard, P., 2005. Annexe 7 Evolution des fonds en aval de Beaucaire – Hydrographie, Compagnie Nationale du Rhône, Lyon.

Collilieux, G. et Bravard, J.P., 2005. L'évolution des marges le long des Vieux-Rhône:Premiers résultats du diagnostic à Montélimar. In: ZABR (Editor), Les sédiments du Rhône. Grands enjeux, premières réponses. ZABR, Valence, pp. 85-93.

Copeland, R.R. et Thomas, W.A., 1989. Corte Madera Creek Sediment Study Numerical Model Investigation, USACE, Vicksburg, MS.

Corbonnois, J., 1998. Les facteurs de la variation spatiale des transports solides et dissous, exemple de trois bassins versants en Lorraine. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4: 313-330.

De Bruin, D., 2006. Similarities and differences in the historical development of flood management in the alluvial stretches of the Lower Mississippi Basin and the Rhine Basin. Irrigation and Drainage, 55: S23-S54.

De Reparaz, A., 2000. Les campagnes de l'ancienne Haute-Provence vues par les géographes du passé 1880-1950. Les Alpes de Lumière, Mane, 180 pp.

Deines, K.L., 1999. Backscatter estimation using broadband accoustic Doppler current profiler, IEEE sixth working conference on current measurements San Diego, pp. 249-253.

Demontzey, P., 1878. Etude sur les travaux de reboisement et de gazonnement des montagnes. Imprimerie Nationale, Paris, 418 pp.

Dinehart, R.L., 2002. Bedform movement recorded by sequential in tidal rivers. Journal of Hydrology, 258(1-4): 25-39.

Dinehart, R.L. et Burau, J.R., 2005. Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. Journal of Hydrology, 314(1-4): 1-21.

Doppler, C., 1842. Abhandlungen Über das farbige Licht der Doppelsterne und einiger anderer Gestirne des Himmels (Sur la lumière colorée des étoiles doubles et d'autres étoiles du ciel). der Königlich Böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften, 2(465-482).

DRL Software, 1997. The Sediview method, Sediview procedure manual. DRL Software, Surrey.

DRL Software, 2003. The Sediview method, Sediview procedure manual. DRL Software, Surrey.

DRL Software, 2004. User manuel v3. DRL Software, Surrey.

DRL Software et USACE, 2001. Monitoring of experimental disposal mound at Cape Fear, NC : Sediview Calibration of aDcps and comparaison with other measurement techniques.

Du Boys, M.P., 1879. Etudes du régime du Rhône et de l'action exercée par les eaux sur un lit à fond de graviers, indéfiniment affouillable. Annales des Ponts et Chaussées, 5(18): 141-195.

Duffa, C. et Renaud, P., 2005. Pu-238 and Pu239+240 inventory and distribution through the lower Rhone valley terrestrial environment (Southern France). Science of The Total Environment, 348(1-3): 164-172.

Dufour, S., 2005. Contrôle naturel et anthropique de la dynamique des forêts riveraines du cours d'eau du bassin rhodaniene (Ain, Arve, Drôme et Rhône), Université Jean Moulin Lyon 3, Lyon, 244 pp.

Dufour, S., Barsoum, N., Muller, E. et Piegay, H., 2007. Effects of channel confinement on pioneer woody vegetation structure, composition and diversity along the River Drome (SE France). Earth Surface Processes and Landforms, 32(8): 1244-1256.

Dugas, F., 1989. Etude du transit sédimentaire par charriage dans le Rhône entre Beaucaire et Arles. 1ère partie, Instit. Franç. De Rech. Scient. Pour le Dev Coop. & Comp. Natio. Rhône, département DEC, Montpellier.

Dumas, E., 1876. Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard.

Einstein, H.A., 1950. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. U.S. Department of agriculture, Technical Bulletin, 1026: 80.

Eyrolle, F., Charmasson, S. et Louvat, D., 2004. Plutonium isotopes in the lower reaches of the River Rhone over the period 1945-2000: fluxes towards the Mediterranean Sea and sedimentary inventories. Journal of Environmental Radioactivity, 74(1-3): 127-138.

Eyrolle, F., Duffa, C., Antonelli, C., Rolland, B. et Leprieur, F., 2006. Radiological consequences of the extreme flooding on the lower course of the Rhone valley (December 2003, South East France). Science of The Total Environment, 366(2-3): 427-438.

Eyrolle, F., Louvat, D., Metivier, J.M. et Rolland, B., 2005. Origins and levels of artificial radionuclides within the Rhône River waters (France) for the last Forty years: Towards an evaluation of the radioecological sensitivy of river systems. Radioprotection, 40(4): 435-446.

Fauchard, C. et Mériaux, P. (Editors), 2004. Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues, guide pour la mise en oeuvre et l'interprétation. Cemagref Edition, Lyon.

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

Frenette, R., 1996. Modélisation tridimensionnelle par les éléments finis du transport des sédiments dans les cours d'eau, Université de Laval, Quebec, 243 pp.

Gadiolet, P., Martin, S. et Bravard, J.P., 1993. Données nouvelles sur le paléoenvironnement holcène de la bordure septentrionale des Balmes viennoiss, Isère. Revue géographique de l'est, 4: 267-280.

Gautier, E., Piegay, H. et Bertaina, P., 2000. A methodological approach of fluvial dynamics oriented towards hydrosystem management: case study of the Loire and Allier rivers. Geodinamica Acta, 13(1): 29-43.

Gautier, J.-N., RODRIGUES, S., Peters, J.-j., Peeters, P. et Jugé, P., 2007. Transport solide en Loire moyenne lors des crues : Justification des mesures in situ et quantification. In: Société hydrotechnique de France (Editor), Transports solides et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains. SHF, Lyon, pp. 41-48.

Gaweesh, M.T.K. et Vanrijn, L.C., 1994. BED-LOAD SAMPLING IN SAND-BED RIVERS. Journal of Hydraulic Engineering-Asce, 120(12): 1364-1384.

Geiger, R., 1984. PLANNING THE FRENCH CANALS - THE BECQUEY PLAN OF 1820-1822. Journal of Economic History, 44(2): 329-339.

Gilvear, D.J. et Bravard, J.P., 1993. Dynamique fluviale. In: C. Amoros et G.E. Petts (Editors), Hydrosystèmes fluviaux. Ecologie. Masson, Paris, pp. 3-17.

Girardon, H., 1894. Amélioration des rivières en basses eaux, Sixième congrès international de navigation intérieure, La Haye, pp. 85.

Gomez, B. et Church, M., 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed river. Water ressource research, 25(6): 1161-1186.

Gomez, B., Eden, D.N., Peacock, D.H. et Pinkney, E.J., 1998. Floodplain construction by recent, rapid vertical accretion: Waipaoa River, New Zealand. Earth Surface Processes and Landforms, 23(5): 405-413.

Gordon, E. et Meentemeyer, R.K., 2006. Effects of dam operation and land use on stream channel morphology and riparian vegetation. Geomorphology, 82(3-4): 412-429.

Gordon, R.L., 1989. Acoustic measurement of river discharge. Journal of hydraulic engineering, 115(7): 925-936.

Gregory, K.J., 2006. The human role in changing river channels. Geomorphology, 79(3-4): 172-191.

Groupe Doppler, sous presse. Utilisation des profileurs de courant à effet Doppler en rivière, Guide méthodologique. Cemagref, Lyon.

Guérard, A., 1895. Etude sur l'amélioration des embouchures des fleuves dans les mers sans marée, note 1. Mémoire de l'Institut des Ingénieurs civils de Londres, LXXXII. Institut des Ingénieurs civils de Londres, Londres, 52 pp.

Guillen, J., Diaz, J.I. et Palanques, A., 1992. Cuantificacion y evolution durante el siglo XX de los aportes de sedimento transportado como carga de fondo por el rio ebro al medio marino. Rev. Soc. Geol. Espana, 5(1-2): 2737.

Harmar, O.P. et Clifford, N.J., 2007. Geomorphological explanation of the long profile of the Lower Mississippi River. Geomorphology, 84(3-4): 222-240.

Helms, M., Buchele, B., Merkel, U. et Ihringer, J., 2002. Statistical analysis of the flood situation and assessment of the impact of diking measures along the Elbe (Labe) river. Journal of Hydrology, 267(1-2): 94-114.

Hesselink, A.W., Weerts, H.J.T. et Berendsen, H.J.A., 2003. Alluvial architecture of the human-influenced river Rhine, The Netherlands. Sedimentary Geology, 161(3-4): 229-248.

Heurteaux, P., 1992. Modifications of the water and saline balance of the Vaccares lagoons (Camargue, France) in relation with the last fifty years human perturbations disturbances. Annales de Limnologie, 28(2): 157-174.

Hohensinner, S., Habersack, H., Jungwirth, M. et Zauner, G., 2004. Reconstruction of the characteristics of a natural alluvial river-floodplain system and hydromorphological changes following human modifications: The Danube River (1812-1991). River Research and Applications, 20(1): 25-41.

Holdaway, G.P., Thorne, P.D., Flatt, D., Jones, S.E. et Prandle, D., 1999. Comparison between ADCP and transmissometer measurements of suspended sediment concentration. Continental Shelf Research, 19: 421-441.

Hooke, J.M., 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. Geomorphology, 79(3-4): 311-335.

Hughes, M.L., McDowell, P.F. et Marcus, W.A., 2006. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. Geomorphology, 74(1-4): 1-16.

Hupp, C.R., 2000. Hydrology, geomorphology and vegetation of Coastal Plain rivers in the south-eastern USA. Hydrological Processes, 14(16-17): 2991-3010.

Hupp, C.R. et Bornette, G., 2003. Vegetation, fluvial processes and landforms in temperate areas. In: H. Piegay et M. Kondolf (Editors), Tools in Geomorphology. John Wiley and Sons, Chichester, UK, pp. 269-288.

Huybrechts, N., Luong, G.V., Zhang, Y.K. et Verbank, M., 2007. Calcul des flux particulaires en rivière sur base de la dynamique des tourbillons en aval des dunes et de la résistance alluviale qui en découle. In: Société hydrotechnique de France (Editor), Transports solides et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains. SHF, Lyon, pp. 49-56.

Hydratec, Sogreah et Minéa, 2000. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Transport solide, Volet 1 : Rapport de synthèse de 1ere étape, EPTB, Valence.

Ibanez, C., Pont, D. et Prat, N., 1997. Characterization of the Ebre and Rhone estuaries : Abasis for defining and classifying salt-wedge estuaries. Limnology and Oceanography, 42(1): 89-101.

Ibanez, C., Prat, N. et Canicio, A., 1996. Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro river and its estuary. Regulated Rivers-Research & Management, 12(1): 51-62.

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.

Jacob, N., 2003. Les vallées en gorges de la Cévenne vivaraise. Montagne de sable et château d'eau, Université de Parix IV Sorbonne, Paris, 459 pp.

Jugaru, L., 2006. Apports des Systèmes d'Information Géographiques à la perception des changements morphodynamiques (1970-2000) dans le delta du Danube. Le cas du bras de Saint-George. GeoEcoMarina, 12: 29-42.

Juramy, S. et Monfort, I., 1986. L'évolution des lits fluviaux. L'exemple d'une rivière aménagée : la Durance., Université d'Aix-Marseille II, Aix en Provence, 576 pp.

Keesstra, S.D., van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van Dam, O., de Gier, J. et Pleizier, I.D., 2005. Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land-use changes. Geomorphology, 69(1-4): 191-207.

Kellerhals, R. et Church, M., 1989. The morphology of large river : Caracterisation and management. Canadian spec. publ. fish.aquat. sci., 106: 31-48.

Kesel, R.H., 2003. Human modifications to the sediment regime of the Lower Mississippi River flood plain. Geomorphology, 56(3-4): 325-334.

Kharin, V.V. et Zwiers, F.W., 2005. Change in temperature and précipitation extreme in the IPCC AR4 multi model ensemble, Extreme Value Analisys, Gothenburg, Sweden.

Kleinhans, M.G., 2001. The key role of fluvial dunes in transport and deposition of sand-gravel mixtures, a preliminary note. Sedimentary Geology, 143(1-2): 7-13.

Kleinhans, M.G. et Ten Brinke, W.B.M., 2001. Accuracy of cross-channel sampled sediment transport in large sand-gravel-bed rivers. Journal of Hydraulic Engineering-Asce, 127(4): 258-269.

Knighton, D., 1984. Fluvial frms and processes, a new perspective. Arnold, London, 383 pp.

Knighton, D., 1998. Fluvial forms and processes. Edward Arnold, London, 383 pp.

Kondolf, G.M., 1997. Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. Environmental Management, 21(4): 533-551.

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.

L'Homer, A., Roux, M., Toni, C., Bazille, F. et Durozoy, G., 1987. Arles 1/ 50 000, Carte géologique de la France. BRGM, orléans.

Lagasse, P.F., Spitz, W.J. et Zevenbergen, L.W., 2003. A methodology for arcview tools for predicting channel migration. In: ESRI (Editor), ESRI, User Conference Proceedings, San Diego, California, USA,.

lajczak, A., 1995. The impact of river regulation, 1850-1990, on the channel and floodplain of the upper Vistula River, southern Poland. In: E.J. Hickin (Editor), River geomorphology. Wiley, Wincherster, pp. 209-233.

Lajczak, A., 1996. Modelling the long-term course of non-flushed reservoir sedimentation and estimating the life of dams. Earth Surface Processes and Landforms, 21(12): 1091-1107.

Land, J.M. et Jones, P.D., 2001. Acoustic measurement of sediment fluxes in rivers and near-shore waters, Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, Reno, Nevada.

Landon, N., 1999. L'évolution Holocène du profil en long des affluents du Rhône moyen. Constat régional et analyse d'un hydrosystème complexe, la Drôme, Paris IV Sorbonne, Paris, 560+annexes pp.

Larras, J., 1964. Embouchures, estuaires, lagunes et deltas. . Collection du centre derecherches et d'essais de Chatou. Eyrolles, Paris, 171 pp.

Laursen, E.M., 1958. Total Sediment Load of Streams. Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers, 84(HY11): 1530-1536.

Lawler, D.M., 2005. The importance of high-resolution monitoring in erosion and deposition dynamics studies: examples from estuarine and fluvial systems. Geomorphology, 64(1-2): 1-23.

Le Coz, J., 2007. Fonctionnement hydro-sédimentaire des bras morts de rivières alluviales, Ecole centrale de Lyon, Lyon, 280 pp.

Le Coz, J., Chastan, B., Vedie, F. et Dramais, G., 2007. Uses of aDcp in rivers : a review. Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau: 119-130.

Le Roy Ladurie, E., 1983. Histoire du climat depuis l'an mil. Flammarion, Paris, 287 et 254 pp.

Le, T.P.Q., Garnier, J., Gilles, B., Sylvain, T. et Van Minh, C., 2007. The changing flow regime and sediment load of the Red River, Viet Nam. Journal of Hydrology, 334(1-2): 199-214.

Lecce, S.A., 1997. Spatial patterns of historical overbank sedimentation and floodplain evolution: Blue River, Wisconsin. Geomorphology, 18(3-4): 265-277.

leopold, L.B., 1997. Water, rivers and creeks, California.

Leopold, L.B., Wolman, M.G. et Miller, J.D., 1964. Fluvial processes in geomorphology. Freeman and company, San Francisco, 522 pp.

Leys, K.F. et Werritty, A., 1999. River channel planform change: software for historical analysis. Geomorphology, 29(1-2): 107-120.

Li, L., Lu, X. et Chen, Z., 2007. River channel change during the last 50 years in the middle Yangtze River, the Jianli reach. Geomorphology, 85(3-4): 185-196.

Liebault, F., 1999. Assessment of bedload delivery from tributaries: The Drome River case, France. Arctic Antarctic and Alpine Research, 31(1): 108-117.

Liebault, F., 2001. Assessment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France. Geomorphology, 36(3-4): 167-186.

Liebault, F., 2003. Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : Evolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies), Université Lumière Lyon 2, Lyon, 357 pp.

Liebault, F. et Piegay, H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. Earth Surface Processes and Landforms, 27(4): 425-444.

Liebault, F. et Zahnd, E., 2001. La restauration des terrains en montagne dans le Diois et les Baronnies. Terres Voconces, 3: 27-49.

Lonchambon, C., 1998. Les bacs de la Durance, du Moyen-âge au XIXe siècle, Université de Provence (Aix-Marseille I), Aix en Provence, 807 pp.

Maillet, G., 2005. relation sedimentaire rescentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtydal : exemple de l'embouchure du Rhone, Université de Provence, Aix Marseille 1, Aix en Provence, 331 pp.

Maillet, G., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., Antonelli, C. et Fleury, T.-J., sous presse. Transferts sédimentaires dans le bas Rhône depuis le milieu du 19ème siècle : essai de quantification. Géographie Physique et quaternaire.

Maillet, G., Vella, C., Provansal, M. et Sabatier, F., 2006a. Connexions entre le Rhône et son delta (partie 2) : Evolutionde l'embouchure du Rhône depuis le début du XVIIIe siècle. Géomorphologie, 2: 125-140.

Maillet, G.M., Sabatier, F., Rousseau, D., Provansal, M. et Fleury, T.J., 2006b. Connections between the Rhone River and its delta (part 1): Changes in the Rhone delta coastline since the mid-19th century. Geomorphologie-Relief Processus Environnement(2): 111-124.

Maillet, G.M., Vella, C., Provansal, M. et Sabatier, F., 2006c. Connections between the Rhone River and its delta (part 2): evolution of the Rhone River mouth since the beginning of the 18th century. Geomorphologie-Relief Processus Environnement(2): 125-139.

Marston, R.A., Bravard, J.P. et Green, T., 2003. Impacts of reforestation and gravel mining on the Malnant River, Haute-Savoie, French Alps. Geomorphology, 55(1-4): 65-74.

Marston, R.A., Girel, J., Pautou, G., Piegay, H., Bravard, J.-P. et Arneson, C., 1995. Channel metamorphosis, floodplain disturbance, and vegetation development: Ain River, France. Geomorphology, 13(1-4): 121-131.

Mejean, A., 2007. Etude historique des aménagements réalisés pour lutter contre le risque inondation dans le Grand delta du Rhône, Université Paul Valéry - Montpellier 3, Montpellier, 111 pp.

Mériaux, P., Royet, P. et Folton, C., 2004. Surveillance, entretien et diagnostic des digues de protection contre les inondations Guide pratique à l'usage des propriétaires et des gestionnaires. Cemagref, Aix en Provence, 200 pp.

Meyer-Peter, E. et Muller, R., 1948. Formulas for bed-load transport, 2nd meeting of IAHR, Stockolm, Sweden, pp. 39-64.

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

Miramont, C., 1998. Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la Moyenne Durance, Université de Provence Aix Marseille 1, Aix en Provence, 298 pp.

Miramont, C. et Guilbert, X., 1997. Variation historique de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en moyenne Durance. Géomorphologie, 4.

Mizugaki, S., Nakamura, F. et Araya, T., 2006. Using dendrogeomorphology and 137Cs and 210Pb radiochronology to estimate recent changes in sedimentation rates in Kushiro Mire, Northern Japan, resulting from land use change and river channelization. CATENA, 68(1): 25-40.

Moisello, U., 2002. The maximum depth of a river as a stochastic process. Hydrological Processes, 16(13): 2667-2684.

Molinas, A. et Wu, B.S., 2001. Transport of sediment in large sand-bed rivers. Journal of Hydraulic Research, 39(2): 135-146.

Monier, P., 1997. Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application à la généralisation de l'orographie., Université Louis Pasteur, Strasbourg, 239 pp.

Moody, J.A. et Troutman, B.M., 2000. Quantitative model of the growth of floodplains by vertical accretion. Earth Surface Processes and Landforms, 25(2): 115-133.

Morlock, S.E., 1996. Evaluation of acoustic Dopler current profiler measurement of river discharge, U.S. Geological Survey, Sacramento, California.

Moulin, B., 2005. Variabilité spatiale et temporelle du bois morts dans le réseau hydrographique de l'Isère à l'amont de Grenoble, Université Jean Monnet Saint Etienne, Saint Etienne, 399 pp.

Muste, M., Yu, K. et Spasojevic, M., 2004. Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; Part I: moving-vessel measurements. Flow Measurement and Instrumentation, 15(1): 1-16.

Naulet, R., Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., Coeur, D., Bobee, B., Recking, A. et Moussay, D., 2005. Flood frequency analysis on the Ardeche river using French documentary sources from the last two centuries. Journal of Hydrology, 313(1-2): 58-78.

Nicholas, A.P. et Walling, D.E., 1997. Modelling flood hydraulics and overbank deposition on river floodplains. Earth Surface Processes and Landforms, 22(1): 59-77.

Nyquist, H., 1928. Certain topics in telegraph transmission theory. American Institute of electrical Engineering Transaction, 47: 617-644.

Ollivier, P., 2006. Interface Continent-Océan. Géochimie du Rhône (Flux et bilan d'érosion) et transfert d'eaux souterraines en Camargue (apports des isotopes du Radium), Université Aix marseille III, Paul Cezanne, Aix en provence, 245 pp.

Owens, P.N. et Walling, D.E., 2002. Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the River Tweed, Scotland, over the last 100 years: The impact of climate and land use change. Earth Surface Processes and Landforms, 27(4): 403-423.

Panin, N., 2003. The Danube Delta, Geomorphology and Holocene

evolution; a Synthesis. Geomorphologie, 4: 247-262.

Panin, N. et Jipa, D., 2002. Danube River sediment input and its interaction with the north-western Black Sea. Estuarine Coastal and Shelf Science, 54(3): 551-562.

Pardé, M., 1925. Le régime du Rhône, étude hydrologique. Thèse de doctorat Thesis, Université de Grenoble, Grenoble, 1323 pp.

Pardé, M., 1942. Quelques nouveautés sur le régime du Rhône. Institut des etudes Rhodaniennes de l'université de Lyon, Lyon, 140 pp.

Passega, R., 1963. Analyses granumométriques, outil géoogique pratique. Revue de l'institut français du pétrole, XVIII(11): 1489-1499.

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.

Pemberton, E.L., 1972. Einstein's Bedload Function Applied to Channel Design and Degradation. In: H.E. Shen (Editor), Sedimentation (Einstein). Water Resources Publications, Littleton.

Petit, F., Poinsart, D. et Bravard, J.P., 1996. Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhone river upstream of Lyon, France ("canal de Miribel"). CATENA, 26(3-4): 209-226.

Petts, G.E., 1989. Historical analysis of fluvial hydrosystem. In: G.E. Petts, Muller, H. Roux, A. (Editor), Historical change of large alluvial river : Western Europe. Wiley, Chichester, pp. 1-18.

Petts, G.E. et Gurnell, A.M., 2005. Dams and geomorphology: Research progress and future directions. Geomorphology, 71(1-2): 27-47.

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 : l'environement rural 1540-1789, Université de Provence Aix-Marseille 1, Aix en Provence.

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. Journal of Hydrology, 250(1-4): 19-39.

Piegay, H., 1995. Dynamique 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), Université Paris IV Sorbonne, Paris, 529 pp.

Piegay, H., 2000. Longitudinal and lateral variability of fluvial corridor at a 24 km long reach scale. Zeitschrift Fur Geomorphologie, 44(3): 317-342.

Piégay, H., Hupp, C.R., Cittério, A., Dufour, S., Moulin, B. et Walling, D.E., sous presses. Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cut-off channel plugs; ain River,. Water Resources Research.

Piegay, H., Walling, D.E., Landon, N., He, Q., Liebault, F. et Petiot, R., 2004. Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drome in France). CATENA, 55(2): 183-212.

Pinter, N. et Heine, R.A., 2005. Hydrodynamic and morphodynamic response to river engineering documented by fixed-discharge analysis, Lower Missouri River, USA. Journal of Hydrology, 302(1-4): 70-91.

Poinsard, D. et Salvador, P.G., 1993. Histoire de l'endiguement du Rhône à l'aval de Lyon. In: D. Erudition (Editor), colloque international "Le fleuve et ses métamorphoses" 13-15 mai 1992, Lyon, pp. 299-314.

Poinsart, 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, Université Jean Moulin Lyon 3, Lyon, 501 pp.

Poinsart, D., Bravard, J.-P. et Caclin, M.-C., 1989. Profil en long et granulométrie du lit des cours d'eau aménagés: l'exemple du canal de Miribel (Haut-Rhône). Revue de Géographie de Lyon, 64(4): 240- 251.

Poinsart, D. et Salvador, P.G., 1993. Histoire de l'endiguement du Rhône à l'aval de Lyon. In: D. Erudition (Editor), colloque international "Le fleuve et ses métamorphoses" 13-15 mai 1992, Lyon, pp. 299-314.

Polidori, L., 1995. Reflexions sur la qualité des modèles numériques de terrain. Société Française de photogrammétrie et de télédétection, 139(3): 10-20.

Pont, D., 1992. Caractérisation de la charge solide en suspension du Rhône au niveau du Palier d'Arles lors d'une crue d'importance moyenne Rapport final du groupe de travail « Apports à la Méditerranée », Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse Laboratoire de biologie animale et écologie, Ecologie des systèmes fluviaux.

Pont, D., 1997. Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-1995). Revue de Géographie de Lyon, 72,(1): 23-43.

Pont, D. et Bombled, B., 1995. Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 1994-1995, *7ème rencontre de l'Agence Régionale pour l'Environnement*, PACA 24-30 octobre 1995, Digne-les-Bains, pp. 282-292.

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 (Rhone River, France). Estuarine, Coastal and Shelf Science, 54(1): 1-18.

Poole, G.C., Stanford, J.A., Frissell, C.A. et Running, S.W., 2002. Three-dimensional mapping of geomorphic controls on flood-plain hydrology and connectivity from aerial photos. Geomorphology, 48(4): 329-347.

Popa, A., 1997. Environment changes in the Danube Delta Caused by the hydrotechnical works on the St. George Branch. GeoEcoMarina, 2: 135-147.

Proffitt, G.T. et Sutherland, A.J., 1983. Transport of Non-Uniform Sediments. Journal of Hydraulic Research, 21(1): 33-43.

Provansal, M., Villiet, J., Eyrolle, F., Raccasi, G., Radakovitch, O., Gurriaran, R. et Anton., soumis. Use of a multi-proxies flood record to estimate recent sedimentation rate on managed river banks (Rhône River, Southern France). Geomorphology.

Raccasi, G., 2006. Evolution du Rhône et de l'espace intra-digue entre Beaucaire et Arles depuis 1870, CNRS-CEREGE, CNR, Aix en Provence.

Raccasi, G. et Provansal, M., 2006. Conséquences des aménagements sur la morphologie du Rhône

aval. Archives des Sciences, Journal de la société de physique et d'histoire naturelle de Genève (SPHN).

Raccasi, G., Provansal, M. et Capanni, R., 2005a. Caractérisation des freins à l'écoulement hydrologique et sédimentaire du Rhône à la mer (sédimentologie du bas Rhône), CNRS-CEREGE, DIREN Rhône Alpes, Aix en Provence.

Raccasi, G., Provansal, M. et Jugaru, L., 2005b. Incertitudes inhérentes à l'acquisition et au traitement de données anciennes dans la mise en place de modèle 2D, 3D et diachronique.

Cas de deux milieux fluviaux : le bas Rhône et le delta du Danube, 17° journées scientifiques de la société d'écologie humaine : Incertitude et environnement, Arles, FRANCE.

Raccasi, G., Provansal, M. et Jugaru, L., 2008. Incertitudes inhérentes à l'acquisition et au traitement de données anciennes dans la mise en place de modèle 2D, 3D et diachronique. Cas de deux milieux fluviaux : le bas Rhône et le delta du Danube, 17° journées scientifiques de la société d'écologie humaine : Incertitude et environnement, Arles, FRANCE.

RD Instrument, 1996. Accoustic Doppler courent profiler, principles of opération. A practical primer, RD Instrument, San Diego, California.

RD Instrument, 2002. Worhorse Sentinel User's guide, RD Instrument, San Diego, California.

RD Instrument, 2003. WinRiver User's guide, RD Instrument, San Diego, California.

Reichel, G. et Nachtnebel, H.P., 1994. Suspended sediment monitoring in a fluvial environment: advantages and limitations applying an acoustic Doppler current profiler. Water Research, 28(4): 751-761.

Reineck, H.E. et Singh, I.B., 1980. Depositionnal sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York.

Remo, J.W.F. et Pinter, N., 2007. Retro-modeling the Middle Mississippi River. Journal of Hydrology, 337(3-4): 421-435.

Ren, J. et Packman, A.I., 2007. Changes in fine sediment size distributions due to interactions with streambed sediments. Sedimentary Geology, 202(3): 529-537.

Restrepo, J.D. et Kjerfve, B., 2000. Magdalena river: interannual variability (1975-1995) and revised water discharge and sediment load estimates. Journal of Hydrology, 235(1-2): 137-149.

Richard, F., 2007. Inondabilité et variation morphologiques d'un grand fleuve dans sa plaine deltaîque : Le cas du Petit Rhône, Université de Provence Aix Marseille 1, Aix en provence, 67 pp.

Rinaldi, M., Casagli, N., Dapporto, S. et Gargini, A., 2004. Monitoring and modelling of pore water pressure changes and riverbank stability during flow events. Earth Surface Processes and Landforms, 29(2): 237-254.

Rinaldi, M. et Simon, A., 1998. Bed-level adjustments in the Arno River, central Italy. Geomorphology, 22(1): 57-71.

Roditis, J.-C., 1993. Caractérisation de la charge solide en suspension et alluvionnement du Rhône en tête de l'aire deltaïque. Crues et modalité du transfert sédimentaire. Bilan actuel et évolution récente, Université Aix Marseille 1, Aix en PRovence, 135 pp.

Rolland, B., 2006. Transfert des radionucléides artificiels par voie fluviale : conséquences sur les stocks sédimentaires rhodaniens et les exports vers la Méditerranée., Universite Paul Cezanne, Cadarache, 322 pp.

Rollet, A.-J., 2007. Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain, Université Jean Moulin Lyon 3, Lyon, 277 pp.

Rossiaud, J., 2002. Dictionnaire du rhône médiéval. Identités et langages, savoirs et techniques des hommes du fleuve (1300-1550). Documents d'ethnologie régionnale, 2. Centre Alpin et Rhodanien d'Ethnologie, Grenoble, 368 pp.

Roure, S., Duvail, C., Aunay, B. et Le Strat, P., 2004. Géodynamique des systèmes plioquaternaires des nappes alluviales de la plaine de la Crau. RP-53088-FR, BRGM.

Rousseau, F., 2005. Caractérisation d'erreurs sur un modèle numérique de terrain en fonction de zones morphologiques. Bulletin d'information scientifique et technique de l'IGN, 75(1): 95-100.

Roys (de) , M.A., 1851. Note sur le transport de matériaux dans le bassin du Rhône, à l'entrée de son delta. In: S.G.d. France (Editor), Comptes-Rendus de la séance du 7 avril 1856, pp. 316-323.

Roys (Marquis de) , M.A., 1851. Note sur le transport de matériaux dans le bassin du Rhône, à l'entrée de son delta. In: S.G.d. France (Editor), Comptes-Rendus de la séance du 7 avril 1856, pp. 316-323.

Sabatier, F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du

Rhône, Université Aix_Marseille III, Aix en Provence, 272 pp.

Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T.-J., Suanez, S. et Vella, C., 2006. Sediment budget of the Rhone delta shoreface since the middle of the 19th century. Marine Geology, 234(1-4): 143-157.

Sabatier, L., 2004. Dynamique sédimentaire des berges du Rhône entre Beaucaire et Arles (2002-2003), Université de Provence, Aix en provence, 151 pages pp.

SAFEGE CETIIS, 2000a. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Hydrologie, Rapport de 2e étape, Volume de texte 5 : Evolution des régimes hydrologiques, EPTB, Valence.

SAFEGE CETIIS, 2000b. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Hydrologie, Volet 1 : Rapport général de 1ere étape, EPTB, Valence.

SAFEGE SETIIS, 2000. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Hydrologie, Volet 1 : Rapport général de 1ere étape, EPTB, Valence.

Salant, N.L., Renshaw, C.E. et Magilligan, F.J., 2006. Short and long-term changes to bed mobility and bed composition under altered sediment regimes. Geomorphology, 76(1-2): 43-53.

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), Université Jean Moulin, Lyon 3, Lyon, 498 pp.

Salvador, P.G., 2001. L'évolution Holocène de la plaine alluviale de l'Isère dans l'Ombilic de Moirans (Isère, France). Quaternaire, 12(1-2): 127-135.

Samat, O., 2007. Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône, UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I - Université de Provence, Aix en Provence, 371 pp.

Savey, P. et Deléglise, 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, 75: 462-476.

Schumm, S.A., 1977. The fluvial system. Wiley interscience, New-York, 338 pp.

Schumm, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implication. Society of Economic Paleontogist and mineralogist, 31(Spec. publ.): 19-29.

SDAGE RMC, 1996. Extraction de matériaux et protection des milieux aquatiques, Agence de l'eau Rhône méditerrannée Corse, Lyon.

Sear, D.A., Lee, M.W.E., Oakey, R.J., Carling, P.A. et Collins, M.B., 2000. Coarse sediment tracing technology in littoral and fluvial environments: A review. Tracers in Geomorphology: 21-55.

Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B. et Blazi, J.L., 2001. Spatial and temporal variability of sediment fluxes from a coastal Mediterranean river: the Tet (France). Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes, 333(7): 389-397.

Service Spécial du Rhône, 1876. Carte topographique du cours du Rhône, entre le pont de Donzère et la mer. Administration des Ponts et Chaussées, Paris.

Sheffer, N.A., Enzel, Y., Benito, G., Grodek, T., Poart, N., Lang, M., Naulet, R. et Coeur, D., 2003. Paleofloods and historical floods of the Ardeche River, France. Water Resources Research, 39(12).

Shen, H.W. et Jau-Yau, L., 1983. Development and Prediction of Bed Armoring. ASCE Journal of Hydraulic Engineering, 109(4): 611.

Shields, A., 1936. Applications of similarity principles and turbulence research to bed-load movement, W.M. Keck Laboratory of hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology.

SIEE, Strategis, CETE-Méditerranée, DIREN-Rhone-Alpes et Diren-bassin-Rhône-Méditerranée, 2005. Inondations du Rhône et de ses principaux affluents de décembre 2003 en aval de Viviers et dans les départements de la Drome de l'Ardéche, du Vaucluse et des Bouches du Rhône. Inventaire cartographique des zones inondées, des enjeux, des dégâts et des interventions post-crue. ME 04 09 38/VD, Aix en Provence.

Sigafoos, R.S., 1964. Botanical evidence of floods and floodplain deposition, US geological survey

Simpson, M.R., 2001. Discharge measurement using a Broad-Band acoustic Doppler current profiler, USGS, Sacramento California.

Simpson, M.R. et Oltmann, R.N., 1993. Discharge measurement using an acoustic Doppler current profiler, U.S. Geological Survey, Sacramento, California.

Sivakumar, B. et Jayawardena, A.W., 2003. Sediment transport phenomenon in rivers: an alternative perspective. Environmental Modelling & Software, 18(8-9): 831-838.

Smith, L.M. et Winkley, B.R., 1996. The response of the Lower Mississippi River to river engineering. Engineering Geology, 45(1-4): 433-455.

SOGREAH, 2000a. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. 2ème étape : Bilan et perspectives, EPTB, Valence.

SOGREAH, 2000b. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide, deuxième étape, Bilan et perspectives, EPTB, Valence.

SOGREAH, 2000c. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide, Volet 1 : Analyse de l'état actuel, diagnostic par aménagement, EPTB, Valence.

SOGREAH, 2000d. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Transport solide, Volet 1 : Rapport général de 1ere étape, EPTB, Valence.

SOGREAH, 2004. Expertise hydraulique de la crue du Rhône de Décembre 2003. 4240249, Marseille.

Stanley, D.J. et Maldonado, A., 1977. Nile cone : Late Quaternary stratigraphy and sediment dispersal. Nature, 266: 129-135.

Starckel, L., 1983. Climate change and fluvial response. In: R. Gardner (Editor), Mega-geomorphology, Oxford, pp. 195-211.

Steiger, J., Gurnell, A.M., Ergenzinger, P. et Snelder, D., 2001. Sedimentation in the riparian zone of an incising river. Earth Surface Processes and Landforms, 26(1): 91-108.

Steiger, J., Gurnell, A.M., Ergenzinger, P., Snelder, D. et 2003, s, 26, 91-10, 2003. Sedimentation in the riparian zone of an incising river. Earth Surface Processes and Landforms, 26(91-100).

Stouff, L., 1993. La lutte contre les eaux dans le pays du bas Rhône XII-XVe siècles. L'exemple du pas d'Arles. Méditerranée, 78(3-4): 57-68.

Sukhodolov, A., Uijttewaal, W.S.J. et Engelhardt, C., 2002. On the correspondence between morphological and hydrodynamical patterns of groyne fields. Earth Surface Processes and Landforms, 27(3): 289-305.

Surell, A., 1841. Etude sur les torrents des Hautes Alpes. Carilian-Goeury et Victor Dalmont, Paris, 283 pp.

Surell, M., 1847. Mémoire sur l'amélioration des bouches du Rhône, , 1. Imprimerie cévenole, Nîmes.

Surian, N., 2002. Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes. Geomorphology, 43(1-2): 137-149.

Surian, N. et Rinaldi, M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. Geomorphology, 50(4): 307-326.

Taillefumier, F. et Piegay, H., 2003. Contemporary land use changes in prealpine Mediterranean mountains: a multivariate GIS-based approach applied to two municipalities in the Southern French Prealps. CATENA, 51(3-4): 267-296.

Takagi, T., Oguchi, T., Matsumoto, J., Grossman, M.J., Sarker, M.H. et Matin, M.A., 2007. Channel braiding and stability of the Brahmaputra River, Bangladesh, since 1967: GIS and remote sensing analyses. Geomorphology, 85(3-4): 294-305.

Tessier, C., Le Hir, P., Lurton, X. et Castaing, P., 2008. Estimation de la matiere en suspension a partir de l'intensite retrodiffusee des courantometres acoustiques a effet Doppler (ADCP). Comptes Rendus Geosciences, 340(1): 57-67.

Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L. et Miller, T.L., 2005. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0; An ArcGIS© extension for calculating shoreline change. U.S. Geological Survey Open-File Report, 1304.

Thomas, W.A., Copeland, R.R. et Mac Comas, D.R., 2002. SAM Hydraulic design package for channel. USACE, Washington, 137 pp.

Thonon, I., de Jong, K., van der Perk, M. et Middelkoop, H., 2007. Modelling floodplain sedimentation using particle tracking. Hydrological Processes, 21(11): 1402-1412.

Thoral, M.-C., 2005. Les limites de la centralisation administrative face à la lutte contre les inondations en Isère de 1800 à la fin des années 1830. Revue de Géographie Alpine, 93(3): 109-128.

Thorne, P.D., 2002. A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes. Continental Shelf Research, 22(4): 603-632.

Toffaleti, F.B., 1968. A Procedure for Computation of Total River Sand Discharge and Detailed Distribution, Bed to Surface, Committee on Channel Stabilization, U.S. Army Corps of Engineers.

Trimble, 2001a. GPS pathfinder Systems Receiver manual. Trimble, Sunnyvale (USA), 77 pp.

Trimble, 2001b. TSC1 Asset Surveyor Operation Manual. Trimble, Sunnyvale (USA), 447 pp.

Ullmann, A., Pirazzoli, P.A. et Tomasin, A., 2007. Sea surges in Camargue: Trends over the 20th century. Continental Shelf Research, 27(7): 922-934.

Université Lumière Lyon 2 (LRGE ZABR), Université de Provence Aix-Marseille 1 (CEREGE) et Université Denis Diderot Paris VII, 2007. Cartographie du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône, DIREN Rhône Alpes Délégation de Bassin Rhône Méditerranée, Lyon.

Valette, P., 2002. Les paysages de la garonne : les métamorphoses d'un fleuve, UNIVERSITE TOULOUSE II – TOULOUSE LE MIRAIL, Toulouse, 554 pp.

Vallauri, D., 1997. Dynamique de la restauration forestiere des substrats marneux avec *Pinus nigra* J.F. Arnold *ssp. nigra* dans le secteur Haut Provençal. Trajectoires dynamiques, avancement du processus de restauration et diagnostic sur l'intégrité fonctionnelle des écosystèmes recréés., Université Aix-Marseille III Saint-Jérôme, Marseille, 301 pp.

Valleteau de Mouillac, S., 2007. Caractérisation fonctionnelle du champ d'inondation d'un grand fleuve dans sa plaine aval, cas du Rhône dans la plaine de Vallabrègues, Université de Provence Aix marseille 1, Aix en provence, 44 pp.

Van Den Berg, J.H. et Van Gelder, A., 1998. Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada. Sedimentology, 45: 217-221.

Vanrijn, L.C., 1984a. SEDIMENT TRANSPORT .1. BED-LOAD TRANSPORT. Journal of Hydraulic Engineering-Asce, 110(10): 1431-1456.

Vanrijn, L.C., 1984b. SEDIMENT TRANSPORT .2. SUSPENDED-LOAD TRANSPORT. Journal of Hydraulic Engineering-Asce, 110(11): 1613-1641.

Vella, C., 1999. Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône, Université d'Aix-Marseille 1, Aix en Provence, 217 pp.

Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F. et Bourcier, M., 2005a. Evolution of the Rhone delta plain in the Holocene. Marine Geology, 222-223: 235-265.

Vella, C., Fleury, T.J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F. et Bourcier, M., 2005b. Evolution of the Rhone delta plain in the Holocene. Marine Geology, 222: 235-265.

Vericat, D. et Batalla, R.J., 2006. Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. Geomorphology, 79(1-2): 72-92.

Villiet, J., 2005. Evolution topographique des berges du Rhône entre Arles et Beaucaire, Université de Provence, Aix en provence, 57 pages pp.

Villiet, J. et Hellal, M., 2006. Sédimentation d'une berge du Rhône entre Arles et Beaucaire, Université de Provence, Aix en provence, 94 pages pp.

Volcot, J., 2001. La métamorphose du Bas Rhône, Université de Paris VII- Jussieu, Paris, 190 pp.

Walling, D.E., 1974. Suspended sediement and solute yelds from a small catchment prior to urbanization. In: K.J. Gregory et D.E. Walling (Editors), Fluvial processses in instrument waterheds. Institute of british geography special publication, pp. 169-192.

Walling, D.E. et He, Q., 1997. Use of fallout Cs-137 in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains. CATENA, 29(3-4): 263-282.

Walling, D.E. et He, Q., 1998. The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. Geomorphology, 24(2-3): 209-223.

Walling, D.E., Owens, P.N., Foster, I.D.L. et Lees, J.A., 2003. Changes in the fine sediment dynamics of the Ouse and Tweed basins in the UK over the last 100-150 years. Hydrological Processes, 17(16): 3245-3269.

Wang, Z., Wu, B. et Wang, G., 2007. Fluvial processes and morphological response in the Yellow and Weihe Rivers to closure and operation of Sanmenxia Dam. Geomorphology, 91(1-2): 65-79.

Warner, R.F., 2006. Natural and artificial linkages and discontinuities in a Mediterranean landscape: Some case studies from the Durance Valley, France. CATENA, 66(3): 236-250.

Weng, Q., 2007. A historical perspective of river basin management in the Pearl River Delta of China. Journal of Environmental Management, 85(4): 1048-1062.

Werritty, A. et Leys, K.F., 2001. The sensitivity of Scottish rivers and upland valley floors to recent environmental change. CATENA, 42(2-4): 251-273.

Werritty, A., Paine, J.L., Macdonald, N., Rowan, J.S. et McEwen, L.J., 2006. Use of multi-proxy flood records to improve estimates of flood risk: Lower River Tay, Scotland. CATENA, 66(1-2): 107-119.

Wiederkehr, E., 2006. Etude de la mobilité des berges du Petit Rhône à une échelle pluri-decennale,

Université de Provence, Aix en provence, 51 pp.

Wilcock, P.R., 2001. Toward a practical method for estimating sediment-transport rates in gravel-bed rivers. Earth Surface Processes and Landforms, 26(13): 1395-1408.

Wilson, J.T., Morlock, S.E. et Baker, N.T., 1996. Bathymetric surveys of <morse end <geist <reservoirs in Central indiana made with aDcp and GPS technology, Indianapolis, Indiana.

Yin, H. et Li, C., 2001. Human impact on floods and flood disasters on the Yangtze River. Geomorphology, 41(2-3): 105-109.

Yorke, T.H. et Oberg, K.A., 2002. Measuring river velocity and discharge with acoustic Doppler profilers. Flow Measurement and Instrumentation, 13(5-6): 191-195.

Zanetti, C., 2006. Evolution de la ripisylve du Rhône inférieur depuis les années 50 et caractérisation de son état actuel (Beaucaire Arles), Université de Provence, Aix en provence, 50 pp.

Zhang, Q., Xu, C.-y., Becker, S. et Jiang, T., 2006. Sediment and runoff changes in the Yangtze River basin during past 50 years. Journal of Hydrology, 331(3-4): 511-523.