



HAL
open science

L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géarchéologie et géosciences

Gilles Arnaud-Fassetta

► **To cite this version:**

Gilles Arnaud-Fassetta. L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géarchéologie et géosciences: Volume 2. Géographie. Université Paris-Diderot (Paris 7), 2007. tel-01115792

HAL Id: tel-01115792

<https://hal.science/tel-01115792>

Submitted on 13 Feb 2015

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.

L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géoarchéologie et géosciences

Gilles ARNAUD-FASSETTA

Dossier d'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR)

VOLUME 2 : SYNTHÈSE SCIENTIFIQUE

Membres du jury :

Prof. Jean-Paul BRAVARD

Géographe physicien, univ. Lumière (Lyon 2), EVS, IUE, rapporteur

Prof. Morgan DE DAPPER

Géographe physicien, univ. de Gand, rapporteur

Prof. Monique FORT

Géographe physicienne, univ. Paris-Diderot (Paris 7), PRODIG, directrice

Prof. Éric FOUACHE

Géographe physicien, univ. Créteil-Val-de-Marne (Paris 12), LGP, rapporteur

Prof. François MÉTIVIER

Géophysicien hydrogéomorphologue, univ. Paris-Diderot (Paris 7), IPGP, examinateur

Prof. Mireille PROVANSAL

Géographe physicienne, univ. de Provence (Aix-Marseille 1), CEREGE, présidente

Prof. Daniel Jean STANLEY

Océanographe géologue, Smithsonian Institution of Washington, NMNH, examinateur

Prof. Jean-Pierre VALLAT

Historien, univ. Paris-Diderot (Paris 7), PHÉACIE, examinateur

*Université Paris-Diderot Paris 7
UFR Géographie, Histoire et Sciences de la Société (GHSS)
CNRS UMR 8586 Pôle de recherches pour l'Organisation
et la Diffusion de l'Information Géographique (PRODIG)*

L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géoarchéologie et géosciences

Gilles ARNAUD-FASSETTA

Dossier d'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR)

VOLUME 2 : SYNTHÈSE SCIENTIFIQUE

Membres du jury :

Prof. Jean-Paul BRAVARD

Géographe physicien, univ. Lumière (Lyon 2), EVS, IUF, rapporteur

Prof. Morgan DE DAPPER

Géographe physicien, univ. de Gand, rapporteur

Prof. Monique FORT

Géographe physicienne, univ. Paris-Diderot (Paris 7), PRODIG, directrice

Prof. Éric FOUACHE

Géographe physicien, univ. Créteil-Val-de-Marne (Paris 12), LGP, rapporteur

Prof. François MÉTIVIER

Géophysicien hydrogéomorphologue, univ. Paris-Diderot (Paris 7), IPGP, examinateur

Prof. Mireille PROVANSAL

Géographe physicienne, univ. de Provence (Aix-Marseille 1), CEREGE, présidente

Prof. Daniel Jean STANLEY

Océanographe géologue, Smithsonian Institution of Washington, NMNH, examinateur

Prof. Jean-Pierre VALLAT

Historien, univ. Paris-Diderot (Paris 7), PHÉACIE, examinateur

23 novembre 2007

SOMMAIRE

Avant-propos	7
INTRODUCTION GÉNÉRALE : ITINÉRAIRE ET PROFIL DU CHERCHEUR	11
- Rappel de mon itinéraire de recherche	12
- Positionnement scientifique, champs thématiques et périodes d'étude retenus	18
- Plan du volume	21
PREMIÈRE PARTIE : CADRES CONCEPTUEL, GÉOGRAPHIQUE ET MÉTHODOLOGIQUE STRUCTURANT MES RECHERCHES EN HYDROGÉOMORPHOLOGIE FLUVIALE	23
Introduction	25
Chapitre 1 – Cadre conceptuel, des hauts bassins aux plaines côtières, du temps de l'hydrosystème à celui des sociétés	27
1 – Le rôle prépondérant du climat et de l'anthropisation dans le fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux à l'Holocène	28
1.1 – Les connexions « rivières-climat »	28
1.2 – Les relations « sociétés-cours d'eau »	31
2 – La dynamique des hydrosystèmes fluviaux (anthropisés ou pas)	36
2.1 – La variabilité spatiale des formes et des processus	36
2.2 – L'ajustement dans le temps des formes fluviales	54
3 – Conclusions : quelques perspectives hydrogéomorphologiques en termes d'appréciation du risque fluvial et d'aménagement	77
3.1 – L'approche géoarchéologique	79
3.2 – L'approche hydrogéomorphologique	81
Chapitre 2 – Spécificités des milieux sur lesquels j'ai travaillé, problématiques et cadre institutionnel des recherches	85
1 – L'hydrosystème montagnard haut-alpin	86
1.1 – Spécificités et problématique	86
1.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations	86
1.3 – L'implication étudiante	87
2 – La moyenne montagne (Montagne Noire) et son piémont (Minervois)	89
2.1 – Spécificités et problématique	90
2.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations	90
2.3 – L'implication étudiante	92
3 – Les rivières des bas plateaux et des plaines du Bassin parisien	92
3.1 – Spécificités et problématique	92
3.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations	93
3.3 – L'implication étudiante	96
4 – Les basses plaines côtières méditerranéennes et atlantiques	96
4.1 – Le delta du Rhône et son amont immédiat	97
4.2 – La plaine côtière d'Aquilée (delta de l'Isonzo)	101
4.3 – Les marais lagunaires de la Ria Formosa	104

5 – Conclusions	106
Chapitre 3 – Méthodologie développée dans mes travaux de recherche	109
1 – Acquisition des données de base (géographie, environnement, hydrogéomorphologie, chronologie)	110
1.1 – L'approche bibliographique	110
1.2 – L'utilisation des sources historiques	113
1.3 – L'analyse d'images	113
1.4 – Les données de terrain	115
2 – Mesures des formes, analyse sédimentaire et reconstitution des conditions hydrauliques	121
2.1 – Mesure des formes	121
2.2 – Analyse des sédiments	125
2.3 – Hydraulique torrentielle/fluviale, érosion et transport sédimentaire	131
3 – Conclusions : des méthodes ajustables selon les questionnements scientifiques et les pas de temps de la recherche	136
3.1 – Sur le moyen terme (100-10.000 ans)	136
3.2 – Sur le court terme (1-100 ans)	137
Conclusion	141
DEUXIÈME PARTIE : ÉVOLUTION PAYSAGÈRE PLURI-MILLÉNAIRE. VARIABILITÉ HYDROCLIMATIQUE ET MORPHOSÉDIMENTAIRE, BIODIVERSITÉ ET SOCIÉTÉS SUR LE TEMPS LONG	143
Introduction	145
Chapitre 4 – Dynamique hydrogéomorphologique et biodiversité végétale du delta du Rhône de -10.000 ans à demain	147
1 – Introduction et rappel de la problématique	147
2 – Cadre physique et humain de l'étude	148
2.1 – Le Rhône et son bassin-versant	148
2.2 – Mise en place et spécificités de la plaine deltaïque	148
3 – Méthodes	152
3.1 – Hydrogéomorphologie et reconstitution (paléo)géographique	152
3.2 – Palynologie et biodiversité végétale	157
4 – Résultats	159
4.1 – Phase 1 (9800-7600 BP ; 9400-6200 av. J.-C.) : rétrogradation-aggradation	159
4.2 – Phase 2 (6500-200 BP ; 5700 av. J.-C.-XVIII ^{ème} siècle) : progradation-aggradation	164
4.3 – Phase 3 (aujourd'hui et demain) : progradation contrariée	167
5 – Conclusions	171
Chapitre 5 – Les conditions d'édification de la plaine côtière d'Aquilée depuis 4000 ans	175
1 – Introduction et problématique de la recherche	175
2 – Contexte régional	176

3 – Méthodes d'étude des paléoenvironnements	178
4 – Résultats	181
4.1 – Synthèse paléogéographique	181
4.2 – Le paléoenvironnement du site d'Aquilée	185
4.3 – Les facteurs de contrôle de la morphogenèse deltaïque	188
5 – Conclusions	191
Chapitre 6 – Les métamorphoses paysagères de la Ria Formosa depuis 8000 ans	193
1 – Introduction, contexte de l'étude et problématique	193
2 – Approche méthodologique	196
3 – Résultats	196
3.1 – L'évolution des marais lagunaires jusqu'aux XVIII ^{ème} -XIX ^{ème} siècles	196
3.2 – Transformations hydro-géomorphologiques et paysagères liées à la conquête et à la mise en valeur agricole des marais (XVIII ^{ème} -XIX ^{ème} siècles-début des années 1970)	201
3.3 – Activités touristiques et dégradation des conditions environnementales depuis les années 1970	204
4 – Conclusions	207
Conclusion	209
TROISIÈME PARTIE : DYNAMIQUE DES SYSTÈMES FLUVIAUX ET LAGUNAIRES, FACTEURS DE CONTRÔLE ET RISQUES HYDROLOGIQUES, D'HIER À DEMAIN	213
Introduction	215
Chapitre 7 – Dynamique et risques fluviaux à l'Antiquité et au Moyen Âge	217
1 – Méthodes hydrogéomorphologiques en contexte géoarchéologique	219
1.1 – La paléohydrographie, comme base de définition de l'image des cours d'eau	219
1.2 – La paléohydrologie, comme outil de caractérisation de la dynamique fluviale	220
1.3 – La paléohydraulique, comme outil additionnel dans les hydrosystèmes méditerranéens	221
2 – Aléas hydroclimatiques, vulnérabilité sociétale et risque fluvial en milieu rural : le delta du Rhône de l'époque grecque au haut Moyen Âge	222
2.1 – L'aléa hydroclimatique dans le delta du Rhône : caractérisation, impact hydromorphologique, variabilité pluri-séculaire à fine résolution	223
2.2 – La vulnérabilité des sociétés face à l'aléa hydroclimatique	232
2.3 – Évolution du risque fluvial dans le delta du Rhône (600 av. J.-C.-1000 ap. J.-C.)	239
2.4 – Conclusions	245
3 – Paléohydrographie, contraintes hydrosédimentaires et risque fluvial en milieu (péri)urbain : le site d'Aquilée au cours de l'Antiquité romaine	246
3.1 – Le réseau hydrographique autour d'Aquilée à l'Antiquité	247
3.2 – Le régime hydrologique des paléochenaux	250
3.3 – Retour sur les conditions paléohydrauliques	251

3.4 – Contraintes fluviales, aménagement hydraulique et développement urbain	252
3.5 – Conclusions	257
4 – Synthèse, discussion et conclusions	258
Chapitre 8 – Dynamique des rivières, des fleuves et des lagunes, risques de crue, d'érosion et d'inondation aujourd'hui	261
1 – Dynamique torrentielle et risque (crue, érosion) dans les montagnes méditerranéennes et sur leur piémont	262
1.1 – Le haut bassin du Guil (Queyras, Alpes françaises du Sud)	263
1.2 – Le bassin de l'Argent-Double (Aude, Montagne Noire/piémont du Minervois)	289
1.3 – Conclusions	314
2 – Dynamique fluviale et risque (crue, érosion, inondation) dans la basse vallée du Rhône (de Pont-Saint-Esprit à la mer)	314
2.1 – Introduction, caractéristiques du tronçon fluvial et problématique	314
2.2 – Méthodes d'étude	316
2.3 – La métamorphose du Bas-Rhône de 1840 à nos jours	318
2.4 – La crue de décembre 2003 : impacts hydromorphologiques et bilan d'érosion	329
2.5 – Conclusions	337
3 – Dynamique lagunaire et risque (érosion, inondation) dans la Ria Formosa (Portugal du Sud)	339
3.1 – Introduction et rappel de la problématique	339
3.2 – Méthodes d'étude des milieux de sédimentation	341
3.3 – Résultats	344
3.4 – Bilan et devenir des marais lagunaires	352
3.5 – Conclusions	353
4 – Conclusions	354
Discussion, réflexions méthodologiques et conclusions : vers la nécessaire intégration de l'approche diachronique dans la gestion des risques	359
CONCLUSION GÉNÉRALE : BILAN, PERSPECTIVES ET PROJET DE RECHERCHE	367
- Bilan de mes activités de recherche	368
- Perspectives à court et moyen terme	371
- Projet de recherche	372
Bibliographie	375
Annexes	419
Table des figures	425
Table des annexes	435

AVANT-PROPOS

Près d'une décennie aura été nécessaire pour mener à bien ce dossier d'HDR qui synthétise l'ensemble de mes activités de Maître de conférences à l'université Paris-Diderot (Paris 7), entamées en septembre 1998. Je tiens à préciser que sa rédaction s'est faite tout en continuant d'assurer pleinement mon service pédagogique et l'ensemble de mes responsabilités administratives et scientifiques dans et en dehors de l'université, sans délégation ni autre détachement donc. Il m'est agréable de remercier toutes celles et ceux qui m'ont aidé à accomplir ces activités dans les meilleures conditions, avec qui j'ai partagé réflexions, doute et résultats, et dont la présence à mes côtés fut importante.

Je tiens tout d'abord à remercier l'ensemble des membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail.

Mon parcours universitaire, forcément, aurait été tout autre sans ma rencontre avec **Monique Fort**, Professeur de géographie physique à l'université Paris-Diderot (Paris 7). Neuf ans partagés sur le fond et les formes, entre les salles de cours et les stages de terrain, entre le bureau et les restaurants, entre l'*e-mail* et le téléphone (notre fax ne marche plus...), entre les missions et le labo, entre les articles et les rapports d'activité, entre les excursions et les colloques, entre les étudiants et leur soutenance, et j'en passe... De par ses compétences, son grand professionnalisme, son dynamisme, sa générosité, son souci permanent de rigueur et sa clairvoyance avisée du « monde universitaire », elle a su me transmettre, quasiment au quotidien, les « ficelles » tout autant que les « finesses » du métier, celui d'enseignant-chercheur-administrateur. Je la remercie de la confiance qu'elle m'a accordée et de la motivation qu'elle a su maintenir en moi tout au long de ces années. Une « fêrue de montagne », une « bête de réunion », une « angliciste de bon niveau », une « fausse désordonnée au bureau »..., telles sont les quelques facettes d'une collègue avec qui j'ai beaucoup appris. Le « petit », le « gamin », comme il t'a souvent plu de m'appeler, te remercie chaleureusement !

Mireille Provansal, Professeur de géographie physique à l'université de Provence (Aix-Marseille 1), reste celle avec qui j'ai débuté, mes « années Aix ». Ayant suivi et partagé mes recherches de 1991 à 1998, ayant dirigé ma thèse de doctorat sur le delta du Rhône, l'influence est forcément forte. Ses travaux sur l'histoire des environnements anthropisés en domaine méditerranéen et sur la dialectique érosion-climat-société ont beaucoup marqué mes recherches. Depuis ma nomination à l'université Paris-Diderot (Paris 7), un numéro thématique de revue consacré aux deltas, des articles et un atlas co-signés, des travaux de relecture, deux jurys de DEA et de thèse, des colloques, des livrets guides et des excursions organisées conjointement par nos deux universités ont permis de prolonger la relation. Je la remercie très vivement d'avoir accepté de présider ce jury.

Je remercie très chaleureusement **Jean-Paul Bravard**, Professeur de géographie physique à l'université Lumière (Lyon 2), d'avoir accepté de rapporter sur ce travail. Son influence décisive sur mes recherches rhodaniennes s'est imposée très tôt et l'est du reste toujours autant aujourd'hui. J'ai toujours beaucoup appris de nos échanges sur les fleuves et les rivières, de Lyon 3 en 1993 à l'Institut de Géographie et à la Sorbonne, des excursions et réunions annuelles de la Commission des Hydrosystèmes Continentaux (Comité National Français de Géographie) aux colloques dans lesquels nous nous sommes souvent retrouvés, ou encore très récemment dans le cadre de l'atlas hydrogéomorphologique du Rhône réalisé pour le compte de la DIREN.

Daniel Jean Stanley, Professeur et directeur de la Smithsonian Institution of Washington, que je remercie très sincèrement d'avoir accepté de juger ce travail. Notre première rencontre

(Marseille, Camargue) date aussi de 1993 ; depuis, nous avons eu l'opportunité de nous retrouver à trois reprises (2002, 2003 et 2007) à Paris, le temps de discussions et d'échanges sur les deltas qui m'ont toujours beaucoup enrichi, en plus des innombrables publications sur les plaines deltaïques, celle du Nil en particulier. Nous avons également collaboré à l'analyse stratigraphique d'une « carotte » prélevée dans la zone apicale du delta du Rhône ainsi qu'à l'édition d'un numéro thématique sur les deltas, paru en 2003 dans la revue *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.

Morgan De Dapper, Professeur de géographie à l'université de Gand, secrétaire général de l'Association Internationale des Géomorphologues (IAG), que j'ai eu l'occasion et le plaisir de rencontrer à trois reprises lors de colloques de géoarchéologie, à Gand en 1998 puis en 2006, ainsi qu'à Paris en 2002, alors qu'il présidait le groupe de travail « Geoarcheology » de l'IAG. Je le remercie vivement d'avoir accepté de rapporter sur ce travail.

Éric Fouache, Professeur à l'université Créteil-Val-de-Marne (Paris 12), également rapporteur de cette HDR, dont les travaux géoarchéologiques centrés sur les paléoenvironnements méditerranéens m'ont toujours beaucoup apporté, et avec qui j'entretiens de nombreux contacts et collaborations, du Groupe Français de Géomorphologie, dont il est le président, jusqu'à la pédagogie puisque nous sommes coresponsables du module de géoarchéologie dans le Master recherche « Espace, Dynamique des milieux et Risques » (Paris 1, 4, 7, 12 ; ENS).

François Métivier, Professeur (géophysique, hydrogéomorphologie) à l'université Paris-Diderot (Paris 7), reconnu entre autres pour la qualité de ses recherches sur les processus d'érosion et sur la dynamique des chenaux en tresses et qui m'a fait l'honneur d'accepter de juger ce travail.

Jean-Pierre Vallat, Professeur d'histoire à l'université Paris-Diderot (Paris 7), dont j'ai pu apprécier les qualités humaines lorsqu'il était directeur de l'UFR GHSS et avec qui il me fut si souvent agréable de discuter « géoarchéologie », notamment à propos du port fluvial d'Aquilee, quand les charges administratives nous en laissaient le temps.

Je tiens à remercier tout particulièrement **François Petit**, Professeur de géographie à l'université de Liège, pour m'avoir souvent aidé dans la critique des données et le choix des équations hydrauliques que j'ai utilisées.

à tous mes collègues géographes de Paris 7 et, en premier lieu, aux « physiciens » : à **Gérard Beltrando**, l'ami méditerranéen des Yvelines ; à **Albert Plet**, actuellement directeur de l'UFR GHSS, avec qui j'ai partagé plusieurs enseignements, stages et missions de terrain dans la région de Fontainebleau, sur le littoral cauchois et dans le bassin de l'Aude, et que je remercie vivement pour les nombreux services qu'il m'a rendu ; à **Richard Laganier**, que j'ai découvert bien avant qu'il ne soit nommé à Paris 7, à l'occasion des excursions de la Commission des Hydrosystèmes Fluviaux (CNFG), et à qui je dois ma participation à l'ouvrage récent qu'il a coordonné sur les risques hydrologiques ; à **Brigitte Coque-Delhuile**, avec qui j'ai partagé neuf années et douze semestres d'enseignement de la géomorphologie ; à **Pierre Freytet**, le « naturaliste retraité » qui a toujours su me faire profiter de son extraordinaire expérience des paléoenvironnements fluviaux et deltaïques, tant sur le terrain (Fontainebleau, Camargue) qu'au laboratoire ou dans son antre de Verrières-le-Buisson. Pierre, encore merci pour le legs d'une partie de ta bibliothèque, la collection 1975-2000 de *Sedimentology* en particulier ! Et bien sûr pour finir, à **Claire Ollivier**, avec qui j'ai travaillé *quasi* symbiotiquement, elle en tant que directrice du Département de Géographie de Paris 7, moi en tant que responsable des services enseignants et des emplois du temps.

UMR PRODIG : à ses deux directeurs successifs, **Marie-Françoise Courel** et **Jean-Louis Chaléard**. Merci à **Frédéric Bessat**, **Meriem Braham**, **Maorie Seysset**, **Alexandre Henry**, **Thierry San Juan**, **Jean-Marie Théodat**, ainsi qu'à l'ensemble des **enseignants**, des **chercheurs** et des **ITA** que j'ai côtoyés tant à Paris qu'à Dinard.

Équipe Guil : merci à **Étienne Cossart**, récemment nommé Maître de conférences à l'université Panthéon-Sorbonne Paris 1, à l'ONF pour l'aide à la découpe des arbres fossiles sur le terrain et à **Sandrine Plagnol**, responsable du Parc naturel Régional du Queyras et du Contrat Rivière sur le Guil.

Équipe Italie : merci à **Marie-Brigitte Carre** (université de Provence) et à **Bruno**, ainsi qu'aux triestins, **Nevio Pugliese**, **Ruggero Marroco**, **Franca Maselli Scotti**, **Claudio Zaccaria** et sa **compagne**.

Équipe Portugal : à mes compagnons de l'Algarve, **Frédéric Bertrand** et **Lydie Goeldner-Gianella** (PRODIG/Paris 1), **Stéphane Costa** et **Robert Davidson** (université de Caen Basse-Normandie), ainsi qu'à **Nacima Baron-Yellès** (université de Marne-la-Vallée), avec qui j'ai fait équipe sur un terrain vraiment fabuleux, et au personnel du **Parc Naturel de la Ria Formosa**, pour sa disponibilité et la mise à disposition des moyens logistiques.

Équipe Yerres : un grand merci et toutes ma reconnaissance à **Éric Chalaux**, responsable du SIARVSG, pour la confiance qu'il nous a accordée lors des études dans le bassin de l'Yerres.

Équipe Aude : je remercie plus particulièrement les mairies de Peyriac et de La Redorte, **Andrée** et **Damien Baudouy** du Domaine Pautard, **Frédéric Ogé** (UMR PRODIG) et **Christian Magro** pour « l'info locale », **Daniel Delahaye** (université de Caen Basse-Normandie) pour la location du D-GPS, ainsi que **Pauline Texier**, **Delphine Clément** et **Martin Dagan** (Paris 7/PRODIG) pour leur investissement sur le terrain.

Équipe Camargue : je remercie toutes les personnes avec qui j'ai pu collaborer et discuter sur le terrain, au laboratoire... : **Alessio Bandelli**, **Célia Beaudouin**, **Jean-François Berger** (CÉPAM Sophia-Antipolis), **Marion Charlet**, **Christophe Durand**, **Corinne Landuré** (SRA Aix-en-Provence), **Maria Eugenia Montenegro**, **Thierry Naizot**, **Jacques Rossiaud** et bien sûr **Jean-Pierre Suc** (Université Lyon 1). Merci également à tous les propriétaires ou gérants de domaine (**Tour du Valat**, **Tour de Brau**, **Tour de Vazel**, **Réserve Nationale de Camargue**, **Domaine de La Palissade**, **Parc Régional de Camargue**, **Mas du Pont de Rousty**, **Mas de la Grande Abbaye**, **Mas de Daladel**, **Bac du Sauvage**, etc.) qui m'ont offert gracieusement la possibilité d'accéder à leur terrain et à y pratiquer, sans limite aucune, tous les prélèvements et analyses utiles à mes recherches. De vifs remerciements à **Michel Guillemard**, avec qui j'aurai fait (je crois) la dernière « grosse » campagne de carottages universitaire avant qu'il ne quitte le Centre d'Études Techniques de l'Équipement d'Aix-en-Provence. Merci Michel pour toute la force de travail si précieuse que tu as toujours su m'apporter sur le terrain et l'amitié qui en est restée.

Je me dois également de remercier l'ensemble des étudiants – je les cite par ordre chronologique de soutenance – qui, entre 1998 et 2007, ont accepté que je les dirige dans le cadre de leurs travaux de Maîtrise (Master 1), de DEA (Master 2R), de DESS (Master 2P) et/ou de thèse : **Véronique Burot**, **Sandrine Lefort**, **Rania Abd Al Rahman**, **Éloïse Goix**, **Laure Stouder**, **Karim Alaoui**, **Benjamin Beaudouin**, **Ysabeau Rycx**, **Caroline Bourrelly**, **Véronique Bresson**, **David Quisserne**, **Bertille Crichton**, **Marion Siboni**, **Judith Volcot**, **Cécile Bourbon**, **Benjamin Debail**,

Benjamin Einhorn, Fernando Freitas, Isabelle Siché, Julien Malville, Gérald Baraut, Delphine Vieira, Nahossio Gongga, Madjid Tansaout, Anne-Marie Jez, Adrien Paget, Carole Pauchard, Seddik Si Moussa, Sébastien Pingard, Nicolas Poupet, Clémence Barcat, Mélanie Pateau, Christine Bastian, Yusuke Uemura, Marie-Laure Geai, Gabriel Melun, Paul Passy.

À tout le « staff » administratif GHSS/LSH et plus particulièrement à **Antoine Aperce, Anne Basteau, Françoise Canale, Françoise Chevalier, Matthieu Chipponi, Marc Degirolamo, Daniel Fleury, Laurence Griffoul, Marie-Louise Jan, Anna Julitte, Monique Lagrange, Lucien Lebouchet, Sylvette Loew, Danièle Manscourt, Gisèle Pagano, Françoise Peuvion, Chantal Riga et Jacqueline Teixeira.** À **Josy** et à **Max Laromanière**, technicien au Centre de Géographie Physique (Paris 7).

Enfin, mes sentiments les meilleurs à tous mes **amis**, « sudistes » ou « nordistes », et de tendres pensées à **Ghislaine**, ma force tranquille, ainsi qu'à **Théo** et **Maureen**, nos deux amours. À **Guy** et **Tecla**, mes parents, **Gérald**, mon frère, **Consuelo**, ma grand-mère, et **Jean-Pierre**, mon beau-père, pour leur soutien et leurs contributions sans prix. L'activité de chercheur n'a maintenant plus de secret ni pour **Ugo**, mon grand-père qui, en qualité d'ébéniste, fut mis à contribution lors de la réalisation d'abris de préleveurs automatiques d'eau du Rhône, ni pour mon père, jeune retraité des transports routiers, qui me rétorqua un jour (avec l'accent provençal), en réponse à l'une de mes nouvelles sollicitations techniques, logistiques et matérielles « pour la recherche » : « *Avec tout ce que tu m'auras fait faire pour la Science, je pourrais finir à la Sorbonne !* ». À tous une nouvelle fois merci.

INTRODUCTION GÉNÉRALE : ITINÉRAIRE ET PROFIL DU CHERCHEUR

Rappel de mon itinéraire de recherche

**Positionnement scientifique, champs thématiques
et périodes d'étude retenus**

Plan du volume

Le Comité National des Universités (CNU, section 23) a récemment précisé la structure et les objectifs d'un diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR) en géographie. En substance, celui-ci doit « *couronner une activité de recherche régulière et reconnue, analysée dans un bilan argumenté, et mise en perspective dans un projet à court et moyen terme* » (CNU, 2004).

Le dossier d'HDR doit contenir trois éléments : un *curriculum vitae* détaillé (**volume 1**), un « volume inédit » (**la présente synthèse scientifique, volume 2**) et un recueil des publications (**volume 3**). De façon générale, il doit faire état d'un bilan, assorti d'un projet de recherche. Le bilan doit synthétiser l'itinéraire de recherche et le positionner d'un point de vue épistémologique et méthodologique dans le champ scientifique de la géographie et éventuellement des sciences sociales ou de la vie. L'accent doit être mis sur la dimension pluridisciplinaire et internationale, la spécificité et la pertinence du travail accompli (quel apport pour la discipline ?). Enfin, le projet de recherche, concret et original, doit non seulement être replacé dans le champ de la discipline, mais également montrer comment il s'insère dans celui des disciplines voisines et dans le contexte scientifique international.

Le travail présenté dans le cadre de ce dossier d'HDR est conforme aux souhaits du CNU : en trois volumes, je vais tâcher de montrer la cohérence de mes recherches, de présenter des perspectives et de prouver ma capacité à conduire des projets qui pourront guider le travail des étudiants et des jeunes chercheurs.

Le présent volume synthétise les travaux que j'ai conduits depuis la soutenance de ma thèse de doctorat, le 23 janvier 1998. Ces travaux sont le fruit d'un travail personnel, certes, mais ils émanent aussi de nombreuses collaborations que j'ai pu instaurer avec des chercheurs en poste, les partenaires régionaux mais aussi avec mes étudiants. Avant d'exposer mon positionnement scientifique, mes champs thématiques et chronologiques puis le plan du volume, je voudrais brièvement rappeler ce qu'a été mon parcours de chercheur, d'Aix-en-Provence à Paris.

RAPPEL DE MON ITINÉRAIRE DE RECHERCHE

Jusqu'à la thèse : un intérêt porté sur le littoral et les cours d'eau méditerranéens

Les recherches pluridisciplinaires que j'ai conduites de la Maîtrise à la thèse à l'université de Provence [Aix-Marseille 2 (1991-1992) puis Aix-Marseille 1 (1992-1998)] l'ont été sous la direction de Mireille Provansal. Huit années pleines, qui m'ont permis d'étudier, dans le cadre de plusieurs programmes nationaux et internationaux, la dynamique à plus ou moins long terme – du présent à l'actuel post-glaciaire (~10.000 ans) – des milieux littoraux (méditerranéens) mais surtout fluviaux (Bas-Rhône et affluents ; **figure 0.1**).

Les milieux littoraux

La Maîtrise de géographie physique (Arnaud-Fassetta et Vella, 1992) a été pour moi l'occasion de m'initier à la géomorphologie littorale, plus précisément à l'analyse de la dynamique actuelle d'un trait de côte rocheux entrecoupé de plages de poche (Littoral de Martigues-Côte Bleue) et ses incidences sur le risque littoral. Plus tard (de sept. 1993 à mars 1994), l'opportunité

d'intégrer l'équipe de fouilles géoarchéologiques de Marseille-La Joliette me permit d'aborder d'autres problématiques en domaine méditerranéen, en particulier celle de l'évolution des environnements littoraux holocènes en contexte urbain. Ces travaux me donneront l'occasion d'apprécier l'impact des mouvements du sol dans la variation relative holocène du niveau marin (Arnaud-Fassetta et Bourcier, 1995). Quoique fort passionnant, ce dernier thème restera en marge du cadre de ma thèse sur le delta du Rhône. En revanche, la collaboration instaurée avec les biologistes de la Station Océanographique d'Endoume se révélera très fructueuse, me permettant d'acquérir une formation de base dans cette discipline, nécessaire dès lors que l'on étudie les environnements sédimentaires littoraux, des fonds vaseux jusqu'aux abords des embouchures fluviales.

Les milieux fluviaux

Ils ont constitué l'objet principal de mes recherches, particulièrement centrées sur la dynamique hydrogéomorphologique à plus ou moins long terme des cours d'eau du bassin-versant du Rhône.

Sur le court terme (1-100 ans), les inondations catastrophiques survenues dans le département du Vaucluse en septembre 1992 ont été pour moi l'occasion d'aborder, en collaboration avec une partie des membres permanents de l'équipe de géomorphologie dynamique d'Aix-en-Provence (J.-L. Ballais, M. Jorda, M. Provansal), l'impact morphosédimentaire de la crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993).

L'année suivante puis en 1994, les trois crues exceptionnelles dans le Bas-Rhône étaient analysées sur le Petit Rhône dans le cadre de mon DEA (Arnaud-Fassetta, 1993) puis de ma thèse (Arnaud-Fassetta, 1998). Leur étude m'a permis d'obtenir des résultats significatifs :

- par la mise au point de méthodes de travail adaptées à un environnement à faible diversité sédimentaire. Ainsi, j'ai été amené à développer des méthodes d'investigations nouvelles (radiographies, susceptibilité magnétique, gamma-densimétrie) et à collaborer avec les laboratoires régionaux de sédimentologie et de géologie (Marseille, Perpignan) afin de pouvoir mener à bien mon travail sur la discrétisation des limites stratigraphiques.
- par l'établissement d'un référentiel sédimentologique des milieux de sédimentation fluviales (chenal, levée de berge, plaine d'inondation), associé au traitement statistique des données hydrologiques), utile pour interpréter la dynamique des bras fossiles du delta (Arnaud-Fassetta, 1996).
- par l'étude, appuyée sur le traitement de profils et des plongées dans le lit, des variations du plancher alluvial du Rhône. J'ai pu préciser son incision tout au long du XX^{ème} siècle, liée à la réduction des apports solides dans le bassin-versant, conséquences des effets de la fin de la crise du Petit Âge Glaciaire mais aussi des aménagements fluviaux des XIX^{ème}-XX^{ème} siècles (Arnaud-Fassetta, 1997).

Le moyen terme (100-10.000 ans) constituera ma période de prédilection pour aborder la dynamique fluviale dans le delta du Rhône, mon travail de DEA puis de thèse. Les données acquises sur les milieux actuels ont été très utiles à l'étude des paléochenaux holocènes. L'étude stratigraphique de trois bras fossiles du delta (Saint-Ferréol, Ulmet, Bras de Fer) m'a permis de montrer 1) la variabilité granulométrique de la charge solide abandonnée par le Rhône dans son delta depuis l'Antiquité et 2) l'impact des fluctuations hydrologiques du Rhône sur les sociétés fluviales et leur environnement (Arnaud-Fassetta et Landuré, 1997b).

Les méthodes d'analyse ont combiné l'approche géomorphologique et sédimentologique. Mais les recherches ont bénéficié de multiples collaborations scientifiques, associant des paléo-

écologues (palynologie, anthracologie, malacologie, etc.) et des archéologues-historiens. Cette pratique de la pluri-disciplinarité a été pour moi d'une aide déterminante et restera présente durant toutes mes recherches ultérieures.

Dans le delta, mes travaux ont abouti à une périodisation hydrologique du Rhône au cours des 25 derniers siècles, constituant ainsi une base de réflexion sur le fonctionnement à moyen-terme du bassin-versant rhodanien. Ils ont également permis de montrer l'impact des fluctuations hydrologiques sur l'évolution du paysage deltaïque, les métamorphoses fluviales en particulier, tout en relativisant la contrainte qu'impose le Rhône aux sociétés fluviales.

Toujours à l'échelle du bassin-versant, j'ai pu mettre en évidence les apports des différents sous bassins et émettre quelques hypothèses sur les décalages des transferts solides vers l'aval, en particulier au cours du Petit Âge Glaciaire. Les trois derniers millénaires ont connu plusieurs modes de fonctionnement hydro-sédimentaire, qui ont conditionné les mutations des milieux fluviaux. Seule l'Antiquité tardive a été définie comme une crise hydrologique généralisable à l'ensemble du bassin-versant.

La plupart de ces travaux ont été réalisés dans le cadre de programmes de recherches pluridisciplinaires, de portée nationale ou internationale. La liste ci-dessous en détaille brièvement les intitulés, les principaux objectifs et mon implication :

- 1993-1994 – Programme National d'Océanographie Côtière (resp. A. Monaco et J.-C. Aloïsi, Laboratoire de Sédimentologie Marine de Perpignan). Ce programme a été pour moi l'occasion d'exploiter deux carottages profonds prélevés en bordure de l'étang de Vaccarès (Camargue).
- 1994 – Fouilles de sauvetage de l'Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales sur le site de Marseille-La Joliette (resp. R. Boiron, archéologue). Au sein d'une équipe paléoenvironnementale que j'ai coordonnée, mes recherches ont porté sur la reconstitution des paysages en relation avec l'occupation du littoral de la Joliette depuis le Néolithique.
- 1993-1995 – Programme européen DG XII Impacts (Impacts of climate changes and relative sea-level rise on the environmental resources of European coasts), portant sur la variation plurimillénaire et actuelle du niveau marin et son impact sur les côtes européennes.
- 1994-1996 – Programme européen DG XII Meddelt (Mediterranean Deltas). Réponse physique et écologique des deltas du Rhône, de l'Èbre et du Pô au changement climatique global. J'ai contribué à ces programmes par le biais de mes travaux sur la dynamique fluviale dans le delta du Rhône et sur le littoral de la Côte Bleue. Ayant côtoyé durant trois ans des chercheurs appartenant à diverses universités ou centres de recherches européens, ces deux programmes s'inscrivent dans une phase remarquable d'initiation à la recherche pluridisciplinaire internationale.
- 1995-1998 – Programme Delta du Rhône (resp. C. Landuré et M. Pasqualini, Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA), portant sur l'évolution des paléoenvironnements deltaïques et de l'occupation du sol dans le delta du Rhône. J'ai participé aux recherches paléoenvironnementales et à la production cartographique.
- 1997-2000 – Programme CNRS Paléoenvironnements et évolution des Hominidés (resp. M. Provansal (université Aix-Marseille 1) et J.-F. Berger (CRA Sophia-Antipolis-Valbonne), dont l'objectif était de dresser un bilan des transformations des environnements dans le bassin méridional du Rhône depuis le Tardiglaciaire, à partir des enregistrements sédimentaires, biologiques et isotopiques, afin de mieux comprendre les fluctuations de la limite climatique nord-méditerranéenne. J'ai participé aux recherches paléoenvironnementales dans le secteur du Bas-Rhône.

Jusqu'à la thèse, l'ensemble de mes travaux de recherches m'a donc permis d'acquérir une expérience en hydrogéomorphologie fluviale et de m'ouvrir à la pratique de l'interdisciplinarité, notamment en m'intéressant aux relations entre les sociétés et leur environnement. Un premier canevas robuste de la variabilité des flux hydriques et minéraux aux échelles fines a pu être avancé, de même qu'ont été mises en évidence plusieurs crises hydrologiques et détritiques, particulièrement au Petit Âge Glaciaire et à l'Antiquité tardive-haut Moyen Âge. En trois ou quatre ans, il était difficile de faire plus.

La thèse soutenue, j'envisageais alors d'affiner le « modèle rhodanien » par des études complémentaires qui ne pouvaient aboutir qu'en répondant à des appels d'offre et en maintenant les contacts avec les archéologues aixois, Corinne Landuré en particulier, avec qui j'avais beaucoup travaillé. Affiner le « modèle » supposait également de réfléchir à l'enrichissement de la méthode par de nouvelles approches, notamment hydrauliques.

Par ailleurs, de nombreuses questions restaient encore à éclaircir sur le Rhône, comme les causes et les conséquences de l'incision du chenal depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, ou l'identification d'un gradient longitudinal des alluvions de fond de chenal – seul le gradient transversal à la plaine alluviale était à peu près connu –, qui puisse aussi servir de référent pour le travail sur les sites géoarchéologiques... Les travaux à venir se devaient également 1) d'étendre la période d'études à l'Holocène ancien et moyen, de compléter les « hiatus » laissés par la thèse (le Moyen Âge en particulier), 2) de publier une nouvelle synthèse sur la géoarchéologie du delta, qui réactualise la précédente à la lumière de futurs travaux programmés dans le delta – l'ouverture en perspectives du chantier de La Capelière laissait en effet entrevoir la possibilité d'analyser pour la première fois les raisons de l'installation d'un site grec sur les berges du Rhône d'Ulmet – et 3) d'approfondir les processus de construction et de façonnement de la plaine deltaïque, en intégrant toutes les variables de contrôle (fourniture sédimentaire, dynamique marine, eustatisme, espace d'accommodation, aménagements...). Mes travaux sur la dynamique fluviale (l'un des principaux facteurs de contrôle) à court et moyen termes devaient pour cela m'être très utiles.

Enfin, j'envisageais 4) de profiter de mon expérience acquise sur les milieux fluvio-deltaïques pour étudier le fonctionnement d'autres types de milieux (lagunaires, littoraux), dans des contextes d'anthropisation diverses, en domaine méditerranéen ou atlantique et 5) d'étendre mon activité de recherche aux côtes meubles actuellement menacées, en m'intéressant plus précisément aux effets de la réduction récente des apports détritiques sur l'alimentation et la stabilité des franges côtières.

On verra plus loin que ces projets de recherche se sont pleinement concrétisés et ce, dès mon recrutement à l'université Paris 7. Je mettrai également l'accent sur mon souci d'avoir toujours voulu valoriser le travail de recherches par des publications et des communications orales. Ce souci de diffusion de l'information (géographique) se justifie d'autant plus que les données utilisées ont été acquises le plus souvent par des financements publics. Je rappelle que mon dossier scientifique présenté en 1998 lors de la campagne de recrutement des Maîtres de conférences faisait état de neuf communications dans des colloques nationaux ou internationaux et de sept articles publiés. L'après-thèse va me permettre d'en quadrupler le volume.

L'après-thèse : ouverture géographique, diversification thématique, approfondissements conceptuels et méthodologiques

En septembre 1998, je débutais comme Maître de conférences à l'université Paris-Diderot (Paris 7) et me rattachais à l'Unité Mixte de Recherches du CNRS « Pôle de Recherches pour l'Organisation et la Diffusion de l'Information Géographique » (UMR 8586 PRODIG), pôle multi-

établissements (Paris 1, Paris 4, Paris 7, EPHE) auquel appartenait la plupart des géographes physiciens de ma nouvelle université, dont Monique Fort, ma plus proche collaboratrice. Les recherches hydrogéomorphologiques que j'ai conduites au cours des huit années qui ont suivi ce recrutement se sont inscrites en partie seulement dans la continuité du travail de thèse. Si le « terrain », l'approche diachronique et les emboîtements d'échelle spatio-temporelle ont constitué l'invariant de l'ensemble de mes recherches, l'après-thèse a été l'occasion d'une ouverture thématique, géographique, chronologique et méthodologique (**figure 0.1**).

Ouverture géographique

Mes travaux de thèse avaient proposé une méthode d'approche pluridisciplinaire qui, pour être réellement pertinente, se devait d'être utilisable sur d'autres types de « terrain » et exportable dans d'autres zones géographiques. Ainsi, tout en y maintenant mes activités, j'ai transféré mon expérience acquise sur les milieux fluvio-deltaïques rhodaniens dans deux « nouvelles » plaines côtières : le delta de l'Isonzo (Italie du Nord) et la Ria Formosa (Portugal du Sud). Ma spécialisation sur la dynamique des milieux fluviaux me fit également m'intéresser à quelques événements de crue remarquables survenus en France du Sud (Aude, Hautes-Alpes) et du Nord (Île-de-France), pour replacer leurs effets morphologiques et humains dans une perspective de risque hydrologique.

Diversification thématique

Cette diversification s'opéra tant sur mes « anciens terrains » que sur les nouveaux, à la faveur de projets collectifs pluri-disciplinaires.

L'opportunité de participer à un programme de recherches financé par l'Institut Français de la Biodiversité et coordonné par Jean-Pierre Suc, palynologue à l'université Claude-Bernard (Lyon 1), me permit d'aborder le fonctionnement du milieu deltaïque rhodanien par une approche naturaliste. En particulier, l'un des objectifs de ce projet était la mesure de l'incidence à moyen terme de la variabilité hydromorphologique du delta sur la dynamique et la diversité végétales.

Un approfondissement sur la dynamique des deltas a pu se faire grâce à l'étude de la plaine d'Aquilée. En effet, des contacts pris dès 1998 avec la MMSH d'Aix-en-Provence, en la personne de l'archéologue Marie-Brigitte Carre, m'ont permis d'établir une collaboration durable autour d'un projet d'études géoarchéologiques sur la région d'Aquilée située dans le fond du Golfe de Trieste. Ici, la problématique, certes toujours centrée sur les relations entre un fleuve, son delta et les sociétés antiques, était quelque peu différente de celle de la Camargue. À Aquilée, il fallait retrouver sur un seul site (la ville antique) les traces d'anciens cours d'eau pour pouvoir raccorder l'ensemble au bassin-versant. La Camargue antique quant à elle correspond à de petits habitats ruraux dispersés sur une plaine deltaïque parcourue de nombreux paléochenaux fluviaux instables.

Enfin, mon intégration à l'UMR PRODIG me fit rencontrer Frédéric Bertrand, biogéographe de formation. Frédéric avait en projet une ANR sur le Portugal méridional (Algarve) et m'encouragea à y participer en tant que géomorphologue et géographe des risques « naturels ». Grâce à ce rapprochement avec la biogéographie et la géographie humaine (Lydie Goeldner-Gianella), ce projet allait me permettre, outre de « sortir » du delta du Rhône, d'aborder une réflexion sur le thème des acteurs physiques et humains de la métamorphose à court et moyen terme des paysages lagunaires et palustres.

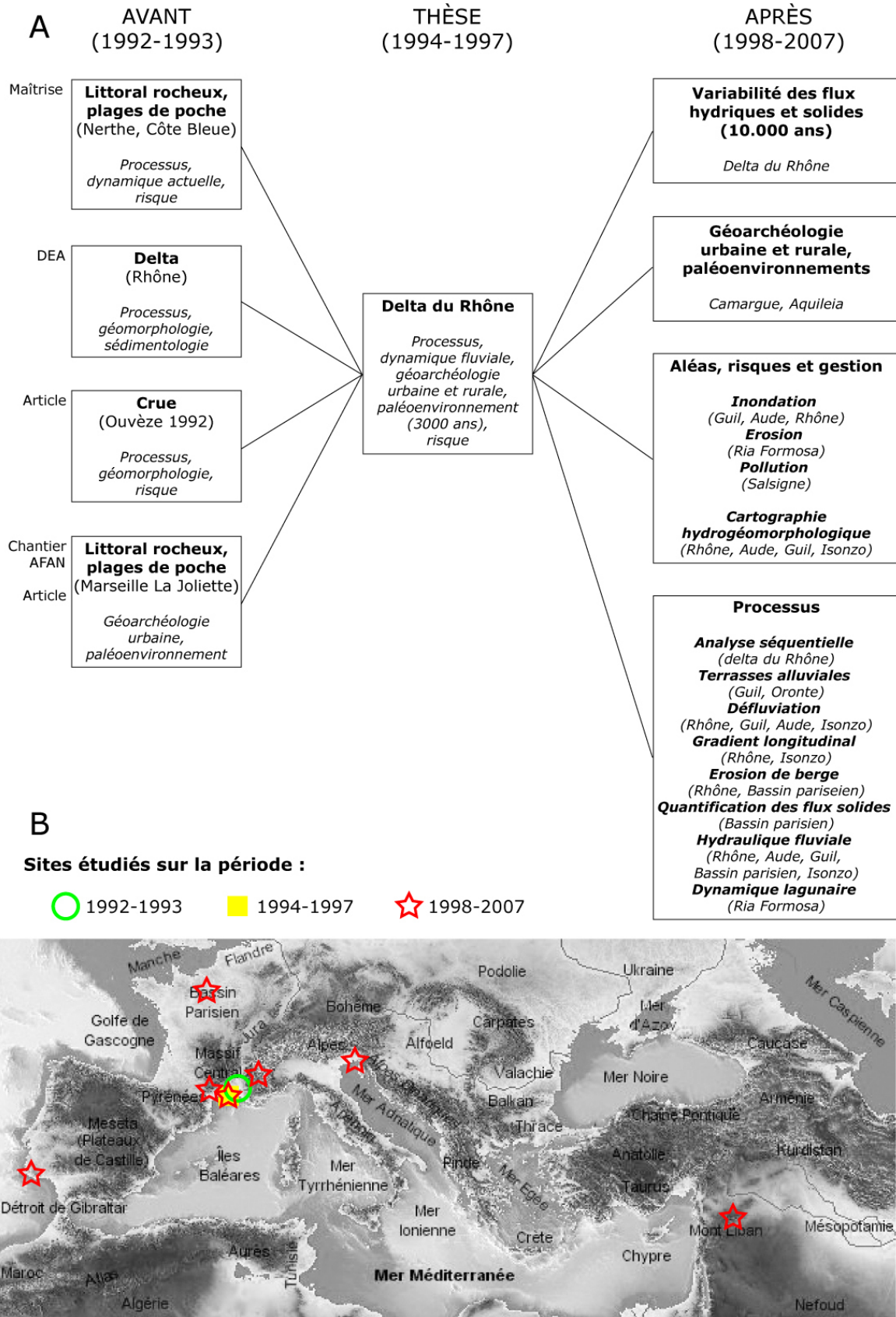


Figure 0.1 – Évolution de mon profil de recherche (A) et les secteurs étudiés (B).

Approfondissements conceptuel et méthodologique

Mes recherches récentes m'ont conduit à modifier mon approche conceptuelle des risques. Ainsi, je suis passé d'une approche limitée à la description de l'aléa et à ses effets hydromorphologiques à la proposition de solutions pour atténuer le risque de crue (Guil, Aude).

La recherche est aussi faite de rencontres permettant l'enrichissement et le renouvellement des méthodes de travail. Ainsi, ma formation à Aix-en-Provence m'avait familiarisée avec les méthodes, techniques et outils utilisés par la géomorphologie structurale et dynamique. Au sortir de ma thèse, il m'apparut nécessaire de compléter mes connaissances en géomorphologie fluviale par une approche plus « hydraulicienne » permettant par exemple de mettre en relation la morphosédimentogenèse des plaines alluviales avec la puissance fluviale, la force tractrice et la capacité de transport des écoulements. De fait, mon approche de la dynamique des systèmes fluviaux est devenue hydrogéomorphologique, tant sur le moyen terme que sur le court terme.

Pour finir, ma collaboration avec Frédéric Bertrand dans les marais de la Ria Formosa m'a conduit à approfondir, par la mise en place de pièges à sédiments et de stations de mesure biologique, les relations entre les conditions de sédimentogenèse et la croissance végétale des prés salés. Par ailleurs, les travaux que j'ai conduits avec Lydie Goeldner-Gianella m'ont permis de m'intéresser aux causes récentes de la mutation des paysages côtiers, aux effets de l'anthropisation sur l'environnement laguno-marin en particulier.

POSITIONNEMENT SCIENTIFIQUE, CHAMPS THÉMATIQUES ET PÉRIODES D'ÉTUDE RETENUES

Positionnement scientifique

Quelle est la contribution géoscientifique d'un géographe à la connaissance du fonctionnement de la planète ? De façon générale, la dynamique de la Terre est guidée par deux grands types de facteurs : naturels (« internes » ou « externes ») et anthropiques. Durant ces dernières années, nombreuses ont été les occasions de constater la trop rare intégration de la dimension humaine dans les recherches s'intéressant à la dynamique du système Terre. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de certaines « sciences dures », qui peuvent ne pas intégrer du tout la production des sciences humaines. Cette démarche scientifique conduit alors à s'éloigner de la réalité de fonctionnement des milieux géographiques. Les produits d'analyse deviennent difficilement interprétables, complexes à justifier et surtout sans intérêt pour les communautés scientifiques connexes (historiens, archéologues, sociologues, économistes...) ou pour les acteurs régionaux de l'environnement (aménagement, gestionnaires territoriaux).

Cette démarche n'est pas celle du géographe. Intégrant à la fois les sciences de la Terre et les sciences humaines, son positionnement sur le fonctionnement du système Terre se place *de facto* au cœur du débat scientifique actuel puisque les **interactions Homme-milieu** sont l'essence même de ses recherches. Au-delà de la simple compréhension des phénomènes physiques, le géographe est ainsi à même d'intégrer, dans le cadre (ou pas) du **développement durable**, les effets et les signes des actions anthropiques sur le milieu, de s'intéresser aux liens complexes Homme-milieu sur plusieurs pas de temps, par **emboîtement d'échelles**. Par exemple, le géographe travaillant sur l'aménagement du territoire aura des atouts certains dès lors qu'il pourra replacer le fonctionnement actuel dans un cadre spatio-temporellement plus large. Alors, **science holistique** la géographie ? Oui, dès lors qu'elle est pratiquée par des chercheurs animés de la volonté de toujours relativiser le fonctionnement du présent avec la dynamique à plus ou moins long terme.

En tant que géographe, mon travail de recherche n'est pas de se contenter d'un cloisonnement disciplinaire, qui pousse souvent à l'extrême théorisation des phénomènes observés, mais bien d'intégrer les données (de première main) et les outils provenant des sciences de la Terre sans pour autant renier l'apport des sciences humaines. On sait très bien que c'est la dimension humaine qui fait aujourd'hui l'intérêt des outils mathématiques les plus sophistiqués, comme le sont par exemple les modèles numériques. Mes recherches demandent donc une forte collaboration entre sciences environnementales et sciences sociales afin de comprendre les dynamiques interactives entre les sociétés humaines et le « système Terre ».

Cette approche pluridisciplinaire de l'environnement est aujourd'hui universellement reconnue. Au cours d'une fouille géoarchéologique par exemple, le but du géographe et des scientifiques de la Terre est de contribuer à la description de l'environnement des sites, environnement dont il faut retrouver des indices sur le terrain, surtout lorsque le site est associé à des périodes pré- et proto-historiques. Qui dit « terrain » dit « analyse de la complexité des milieux », donc **inter-disciplinarité**. Cette approche de l'environnement me conduit tout naturellement à utiliser les méthodes et outils des sciences de la Terre, tout en conservant mon regard de géographe familier de l'intégration des données humaines dans l'analyse systémique des milieux.

Champs thématiques

Synthétisés à l'extrême, mes travaux de recherches couvrent deux champs thématiques : 1) l'hydrogéomorphologie fluviale et les risques et 2) la dynamique des environnements deltaïques et des marais lagunaires. **Dans les deux cas, il s'agit de définir les interactions entre la dynamique du milieu et le comportement des sociétés.**

Aujourd'hui, on sait que l'évolution des milieux, au moins depuis que l'Homme s'est sédentarisé (~ 6000 ans), est contrôlée par deux principaux facteurs : **le climat et les activités humaines**. En revanche, ce qui l'est beaucoup moins, c'est la part que représente respectivement chacun de ces facteurs dans le fonctionnement des milieux. L'interrogation est d'autant plus grande que l'on recule dans le temps. La question des facteurs de contrôle est très complexe à démêler dans la mesure où l'objet d'étude est un (hydro)système dans lequel interagissent de nombreux processus, majeurs ou secondaires (qui plus est ubiquistes lorsqu'ils se combinent pour créer un processus majeur), aux effets distincts ou similaires et qui peuvent se substituer les uns aux autres dans le temps. Le problème se résume donc à résoudre simultanément plusieurs équations à plusieurs inconnues : pas facile...

Mes recherches environnementales questionnant le passé (moyen terme) abordent souvent cette question des facteurs de contrôle quand l'Homme n'a pas encore pleinement dominé le milieu par ses interventions. Il est alors légitime de s'interroger sur l'impact des sociétés sur le milieu ou de montrer le rôle prépondérant de la dynamique de l'atmosphère (donc des pluies et des crues qui en découlent) dans la torrencialité régionale ou dans le fonctionnement hydrosédimentaire d'un bassin-versant. Cette question est d'autant plus intéressante qu'elle aborde des questions de paléoclimatologie. À l'échelle régionale ou d'un bassin-versant, les effets de l'une ou l'autre des variables peuvent être différents, ce qui complexifie encore plus les choses et demandent à beaucoup de prudence lorsque l'on change d'échelle. Une partie de mes travaux vise à déterminer la part des facteurs physiques et humains dans la dynamique des milieux, appliquée aux milieux fluviaux, deltaïques et lagunaires. Les recherches visent en particulier à identifier et expliquer les phases où l'environnement subit une **métamorphose**, c'est-à-dire une transformation durable (mais réversible ou pas) des conditions de fonctionnement.

Au cours des derniers siècles, le facteur humain est devenu prépondérant dans le fonctionnement des milieux. Mais là aussi, on se gardera bien de généraliser. Les sociétés humaines ne contrôlent pas tout et surtout, pas partout : ainsi, certains bassins versants, dans des conditions de morphogenèse hyperactive, ont pu conserver jusqu'à nos jours un fonctionnement relativement naturel. De plus, au sein d'un même bassin-versant, les conditions d'anthropisation ne sont pas uniformes et l'impact anthropique peut aussi varier en fonction des conditions limites.

Si le fonctionnement du milieu est sous contrôle anthropique fort, on peut alors tenter de comprendre **comment le système a évolué à la suite d'actions humaines**. Dans ce cas, l'objectif est de déterminer et hiérarchiser l'ensemble des facteurs de causalité, de leur assigner une dimension spatiale et temporelle, de mettre en évidence de possibles décalages entre l'occurrence des phénomènes et leurs réels effets sur le milieu. Il est aussi intéressant de montrer comment les interventions humaines peuvent introduire des boucles de rétroaction dans le fonctionnement général du système.

Enfin, l'étude de la dynamique du milieu passe par l'analyse des comportements sociétaux, à savoir **comment les sociétés s'organisent (ou pas) pour agir sur le risque ou simplement y faire face**. La dynamique du milieu a des incidences sur le risque. Dans une perspective hydrologique, il n'est pas inintéressant d'aborder la question du risque sur le moyen terme, ce qui conduit à enrichir la connaissance des sociétés anciennes vis-à-vis de leur milieu, de voir aussi comment les transformations environnementales pour atténuer le risque peuvent avoir des incidences bénéfiques (boucle de rétroaction négative) ou néfastes (boucle de rétroaction positive) sur l'impact futur des aléas. Mais la question des risques est abordée aussi et surtout sur le court terme. En ce qui me concerne, j'aborde ces questions avec l'étude des crues, des inondations, de l'érosion sédimentaire et des pollutions. Il s'agit alors de comprendre l'effet des aléas, d'analyser la vulnérabilité en fonction des enjeux matériels/humains et de la résilience des systèmes sociétaux, dans le but d'une minimisation durable des effets de l'aléa sur la société.

Périodes d'étude retenues

Le géographe que je suis s'est toujours impliqué sur des études tournées sur la dynamique à court (1-100 ans) et moyen (100-10 000 ans) termes de l'environnement. Ce choix permet un bon recoupement entre l'évolution des milieux et les sociétés. Cette démarche est sous-tendue par le **concept de changement global** (naturel ou anthropique, réversible ou définitif, brutal ou progressif...).

Ainsi, j'ai toujours souhaité suivre une démarche duale, à savoir :

- m'impliquer dans des recherches sur le paléoenvironnement, non par unique désir d'aborder les processus mais pour comprendre aussi **comment l'Homme est arrivé (ou pas) à s'approprier le milieu, à se construire son territoire**. Cette démarche suppose de s'investir sur un temps suffisamment long pour qu'il devienne culturellement et scientifiquement utile de s'y intéresser.
- m'impliquer sur l'actuel, non pas pour répondre aux exigences des gestionnaires et fonctionner comme un laboratoire de service mais pour bâtir **des « modèles » qui puissent servir de guide, de base, pour les études sur le passé environnemental**, dont l'un des objectifs est de devoir restituer la dynamique à l'origine des formes et des corps sédimentaires aujourd'hui fossiles.

Dès mes premières fouilles géoarchéologiques en 1994 ont mûri mes certitudes sur la pertinence des méthodes d'interprétation des paléomilieux basées sur les « analogues » contemporains. Par exemple, dans les premiers temps de l'étude d'un site archéologique, il est souvent difficile de préciser à quoi correspond tel ou tel type de dépôt si l'on n'a pas analysé des

analogues sédimentaires actuels et, dans le cas d'un site fluvial, si on n'a pas observé comment une rivière déborde et alluvionne dans sa plaine alluviale. J'ai pu tester à plusieurs reprises la pertinence de cette **méthode dite « actualiste »**. Dans le delta du Rhône, des événements opportuns sont survenus, qui m'ont permis d'y parvenir : les crues de 1993-1994 puis celle de 2003. Sur le terrain, on pouvait « vraiment » se rendre compte de l'impact hydromorphosédimentaire qu'a un grand fleuve défilé de ses corsets de digues et autres enrochements, débordant dans la plaine d'inondation, la même mais située à plusieurs dm/m au-dessus de celle que fréquentaient jadis les Romains. Ainsi, les liens entre le paléo-milieu deltaïque, l'occupation du sol et les crues pouvaient être mieux compris et quantifiés. À Aquilée, une démarche similaire a été conduite durant la prise de contact avec le site en juillet-août 1999. En effet, un travail sur l'identification des milieux de sédimentation actuels du fleuve Isonzo m'a permis de mieux restituer les environnements sédimentaires autour de la ville antique.

Au total, ces investigations m'ont fait définitivement accepter l'idée selon laquelle il n'est pas envisageable de travailler sur le passé, l'histoire des cours d'eau en particulier, sans avoir des éléments de comparaison et de référence dans l'actuel. Certes, le danger de l'actualisme est de se laisser tenter par des comparaisons de premier niveau qui ne prennent pas en compte l'effet de substitution des facteurs agissant sur la dynamique. Mais correctement utilisée, c'est-à-dire en acceptant ses limites, la démarche actualiste apporte une base de réflexion honnête permettant d'étayer l'interprétation des données par des processus observés et vérifiés.

PLAN DU VOLUME

Ce dossier scientifique est structuré en trois parties subdivisées en huit chapitres (**figure 0.2**).

La première partie précise les cadres conceptuel, géographique et méthodologique structurant mes recherches en hydrogéomorphologie fluviale. Des hauts bassins aux plaines côtières, du temps long au temps court, le **chapitre 1** reprend quelques fondements de la dynamique fluviale replacée dans le contexte d'anthropisation croissante des hydrosystèmes. Des montagnes jusqu'aux basses plaines côtières, le **chapitre 2** décrit les milieux géographiques sur lesquels j'ai travaillé et le cadre institutionnel de mes recherches. Le **chapitre 3** fait le point sur l'approche méthodologique et les types de données utilisées.

La deuxième partie traite de la dynamique des paysages et des métamorphoses environnementales suivies à l'échelle pluri-millénaire (moyen terme). Trois sites de l'Europe méditerranéenne (le delta du Rhône et la plaine d'Aquilée ; **chapitres 4 et 5**, respectivement) et atlantique (la Ria Formosa ; **chapitre 6**) permettent de préciser les relations de cause à effet qui peuvent s'établir entre la variabilité hydroclimatique et morphosédimentaire, la biodiversité et les sociétés.

La troisième partie focalise sur la dynamique des systèmes fluviaux et lagunaires, sur les facteurs qui contrôlent leur évolution et sur les risques hydrologiques. La question est abordée sur deux échelles de temps distinctes (moyen et court termes). Le **chapitre 7** montre par quels outils/techniques (cartographie diachronique, chronostratigraphie, paléohydraulique) et sur quels supports (remblaiements alluviaux, documents d'archive...) la dynamique peut être restituée et quantifiée sur le moyen terme ; la question du risque est abordée par le biais des récentes études géoarchéologiques conduites sur les sites antiques et médiévaux du pourtour méditerranéen. Dans

le **chapitre 8**, l'échelle de restitution est celle des derniers siècles, intégrant ainsi les oscillations haute fréquence du climat, tel le cycle du Petit Âge Glaciaire, mais aussi l'influence croissante des actions humaines sur le milieu. Les risques de crue, d'érosion et d'inondation sont abordés dans les bassins versants méditerranéens et atlantiques. La dynamique des cours d'eau et des lagunes est mise en relation avec l'influence variable des différents facteurs de contrôle (anthropique, climatique), en mettant l'accent sur la nécessaire intégration de l'approche diachronique dans la gestion des risques.

Bilan, perspectives et projet de recherche concluront ce travail.

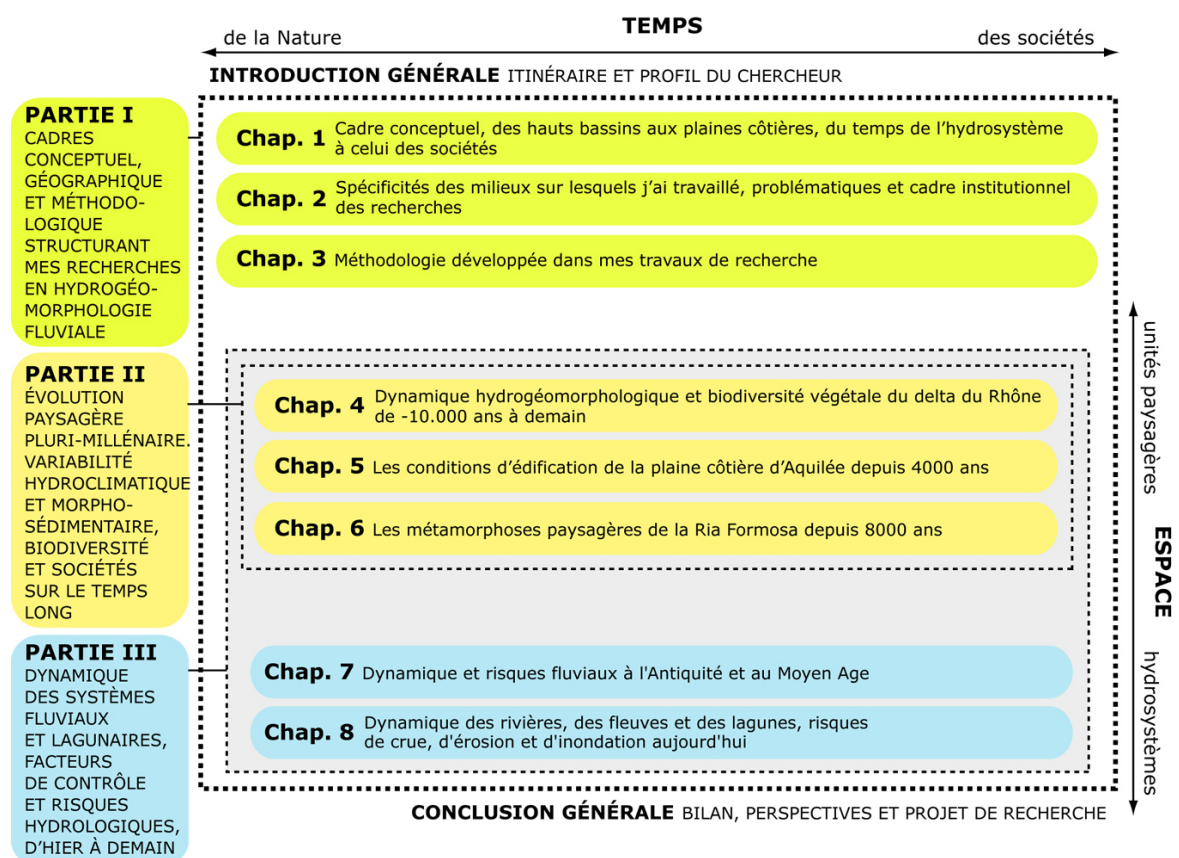


Figure 0.2 – Structure du présent volume.

**PREMIÈRE PARTIE :
CADRES CONCEPTUEL, GÉOGRAPHIQUE
ET MÉTHODOLOGIQUE
STRUCTURANT MES RECHERCHES
EN HYDROGÉOMORPHOLOGIE FLUVIALE**

**Chap. 1 – Cadre conceptuel, des hauts bassins aux plaines côtières,
du temps de l'hydrosystème à celui des sociétés**

**Chap. 2 – Spécificités des milieux sur lesquels j'ai travaillé,
problématiques et cadre institutionnel
des recherches**

**Chap. 3 – Méthodologie développée dans mes travaux
de recherche**

INTRODUCTION

Dans son acception la plus large, l'**hydrogéomorphologie fluviale** est la science qui s'intéresse à la manière dont les eaux des rivières façonnent le relief, sur Terre ou sur d'autres planètes (Baker et Komatsu, 1999). Ramenée à l'étude de notre planète, il s'agit bien d'une branche de la géographie physique spécialisée tant dans la description et l'explication des formes fluviales que sur la dynamique des cours d'eau. Connexe de l'hydrologie, qui focalise davantage sur les types de régime, de l'hydrographie, de l'hydraulique et de l'hydrogéologie, l'hydrogéomorphologie fluviale, science de synthèse, intègre ces disciplines avec bien d'autres encore (écologie, chimie, ingénierie, sciences de l'environnement et de la société...) afin d'étudier le système fluvial dans son ensemble, du chenal à la plaine d'inondation, des hauts bassins jusqu'aux exutoires estuarien ou deltaïque, et dans toutes ses dimensions temporelles.

La **formation initiale** (géologie, géographie, hydraulique, ingénierie...) des chercheurs impliqués dans les études d'hydrogéomorphologie fluviale conditionne pour beaucoup la nature des travaux de recherche produits, de sorte que l'accent peut être mis sur l'analyse stratigraphique des remblaiements alluviaux (Bridge, 2003) ou sur les influences tectoniques à petite échelle et à long terme (Leeder, 1999), tout autant que sur la mécanique des fluides (Koulinski, 1994 ; Degoutte, 2006), selon que l'on soit à la base géologue-sédimentologue ou hydraulicien. Sans ignorer ces aspects fondamentaux, les géographes échappent généralement à ce cloisonnement disciplinaire en se préoccupant davantage de replacer la dynamique des flux et des formes fluviales dans leur cadre bio-climatique, géologique et humain, selon un emboîtement scalaire allant du bassin-versant ou de l'hydroécocorégion aux unités géomorphologiques et hydrauliques.

Ainsi, l'**approche systémique** des hydrosystèmes fluviaux est privilégiée depuis plusieurs années dans la plupart des études conduites par les géographes et les environmentalistes (**figure 1.1**). L'approche hydrogéomorphologique place son questionnement scientifique au cœur des préoccupations environnementales actuelles et dans les grands programmes de recherche internationaux. Si l'on s'en tient à des considérations strictement européennes, on remarque que l'approche hydrogéomorphologique est intégrée actuellement dans les grands programmes de l'Union, comme ceux portant sur : « Changements climatiques (climat du passé, climat de demain) » ; « Catastrophes naturelles et risques » ; « Les ressources (eau, forêt, énergie) » ; « Nature et biodiversité » ; « Environnement et santé » ; « Environnement, aménagement, développement durable » (http://europa.eu/pol/env/index_fr.htm). La place qu'y occupe l'hydromorphologie témoigne donc de son intérêt croissant dans les problématiques environnementales.

Contribuer à une meilleure compréhension du fonctionnement des cours d'eau se justifie aujourd'hui au moins pour trois raisons : 1) sur terre, l'érosion des continents est dominée par l'action de l'eau : les cours d'eau accomplissent le plus gros travail d'érosion et de transport sur des centaines, voire des milliers de kilomètres, leur rôle dans le cycle des roches est énorme, de sorte que les paysages terrestres sont largement façonnés par l'érosion fluviale ; 2) les rivières participent activement au cycle de l'eau : elles assurent le retour de l'eau vers l'océan et sont en quelque sorte les « artères des continents » ; 3) les cours d'eau sont des vecteurs de développement mais aussi de risque (crue, inondation, pollution, maladie...) : comprendre les processus à

L'origine des crues catastrophiques et de leurs effets induits amène à mieux se prémunir contre ces risques.

Enfin, le développement des recherches en hydrogéomorphologie fluviale est aujourd'hui aidé par la « **démocratisation** » des **appareils de mesure performants** (DGPS, théodolite, préleveur automatique d'eau et de sédiment, courantomètre, granulomètre laser...) ainsi que par de puissants moyens de traitement numérique des données de terrain (MNT, automate cellulaire...) et de l'information géographique en général (SIG). Présents dans la plupart des laboratoires de recherche nationaux, ces « outillages » modernes autorisent les hydrogéomorphologues à se lancer dans des démarches scientifiques toujours plus élaborées, basées tant sur la quantification des processus dynamiques aux échelles fines que sur les effets de l'anthropisation sur le fonctionnement hydromorphodynamique global des plaines alluviales.

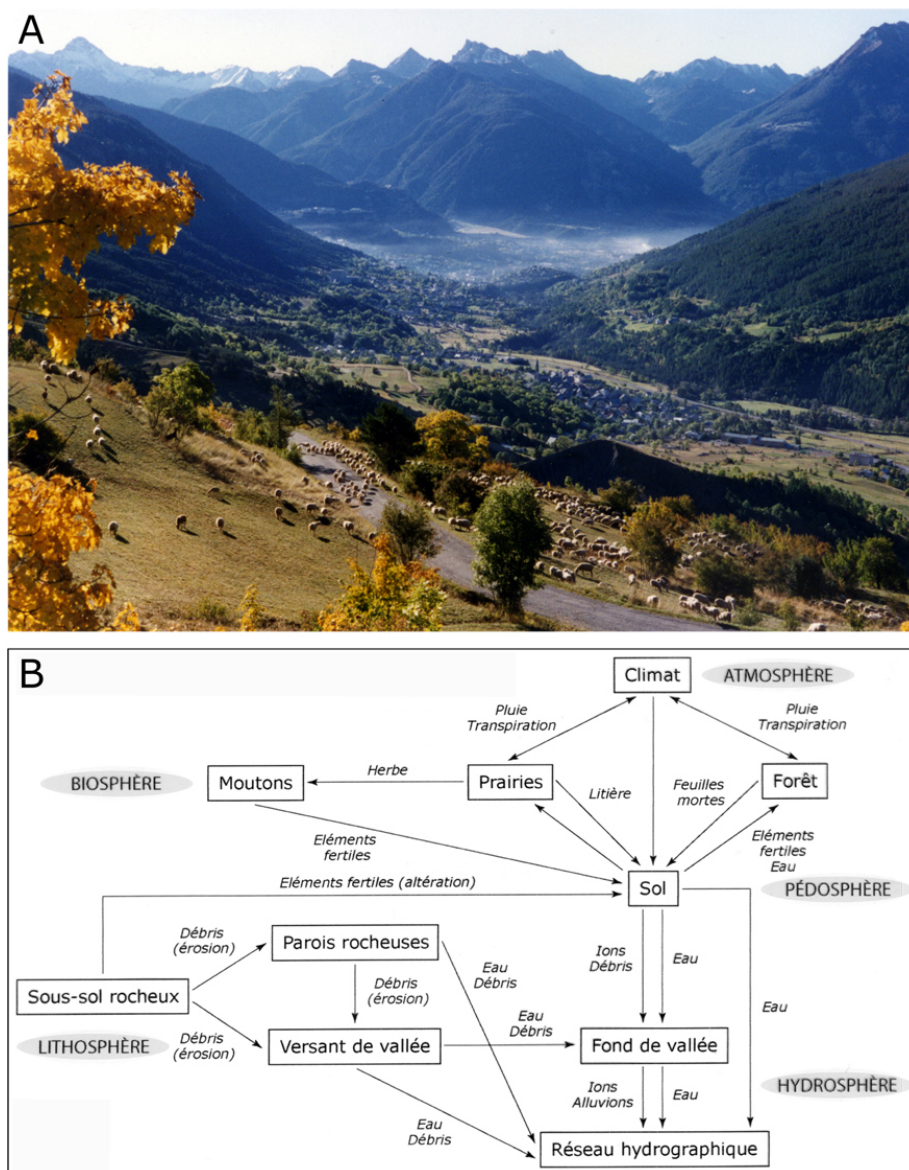


Figure 1.1 – Exemple d'approche systémique simple, bassin de la Guisane, Briançonnais, Alpes du Sud. A : La vallée de la Guisane, vue en direction de Briançon (cliché M. Fort, 1999). B : Esquisse de modèle (cours de Licence 1 « Introduction à la géographie physique, M. Fort et G. Arnaud-Fassetta).

CHAPITRE 1 – CADRE CONCEPTUEL, DES HAUTS BASSINS AUX PLAINES CÔTIÈRES, DU TEMPS DE L'HYDROSYSTÈME À CELUI DES SOCIÉTÉS

Cadrage thématique à mes recherches, ce chapitre a été construit par **synthèse** de la bibliographie existante, que j'ai essayé de **personnaliser** autant que faire se peut en y intégrant des exemples tirés de mes propres recherches ou des travaux de mes étudiants.

Par-delà les méthodes et les outils que l'on peut utiliser (**figure 1.2**), le **cadre conceptuel** détermine la nature des questions que l'on se pose tout comme il aide à répondre aux questions posées. Définir un cadre conceptuel à mes recherches a pour objectif de mettre en avant les idées suivantes :

- À l'échelle des temps holocènes, l'évolution des plaines alluviales a été guidée par le jeu de deux principaux facteurs, le climat et l'anthropisation. Les hydrosystèmes fluviaux sont aujourd'hui fortement anthropisés.
- La modification structurelle des lits fluviaux par l'Homme ne date que de quelques siècles à quelques millénaires. Le fonctionnement de la première partie de l'Holocène a pu se faire sans transformation profonde et durable de l'environnement par les actions humaines.
- Certaines plaines alluviales ont pu conserver un fonctionnement relativement naturel, encore aujourd'hui.
- Même si parfois modifiées à l'extrême, les plaines alluviales n'en conservent pas moins un fonctionnement hydrodynamique qu'il est nécessaire de comprendre et de prendre en compte à des fins de prévention et gestion des risques fluviaux.

La prise en compte de la **dynamique** est très difficile, pour plusieurs raisons évidentes : par nature (dynamique = évolution = changement = variabilité), par référence aux effets de seuil et aux temps de réaction et d'ajustement (encore très mal maîtrisés et encore moins intégrés dans les politiques environnementales et dans la conscience des sociétés riveraines ; cf. par exemple, le débat actuel sur le changement climatique). Elle est aussi difficile car elle a souvent été placée au second plan par les ingénieurs/aménageurs modernes, qui ont « calibré » leurs travaux sur une fausse loi de la nature, celle qui voudrait que la rivière soit relativement stable avant, pendant et après la période d'aménagement. Les sociétés modernes en paient aujourd'hui le prix fort (cf. les inondations récentes dans la basse vallée du Rhône) et il est pratiquement impossible de revenir en arrière, mais plutôt d'adopter une posture scientifique qui fasse preuve du meilleur bon sens qui soit dans l'amélioration de l'existant.

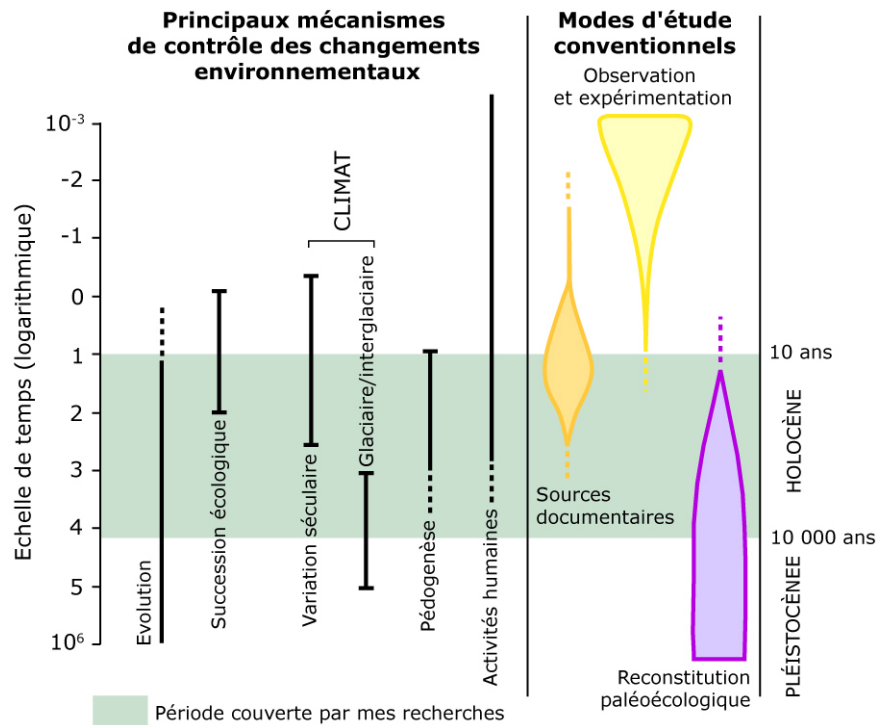


Figure 1.2 – Variabilité temporelle des mécanismes et des méthodes d'étude des changements environnementaux [d'après Oldfield, 1983, modifié].

1 – LE RÔLE PRÉPONDÉRANT DU CLIMAT ET DE L'ANTHROPISATION DANS LE FONCTIONNEMENT DES HYDROSYSTÈMES FLUVIAUX À L'HOLOCÈNE

La dynamique des cours d'eau est dépendante de plusieurs variables. Sans minimiser bien évidemment le rôle de la géologie (tectonique, lithologie), les deux variables exerçant un contrôle strict sur la dynamique fluviale au cours du dernier Post-Glaciaire (période de prédilection de mes recherches) restent fondamentalement le **climat** et les **actions humaines**, ces deux variables influençant directement ou indirectement la couverture végétale et les états de surface des sols. Les relations qui lient ces deux variables au fonctionnement des cours d'eau ne sont pas simples.

1.1 – Les connexions « rivières-climat »

Les rivières sont génétiquement liées aux caractéristiques régionales du climat, notamment celles qui prédominent dans l'hydroécocorégion auquel appartient le bassin-versant qu'elles drainent. Les variations climatiques, notamment le régime et le volume des précipitations, ont une influence sur le régime des cours d'eau. Ceci est particulièrement vrai en ce qui concerne le débit moyen. La fréquence et l'intensité des crues dépendent non seulement de la répartition des pluies dans l'année mais aussi de la variabilité interannuelle des précipitations. Dans ce contexte, la dynamique fluviale peut devenir un indicateur indirect mais fiable des fluctuations paléoclimatiques.

Au-delà du court terme sur lequel les réponses sont données par la climatologie, l'apport de la géomorphologie fluviale est indéniable pour retracer les fluctuations du régime des précipitations sur les moyen et long termes.

Les reconstitutions paléoclimatiques basées sur les données géomorphologiques sont nombreuses. Ainsi, il est couramment admis que le débit de la plupart des rivières de la zone tempérée s'est globalement réduit à partir du début de l'Holocène. Mais la dynamique fluviale a continué de fluctuer. Par exemple, Knox (1999), dans la haute vallée du Mississippi et sur la base des changements en fréquence et magnitude des crues, indique que l'activité des cours d'eau peut être décrite en quatre phases depuis la fin du dernier Maximum Glaciaire (*i.e.*, ~ les 25 derniers millénaires) :

- 25-14 ka BP : régime périglaciaire des cours d'eau (surtout entre 18 et 14 ka BP) ; forte aggradation gravelo-sableuse provoquée par les crues de fonte nivale et glaciaire, occasionnellement interrompues par des épisodes extrêmes (haute magnitude-basse fréquence). Les modèles hydrauliques, basés sur l'interprétation des niveaux de terrasse, ont permis d'évaluer la magnitude de l'un de ces épisodes comme le double de la plus grande crue connue depuis 1928 dans le bassin-versant (70.000 m³/s).
- 14-9 ka BP : régime hydroclimatique de transition (du glaciaire au post-glaciaire). Le recul des langues glaciaires est favorable à la mise en place de lacs pro-glaciaires dans les ombilics ou en amont des bourrelets morainiques. Ces lacs interrompent les transferts longitudinaux, jouant le rôle de piège à alluvions. Le Mississippi entre alors dans une phase d'incision. Les modèles hydrauliques ont montré que la débitance des crues, certes moins élevée qu'au cours de la période précédente, atteint quand même 20.000-30.000 m³/s, et 60.000-125.000 m³/s pour les plus importantes.
- 9-0,2 ka BP : une dynamique ralentie dans la première partie de l'Holocène. À partir de la fin de l'Atlantique, l'anthropisation devient croissante.
- 0,2-0 ka BP : fortes perturbations du régime par les actions anthropiques.

Dans certaines régions méditerranéennes que nous avons étudiées, nous verrons que ce schéma ne « colle » pas toujours car il minimise sérieusement le rôle et l'impact de la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire.

Macklin et Lewin (1993) ont proposé un autre schéma d'évolution basé sur l'analyse des archives sédimentaires des plaines alluviales britanniques ; ces travaux mettent en évidence huit phases d'alluvionnement (9,6-8,4 ka BP ; 4,8-4,2 ka BP ; 3,8-3,3 ka BP ; 2,8-2,4 ka BP ; 2-1,6 ka BP ; 1,2-0,8 ka BP ; 0,8-0,4 ka BP ; 0,4-0 ka BP) et une phase d'incision remarquable (8-5,2 ka BP).

Plus récemment, les travaux de Starkel *et al.* (2006) sur les rivières polonaises ont enrichi le schéma en proposant dix-sept phases (durée : 0,2 à 1 ka) de renforcement de la dynamique fluviale (13,8-13,5 ka BP ; 13,1-12,7 ka BP ; 11,3-10,3 ka BP ; 9,7-9,4 ka BP ; 8,6-8,4 ka BP ; 7,7-7,6 ka BP ; 7,0-6,7 ka BP ; 6,4-6,2 ka BP ; 6,0-5,7 ka BP ; 5,3-5,1 ka BP ; 4,8-4,5 ka BP ; 3,9 ka BP ; 3,6-3,4 ka BP ; 2,9-2,8 ka BP ; 2,1-1,7 ka BP ; 1,5-1,3 ka BP ; 1,0-0,6 ka BP). La corrélation est forte avec les crises hydrologiques enregistrées à l'échelle européenne (Macklin *et al.*, 2006 ; **figure 1.3A**).

Le « modèle rhodanien » reste aussi globalement cohérent : plusieurs phases de remblaiement des planchers alluviaux ont été mises en évidence (11-9 ka BP ; 4,7-2,8 ka BP ; 2,8-2,4 ka BP ; 0,7-0,2 ka BP), entrecoupées de phases d'incision remarquables (18-11 ka BP ; Préboréal-Boréal ; 6-5,5 ka BP ; Subboréal ; Premier Âge du Fer). Du reste, des phases de régime dominé par les crues sont enregistrées entre 2,1 ka BP et 1,8 ka BP, au cours de l'Antiquité-haut Moyen Âge et au Petit Âge Glaciaire. Pour ces deux dernières périodes au moins, elles s'accompagnent de métamorphoses fluviales, avec le passage du méandrage au style divagant dans le delta ou au tressage dans la partie amont du bassin (Peiry, 1988 ; Bravard, 1989 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Bravard et Salvador, 1999 ; Provansal *et al.*, 1999 ; **figure 1.3B**).

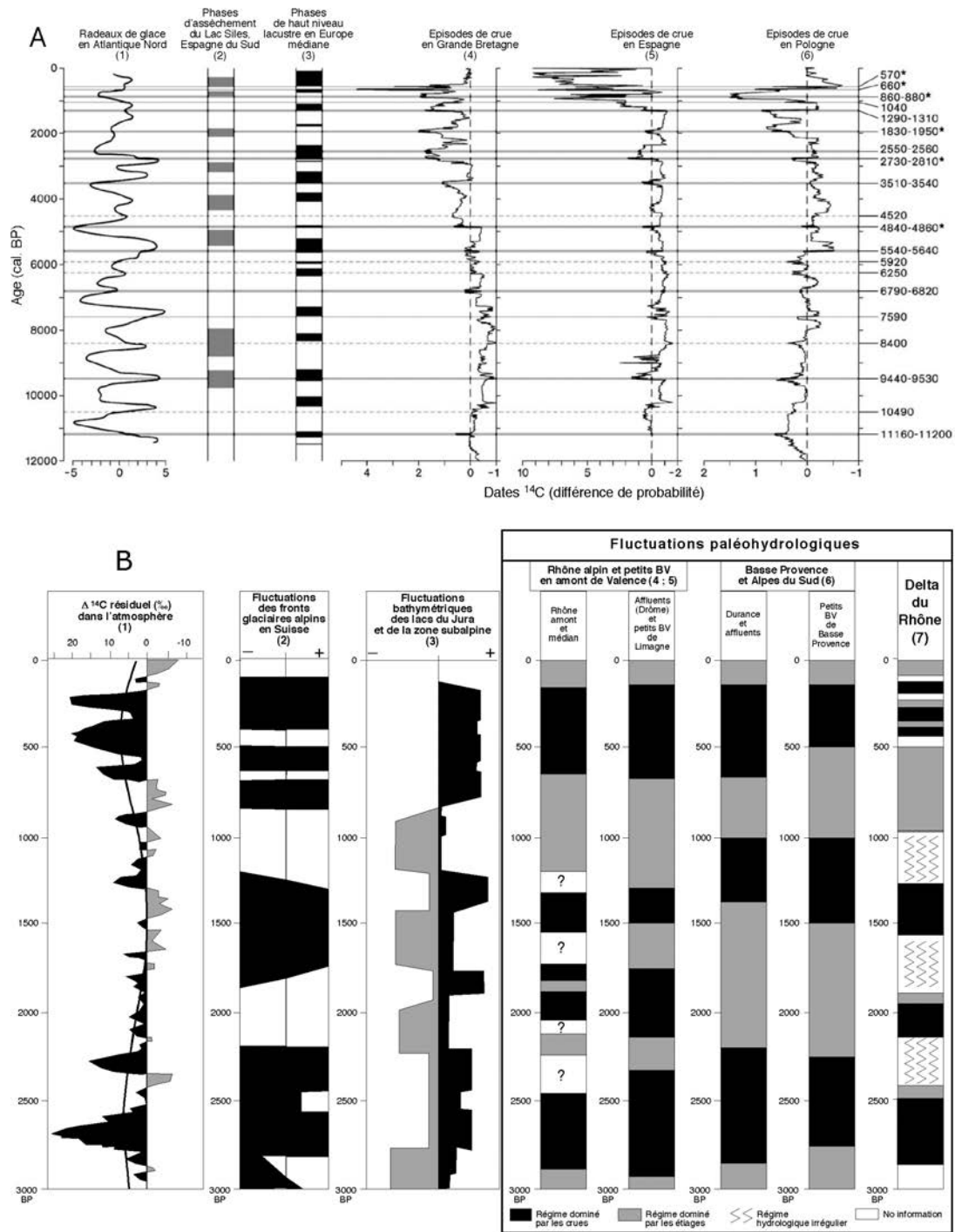


Figure 1.3 – Synthèse paléohydrologique à l'échelle européenne. A : Les épisodes de crue majeurs en Grande Bretagne (4 : Lewin *et al.*, 2005), en Espagne (5 : Thorndycraft et Benito, 2006) et en Pologne (6 : Starkel *et al.*, 2006) depuis 12 ka, corrélés aux radeaux de glace dérivant en Atlantique Nord (1 : Bond *et al.*, 2001) et aux fluctuations bathymétriques des lacs du sud de l'Espagne (2 : Carrion, 2002) et de l'Europe médiane (3 : Magny *et al.*, 2003). Les épisodes de crue en Europe sont listés à droite de la figure, les astérisques soulignant leur occurrence dans les trois régions étudiées [d'après Macklin *et al.*, 2006]. B : Fluctuations paléohydrologiques dans le bassin-versant du Rhône depuis 3 ka (4 : Bravard *et al.*, 1992 ; 5 : Berger, 1996 ; 6 : Jorda et Provansal, 1996 ; 7 : Arnaud-Fassetta, 2000), corrélées à la courbe de variations du ^{14}C résiduel dans l'atmosphère (1 : Stuiver et Braziunas, 1993), aux fluctuations des fronts glaciaires dans les Alpes suisses (2 : Patzelt, 1994) et aux variations bathymétriques des lacs du Jura et de la zone subalpine (3 : Magny, 1992a) [d'après Arnaud-Fassetta, 1998, modifié].

Si l'analyse des paléorégimes hydrologiques permet de bâtir des modèles sur l'évolution des précipitations, il est en revanche beaucoup plus difficile de reconstituer les fluctuations thermiques, sans couplage de la géomorphologie avec l'écologie des cours d'eau (micropaléontologie, palynologie...). Enfin, cette lecture des relations pluie-débit est perturbée par les effets de l'anthropisation, qui peuvent amplifier les crises climatiques ou, *a contrario*, en atténuer leurs effets (Jorda et Provansal, 1996).

1.2 – Les relations « sociétés-cours d'eau »

Ces relations s'envisagent à travers l'étude des réponses géomorphologiques des rivières aux actions/activités humaines, mais aussi des liens existant entre les cours d'eau et le comportement des sociétés.

Les plaines alluviales sont **convoitées depuis fort longtemps** par les sociétés humaines, qui leur accordent aujourd'hui plusieurs fonctions, allant de l'alimentation en eau pour les besoins de la consommation courante et celle nécessaire à l'agriculture, à la navigation, aux usages industriels, jusqu'aux lieux à la fois esthétiques, culturels, spirituels et récréatifs (Brierley et Fryirs, 2005).

De façon générale, **les multiples actions humaines ont fini par modifier (souvent de façon irréversible, cf. *infra*) le fonctionnement « naturel » des lits fluviaux** (Brookes, 1988 ; Hudson-Edwards, 2007). Quelques exemples pris dans les bassins versants sur lesquels j'ai travaillé en témoignent (**figure 1.4**), qu'il s'agisse de la mise en place de barrages de contrôle dans les têtes de bassins montagnards, des opérations de dérivation, de court-circuitage de méandre, de chenalisation, d'extraction, d'endiguement de lit majeur, de fixation des embouchures, d'aménagement dans la plaine d'inondation, de contrôle des confluences et des diffluences, de destruction et/ou d'introduction d'espèces exotiques dans les ripisilves et de la pollution.

De par le monde, il est facile de trouver des analogues à ces interventions « lourdes » de l'Homme sur son milieu, qui ont conduit à une transformation durable des hydrosystèmes.

Comment en est-on arrivé à des hydrosystèmes si fortement anthropisés ?

L'emprise anthropique sur les hydrosystèmes fluviaux s'inscrit dans un *continuum*, où alternent des phases où les actions humaines sur le milieu sont restées pratiquement inexistantes ou relativement transparentes, et des phases où l'action de l'Homme aura été forte, durable et souvent irréversible (Bravard, 1994). Cette **interaction Hommes-milieu** s'inscrit bien dans le concept d'anthroposystème (**figure 1.5A**), cher aux protagonistes des différents programmes « Environnement » du CNRS et décrit comme un système dans lequel les composantes physico-chimiques et bio-écologiques (*i.e.*, l'écosystème) sont plus ou moins modifiées et élaborées par l'Homme (**figure 1.5B**) ; en retour, les sociétés y développent des pratiques techniques et culturelles adaptées aux caractéristiques de leur environnement (Muxart, 2006).

Sur le long terme, on sait que les hydrosystèmes fluviaux (Yang Tsé Kiang, Indus, Gange, Tigre, Euphrate, Nil...) ont été le **berceau des anciennes civilisations**. Dans le Monde occidental, les activités humaines ont joué un rôle important dans l'évolution des bassins versants depuis au moins le début du Néolithique (*i.e.*, sédentarisation ; « révolution » agricole), affectant les couvertures végétales, la position des niveaux de base et les flux hydriques et solides, notamment par le contrôle des eaux fluviales pour l'irrigation.

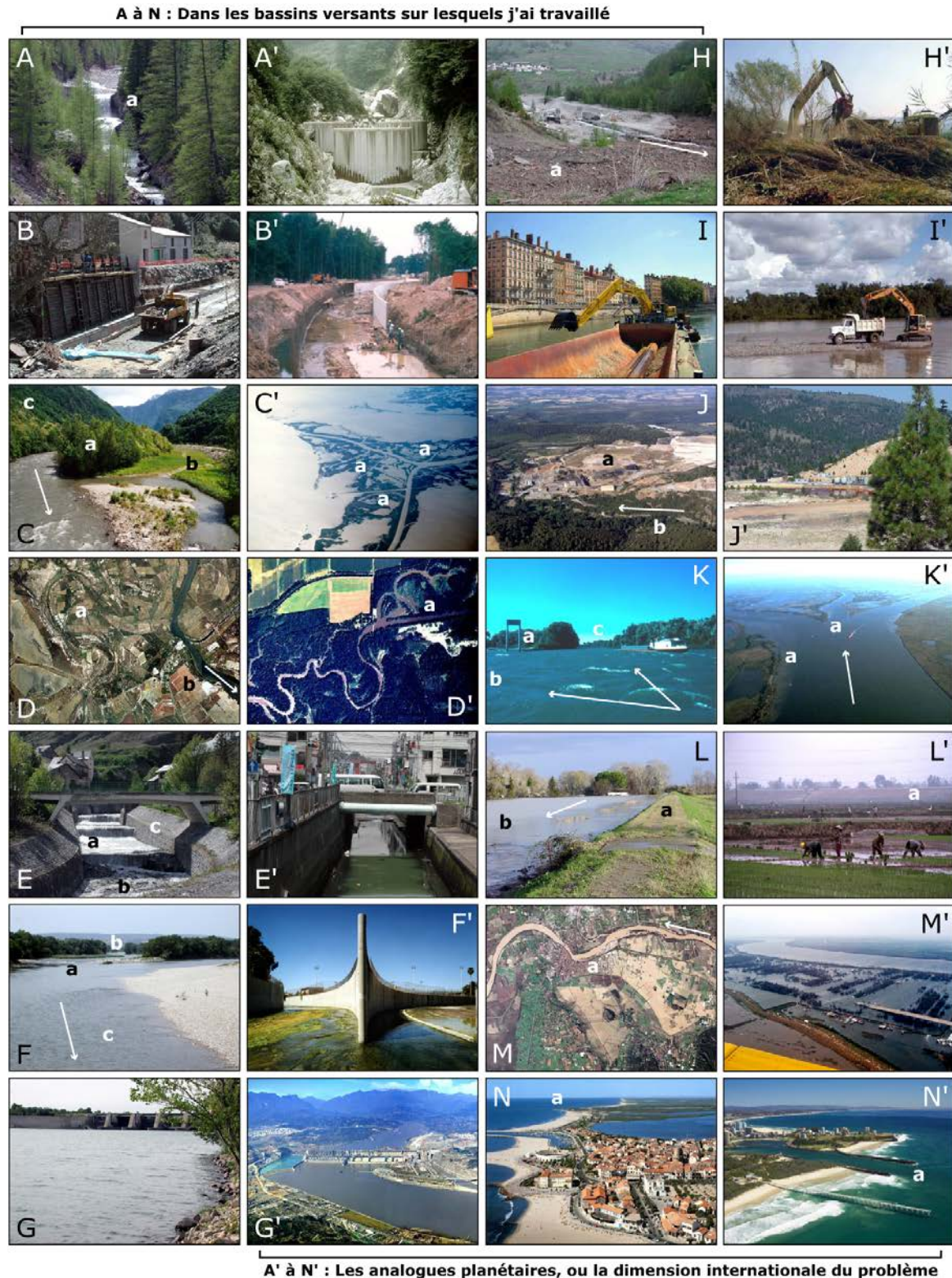


Figure 1.4 – Modifications hydromorphologiques des lits fluviaux par les actions anthropiques. A à N : Dans les bassins versants sur lesquels j'ai travaillé. A : Barrages de contrôle (a) le long du torrent du Ségure, bassin-versant du Guil, Alpes du Sud (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004) ; **B :** Chenalisation du lit du Rieussec, bassin-versant de l'Argent-Double, Montagne Noire (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001) ; **C :** Merlon (a) et chenal de dérivation (b) des eaux de la Romanche en cas d'éboulement du versant de Séchilienne (c), bassin-versant de l'Isère, Alpes du Nord (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2006) ; **D :** Paléochenal du Rhône du Bras de Fer (a), abandonné en 1712 par ouverture du canal des Launes (b), devenu depuis le bras principal du Rhône dans le delta (image SPOT, 1998) ; **E :** Artificialisation, *i.e.*, seuil (a) et plancher (b) bétonnés, berges

reprofilées et protégées par des murs maçonnés (c) du lit du Lombard sur son cône dans la traversée d'Aiguilles, bassin-versant du Guil (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004) ; **F** : Equipement hydraulique (seuil ; a) à la confluence entre l'Ardèche (b) et le Rhône (c) (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001) ; **G** : Barrage-écluse de Tarascon-Beaucaire sur le Rhône aval (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001) ; **H** : Conséquences sur le mélézin d'une avalanche (a) déclenchée par l'ONF dans le bassin-versant du Bouchet, Alpes du Sud (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004) ; **I** : Travaux de dragage sur la Saône à Lyon (cliché J.-M. Videau, 2005) ; **J** : Le site minier de Salsigne (a), vecteur de pollution (dépôts de stériles, bassins de décantation) dans le bassin-versant de l'Orbiel (b), Aude (cliché ADEME, 2005) ; **K** : Déflecteur hydraulique (a) permettant le contrôle de la répartition des débits à la diffluence du Grand Rhône (b) et du Petit Rhône (c) (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999) ; **L** : Digue insubmersible (a) construite dans la plaine d'inondation du Rhône pour réduire l'extension des crues (ici celle de 2003 ; b) dans le delta (cliché T. Chatel, 2003) ; **M** : Développement de l'habitat dans les plaines d'inondation, et ses conséquences vu à travers l'exemple de la ville d'Arles (a) lors de la crue du Rhône de 2003 (cliché CNES/SERTIT/ESA/SIRA, 2003) ; **N** : Fixation de l'embouchure du Petit Rhône (a) et artificialisation du trait de côte sur la commune des Saintes-Maries-de-la-Mer (cliché raztour.razorback2.com). **A'** à **N'** : **Les analogues planétaires, ou la dimension internationale du problème.** **A'** : Barrages de contrôle sur un affluent amont de la rivière Yotagiri, Japon (cliché Alan Dykes, 2001) ; **B'** : Opération de chenalisation de la rivière Lindsey, Géorgie, États-Unis (cliché T. Bryan, C. Chambley, B. Hollis, 2001) ; **C'** : Chenaux de dérivation (a) dans le delta du Mississippi, Louisiane, États-Unis (cliché NASA) ; **D'** : Chenalisation (datant des années 1800 ; a) de la rivière Kankaree, Indiana, États-Unis (cliché waterencyclopedia.com) ; **E'** : Segment urbain de la rivière Tatiaigawa, Tokyo, Japon (cliché 2.kankyo.metro.tokyo.jp) ; **F'** : Artificialisation de la confluence Bell-Arroyo Calabasas, bassin-versant de la rivière Los Angeles, Californie (cliché J. Humble, 2001) ; **G'** : Le barrage des Trois Gorges en construction sur le fleuve Yangtze, Chine (cliché China Three Gorges Project Corporation) ; **H'** : Arrachage mécanique (en surface et en profondeur) des pousses d'*Arundo donax* dans un bassin-versant côtier, Californie du Sud, États-Unis (cliché Santa Margarita and San Luis Rey Watersheds Weed Management Area) ; **I'** : Extraction de graviers dans le chenal de la rivière Chixoy, Ixcan, Guatemala (cliché J.S. Schenck, 1999) ; **J'** : Mine de soufre de Leviathan dans le bassin-versant de la rivière Carson, Sierra Nevada, États-Unis (cliché Carson Water Subconservancy District) ; **K'** : Contrôle anthropique (enrochements ; a) des diffluences dans le delta du Mississippi, Louisiane, États-Unis (cliché uoregon.edu) ; **L'** : Endiguement (a) de la plaine d'inondation dans le delta du Fleuve rouge, Vietnam du Nord (cliché ac-limoges.fr/hist_geo/, 2001) ; **M'** : Inondation par le Mississippi des zones d'habitat situées au sud de Plaquemines Parish lors du passage du cyclone Katrina (cliché noaanews.noaa.gov, 2005) ; **N'** : Artificialisation de l'embouchure de la rivière Tweed (a), New South Wales, Australie (cliché D. Wall, 2002).

Les problèmes d'érosion des sols et de sédimentation associés à la déforestation et à l'expansion des terres agricoles vont y précéder la détérioration plus ou moins poussée du milieu et des écosystèmes aquatiques en particulier. Par exemple, une crise érosive consécutive au phénomène de déforestation a été clairement mise en évidence vers 3000 av. J.-C. dans certaines régions méditerranéennes (Marsh, 1864 ; Thomas, 1956).

Durant des siècles, et ce depuis la plus lointaine Antiquité, les sociétés riveraines des cours d'eau ont su composer avec leurs eaux, tantôt courantes, tantôt stagnantes, tout en tirant bénéfice des milieux rivulaires extrêmement prolifiques et productifs en ressources vitales que sont les zones humides. Mais ces mêmes sociétés les ont également stigmatisés au point de leur donner la mauvaise réputation (*i.e.*, milieux peu utiles et dangereux) qui les accompagna très tôt (dès le Néolithique) jusqu'aux Temps Modernes (Lefeuvre *et al.*, 2000).

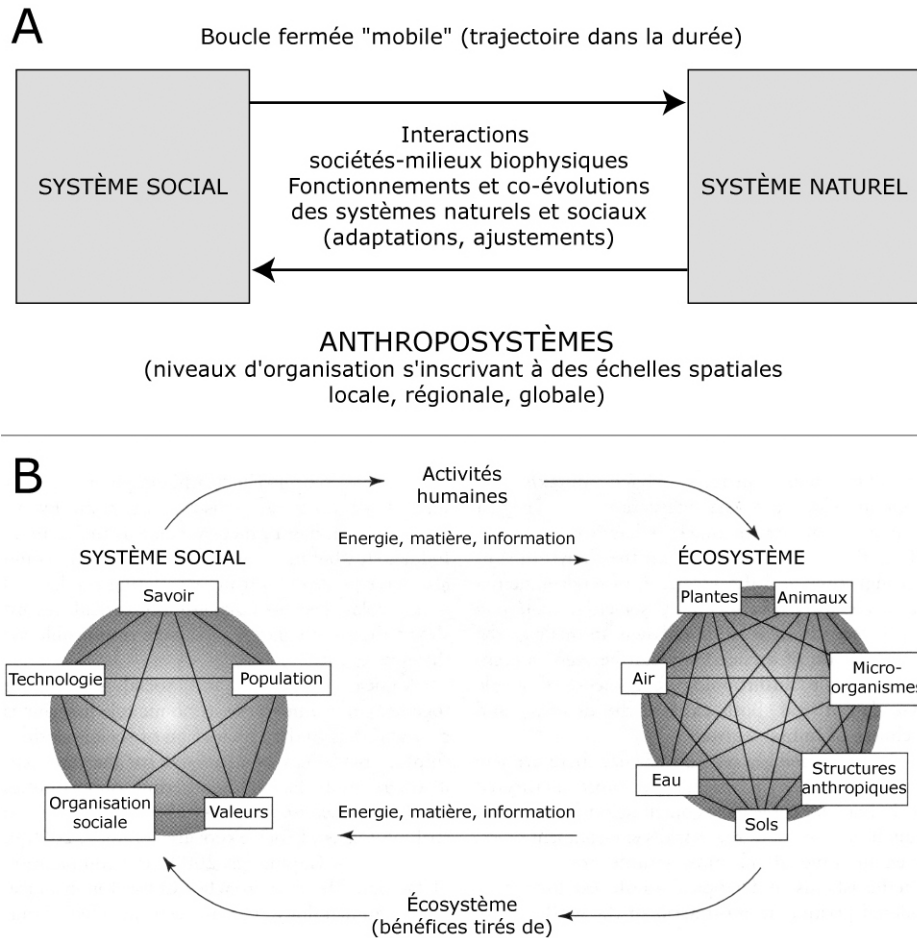


Figure 1.5 – Les interactions entre l'écosystème et les sociétés. **A** : Représentation schématique du concept d'anthroposystème [d'après Muxart, 2006] ; **B** : Les composantes de l'écosystème et ses relations avec le système social [d'après Marten, 2001].

Sur le court terme, les deux ou trois derniers siècles auront été décisifs en matière de transformation des milieux fluviaux par les sociétés. À l'image de l'Europe, les pays qui vont accomplir leur révolution industrielle aux XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles vont profondément modifier la géographie des zones humides et des hydrosystèmes continentaux en général (figure 1.6).

Ainsi, la tendance sur les derniers siècles est allée dans le sens d'une réduction drastique des surfaces occupées par les zones humides, dont Turner (1992) précise qu'elle n'a jamais été aussi poussée que depuis la Deuxième Guerre Mondiale. Ces interventions lourdes de l'Homme sur son environnement n'ont pas épargné les fleuves et les rivières, dont beaucoup ont été canalisés, chenalisés, dérivés et équipés en barrages, conduisant bien trop souvent à la déconnexion des zones humides situées en marge des plaines alluviales, par ailleurs soumises à des extractions massives de granulats pour les besoins du BTP (Macklin et Lewin, 1997).

Cependant, l'impact humain sur les rivières varie considérablement d'une région à l'autre. Il faudra donc se garder de généraliser les schémas de fonctionnement et les tendances observées aux échelles locale et régionale à l'ensemble des bassins versants. En effet, on sait que certains d'entre eux ont pu conserver jusqu'à nos jours un fonctionnement relativement naturel, y compris dans les pays les plus développés, pour des raisons qui tiennent à la position géographique et aux caractéristiques physiques (lithologie, pente, héritages) tout autant qu'à l'histoire de l'occupation. Mes travaux sur le Haut-Guil sur lequel nous aurons l'occasion de revenir plus loin (cf. *infra*, chapitre 8) en fournissent l'un des exemples. Les travaux conduits sur l'évolution des bandes actives des cours d'eau australiens arrivent aux mêmes conclusions.

ACTIONS HUMAINES	Estuaires	Côtes ouvertes	Plaines inondables	Marais d'eau douce	Lacs	Tourbières	Forêts marécageuses
Causes directes							
Drainage pour l'agriculture, l'exploitation forestière et la lutte contre les moustiques	■	■	■	■	●	■	■
Dragage et canalisation des cours d'eau pour la navigation et la protection contre les inondations	■	○	○	●	○	○	○
Dépôt de déchets solides, comblement pour la construction de routes et le développement commercial, urbain et industriel	■	■	■	■	●	○	○
Conversion à l'aquaculture, la mariculture	■	●	●	●	●	○	○
Construction de digues, barrages, remblais pour la prévention des inondations, l'approvisionnement en eau, l'irrigation et la protection en cas de tempête	■	■	■	■	●	○	○
Relargage de pesticides, d'herbicides, de substances nutritives par ruissellement d'eaux ménagères et agricoles, de sédiments	■	■	■	■	■	○	○
Exploitation minière des zones humides : tourbe, charbon, graviers, phosphates et autres minéraux	●	●	●	○	■	■	■
Extraction d'eaux souterraines	○	○	●	■	○	○	○
Causes indirectes							
Détournement des sédiments par les barrages, les chenaux profonds et autres structures	■	■	■	■	○	○	○
Altérations du réseau hydrologique par la construction de canaux, routes et autres structures	■	■	■	■	■	○	○
Subsidence due à l'extraction d'eaux souterraines, de pétrole, de gaz et d'autres minerais	■	●	■	■	○	○	○
Causes naturelles							
Subsidence	●	●	○	○	●	●	●
Elévation du niveau des mers	■	■	○	○	○	○	■
Sécheresse	■	■	■	■	●	●	●
Ouragans et autres tempêtes	■	■	○	○	○	●	●
Erosion	■	■	●	○	○	●	○
Effets biotiques	○	○	■	■	■	○	○

Figure 1.6 – Causes de la disparition des zones humides [d'après Dugan, 1992]. Rond blanc = absence ou cause exceptionnelle ; rond noir = présence sans être la cause principale de la disparition ; carré noir = cause fréquente et importante de dégradation et de disparition des zones humides.

2 – LA DYNAMIQUE DES HYDROSYSTÈMES FLUVIAUX (ANTHROPISÉS OU PAS)

Les hydrosystèmes fluviaux s'observent dans des contextes morphodynamiques extrêmement diversifiés (figure 1.7). **Même modifié ou artificialisé, le fonctionnement des plaines alluviales obéit à des lois d'équilibre dynamique** (ou de « dérive dynamique » ; Muxart, 2006) entre les formes, les aménagements et les entrées/sorties en eau et en sédiments. Comprendre ce fonctionnement est indispensable car il explique la dynamique des formes et des processus fluviaux ; l'interrompre devient préjudiciable à l'équilibre de la plaine alluviale.

2.1 – La variabilité spatiale des formes et des processus

La variabilité spatiale des formes fluviales et des processus de façonnement associés peut être décrite en procédant par **emboîtement d'échelles**, du bassin-versant aux unités hydrauliques (figure 1.8).

2.1.1 – Considérations à l'échelle du bassin-versant

Les processus de façonnement et d'évolution des formes fluviales s'inscrivent dans le cadre d'un fonctionnement systémique où le **bassin-versant** représente l'unité de base (Chorley, 1969). Replacé dans son contexte régional (l'**hydroécorage**), ce dernier fonctionne comme un système ayant des entrées (précipitations, énergie solaire...) et des sorties (écoulements hydrosédimentaires...) d'énergie et de matière (Chorley et Kennedy, 1971). Dans le bassin, l'évolution des formes fluviales évolue en s'adaptant à ces diverses entrées et sorties.

Ainsi, le **système fluvial** (Schumm, 1977) apparaît comme une composante importante mais complexe du bassin-versant. Le cadre théorique de son fonctionnement repose sur le **concept d'hydrosystème** (Amoros et Petts, 1993) défini comme un système dynamique 3D à caractères bio-géomorphologique et géochimique dans lequel se produisent des transferts bidirectionnels de matière et d'énergie et ce, dans les trois dimensions : longitudinale (amont/aval), latérale (chenal/plaine d'inondation/versants) et verticale (surface/sous-sol).

Le bassin-versant impose des **conditions limites** à la dynamique des cours d'eau, liées au relief, à la pente et à la morphologie (ratio profondeur/largeur, forme) des vallées. Par exemple, les caractéristiques géologiques et climatiques régionales conditionnent la topographie, l'énergie potentielle et les modalités du régime hydrosédimentaire des rivières. En retour, la variabilité spatio-temporelle du régime des cours d'eau va conditionner la façon dont l'énergie disponible va se distribuer dans le bassin-versant, en se renforçant (gorge, défilé) ou en se dissipant (plaine d'accumulation, delta).

Dépendantes des conditions limites du bassin-versant (climat, géologie), les **conditions limites propres aux flux** (débit, puissance, capacité de transport) contrôlent directement le style fluvial et le comportement hydrodynamique de la rivière (cf. *infra*, variables de contrôle et d'ajustement ; Schumm, 1977 ; Starkel, 1983b). Ainsi, à l'échelle du bassin-versant, le régime hydrologique est fortement contrôlé par le climat : le régime des oueds des régions arides et méditerranéennes, contrastant avec celui des cours d'eau situés dans les régions soumises à la mousson ou sous climat tempéré océanique, en fournit un exemple patent. Le climat contrôle également la fréquence, la magnitude et l'efficacité des crues (Wolman et Gerson, 1978), tout comme les types et la densité du couvert végétal. En retour, la couverture végétale influence plus ou moins directement le comportement du chenal et la dynamique fluviale par ses impacts sur les écoulements et la fourniture en sédiments.

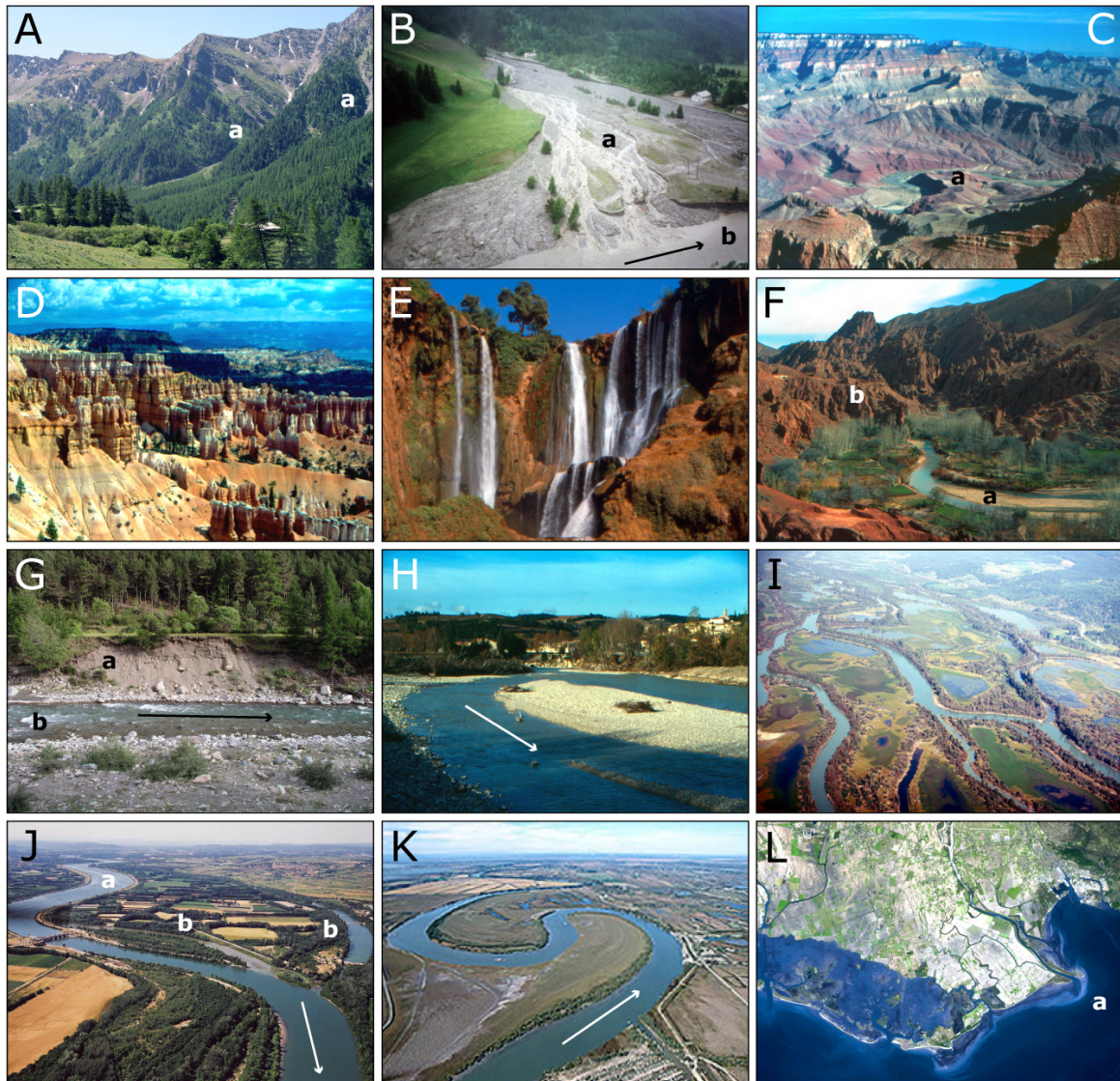


Figure 1.7 – La diversité morphologique des hydrosystèmes fluviaux. **A** : Découpage du relief par des ravins torrentiels (a) servant aussi de couloirs d'avalanche en amont du bassin du Peynin, affluent du Guil, Alpes du Sud (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004) ; **B** : Le cône torrentiel du Peynin (a) à la confluence avec le Guil (b) lors de la crue de juin 2000, Alpes du Sud (cliché RTM, 2000) ; **C** : Les méandres encaissés et les canyons du Colorado (a), Arizona, États-Unis (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1994) ; **D** : Paysage façonné par les effets du ravinement : les « bad lands » de Bryce Canyon, Utah, États-Unis (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1994) ; **E** : Cascade de l'oued d'Ouzoud, Moyen Atlas, Maroc (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1988) ; **F** : Méandrage et style en tresses dans la plaine alluviale (a) au sortir des Gorges du Dades (b), Haut-Atlas oriental, Maroc (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1991) ; **G** : Terrasse alluviale (a) en rive gauche du Guil (b) à Château-Queyras, Alpes du Sud (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004) ; **H** : La bande active de l'Ouvèze après la crue de septembre 1992 (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1992) ; **I** : Le style anastomosé de la rivière Columbia, Colombie Britannique, Canada (cliché H.J.A. Berendsen) ; **J** : Style sinueux (a) et bras secondaires (b) du Rhône à Sorgues (cliché J.G. Rossigni) ; **K** : Les méandres du Petit Rhône dans le delta (cliché tourisme.ville-arles.fr) ; **L** : L'embouchure de l'Isonzo (a) dans la partie orientale du delta, Frioul-Vénétie julienne, Italie (cliché NASA).

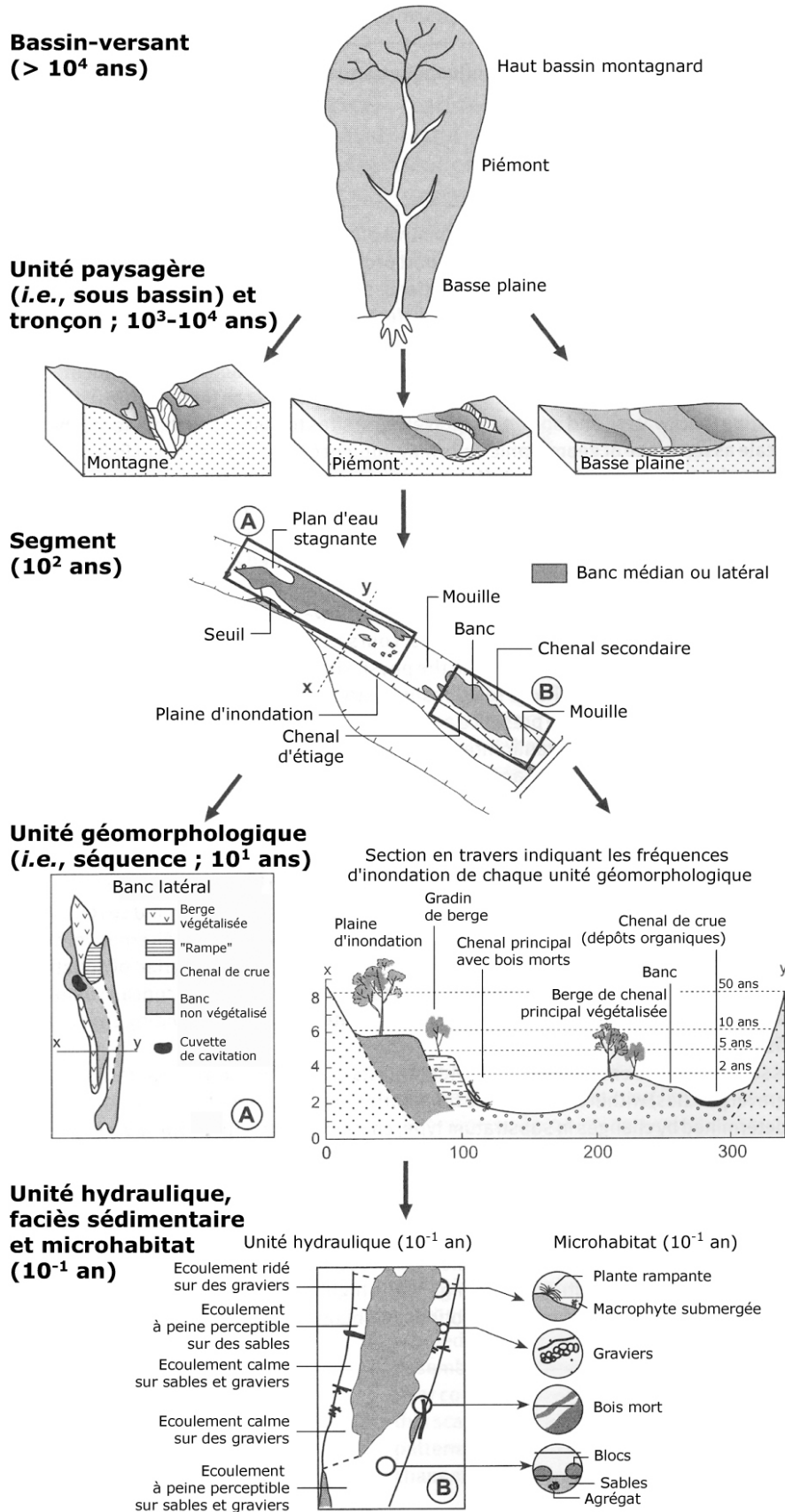


Figure 1.8 – Hiérarchisation des interactions géo-écologiques, du bassin-versant aux unités hydrauliques [d'après Thomson *et al.*, 2001, modifié].

La forme d'un bassin-versant est influencée par plusieurs facteurs : surrection tectonique, degré de dissection, caractéristiques lithologiques. Ces conditions limites, liées à l'évolution morphodynamique à long terme, conditionnent la forme du réseau hydrographique et la densité de drainage. La forme distincte des bassins du Guil (affluent de la Durance) et de l'Argent-Double (affluent de l'Aude) décrit un type d'ajustement possible des flux aux conditions limites du bassin-versant (**figure 1.9**).

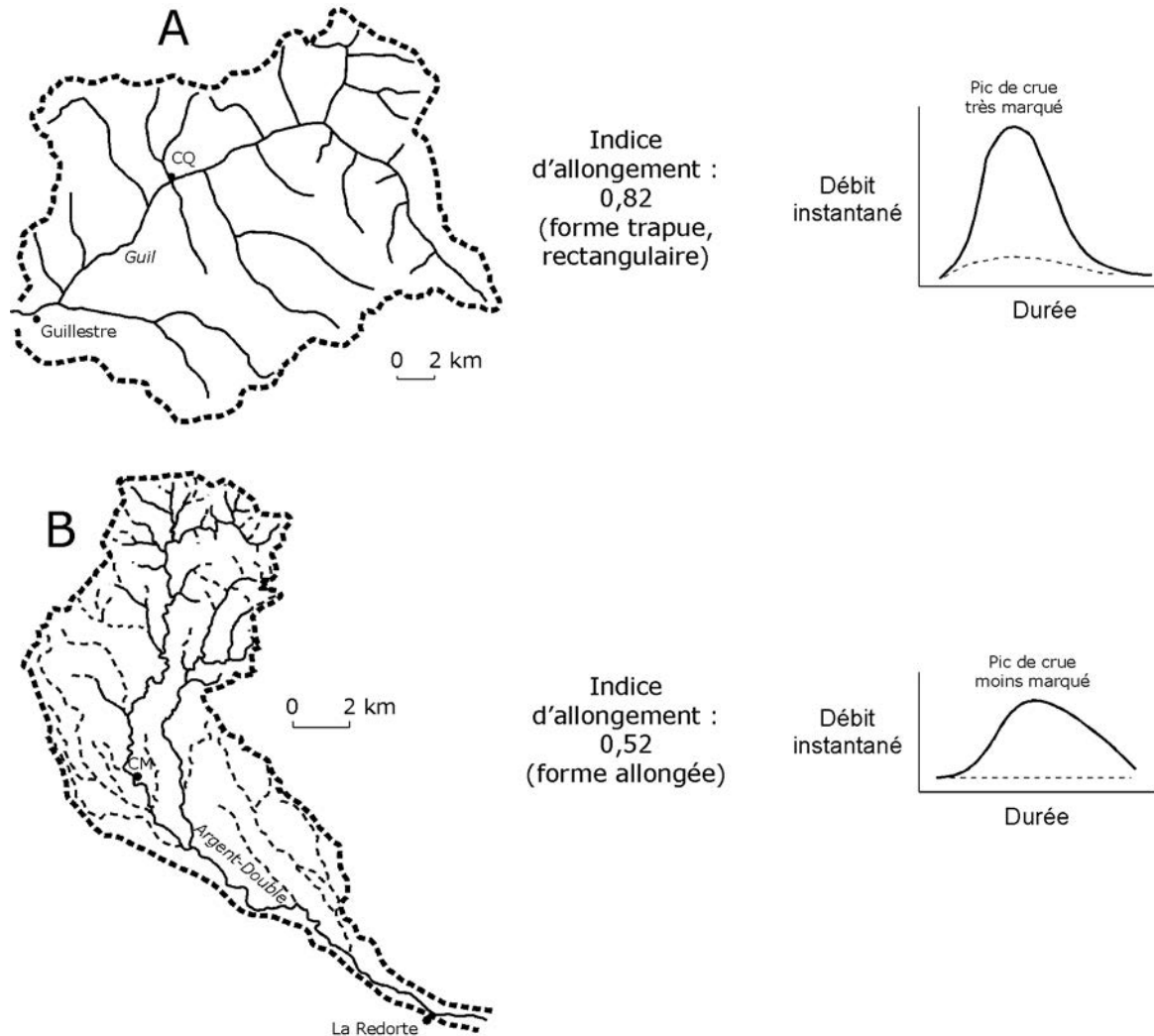


Figure 1.9 – Influence de la géométrie du réseau hydrographique sur les caractéristiques hydrologiques des rivières. A : Bassin du Guil, affluent de la Durance, Alpes du Sud. **B :** Bassin de l'Argent-Double, affluent de l'Aude, Montagne Noire/Piémont du Minervois). Indice d'allongement du bassin-versant (Schumm, 1956) = rapport entre le diamètre d'un cercle de surface équivalente à celle du bassin-versant et la longueur du bassin-versant. Dans la réalité, bien d'autres facteurs viennent contrebalancer le rôle joué par ces facteurs, notamment l'action humaine.

Dans un bassin-versant, la morphologie des chenaux est le résultat des dynamiques d'érosion, de transport et de sédimentation (**figure 1.10**) opérant dans les conditions limites imposées par la géologie, le climat, la végétation et les sociétés. L'efficacité de ce processus dépend du degré de connectivité entre les différentes unités de bassin.

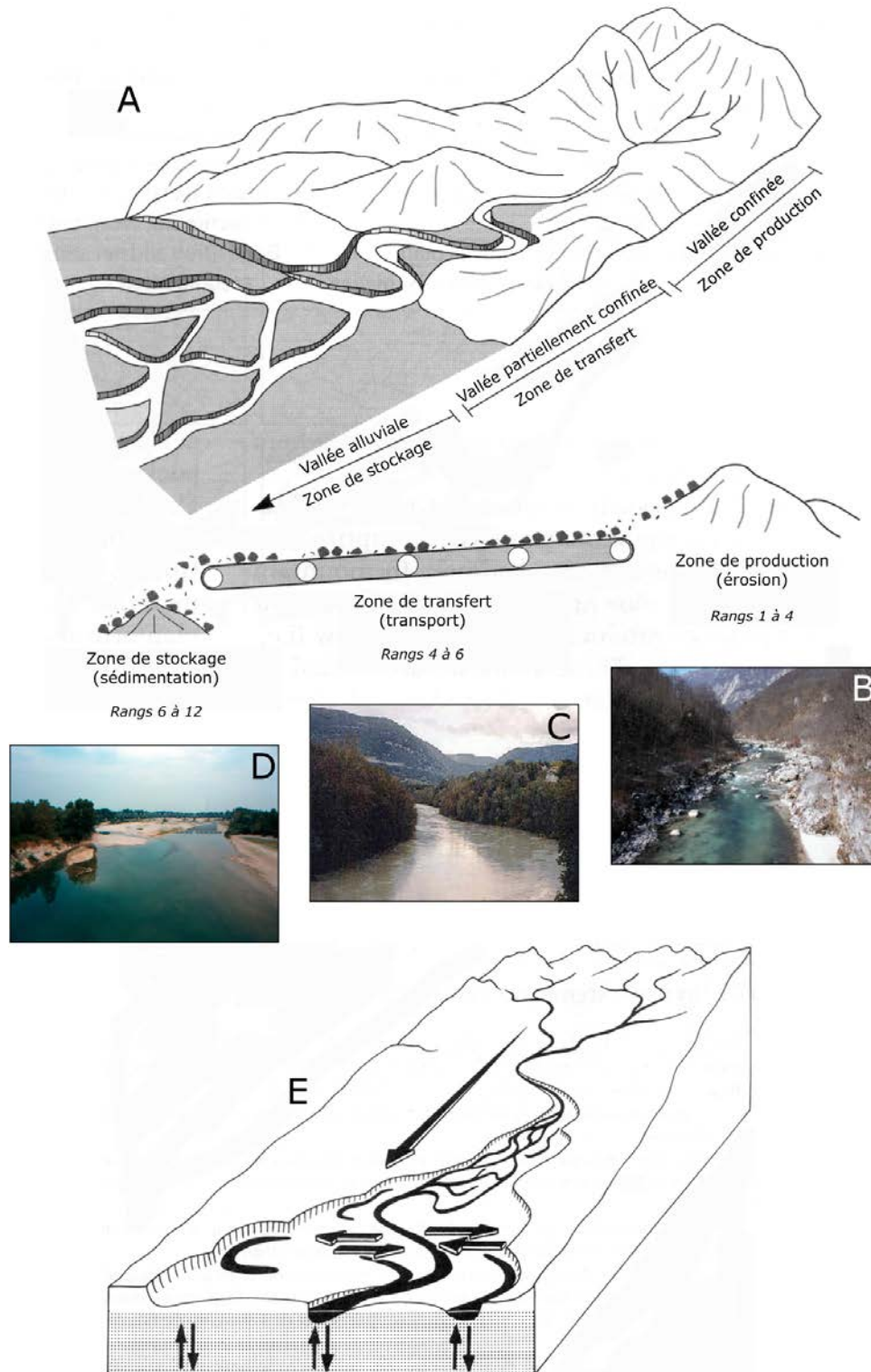


Figure 1.10 – Les processus d'érosion à l'échelle du bassin-versant. A : La zonation des processus d'érosion à l'échelle du bassin-versant, théorisée par Schumm (1977) [d'après Kondolf, 1994, modifié]. B, C, D : L'exemple du bassin-versant de l'Isonzo, Slovénie et Italie du Nord ; B = Le cours amont de l'Isonzo dans la partie slovène du bassin montagnard (cliché europainfoto.it) ; C = L'Isonzo à Gorizia, au débouché sur le piémont (cliché valesiescuole.it) ; D = La plaine alluviale de l'Isonzo entre la confluence du Torre et le delta (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999). E : Schématisation des trois axes bidirectionnels (amont/aval, chenal/plaine d'inondation, surface/sous-sol) suivis par les flux dans les hydrosystèmes fluviaux [d'après Amoros et Petts, 1993].

2.1.2 – À l'échelle des unités de bassin et des segments fluviaux

L'**unité de bassin** (ou unité paysagère) constitue une association de plusieurs **segments** de rivière, c'est-à-dire des tronçons homogènes le long desquels les conditions limites aux flux (débit, puissance, capacité de transport) sont relativement uniformes (Kellerhals *et al.*, 1976). À cette échelle, la bande active, ses marges (boisées ou pas) et l'aquifère alluvial représentent les éléments constitutifs d'une partie du corridor fluvial qui interagit avec le reste du bassin-versant. Cette échelle d'analyse permet donc d'appréhender le rapport qu'entretient la **plaine alluviale** (*i.e.*, la partie fonctionnelle du fond de vallée) non seulement avec l'amont mais aussi avec ses bordures.

La géométrie d'une plaine alluviale, rarement homogène et évolutive dans le temps, est ajustable dans les trois dimensions (longitudinale, transversale, verticale). Son évolution se fait par le biais de certaines variables hydromorphologiques propres au cours d'eau, appelées **variables internes** (ou d'ajustement, ou de réponse). Il s'agit de la largeur du chenal, de la pente du fond du chenal, de la longueur d'onde des méandres, de la profondeur moyenne du chenal et de sa sinuosité. Ces variables internes vont s'ajuster dans le temps (4^{ème} dimension) en fonction de l'évolution des flux d'eau et de sédiments, eux-mêmes étroitement liés à la géologie, à la variabilité climatique et aux actions humaines. Ces derniers constituent les **variables externes** (ou de contrôle) du système fluvial. L'ajustement des variables internes va produire différents paysages de base (ou **styles fluviaux**). On en dénombre généralement quatre : (sub-)rectiligne, à méandres, en tresses et anastomosé.

Les plaines alluviales sont une juxtaposition de plusieurs composants (chenal, plaine d'inondation) caractérisés chacun par des associations distinctes de plusieurs milieux de sédimentation. Définis tant par leurs caractères physiques (vitesse, profondeur des écoulements, texture des sédiments) que par les peuplements biologiques (plantes et faunes), la diversité biologique et physique de ces milieux est directement liée à la dynamique fluviale : la durée et la fréquence des inondations déterminent les conditions limites en surface, alors que la fourniture sédimentaire et le temps de résidence de l'eau conditionnent l'évolution de l'aquifère alluvial. Ces conditions limites varient forcément d'amont en aval, en fonction du gradient d'énergie, des conditions hydroclimatiques et de la distance aux zones sources (**figure 1.11**).

Dans les **bassins montagnards** (**figure 1.11A**), l'énergie du relief favorise une morphogénèse très active. La structure géologique et l'histoire des dernières glaciations (dans les chaînes alpines en tout cas) conditionnent généralement la géomorphologie des vallées, en particulier l'alternance de plaines d'accumulation alluviale (qui remblaient les ombilics glaciaires) et de gorges (souvent d'anciennes gorges sous-glaciaires ou de raccordement taillées dans des roches résistantes). D'ordinaire étroites et confinées, les plaines alluviales sont drainées par des cours d'eau à charge graveleuse dont la forte pente leur permet d'acquérir une puissance spécifique importante, comprise entre 300 W/m² et 1000 W/m²; dans les secteurs de gorge, elle peut dépasser 1000 W/m² (Nanson et Croke, 1992).

La proximité des sources sédimentaires (altération du bâti rocheux, remaniement des formations superficielles actives ou héritées) favorise des entrées en sédiment abondantes. Les transferts longitudinaux sont relativement efficaces et prédominants mais les drains principaux sont fortement connectés à leurs affluents (**figure 1.12A**). Le couplage des versants au chenal est fort (**figure 1.12B**), limitant ainsi le développement de la zone hyporhéique (*i.e.*, interface entre le bassin-versant au sens strict et le cours d'eau ; zone alimentée alternativement par la nappe de subsurface ou par l'eau de surface, sous le cours d'eau ou dans la berge). Le découplage versants-chenal est possible mais rare (**figure 1.12C**) : il s'opère surtout dans les secteurs élargis des plaines alluviales, entre deux secteurs en gorge.

Changements longitudinaux

Représentation schématique

Caractéristiques spécifiques

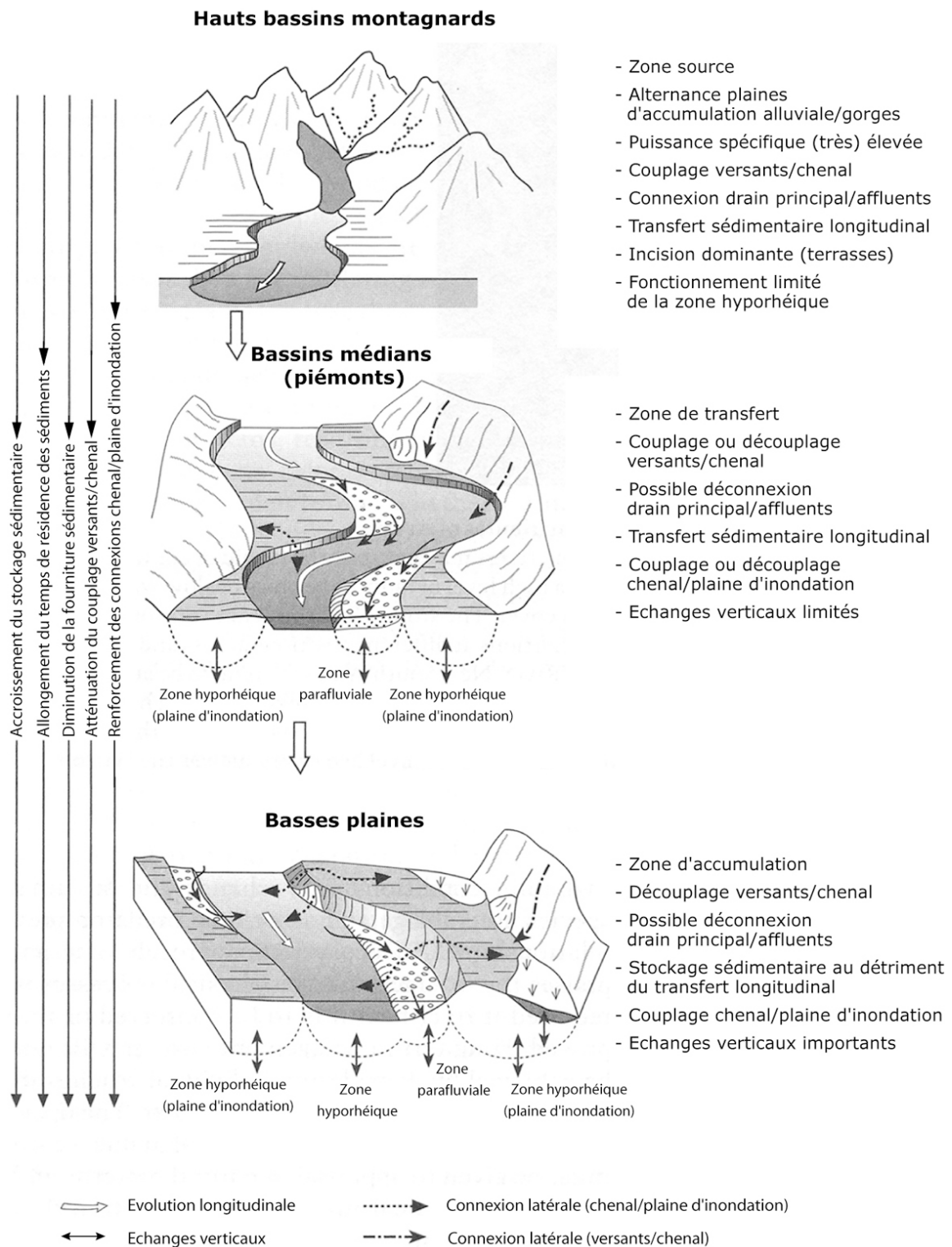


Figure 1.11 – Dimensions spatiales des connectivités longitudinales, latérales et verticales dans les différentes parties d'un bassin-versant [d'après Brierley et Fryirs, 2005, modifié].



Figure 1.12 – Quelques exemples de couplage/découplage entre chenal et versants, bassin du Haut-Guil (Queyras). A : Torrent du Bouchet, entre Valprévèyre et Les Roux. Les versants sont une source sédimentaire non négligeable pour le chenal, pendant mais aussi après le passage d'une crue, la dernière ayant affecté le bassin étant celle d'octobre 2000 (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2006). **B :** Bassin du Ségure en amont de Ristolas, durant la crue trentennale de juin 2000. Les apports sédimentaires proviennent tout à la fois de l'amont mais aussi des apports latéraux (cliché RTM, 2000). **C :** Le couplage entre le chenal et les versants est faible, voire nul dans la plaine d'Aiguilles, en aval de la confluence du Peynin, en raison de l'extension de la plaine alluviale en rive gauche du Guil et de la route en rive droite (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004).

L'alternance de phases de stockage et de déstockage sédimentaire est rapide, réduisant ainsi le temps de résidence des alluvions dans le fond de vallée. Durant les interglaciaires, les fortes capacités de transport, généralement assistées par la surrection tectonique, sont favorables au déstockage et à l'incision, conduisant ainsi à la mise en place de terrasses alluviales. Sans induration des sédiments qui les constituent, celles-ci ne sont pas durablement conservées en raison de leur position sur des pentes fortes soumises à des processus morphogénétiques très actifs. Nombre d'entre-elles que l'on observe aujourd'hui sont donc de mise en place très récente : dans le bassin de Pokhara, les terrasses alluviales de la rivière Seti Khola, d'origine sismo-tectonique, sont postérieures à 500 BP (Fort, 1987 ; **figure 1.13A**) ; dans le bassin du Guil, les plus récentes ont à peine 50 ans (**figure 1.13B**). La fin des périodes glaciaires et les interstadias ont pu être favorables à la mise en place de terrasses fluvioglaciales et de dépôts d'obturation latérale par les glaces (**figure 1.13C**).

Souvent en position de **piémont**, la partie médiane des bassins versants s'inscrit dans la zone dominée par les transferts sédimentaires. Fonctionnant dans des conditions d'énergie modérée (puissances spécifiques généralement comprises entre 50 et 300 W/m² ; Nanson et Croke, 1992), elle est marquée par la présence de plaines alluviales dont la largeur conditionne le degré de connexion entre le chenal principal, la plaine d'inondation et les versants.

Sur les marges, les affluents y élaborent des cônes de déjection dont le front n'atteint pas forcément le drain principal. Lorsque c'est le cas, les apports des affluents représentent une gêne locale au bon écoulement des eaux du drain principal tout en contribuant à la recharge sédimentaire pour les bandes actives situées plus en aval. L'influence des apports latéraux n'est donc pas négligeable dans ces secteurs.

La présence à faible profondeur, sous les alluvions, d'un substrat géologique faiblement perméable est une contrainte au bon développement de la zone hyporhéique qui s'étend cependant dans les secteurs de bancs gravo-sableux. Dans la partie amont, les plaines alluviales sont dominées par des niveaux de terrasse rarement continus sur de grandes distances, dont les plus bas peuvent être réactivés par les crues récentes (**figure 1.14A**).

La **partie aval des bassins versants** constituent la zone d'accumulation ou de stockage sédimentaire, à la fois dans les chenaux mais aussi dans la plaine d'inondation. Bordés par des reliefs peu marqués et s'estompant progressivement jusqu'à la mer, de vastes plaines d'accumulation, entrecoupées de défilés rocheux plus ou moins étroits, précèdent l'apex des prismes estuariens et deltaïques. Dans les bassins d'accumulation, les cours d'eau dissipent leur énergie en méandrant (allongement de la longueur du chenal) et/ou en élargissant leur bande active, avec un ratio largeur/profondeur du chenal qui tend à s'accroître. Les puissances spécifiques tendent à diminuer, tout en restant dans une gamme de valeurs (< 60 W/m² ; Nanson et Croke, 1992) propre à imposer des changements morphologiques significatifs étant donné l'affinement granulométrique du matériel de fond et des berges. La rupture hydrodynamique provoque une rupture de charge sédimentaire, favorable au stockage (**figure 1.14B**).

Le couplage chenal-plaine d'inondation est très important, d'autant que les levées de berge sont basses et les pentes faibles, favorisant *in fine* les débordements et l'instabilité latérale du chenal. Lorsqu'ils ne sont pas interrompus, les échanges en eaux, en sédiments et en nutriments favorisent le maintien de zones humides et des habitats écologiques associés. Le couplage versants-chenal, forcément, tend à se réduire considérablement, *a fortiori* dans les plaines deltaïques pluri-kilométriques. L'importance des apports latéraux n'est toutefois pas à négliger durant les premiers stades de l'édification des deltas, comme cela a pu être montré dans le delta du Rhône (**figure 1.14C**).

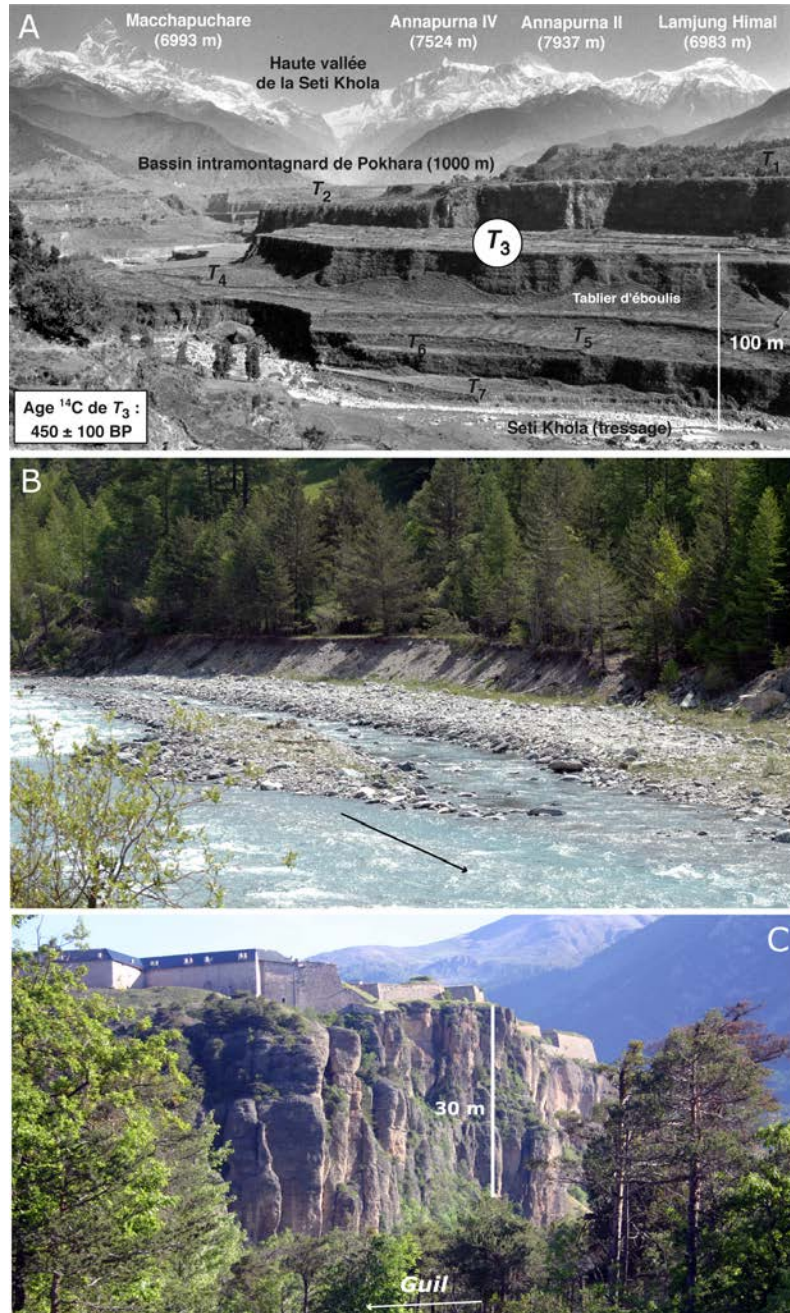


Figure 1.13 – Différents systèmes de terrasses fluviales et fluvio-glaciaires. **A :** Système de terrasses alluviales dans la vallée de la Seti Khola, bassin intramontagnard de Pokhara, Himalaya du Népal, sud de la chaîne des Annapurnas [d'après Fort, 1987, annoté]. Il y a environ 450 ans, l'éboulement catastrophique d'une partie de la paroi (roches et glaces) du flanc ouest de l'Annapurna IV engendra une méga-lave torrentielle (4 km), aboutissant au remblaiement brutal de l'ensemble du bassin de Pokhara par des débris graveleux calcaires à matrice limoneuse. Cette alloformation s'emboîte dans les niveaux de terrasses T₁ et T₂ plus anciens, au matériel induré. Depuis, l'incision rapide (10-20 cm/a) du plancher alluvial par la Seti Khola, confortée par la « fraîcheur » des formes de tressage observées au toit de T₃, a favorisé l'évacuation de près de 50 % du dépôt originel et sa dissection en plusieurs niveaux de terrasses désappariées (ici au nombre de cinq, de T₃ à T₇). Le remblaiement du fond de vallée puis son creusement et la mise en place de terrasses étagées dans le dépôt précédent se sont donc produits en moins de cinq siècles. Aujourd'hui, la Seti Khola développe un style en tresses caractéristique, 80 m en contrebas de la terrasse T₃. **B :** Terrasse alluviale en rive gauche du Guil à Château-Queyras. L'analyse des photographies aériennes et la dendrochronologie attestent que les dépôts sont ceux de la crue de 1957 (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2006). **C :** Poudingue de Guillestre, entaillé de près de 80 m au sortir des gorges du Guil (dépôt fluvial mis en place en rive gauche de la vallée de la Durance alors englacée ; cliché J. Sitalaprasad, 2005).

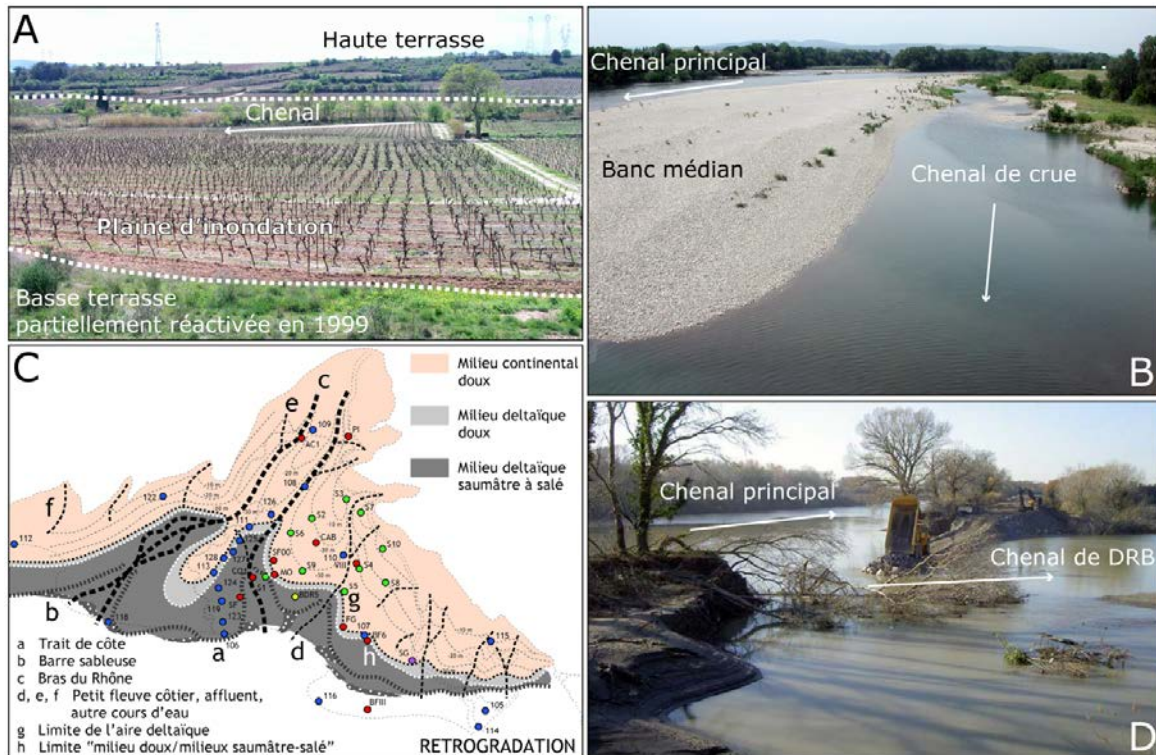


Figure 1.14 – Plaines alluviales et deltaïques, apports latéraux et deltas de rupture de levée. **A** : La basse vallée du Rivassel, affluent de l'Aude, en amont de La Redorte. En pointillé, limite de la plaine alluviale (cliché Arnaud-Fassetta, 2004). **B** : La bande active du Bas-Rhône à Pont-Saint-Esprit (cliché Arnaud-Fassetta, 2001). **C** : Géomorphologie du delta du Rhône vers 9800 BP (9400-9200 av. J.-C.) [d'après Arnaud-Fassetta, soumis]. Le delta est déjà entré dans sa phase de rétrogradation alors que le niveau marin se situe autour de -40 m. Les bordures de la plaine deltaïque sont entaillées par des cours d'eau dont les apports sont non négligeables, comptes tenus de la surface deltaïque rhodanienne, relativement réduite. **D** : Chenal de delta de rupture de levée (DRL) du Petit Rhône ouvert lors de la crue de décembre 2003 (cliché SYMADREM, 2003).

Aux confluences avec les affluents s'édifient des cônes de déjection qui contraignent les écoulements du drain principal, tout autant que le remaniement de leur front peut contribuer à la recharge sédimentaire des bandes actives plus en aval.

Le temps de résidence des sédiments dans la plaine alluviale est finalement assez long, pluri-séculaire à pluri-millénaire, et seule une infime partie est remaniée par les crues. Les processus dominants sont l'aggradation, les migrations latérales de la bande active, les défluviations et les deltas de rupture de levée (*crevasse splays* ; **figure 1.14D**). Ces phénomènes ont tendance à se multiplier dans les plaines de niveau de base, comme les deltas et les marais lagunaires (**figure 1.15**), alors que les circulations d'eau sont complexifiées par le jeu de la pénétration des eaux salées (coin ou biseau salé) dans le prisme sédimentaire et au fond des chenaux.

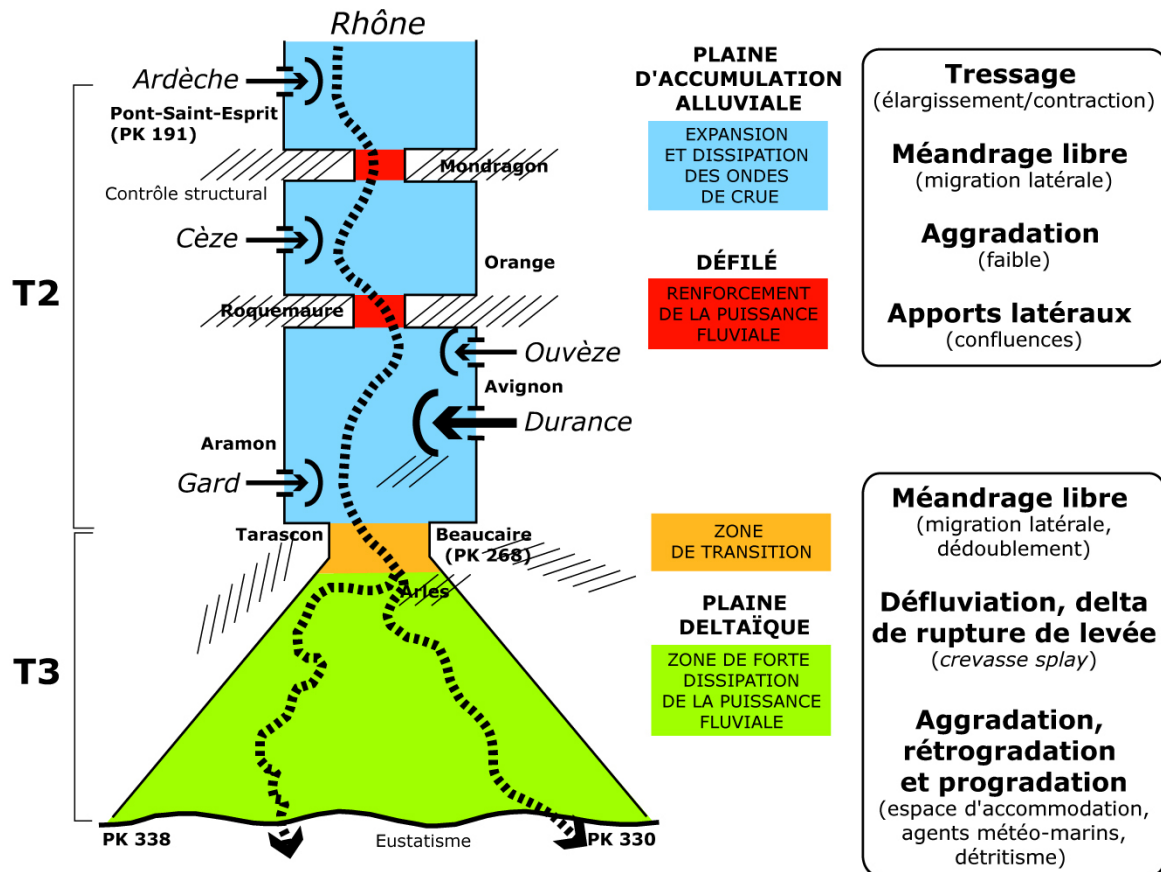


Figure 1.15 – Exemple d'évolution longitudinale des processus morphodynamiques, basé sur le schéma de la basse vallée du Rhône [d'après Arnaud-Fassetta, com. orale DIREN 2007]. Les secteurs fonctionnels (T2, T3) se justifient par des processus morphodynamiques qui leur sont propres. Les aménagements (les opérations de chenalisation en particulier) mis en place durant la seconde moitié du XIX^{ème} siècle ont contribué à atténuer les contrastes hydrodynamiques entre les défilés et les plaines d'accumulation jusqu'au delta, en homogénéisant la géométrie hydraulique (largeur, profondeur, pente, etc.) du Rhône.

Situés au contact entre les environnements continentaux et marins, les **deltas** constituent le prolongement possible du stade estuarien des embouchures fluviales. Leur édification est attribuée à deux principaux facteurs de forçage : d'une part les variations eustatiques, qui contrôlent le volume disponible pour la sédimentation et la position du niveau de base général, d'autre part les apports sédimentaires, dépendant de la variabilité climatique et des activités humaines dans le bassin-versant, ainsi que des capacités de transfert du chenal fluvial (figure 1.16). Les mouvements négatifs du sol, qu'ils soient liés à la compaction des séries sédimentaires, à la subsidence ou au fluage, peuvent accentuer les effets de l'eustatisme à l'échelle de l'Holocène. Enfin, l'action des marées et des courants côtiers n'est importante que dans les zones méso-tidales et macro-tidales, peu représentées en Méditerranée.

Ainsi, la décélération, au cours de l'Holocène, de la vitesse de remontée du niveau marin est à l'origine de la mise en place des grands appareils deltaïques du globe, dont la base des dépôts a été datée entre 8500 BP et 5500 BP, pour un âge modal de 7500-7000 BP (Stanley et Warne, 1994). Même si ces deltas ont une histoire et des traits physiographiques qui leur sont propres, leur lithostratigraphie est toujours caractérisée, en accord avec les acquis de la stratigraphie séquentielle, par la succession de séquences rétrogradantes, aggradantes, puis progradantes : les dépôts fins des tourbières et des lagunes supra-littorales pléistocènes et du début de l'Holocène sont progressivement recouverts par les corps sédimentaires côtiers du pro-delta, puis du front deltaïque et de la plaine deltaïque (Galloway et Hobday, 1996).

La grande hétérogénéité des apports solides continentaux, combinée avec celle des processus hydrosédimentaires marins (houles et marées), produit des géométries deltaïques diverses que Galloway (1975) a classé en trois catégories : celle des deltas dominés par les apports fluviaux (lobe de Saint-Georges du delta du Danube actuel ; Panin, 2003), celle des deltas dominés par les houles [Nil (Stanley et Warne, 1993), Ebre (Sanchez-Arcilla *et al.*, 1998), Pô (Cencini, 1998), Rhône (Provansal *et al.*, 2003) et Var (Dubar, 2003) actuels] et celle des deltas estuariens macro-tidaux (Perillo, 2005). Ces types morphologiques ne constituent bien souvent qu'un état temporaire ou transitoire, nombreux étant les deltas dont la géométrie s'est modifiée au cours de l'Holocène, en fonction de l'évolution du ratio entre les variables d'amont (détritisme) et celles d'aval (niveau de base, agents météo-marins, tectonique).

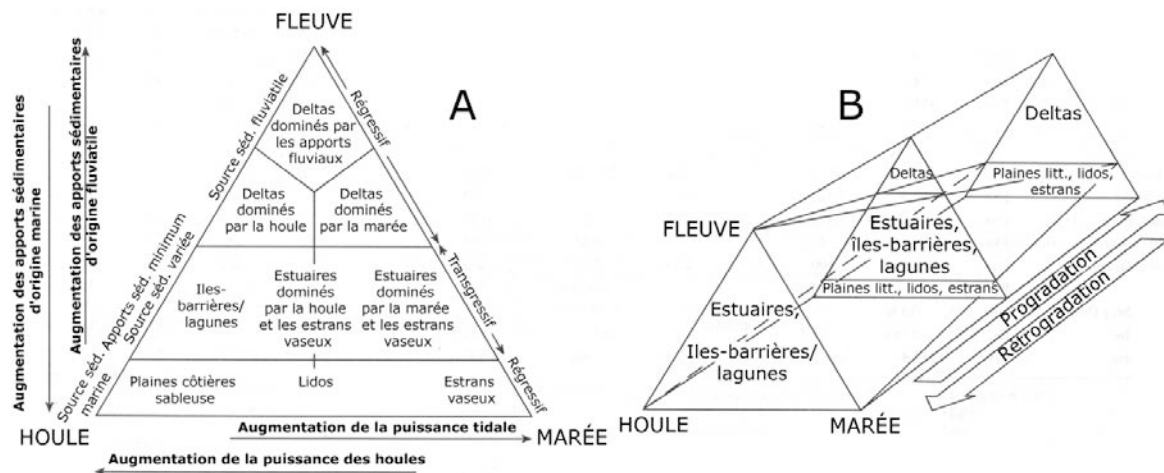


Figure 1.16 – Classification des systèmes côtiers [d'après Dalrymple *et al.*, 1992]. A : Classification ternaire des systèmes côtiers basée sur les processus. Cette classification prolonge celle de Galloway (1975), limitée aux plaines deltaïques, mais exclut les systèmes côtiers où prédominent les sédiments grossiers. **B :** Modèle d'évolution des environnements côtiers, intégrant la variabilité du niveau marin relatif et des apports détritiques comme facteurs à l'origine des phénomènes de progradation et de rétrogradation. Le triangle central est similaire à la **figure 1.16A**. La progradation du trait de côte force les estuaires à se métamorphoser en deltas, en plaine littorale sableuse et en vasières. La rétrogradation du trait de côte permet l'extension des estuaires, des îles-barrières et des lagunes.

Environnements côtiers de transition situés à l'interface terre-mer, les **marais lagunaires** constituent une catégorie originale de marais tidaux (Pilkey *et al.*, 1989). Sur leur face marine (externe), ils sont délimités par des îles-barrières et des theys alors que sur leur face continentale (interne), les surfaces intertidales sont en connexion avec des formes de relief héritées. Cette double contrainte physique est particulièrement forte dans les marais lagunaires de l'Atlantique, ceux de la Ria Formosa en particulier (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003).

Leur vitesse d'accrétion dépend des produits de l'érosion dans le bassin-versant apportés par les cours d'eau, des processus de sédimentation et de la production de matière organique fournie par la végétation des marais (Reed *et al.*, 1999). Dans un contexte de montée du niveau marin, les marais lagunaires sont fortement exposés au risque d'érosion et de submersion marine dès lors que leur vitesse d'accrétion ne suffit plus à compenser les effets eustatiques (French et Spencer, 1993). Leur pérennité dépend alors de leur capacité à pouvoir migrer vers l'intérieur des terres.

Enfin, les marges de certains marais lagunaires sont aujourd'hui fortement aménagées et occupées. En particulier, l'endiguement les cloisonne et les déconnecte de leurs environnements fluviaux et/ou marins. À l'image de la Nouvelle-Orléans en 2005, les risques d'inondation y sont

forts, dès lors que l'occurrence des aléas hydroclimatiques et météo-marins BFHM n'est pas suffisamment prise en compte par les politiques d'aménagement (Waltham, 2005 ; Baker, 2007).

Pour finir, on insistera sur le nécessaire maintien des connexions longitudinales, latérales et verticales de tous les compartiments des sous-bassins ainsi définis, dès lors que l'on s'intéresse à l'aménagement des rivières mais aussi à la genèse des crises hydrologiques du passé et à leurs impacts. Une crise s'exprimera d'autant mieux que la réponse des versants aux plaines alluviales est directe. Une crise pourra être atténuée dès lors que les liens versant-plaine alluviale sont interrompus, par découplage naturel ou artificiel. Ces liens de couplage-découplage ont aussi leurs incidences aux échelles plus fines, celles des unités géomorphologiques et hydrauliques.

2.1.3 – À l'échelle des unités géomorphologiques et hydrauliques

Les processus hydromorphologiques contrôlent directement la façon dont l'énergie se répartit dans les hydrosystèmes fluviaux. Partant de là, la variabilité des interactions entre le régime des écoulements et la fourniture sédimentaire détermine la distribution et la nature des formes fluviales, du chenal à la plaine d'inondation. À l'échelle locale, les fluctuations hydrosédimentaires contrôlent également la diversité des unités hydrauliques et des faciès sédimentaires ainsi que la viabilité des habitats à différents niveaux d'énergie et de submersion.

Raisonner à l'échelle des unités géomorphologiques (figure 1.8), c'est le plus souvent opter pour l'échelle la plus adéquate pour mettre en relation les processus de transport et les formes d'érosion et d'accumulation dans chacune des composantes de la plaine alluviale et dans le chenal en particulier. Dans la plaine alluviale, la géométrie des unités géomorphologiques varie en fonction du style fluvial qui, lui-même, évolue en fonction du gradient d'énergie et du rapport entre le volume de la charge entrante (*i.e.*, taux de charge alluviale imposé) et la capacité de la rivière à l'évacuer.

Ainsi, Schumm (1981, 1985) a proposé un diagramme faisant état des paramètres contrôlant la **géométrie en plan des chenaux (figure 1.17A)**. La typologie à laquelle il aboutit repose sur 14 classes. La nature de la charge transitant dans le chenal est considérée comme le premier critère discriminant, aboutissant à trois grands groupes de chenaux : à charge de fond prédominante (classes 1 à 5), à charge mixte (classes 6 à 10) et à charge en suspension prédominante (classes 11 à 14).

Chacun de ces groupes associe plusieurs types de chenaux, discriminés par les indices de tressage et de sinuosité [(sub)rectiligne, sinueux/à méandres, en tresses, anastomosé]. Les deux derniers types caractérisent les **rivières en anabranches** (*i.e.*, à chenaux multiples). La **figure 1.17B** permet d'aller plus loin au besoin, en décrivant par ordre d'énergie (*i.e.*, puissance spécifique) croissant les différents types d'anabranchement (tressage, anastomose...) détaillés par Nanson et Knighton (1996). À noter que certains auteurs (Carson, 1984 ; Degoutte, 2006) intercalent le type divagant (*wandering pattern*) comme style de transition entre le tressage et le méandrage ou entre le méandrage et l'anastomose.

Les unités géomorphologiques de dépôt (bancs de chenal, plaine d'inondation), constituent des lieux de stockage particulièrement importants, mais les conditions très changeantes (dans l'espace et le temps) de la dynamique fluviale imposent des ajustements morphologiques continus. Ainsi, le secteur privilégié de la capitalisation sédimentaire est assurément la plaine d'inondation. Cependant, certaines bandes actives de tressage, restées stables pendant plusieurs siècles voire des millénaires, peuvent avoir enregistré une tendance à l'exhaussement, comme cela a pu par exemple être montré dans le Haut-Rhône (Bravard, 1987).

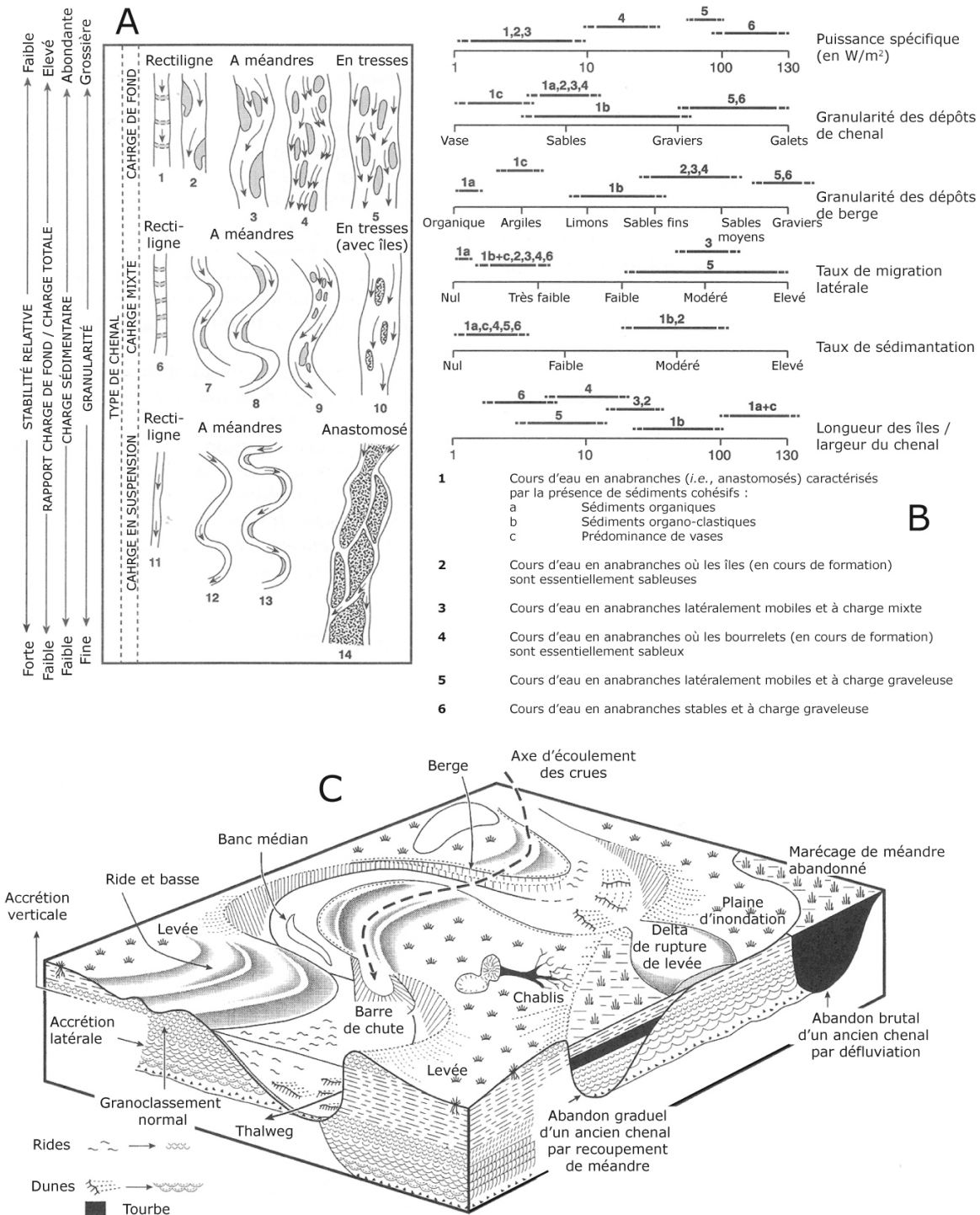


Figure 1.17 – Quelques exemples de styles fluviaux. A : Typologie des styles fluviaux et des formes et des modes de transport sédimentaires propres au chenal [d’après Schumm, 1981 et 1985] ; **B :** Typologie des différentes formes d’anabranchement [d’après Nanson et Knighton, 1996] ; **C :** Les formes associées à une plaine alluviale d’un cours d’eau à méandres [d’après Allen, 1970, modifié par Brown, 1997].

En ce qui concerne les **rivières à méandres**, on sait qu’elles se développent dans des plaines alluviales dans lesquelles coexistent plusieurs types de formes (actives, héritées) et de milieux de sédimentation d’énergie variable, selon un gradient décroissant du chenal vers ses marges (**figure 1.17C**).

Les **chenaux actifs** sont bordés par une plaine d'inondation plus ou moins hydromorphe où émergent souvent des **formes reliques** (anciens bourrelets alluviaux). À l'étiage, le courant se concentre entre les berges du chenal. Lors des crues, la charge sédimentaire croît progressivement : les premières vagues d'eau, peu chargées, sont donc plutôt érosives. Puis le matériau du chenal, des bancs et des flancs internes des berges est entraîné du fait du renforcement des forces tractrices, qui dépassent alors le seuil critique. Au maximum de la turbulence et de la vitesse d'écoulement, toutes les conditions sont réunies pour que les trois modes de transport sédimentaire (roulement/charriage, saltation, suspension) se réalisent. Le courant occupe tout le lit et, en particulier les chenaux de crue (*chute*) dans les méandres.

Retardé sur certains tronçons par des levées naturelles ou des structures hautes, le débordement des eaux est favorisé en d'autres points par un ensellement par lequel s'engouffre le courant : la crue devient inondante (**figure 1.18**) et la masse d'eau qui la caractérise comporte une triple pente (vers l'aval, vers la droite et vers la gauche du chenal), expliquant l'hétérométrie du matériel transporté et la diversité des formes d'accumulation et d'érosion. L'immensité relative de la **plaine d'inondation**, sa faible pente et l'épaisseur réduite de la nappe d'eau sont favorables à la dissipation de la crue et au ralentissement des écoulements. Les processus de décantation se substituent alors aux processus de dépôt par excès de charge (surtout en fin de crue).

Les crues extrêmes ont la capacité d'ouvrir des brèches dans les berges et d'épandre une partie des sédiments grossiers du chenal dans la plaine d'inondation. La forme ainsi créée est un **delta de rupture de levée** (*crevasse splay*). Ce terme, proposé par Tricart (1977), utilisé par Plaziat, Freydet et Marec (1987), etc., ne peut être remplacé par celui de « cône de brèche » car la forme et les processus relèvent bien des caractéristiques propres à un « delta », au sens où les sédiments se mettent en place dans un plan d'eau et leur organisation est contrôlée par le niveau de l'eau qui submerge la plaine d'inondation.

Si le processus se prolonge, les chenaux secondaires ouverts à l'occasion d'une rupture de berge peuvent entraîner une **défluviation** du chenal principal (*i.e.*, stade III décrit par Smith *et al.*, 1989). Ce changement de cours, au bénéfice d'une dépression latérale, provoque alors l'abandon du chenal initial et un nivellement de la plaine alluviale. L'éloignement du cours actif favorise l'installation de marécages ou d'étangs très peu profonds.

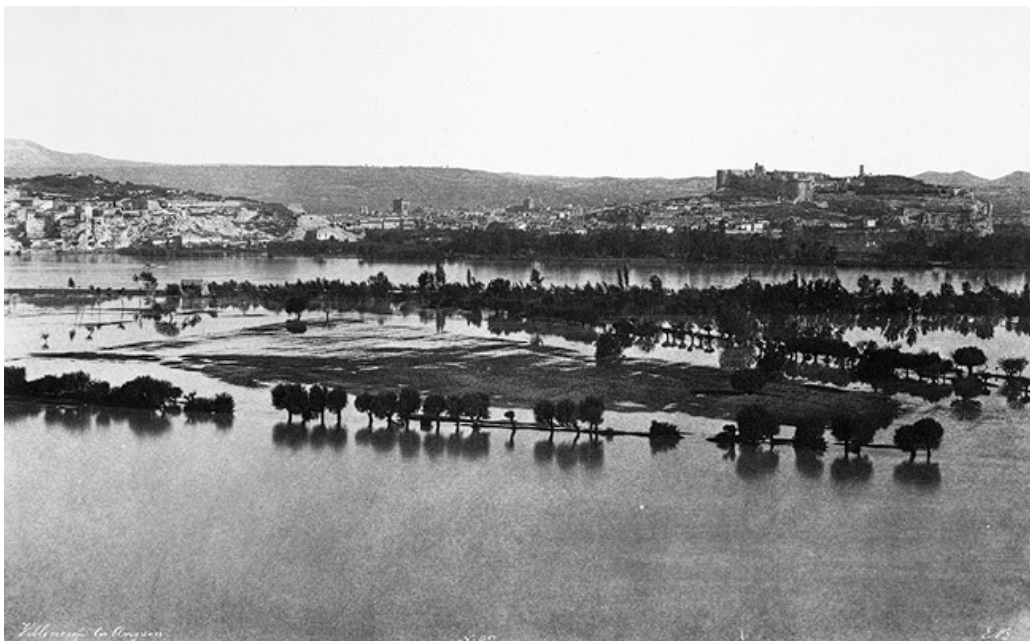


Figure 1.18 – L'inondation du Rhône à Avignon en 1856 (cliché E. Baldus, Metropolitan Museum of Art, New York).

Ainsi, on mesure tout l'intérêt (par exemple, en termes de cartographie des zones inondables) que revêt la prise en compte à la fois du relief (donc des héritages) de la plaine alluviale mais aussi des processus susceptibles de le faire évoluer.

Or, il est courant et préconisé par certains experts (Ballais, 2006 ; **figure 1.19**) de découper la plaine alluviale (*i.e.*, concept géomorphologique) en trois lits, mineur, moyen et majeur (*i.e.*, concept hydrologique) :

- Seul le lit mineur, encore appelé « lit des crues très fréquentes », est fonctionnel jusqu'au débit de pleins bords. Ses caractéristiques physiques (largeur, profondeur) sont directement reliées au débit actuel. Les alluvions y sont toujours plus grossières que celles déposées dans la plaine d'inondation.
- Le lit moyen, ou « lit d'inondation fréquente », n'est théoriquement fonctionnel qu'une fois atteint le débit de récurrence quinquennale à décennale. Sa morphologie est marquée par la présence de chenaux de crue et de bancs alluviaux grossiers.
- Le lit majeur, ou « lit d'inondation rare à exceptionnelle », présente un relief très atténué. Les processus de sédimentation sont dominés par la décantation, du fait des faibles vitesses d'écoulement de la nappe d'eau.

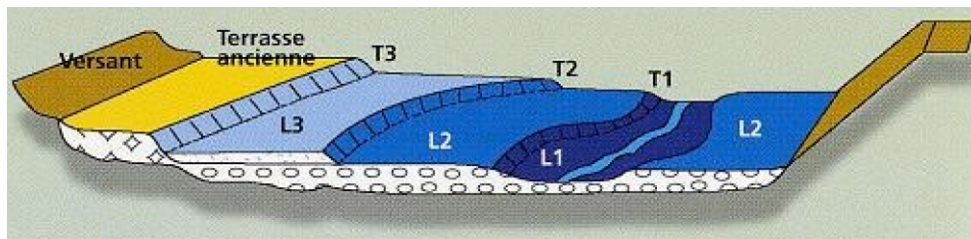


Figure 1.19 – Relations topographiques entre les différents lits de la plaine alluviale
[d'après Ballais, 2006].

En fait, ce « modèle » n'est applicable qu'à un certain type de cours d'eau, calme, faiblement mobile latéralement et s'inscrivant dans un fond de vallée où le lit majeur (plaine d'inondation) reste incliné vers le chenal (lit mineur). Ce modèle n'est pas applicable dans beaucoup d'autres cas, celui du Rhône en particulier, pour plusieurs raisons, nous aurons l'occasion d'y revenir plus loin dans la troisième partie.

L'autre question soulevée par cette conception de la morphodynamique fluviale est la genèse du lit moyen. Certes, beaucoup d'auteurs lui attribuent une signification hydrologique, le faisant fonctionner pour des débits de récurrence « moyenne » (cf. *supra*). Très peu se sont interrogés sur la genèse de ce « lit ». À l'issue de multiples observations faites en domaine méditerranéen (Ouvèze 1992, Rhône 1993-1994, Aude 1999, Guil 2000-2002, Rhône 2003), la thèse soutenue est la suivante : ce lit peut très bien correspondre (au moins sur l'Aude, l'Ouvèze et le Guil) à la marge d'une bande active ayant fonctionné en conditions de régime soutenu, puis reboisée et partiellement remblayée entre deux événements de crue majeurs (**figure 1.20**). De fait, si l'entaille post-crue du lit mineur est rapide, le lit moyen peut se substituer au lit majeur, qui lui-même se retrouve alors en position de basse terrasse.

Par ailleurs, le lit moyen porte souvent les traces de « vieux » chenaux qui ne sont pas forcément très anciens, si l'on admet l'influence des crues récentes. En condition « ordinaire » d'écoulement (basse énergie), un peignage des fines s'opère dans la ripisylve, favorisant une tendance à l'exhaussement des marges du chenal. En condition « exceptionnelle » (crue BFHM), la trop faible capacité du chenal et l'énergie conséquente force les écoulements à détruire le pavage et inciser le lit, saper les berges, décaper (*stripping* ; Nanson, 1986) tout ou partie du « lit moyen »,

ouvrir des brèches dans les levées, et détruire plus ou moins efficacement la ripisylve. Par conséquent, on s'apercevra que la géométrie du lit d'un cours d'eau n'est pas figée et il n'est pas pensable de contribuer à la gestion/protection durable des crues sans avoir intégré cela, et réussi à l'appliquer ou le faire appliquer. Les travaux que j'ai conduits sur les rivières de l'Aude et des Alpes ont toujours insisté sur la nécessaire prise en compte non pas du lit mineur (comme c'est souvent le cas) mais du lit moyen (en fait la bande active définie par les crues BFHM récentes) comme objet de bon calibrage des chenaux.

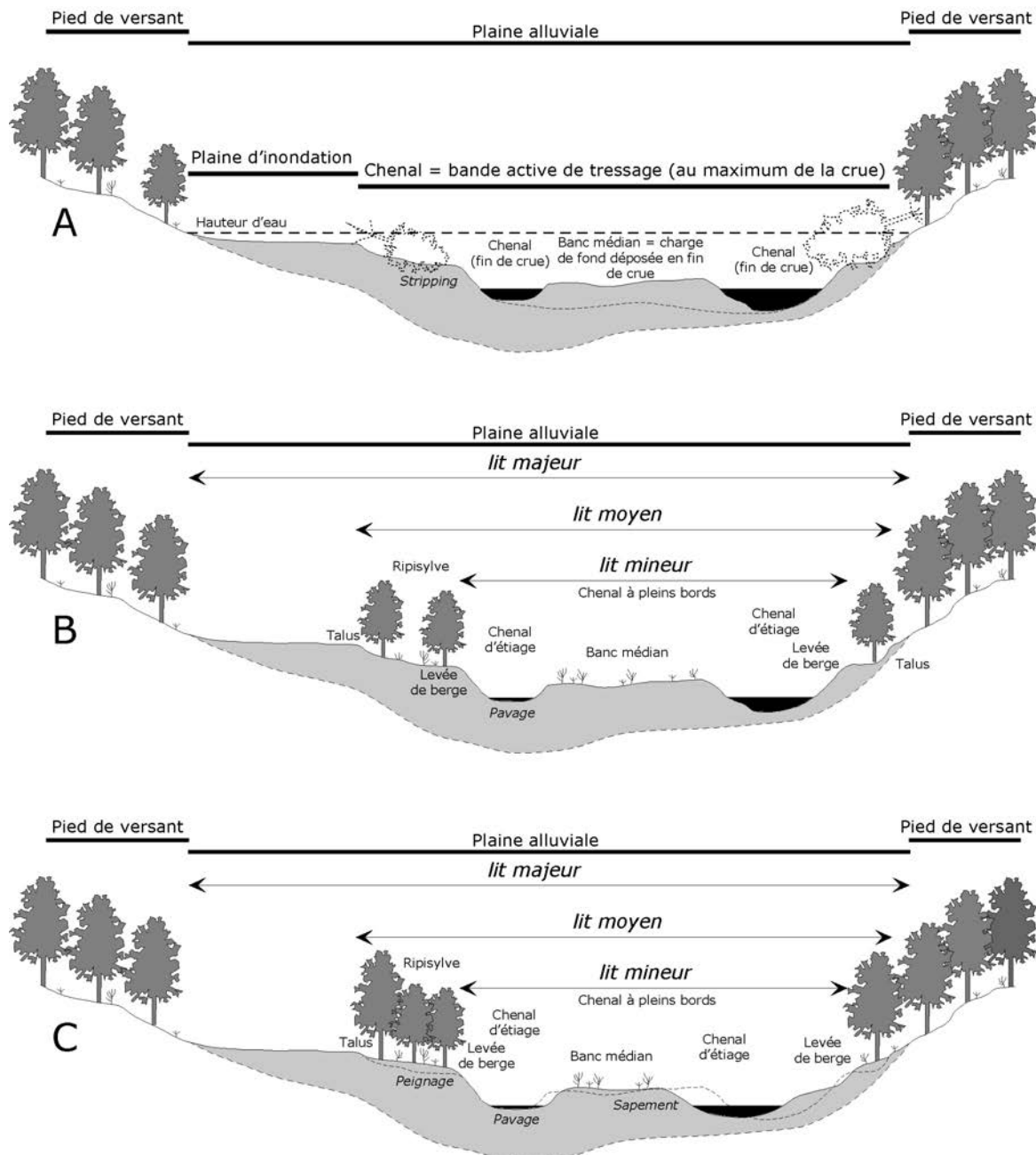


Figure 1.20 – La genèse du lit moyen, déduite de mes observations de terrain en domaine méditerranéen.

Au final, il convient de s'interroger sur la pertinence des « modèles » élaborés pour rendre compte du fonctionnement des plaines alluviales. Pour certains d'entre eux, nous avons montré plus haut leurs limites inhérentes à la difficulté d'intégrer la dynamique des formes et les processus associés. Du coup, en ne prenant pas en considération la signification des héritages

fluviales présents dans la plaine alluviale, ces modèles ne peuvent retranscrire qu'un état statique, figé (donc erroné) des cours d'eau.

D'autres « modèles » ont été proposés dans la littérature pour rendre compte du fonctionnement des plaines alluviales (**figure 1.21**). Lewin (1978) a proposé une typologie morphologique, les plaines alluviales étant considérées comme un emboîtement de formes à différentes échelles (macro = à l'échelle de la plaine ; méso = à l'échelle du chenal ; micro = à l'échelle des unités sédimentaires), et l'énergie des écoulements fluviaux comme la variable clé de l'activité morphogénétique (**figure 1.21A**).

Bravard et Peiry (1999) ont montré que le gradient d'énergie amont-aval, exprimé par l'évolution de la puissance spécifique (cf. *infra*, équation 4) conditionnait largement la diversité des associations de formes et de dépôts présents à la surface de la plaine alluviale le long de l'hydrosystème fluvial. L'image CM de Passega (1957) est utilisée comme un outil de discrimination de la cohésion sédimentaire.

Enfin, Nanson et Croke (1992) ont proposé une classification fondée sur le croisement des données morphosédimentaires et la puissance spécifique, qu'ils considèrent eux aussi comme la clé de détermination des caractéristiques texturales des sédiments, et de la morphogénèse de la plaine alluviale en général (mobilité latérale du chenal, taux d'accrétion/érosion, vitesse de régénérescence des formes).

2.2 – L'ajustement dans le temps des formes fluviales

2.2.1 – De l'état de quasi-équilibre à l'ajustement morphologique

La plupart des rivières n'atteignent jamais le stade d'équilibre morphodynamique, comme le laissent envisager les modèles davisien. De fait, leur profil en long aussi bien que leur section en travers ne sont que la traduction d'un ajustement morphologique plus ou moins brutal et continu aux conditions hydrodynamiques (Wolman, 1955 ; Wolman et Miller, 1960 ; Hack, 1960), elles-mêmes en grande partie dépendantes de la variabilité climatique (Knox, 1975). Cet état de « quasi-équilibre » (*i.e.*, qui tend vers le parfait équilibre sans jamais l'atteindre ; Leopold et Maddock, 1953 ; Dury, 1966), encore appelé « équilibre dynamique », suggère que les formes sont en état d'ajustement permanent. Chorley et Kennedy (1971) puis Butzer (1982) ont défini sans ambiguïté la nature de ces équilibres (**figure 1.22**) :

- **équilibre statique** (*i.e.*, sans changement au cours du temps), équilibre stable (*i.e.*, retour à un état initial par effet de rétroaction négative ou de résilience forte propre au système après une perturbation) ;
- **équilibre instable** (*i.e.*, l'ajustement d'une variable à une nouvelle valeur après une perturbation) ;
- **équilibre métastable** (*i.e.*, combinaison d'un équilibre stable et instable, la variable se retrouvant à sa valeur initiale après franchissement d'un seuil critique) ;
- **équilibre continu** (*i.e.*, variable affectée de fluctuations haute fréquence qui ne modifient pas la stabilité de la tendance sur le long terme) ;
- **équilibre dynamique** (*i.e.*, variable affectée de fluctuations haute fréquence autour d'une valeur moyenne qui se modifie sur le long terme) ;
- **équilibre dynamique métastable** (*i.e.*, tendances identiques mais séparées par un seuil critique).

En dehors peut-être du premier, tous les autres types peuvent être rencontrés dans les hydrosystèmes fluviaux. Ils sous-tendent la façon dont la géométrie hydraulique d'un chenal va évoluer et la rapidité avec laquelle les styles fluviaux vont se succéder dans la plaine alluviale.

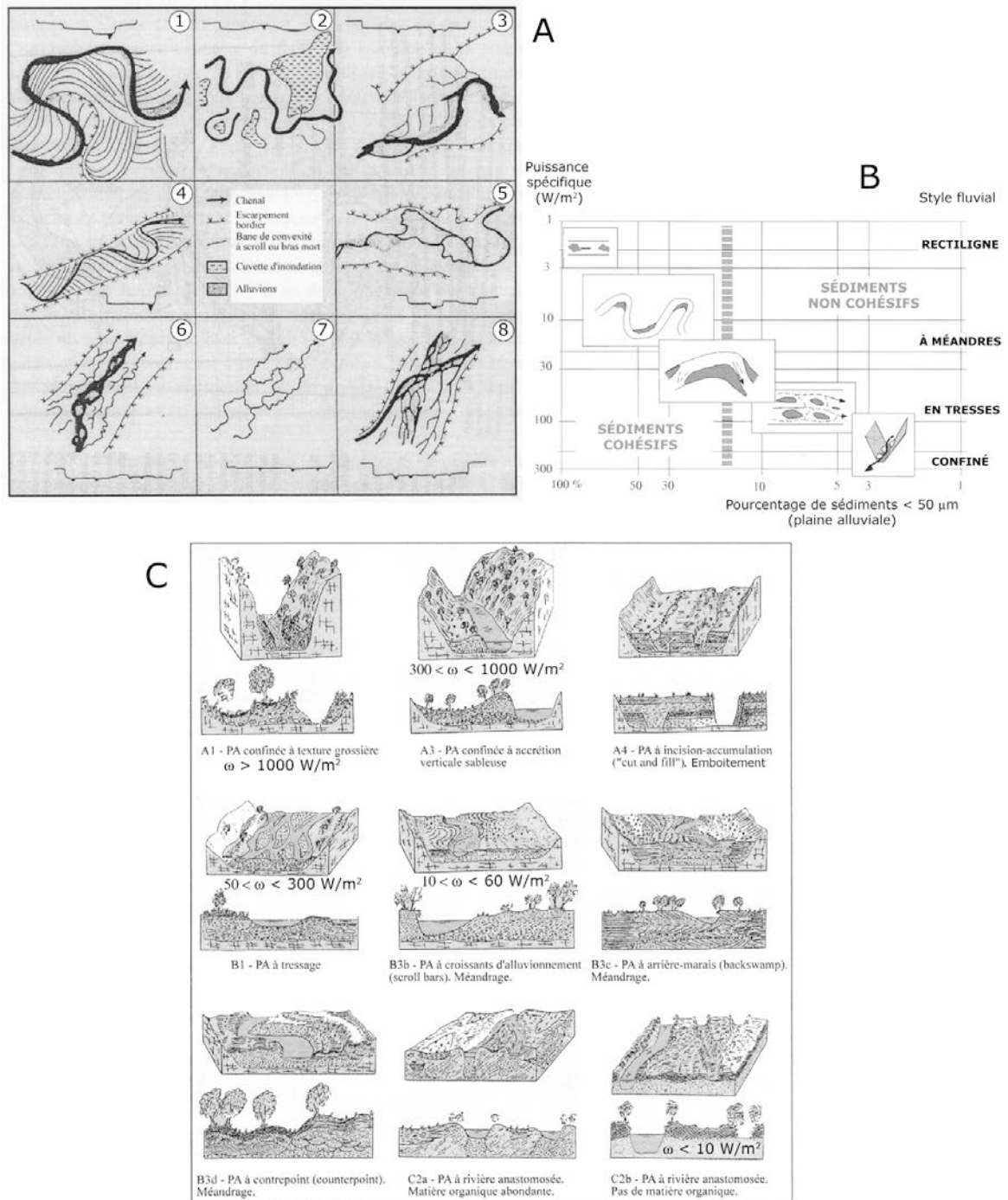


Figure 1.21 – Quelques typologies de plaine alluviale. Celles-ci sont fondées sur les critères (A) morphologiques [d'après Lewin, 1978], (B) hydrosédimentaires [d'après Bravard et Peiry, 1999] et (C) génétiques [d'après Nanson et Croke, 1992].

L'idée est donc que la **géométrie hydraulique** d'une rivière va se modifier plus ou moins rapidement, chaotiquement, au cours du temps. C'est la théorie de l'équilibre dynamique que nous avons évoquée plus haut (figure 1.23). Étudiée à l'échelle d'une section transversale, la géométrie hydraulique d'un chenal (pente, largeur, profondeur, sinuosité... ; figure 1.24) se modifie en fonction de l'ajustement des variables de contrôle, le débit (Q_w) et les apports solides (Q_s) (Leopold et Maddock, 1953 ; Bull, 1991 ; Petts et Bravard, 1993 ; Navratil, 2005).

La modification de la géométrie hydraulique peut avoir une **origine naturelle** (par exemple, des conditions climatiques favorisant la récurrence de crues de haute magnitude) ou

anthropique. Les interventions humaines agissent alors sur les variables d'ajustement tout autant que sur les variables de contrôle (cf. *supra*). Citons le cas des barrages, des canaux de dérivation et des extractions alluvionnaires, qui modifient les variables de contrôle (Q_w , Q_s), celles-ci agissant en retour sur les variables d'ajustement. Mentionnons aussi les actions de recalibrage du chenal, les court-circuitages de méandre ou les seuils hydrauliques artificiels, qui modifient la géométrie du chenal, donc les variables d'ajustement (**figure 1.4**).

Il va de soi que la modification de la géométrie hydraulique va avoir une incidence (au moins localement) sur les écoulements hydrosédimentaires (Q_w , Q_s). Dans les deux cas, le cours d'eau tendra vers un nouvel équilibre dynamique avec ou sans franchissement du seuil critique d'irréversibilité (**figure 1.22**).

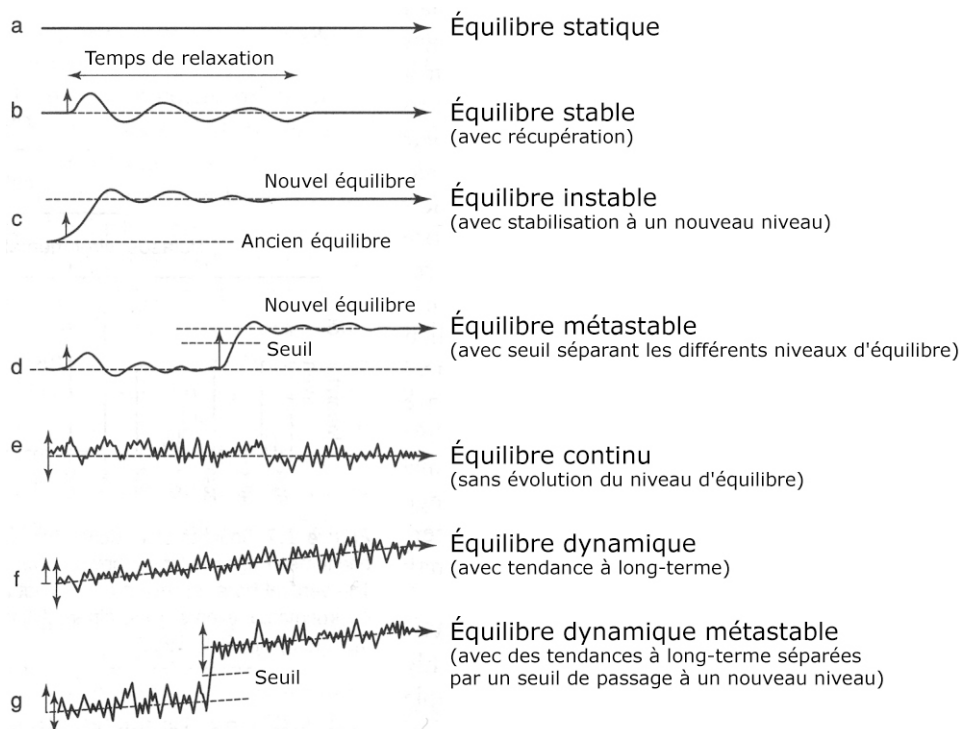


Figure 1.22 – Différentes formes d'évolution environnementale et typologie des états d'équilibre, applicable aux systèmes fluviaux [d'après Chorley et Kennedy, 1971 et Butzer, 1982]. L'axe horizontal représente le temps alors que les flèches verticales indiquent l'influence des perturbations affectant les variables de contrôle.

Dans les rivières, les ajustements des processus bio-physiques (**figure 1.25**) se produisent à différentes échelles temporelles (Hickin, 1983 ; Gilvéar et Bravard, 1993 ; Knighton, 1998 ; Richards, 2002 ; Ward *et al.*, 2002) : **temps géologique** (> 100.000 ans ; séquences > 10.000 ans), **temps géomorphologique** (1000-10 .000 ans ; séquences de 100 à 1000 ans), **temps de l'ingénieur** (10-100 ans ; séquences de 1 à 10 ans).

La prise en compte du temps intermédiaire (le temps géomorphologique) est sans doute l'échelle la plus pertinente pour analyser la dynamique des systèmes fluviaux. En effet, elle permet de relier plus aisément que le temps géologique 1) les héritages fluviaux à la dynamique fluviale contemporaine et 2) les changements hydromorphologiques aux paramètres climatiques et/ou anthropiques (Petts et Bravard, 1993).

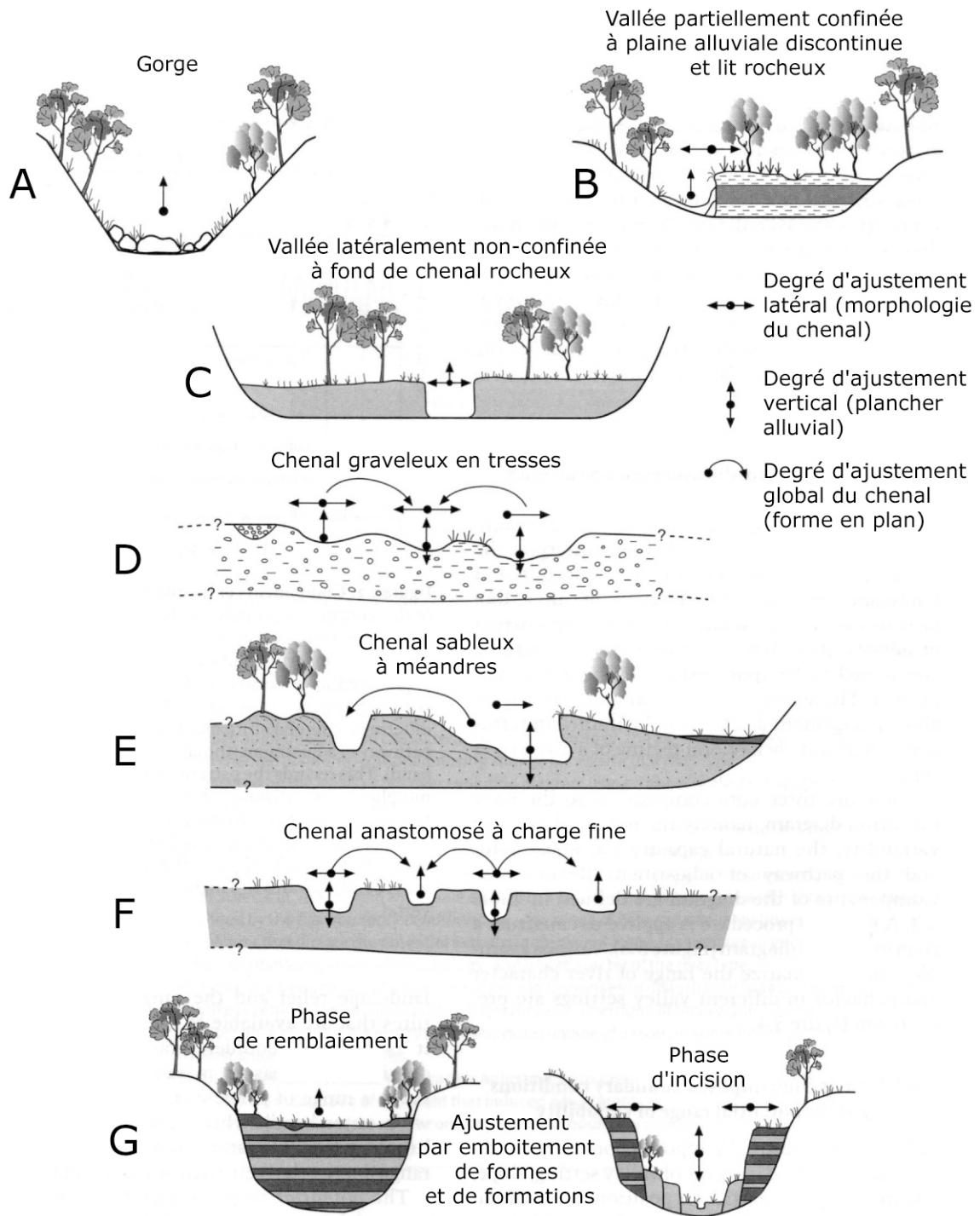


Figure 1.23 – La capacité naturelle d'ajustement des cours d'eau dans différentes configurations de vallée [d'après Brierley et Fryirs, 2005].

Le temps de l'ingénieur, qui se place souvent sur des séquences courtes, pluri-décennales (*i.e.*, du quasi-instantané à l'échelle du fonctionnement hydrosédimentaire d'une vallée), ne permet pas de réellement prendre en compte la dynamique morphogène des systèmes fluviaux, au-delà des seules unités hydrauliques et géomorphologiques. De fait, la dynamique fluviale à l'échelle des segments, des tronçons et des unités de bassin, qui impliquent de se placer sur un temps plus long, n'est pas prise en considération (Brierley et Fryirs, 2005). Une autre conclusion se dégage de ces considérations : les réponses de « l'ingénieur » aux problèmes de gestion des cours d'eau sont sous-tendues par l'idée (erronée) que les conditions hydrosédimentaires d'une rivière sont relativement stables et constantes, au moins à l'échelle de la durée de vie des structures et aménagements installés (Hickin, 1983 ; Bravard, 1998). Même si elles intègrent les événements de crue BFHM (Q_{10} à Q_{100}) utiles à la calibration des ouvrages de protection contre les crues, les solutions de l'ingénieur ne prennent pas assez en considération le fait que les paramètres physiques et biologiques évoluent au cours du temps, donc que les effets hydrogéomorphologiques peuvent être bien différents d'une crue à l'autre, pourtant de même fréquence de retour. Ce point sera repris et discuté dans le troisième point de ce chapitre ainsi que dans la troisième partie du mémoire.

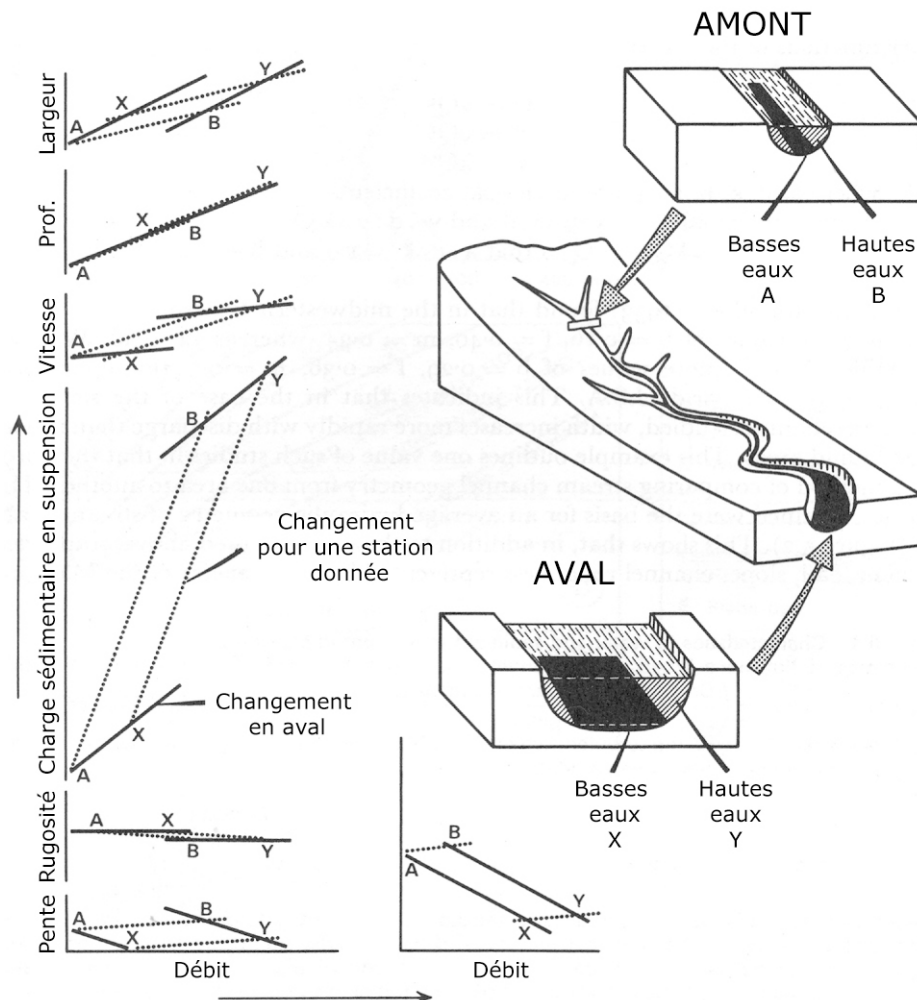


Figure 1.24 – Ajustement de la géométrie hydraulique dans un cours d'eau [d'après Léopold et Maddock, 1953]. Les sections transversales mentionnent deux situations hydrologiques (basses et hautes eaux) le long du chenal (amont = AB ; aval = XY). Les modifications de la géométrie hydraulique du chenal sont précisées pour une station donnée (lignes en pointillé) et d'amont en aval (lignes en trait plein et gras).

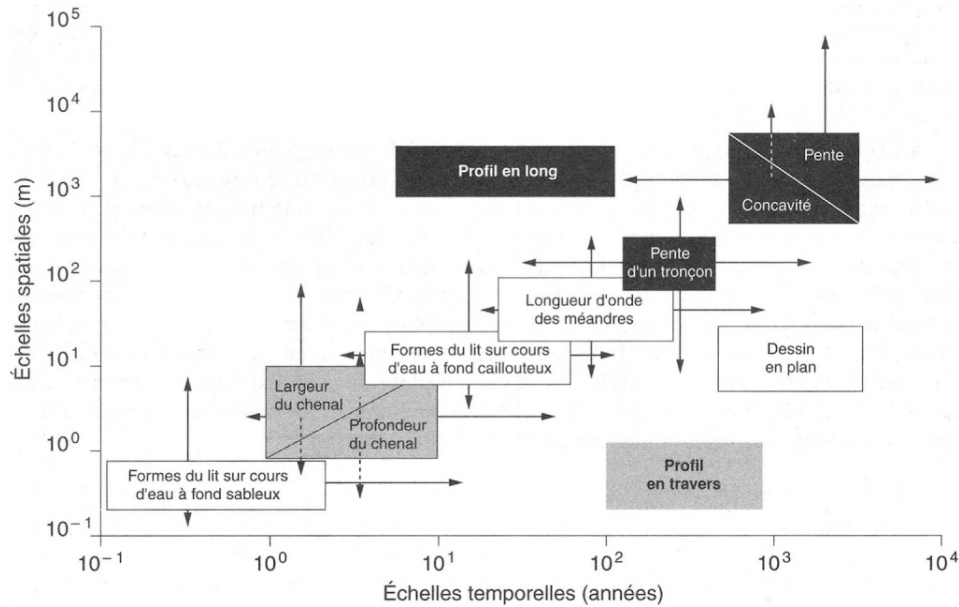


Figure 1.25 – Ajustements des formes fluviales dans l’espace et dans le temps [d’après Knighton, 1998]. Boîtes transparentes = tracés en plan ; boîte grise = formes de la section transversale ; boîtes noires = formes du profil en long.

Dans les études paléoenvironnementales et géoarchéologiques, l’analyse croisée des données paléohydrographiques, paléohydrologiques et paléohydrauliques (Arnaud-Fassetta, soumis) permettent aujourd’hui de mieux percevoir et périodiser les crises climatiques (plus ou moins exacerbées par les actions anthropiques sur le milieu) survenues au cours du dernier post-Glaciaire. Le climat et les sociétés, avec les caractéristiques lithologiques du bassin-versant, contrôlent les modalités d’ajustement des lits fluviaux. L’évolution des conditions hydrosédimentaires (Q_w , Q_{sb} = charge de fond) entraîne un ajustement des variables internes (morphométriques et hydrauliques ; **figure 1.26A**) qui, à leur tour, vont agir et modifier le **style fluvial** (Schumm, 1977 ; Starkel, 1983b ; **figure 1.26B**).

A			
Variables de contrôle (Etat 1)	Ajustements	Variables de contrôle (Etat 2)	Ajustements
Q_{sb}^+, Q_w^-	Exhaussement, instabilité $w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, S^+, s^+$	Q_w^+, Q_{sb}^-	Exhaussement (1)
Q_{sb}^-, Q_w^-	Incision, instabilité $w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, S^+, s^+$	Q_{sb}^-, Q_w^+	Renforcement de la tendance (2)
Q_w^+, Q_{sb}^-	Incision, instabilité $w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, s^-$	Q_{sb}^-, Q_w^-	Atténuation de la tendance (3)
Q_w^-, Q_{sb}^-	Exhaussement, instabilité $w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, s^+$	Q_{sb}^-, Q_w^+	Incision, instabilité $w^+ (?), d^+$ (4)
B			
Variables de contrôle	Ajustements	Style fluvial	
$Q_w^+ < Q_{sb}^+$	$w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, S^+, s^+$	Tressage, exhaussement (1)	
$Q_w^+ > Q_{sb}^+$	$w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, S^+, s^+$	Tressage, incision (2)	
$Q_w^- < Q_{sb}^-$	$w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, S^+, s^-$	Méandrage, incision (3)	
$Q_w^- > Q_{sb}^-$	$w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, S^+, s^-$	Méandrage, exhaussement (4)	

Figure 1.26 – Les diverses modalités de la métamorphose fluviale [A : d’après Schumm, 1977 ; B : d’après Starkel, 1983b]. w = largeur du chenal ; d = profondeur moyenne du chenal ; λ = longueur d’onde des méandres ; S = sinuosité ; s = pente du thalweg.

Les équations (qualitatives sur le papier mais quantitatives en réalité) proposées par Starkel (1983b) montrent que lorsque la **capacité de transport** des cours d'eau est suffisante pour évacuer l'essentiel de la charge solide (*i.e.*, charge de fond) entrant dans le tronçon fluvial, les rivières incisent (B2 et B3). Lorsque la capacité des cours d'eau devient insuffisante pour évacuer la charge entrante, les rivières accumulent et leur lit s'exhausse (B1 et B4). Dans un contexte de déficit sédimentaire, quelle que soit la capacité de transport, elle-même dépendante de la puissance spécifique (forte en B2, faible en B3), la morphologie du lit fluvial va s'ajuster. Une réduction de la pente va permettre à la rivière de dissiper son énergie, ce qu'elle fait quand cela lui est possible en allongeant son tracé. Ce phénomène est à l'origine des **styles sinueux** ($IS = 1,2-1,5$) et à **méandres** ($IS > 1,5$).

Le **tressage**, quant à lui, correspond à des chenaux subdivisés de l'étiage aux hautes eaux ordinaires par des bancs sablo-graveleux. Le tressage est très prononcé en B1, mais il est présent aussi en B2 lorsque les cours d'eau ont la capacité à évacuer une partie de la charge de fond déposée sur le tronçon (*i.e.*, secteur tressé en incision). Cette situation est le signe d'une forte variabilité des apports, dans un contexte de crues certes morphogènes mais peu fréquentes. Le passage entre B1 et B2 peut être très rapide : c'est généralement ce que l'on observe déjà en fin de crue comme nous avons pu le montrer par exemple dans les bassins de l'Argent-Double (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002) et du Guil (Fort *et al.*, 2002). C'est toute l'ambiguïté de la métamorphose (cf. *infra*) dont il faut s'assurer qu'elle correspond bien à un changement durable de la géométrie hydraulique et du style fluvial.

Cependant, d'autres facteurs externes peuvent modifier ou contrôler le style fluvial, à savoir 1) les variations du niveau de base, 2) l'influence de la structure et des mouvements tectoniques et 3) les obturations latérales de vallée par les glissements de terrain et les éboulements :

1) Variations du niveau de base (Posamentier *et al.*, 1988 ; Schumm, 1993 ; Shanley et McCabe, 1994 ; Bridge, 2003). Pour un fleuve, le contrôle aval s'exerce par l'intermédiaire de la position du niveau marin. Pour une rivière, ce peut être la présence d'un plan d'eau lacustre. Pour un affluent, c'est la position du plancher alluvial du drain principal auquel il se raccorde qui détermine son niveau de base.

Schumm (1993) a montré qu'un cours d'eau est capable de modifier son style fluvial sans faire intervenir des processus d'incision ni d'aggradation, mais simplement en modifiant la sinuosité. Les **figures 1.27A et 1.27B** explicitent géométriquement ce phénomène. Lors d'une remontée graduelle du niveau de base, le phénomène de sédimentation est prédominant et le tracé du cours d'eau devient plus rectiligne (si la pente longitudinale de la côte est faible) ou plus sinueux (si la pente de la côte est forte ; Bridge, 2003). Lors d'un abaissement du niveau de base, le tracé devient plus sinueux, d'autant que les berges sont plus facilement érodables et que la pente de la côte se renforce, ou plus rectiligne avec une tendance au dépôt si la pente de la côte s'atténue.

2) Influence de la structure et des mouvements tectoniques (**figure 1.27C** ; Howard, 1967 ; Ouchi, 1985 ; Miall, 1996 ; Schumm *et al.*, 2000 ; Burbank et Anderson, 2001) : selon la nature des facteurs de contrôle (relief, structure, latitude, climat...) entrant en ligne de compte, Howard (1967) a montré que l'organisation d'un réseau hydrographique répondait à plusieurs types possibles. En particulier, le type rectangulaire (exemple : la partie amont du Haut-Guil) découle souvent d'une influence directe de la trame tectonique (recoupement à 90° des principaux plans de fracture présents dans le bassin ; **figure 1.27C**).

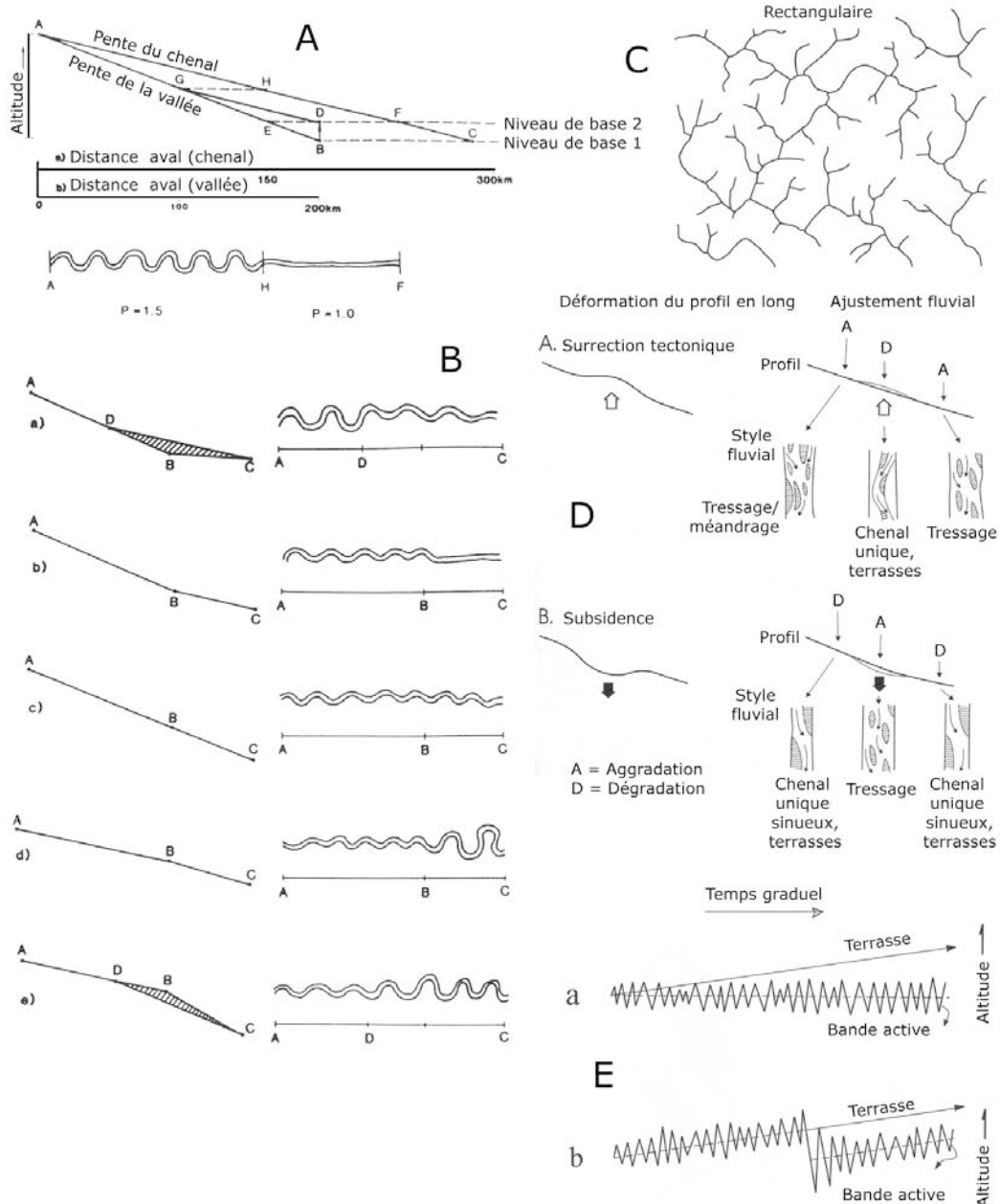


Figure 1.27 – Quelques facteurs externes de modification du style fluvial, autres que la fluctuation du ratio Q/Q_0 . **A** : L'influence d'une remontée du niveau de base sur la longueur du chenal et le style fluvial [d'après Schumm, 1993]. Les pentes de la vallée et du chenal correspondent respectivement à AB et AC. Une remontée du niveau de base provoque graduellement une aggradation sur l'aire FBD et une réduction de la sinuosité. **B** : Les effets du changement de pente dans la partie aval d'un cours d'eau, résultant d'un abaissement du niveau de base le long d'une côte d'inclinaison variable [d'après Schumm, 1993]. En b), l'atténuation de la pente côtière est compensée par une réduction de la sinuosité sans aggradation alors qu'en a), l'aggradation compense une pente plus douce (aire DBC). En c), le cours d'eau allonge son cours sans modification du style fluvial. En d), le cours d'eau compense le raidissement de la pente en augmentant sa sinuosité. En e), le cours d'eau ne pouvant plus accroître sa sinuosité à cause de nombreux recoupements de méandre, il incise et érode sur l'aire DBC. **C** : Organisation de type D « rectangulaire » d'un réseau hydrographique, selon la classification d'Howard, 1967. **D** : L'influence des mouvements tectoniques sur les processus d'érosion et le style fluvial d'une rivière en tresses à charge de fond grossière dominante [d'après Ouchi, 1985]. **E** : Diagramme schématisant deux types possibles de réponse d'un cours d'eau à un soulèvement tectonique [d'après Schumm *et al.*, 2000]. En a), l'ajustement est continu (légère incision du plancher alluvial) en raison d'un soulèvement lent, en b) l'incision ne peut compenser un soulèvement trop rapide du substrat géologique.

Par ailleurs, un soulèvement de la croûte terrestre forcera la rivière à entailler son plancher alluvial ou rocheux de façon à conserver sa pente d'équilibre, aboutissant alors à la mise en place de **terrasses alluviales tectoniques** (figure 1.27E) dès lors que les dépôts ou les entailles dans le lit rocheux auront pu être conservés en bordure de la plaine alluviale ou sur les versants (figure 1.27D). Dans ces secteurs, le style fluvial aura tendance à se simplifier, avec la substitution d'un chenal unique et sub-rectiligne aux chenaux sinueux caractérisant les parties amont et aval du secteur en surrection.

Au contraire, en délivrant un espace d'accommodation plus grand, la subsidence d'un bassin d'accumulation favorisera l'extension de la plaine alluviale qui s'élargira au *prorata* des possibilités de défluviation et de tressage des chenaux fluviaux et des apports détritiques d'amont. Reste que ce schéma n'est valable que dans un contexte de « tectonique de blocs », pas dans celui de la tectonique en compression et de chevauchement (Lavé et Avouac, 2000 ; Burbank et Anderson, 2001 ; figure 1.28).

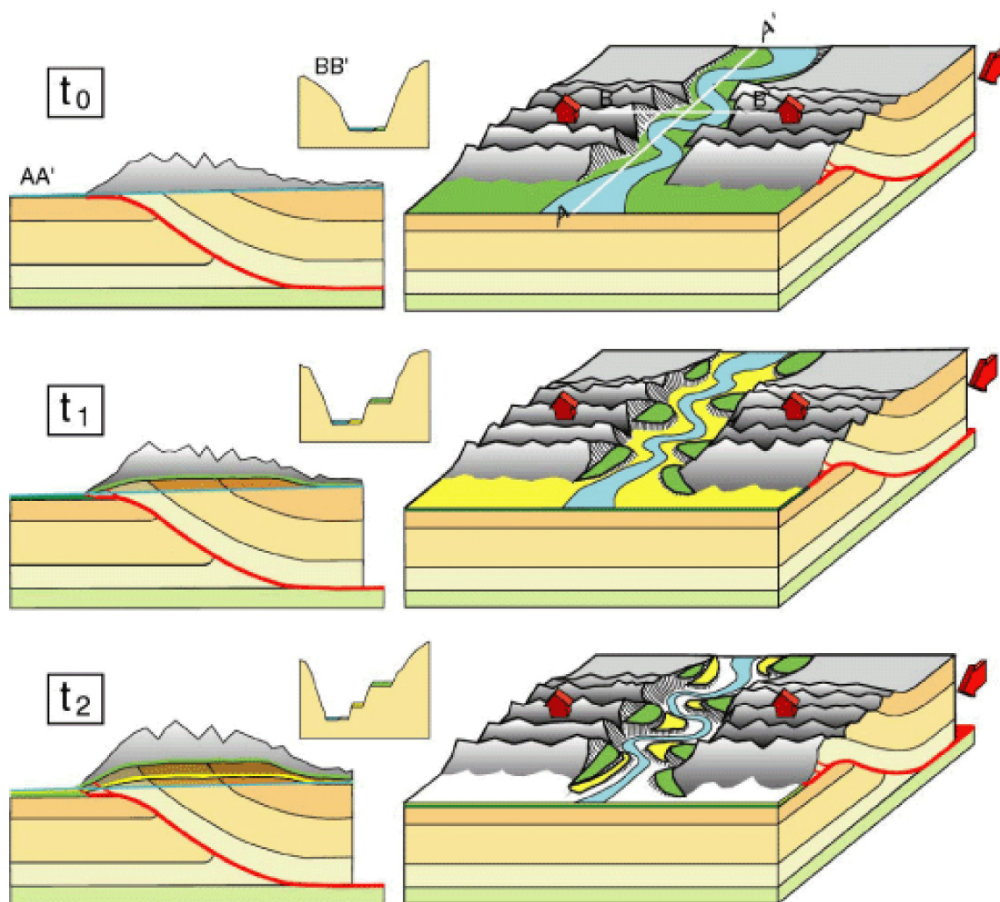


Figure 1.28 – Quelques facteurs externes de modification du style fluvial, autres que la fluctuation du ratio Q_i/Q_s (suite). Modification du style fluvial et mise en place des systèmes de terrasse dans un contexte de tectonique compressive (chevauchements, soulèvements) : l'exemple de l'Himalaya du Népal central [d'après Lavé et Avouac, 2000].

3) Obturations latérales de vallée par les glissements de terrain et les éboulements. Le déclenchement de mouvements de masse sur les versants (glissement de terrain) ou depuis les parois rocheuses (éboulement) peut engendrer des obturations de vallée, partielles ou totales, temporaires ou durables. De nombreux cas sont connus dans les Alpes françaises : Boulc-en-Diois (Bravard *et al.*, 2003), vallée de la Romanche en aval de Bourg-d'Oisans, Pré-de-Madame-Carle en Vallouise (Cossart *et al.*, 2007 ; figure 1.29A), vallée de la Cerveyrette au sud du Chenaillet

(Cossart et Fort, sous presse ; **figure 1.29B**), ou attendus (site de Séchilienne, en rive droite de la Romanche, en amont de Grenoble ; **figure 1.29C**).

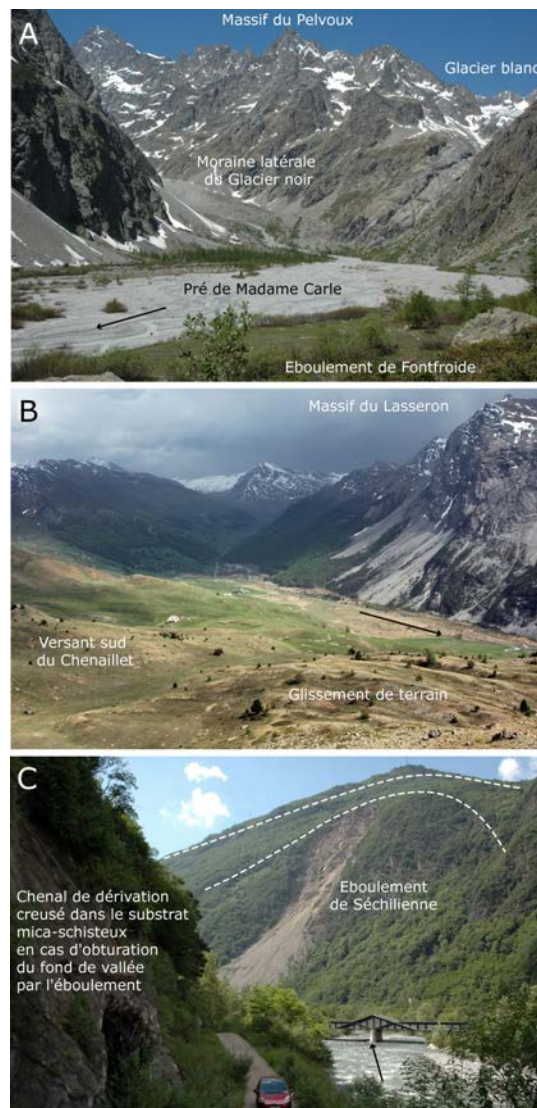


Figure 1.29 – Quelques facteurs externes de modification du style fluvial, autres que la fluctuation du ratio Q_i/Q_s (suite). **A :** Plaine d'accumulation alluviale (le « Pré de Madame Carle », Vallouise) situé entre les glaciers noir et blanc (en amont) et l'éboulement de Fontfroide (en aval, au tout premier plan sur la photo), daté par les cosmonucléides par Cossart *et al.* (2007) entre 6000 et 7000 BP. Barrant pratiquement tout le fond de vallée, cet éboulement est à l'origine de cette plaine d'accumulation dans laquelle évolue une large bande active de tressage alimentée par des chenaux pro-glaciaires (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2007). **B :** Plaine d'accumulation alluviale de la Cerveyrette en amont de Cervières. Cette plaine est située au sommet d'un épais remblaiement (max. 70 m) mis en place suite à l'obturation de la vallée par un important glissement de terrain (versant sud du Chenaillet) survenu vraisemblablement au début de l'Holocène (8000-9000 BP, Cossart et Fort, sous presse ; cliché G. Arnaud-Fassetta, 2007). **C :** Sur le site de Séchilienne (vallée de la Romanche en amont de Grenoble), un éboulement polyphasé s'est produit en rive droite, justifiant la mise en place de structures (méga-merlon ; enrochement de berge ; tunnel de dérivation de la Romanche, au premier plan sur la photo) et la déviation en rive gauche de la route nationale Grenoble-Briançon. Les nombreux ressauts de tassement (en pointillés sur la photo) témoignent de l'instabilité du versant dont on prévoit à terme son éboulement selon trois *scenarii* possibles (volume éboulé estimé entre 2 et 100 millions de mètres cubes selon le *scenario* envisagé). L'obturation du fond de vallée aura une incidence sur les processus d'aggradation/incision de la plaine alluviale et sur le style fluvial de la Romanche. Le risque fort d'éboulement et d'inondation a poussé l'État à exproprier les habitations situées en rive gauche, au lieu-dit de l'Île Falcon (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2007).

Dans tous les cas, les dépôts issus de ces mouvements de terrain ont influencé les modalités de la sédimentation dans le fond de vallée, en provoquant généralement en amont son remblaiement puis son incision possible (mais pas systématique) lors de l'érosion du dépôt d'obturation. Ainsi, dans les plaines alluviales de montagne peuvent cohabiter deux styles fluviaux pourtant génétiquement distincts, le tressage et l'anastomose, dès lors qu'un dépôt d'obturation (par exemple un écroulement, une langue de glissement, une moraine...) ou des cônes (d'éboulis, d'éboulement, d'avalanche et/ou torrentiel) situés en aval bloquent les fines sur les marges de la bande active en amont (**figure 1.29 A et B**).

2.2.2 – Magnitude et fréquence des crues, défluviation, métamorphose fluviale

À l'échelle d'une unité de bassin ou d'un segment fluvial, un cours d'eau peut occuper successivement plusieurs chenaux ou changer de lit, sans que le style fluvial ne s'en trouve radicalement modifié. Ce changement de cours, qui conduit à l'abandon d'un chenal au profit d'un nouveau, est appelé **défluviation** (*avulsion*).

Celle-ci peut être initiée par 1) l'ouverture d'un chenal à l'occasion d'une rupture de berge et l'édification d'un delta de rupture de levée ou 2) par l'intersection d'un chenal actif avec des paléochenaux (Coleman, 1969 ; Smith *et al.*, 1989 ; Smith et Pérez-Arlucea, 1994 ; Mackey et Bridge, 1995 ; Ethridge *et al.*, 1999 ; Krauss et Well, 1999 ; Pérez-Arlucea et Smith, 1999 ; Berendsen et Stouthamer, 2000 ; Davies-Vollum et Kraus, 2001 ; Farrell, 2001 ; Stouthamer, 2001 ; Makaske *et al.*, 2002 ; Törnqvist et Bridge, 2002 ; Kraus et Davies-Vollum, 2004).

Les plaines deltaïques sont propices à la multiplication des points de défluviation en raison de leur faible pente, des sédiments fins qui les constituent, des forts taux de sédimentation observés dans la plaine d'inondation et dans le chenal, des fluctuations du niveau de base et des débits importants atteints lors des grosses crues. Dans le delta du Pô, on sait que le fleuve a migré de 50 km vers le nord par défluviations répétées au cours des 30 derniers siècles (Mackey et Bridge, 1995). Ces mêmes auteurs ont montré que le Fleuve Jaune a balayé par défluviations successives les 800 km de sa plaine deltaïque au cours des 42 derniers siècles. Dans le cadre de mes recherches dans les deltas du Rhône et de l'Isonzo, j'ai moi-même eu l'occasion d'étudier les caractéristiques de nombreuses défluviations et d'en quantifier leur fréquence (cf. *infra*, chapitre 7).

Mackey et Bridge (1995) ont proposé un modèle permettant de localiser les défluviations et d'en déterminer le rythme (figure 1.30). De façon générale, la probabilité (P) pour qu'une défluviation se produise en un point précis du chenal (a) est donnée par l'équation suivante :

$$P(a) = \left(\frac{Q_f}{Q_a} \right)^{eq} \left(\frac{c s_{cv}}{s_{dv}} \right)^{es} \quad (1)$$

où Q_f = débit maximum au cours d'une année hydrologique donnée, Q_a = débit critique nécessaire à une défluviation, s_{cv} = pente transversale de la plaine alluviale, s_{dv} = pente longitudinale du chenal, c = coefficient (valeurs généralement comprises entre 0,2 et 0,3) et eq et es = exposants (valeurs comprises entre 3 et 5). Les défluviations se produisent généralement en période de crue extrême quand la capacité érosive du cours d'eau est à son maximum et que la puissance spécifique est assez élevée pour ouvrir un nouveau chenal dans la plaine d'inondation.

Au-delà, le chenal peut connaître successivement un élargissement puis une contraction, tout comme une incision suivie d'un exhaussement du plancher alluvial (principe de réversibilité, cf. *infra*). Au-delà, la modification durable du style fluvial (par exemple, substitution du méandrage au tressage ou inversement, passage du méandrage au tressage) est qualifiée de

métamorphose fluviale (Schumm, 1969). L'ampleur des changements dépend du degré de déséquilibre entre les conditions d'écoulement (Q_w) et la fourniture sédimentaire (Q_{sb} = charge de fond).

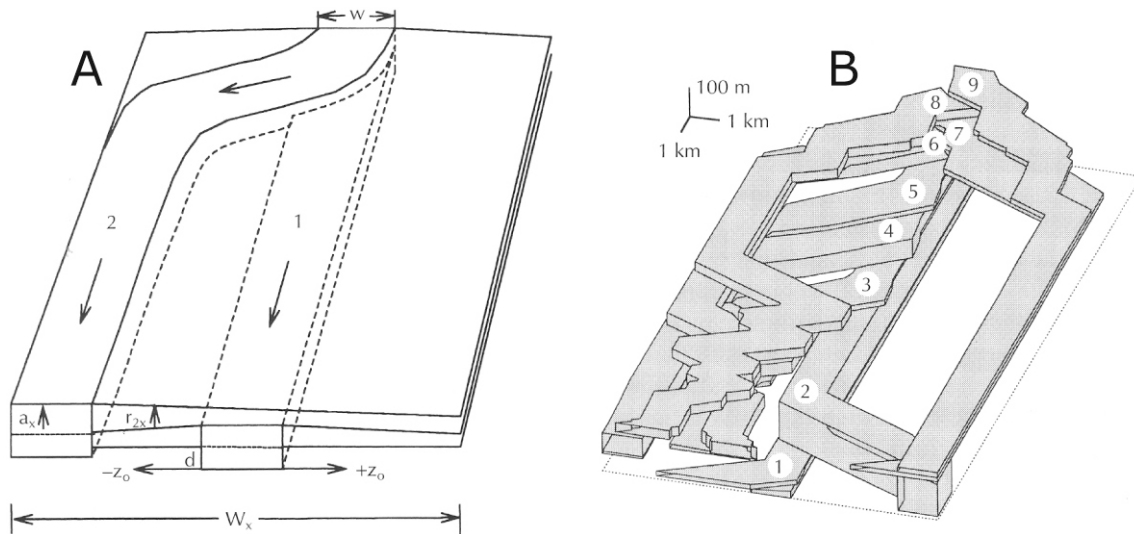


Figure 1.30 – Théorie de la défluviation définie par le modèle de Mackey-Bridge [d'après Mackey et Bridge, 1995]. A : Les bandes actives (1, 2) sont représentées par des sections rectangulaires avec w = largeur et d = épaisseur initiale de sédiments, égale à la profondeur du chenal à pleins bords. La bande active 1 est remblayée à un rythme dépendant de a = taux de sédimentation, alors que r = taux de sédimentation dans la plaine d'inondation adjacente (r décroît de l'axe du chenal vers ses marges). Le phénomène de défluviation se produit lors d'une grosse crue lorsque les pentes transversales de la plaine alluviale et de la vallée deviennent critiques. **B :** La distribution 3D des bandes actives (numérotées dans l'ordre chronologique) simulée par le modèle de Mackey-Bridge dans le cas d'un accroissement des taux de sédimentation dans la partie aval du chenal. Le point de défluviation se situe initialement en aval puis migre vers l'amont.

En dehors des actions humaines directes (plaine alluviale) ou indirectes (versants) sur le milieu, le moteur des métamorphoses fluviales reste les crues qui, selon leur magnitude et la fréquence à laquelle elles surviennent, modifient plus ou moins profondément et durablement la géométrie des lits fluviaux.

De nombreux auteurs (Wolman et Gerson, 1978 ; Newson, 1980 ; Kochel, 1988 ; Miller, 1990 ; Magilligan, 1992 ; Woltemade, 1994 ; Costa et O'Connor, 1995 ; Ritter *et al.*, 1999 ; Calver et Anderson, 2004 ; Kale et Hire, 2004 ; Kale, 2007) se sont interrogés sur l'**efficacité géomorphologique** des crues, en particulier sur l'impact de leur magnitude et de leur fréquence en termes de dynamique sédimentaire et de façonnement des plaines alluviales.

Concernant les **flux de MES**, on sait qu'ils sont soumis à une forte variabilité, fluctuant en particulier avec la fourniture sédimentaire dans le bassin (*i.e.*, les effets de l'érosion) et les débits (Bravard et Petit, 1997). Le **concept de débit dominant** (Wolman et Leopold, 1957 ; Wolman et Miller, 1960 ; Ackers et Charlton, 1970) permet de définir pour quel débit le transit de MES est maximal compte tenu de la durée pendant laquelle ce débit se réalise en année hydrologique moyenne (**figure 1.31**).

Le débit dominant correspond au débit le plus efficace en matière de transport sédimentaire dans les cours d'eau. Dans le cas du transport en suspension, Webb et Walling (1982) sur la rivière Wedy (Devon) ont montré que la gamme de débits les plus efficaces pour le transport de sédiment encadre le débit de pleins bords. Asselman (1999) dans le delta du Rhin-Meuse arrive

aux mêmes conclusions, concernant le transport des MES et les taux de sédimentation dans la plaine d'inondation.

En fait, dans la plupart des cours d'eau de la zone tempérée, l'essentiel du transport des MES est assuré par les crues de moyenne magnitude-moyenne fréquence. Cependant, ce concept ne peut guère s'appliquer aux rivières à régime hydrologique contrasté, de type méditerranéen, où l'essentiel des MES est véhiculé durant les crues éclairs, comme Serrat *et al.* (2000) l'ont montré sur la Têt (Pyrénées orientales).

Plus encore que celle des matières en suspension, la variabilité des flux grossiers (**charge de fond**) joue un rôle fondamental dans l'évolution des formes fluviales et des métamorphoses (Bravard et Salvador, 1999). Cette capacité d'ajustement du chenal aux variations de l'hydrodynamique peut être évaluée par le **concept de débit morphogène**. Ce dernier représente le débit le plus apte à remodeler profondément et durablement le lit des cours d'eau.

Les petites crues étant en général inefficaces sur le plan géomorphologique (faibles force tractrice et capacité de transport), les lits fluviaux se façonneraient essentiellement au cours des débits BFHM, malgré la perte d'énergie dans le chenal qu'occasionne le débordement et la dissipation de l'onde de crue dans la plaine d'inondation. L'occurrence répétée de tels débits peut conduire à la métamorphose des lits fluviaux.

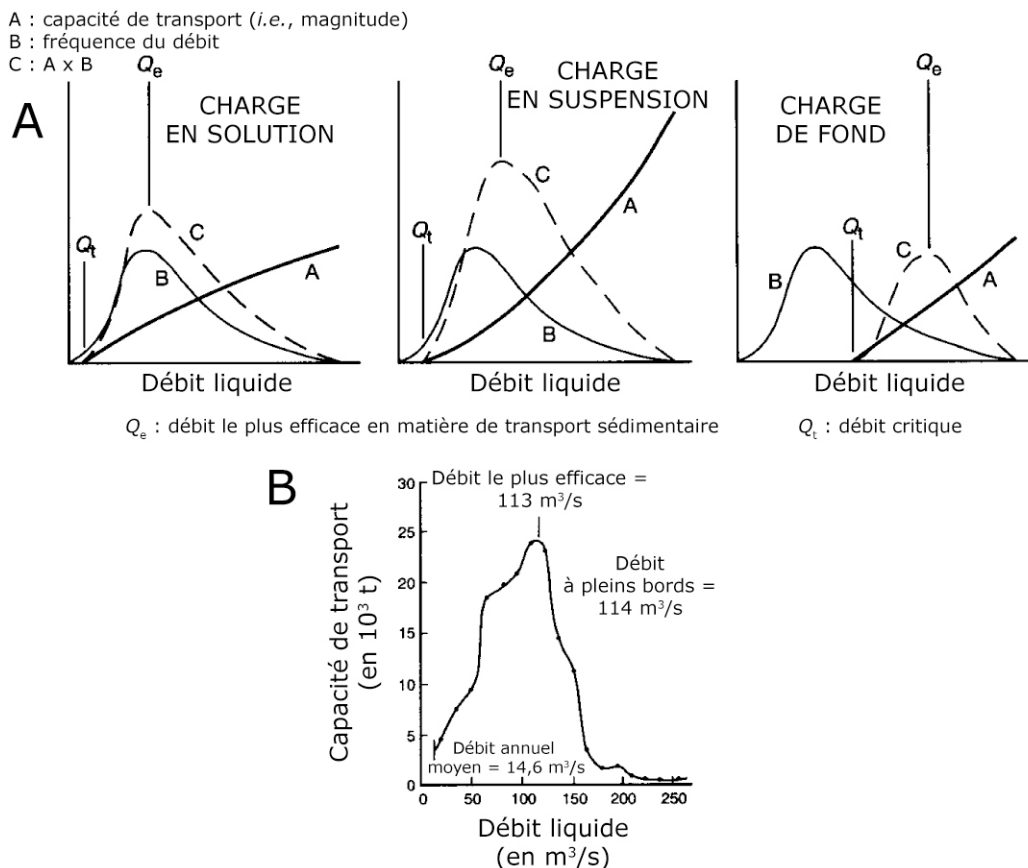


Figure 1.31 – Le concept de débit dominant. **A** : Le concept de débit dominant défini comme le débit durant lequel le transport sédimentaire est maximal [d'après Knighton, 1998]. **B** : Quantification de la charge moyenne annuelle de la Snake River (Wyoming) en fonction des différents débits ; le débit dominant est très proche de celui de pleins bords [d'après Andrews, 1980].

L'origine des métamorphoses reste donc avant tout hydroclimatique et/ou anthropique.

Les exemples ne manquent pas dans la littérature [vallées de la Vistule (Mycielska-Dowgiallo, 1977 ; Starkel, 1983a) et de la Wisloka (Starkel, 1981), Pologne ; vallées de la South Platte et de l'Arkansas, États-Unis (Nadler et Schumm, 1981) ; bassin de la Neyyar, Inde (Thrivikramaji, 1986) ; vallée de la rivière Cann, Australie (Erskine et White, 1996)]. Celles survenues au cours du Petit Âge Glaciaire dans le bassin rhodanien sont également remarquables (figure 1.32).

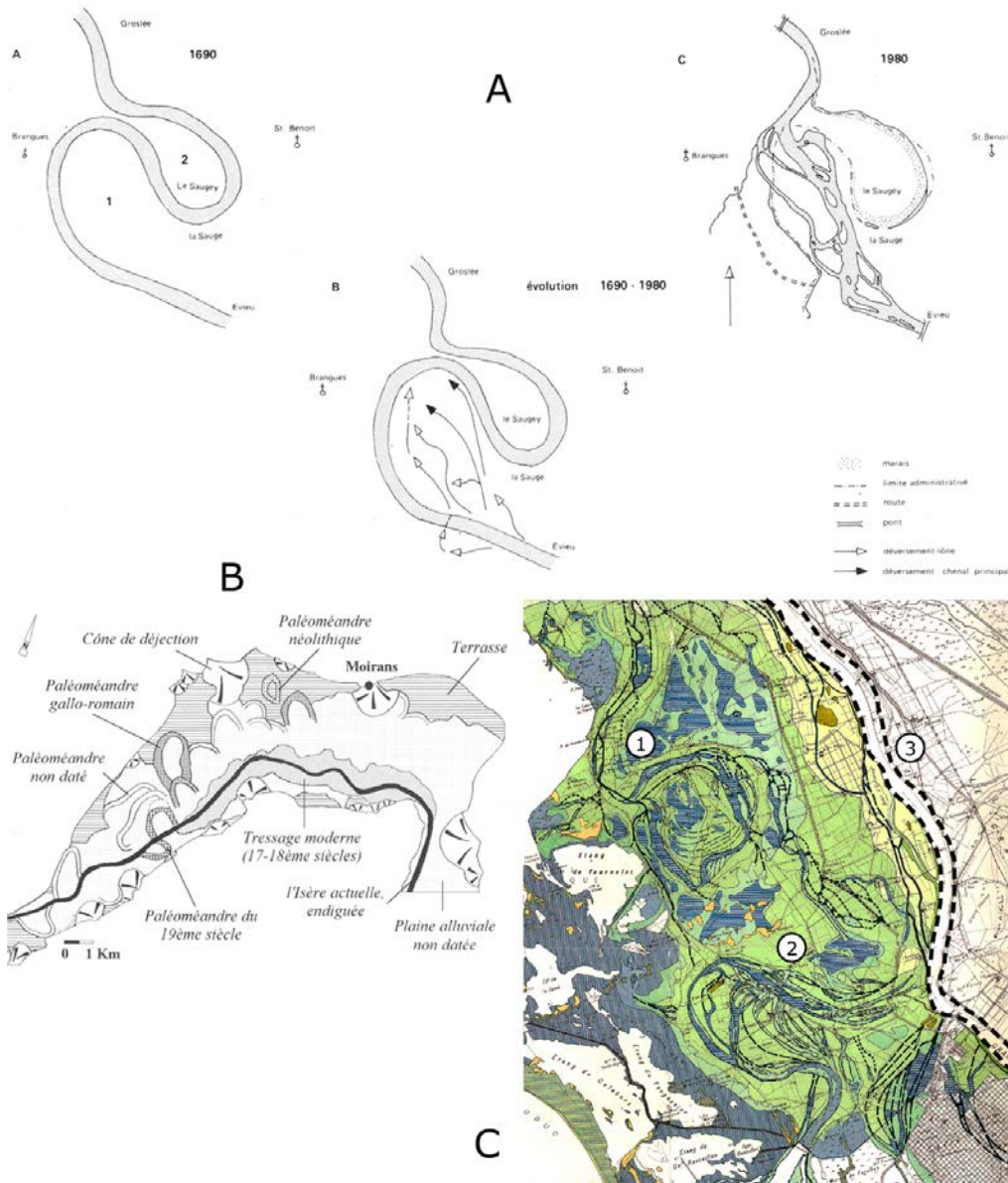


Figure 1.32 – Quelques exemples de métamorphoses fluviales survenues dans le bassin-versant du Rhône au cours des Temps Modernes. A : Le recouplement du méandre de Saugey (vers 1690) par la progression vers l'aval de la bande active de tressage du Rhône amont [d'après Bravard, 1987]. **B :** Les métamorphoses de l'Isère dans l'ombilic de Moirans ; méandrage néolithique et gallo-romain, tressage des XVII^{ème}-XVIII^{ème} siècles dans la partie amont, chenalisation actuelle [d'après Salvador, 1991]. **C :** Les métamorphoses du Rhône dans son delta ; 1 = complexe méandrique polyphasé (970 av. J.-C.-1240 ap. J.-C.) du Rhône d'Ulmet ; 2 = le Bras de Fer aux XVII^{ème}-XVIII^{ème} siècles (style divagant, type « *wandering channel* », dédoublement de chenaux encombrés de nombreux bancs, par excès de charge sableuse ; 3 = le cours chenalisé du Grand Rhône actuel [d'après Arnaud-Fassetta, 1998, modifié].

En étendant plus encore la période temporelle, on sait que le réchauffement climatique survenu au début de l'Holocène s'est traduit aux moyennes latitudes par une réduction de la fréquence et de l'intensité des crues, du reste affectées par la diminution du volume des langues glaciaires et des surfaces enneigées, et par une réduction de la fourniture sédimentaire par réduction de la compétence effective et de la capacité de transport mais aussi par la reconquête des versants par la forêt.

Au total, et dans ces conditions, ces phénomènes ont souvent favorisé la substitution du méandrage au tressage dans les parties médianes des bassins versants. Mais ils n'ont pas été irréversibles. Au cours de l'Holocène en effet, Starkel *et al.* (1991) ont montré que les cours d'eau situés sur les piémonts de l'Europe centrale ont pu connaître (durant plusieurs décennies/siècles) des phases d'instabilité à forts apports sédimentaires (d'origine climatique et ou anthropique), propices à la substitution du tressage au méandrage.

Enfin, il convient de s'interroger sur la synchronicité des changements hydrogéomorphologiques à l'origine des métamorphoses fluviales.

Elles l'ont été rarement à l'échelle de tout un bassin-versant (Provansal *et al.*, 1999). Les raisons de ce découplage entre les différentes parties d'un bassin-versant tiennent au **temps de réaction** des sous-bassins à une modification des flux solides et liquides, autrement dit du temps de propagation à l'intérieur du bassin-versant total. Au final, le décalage entre l'occurrence des facteurs allogènes responsables du changement et la réaction du système fluvial par les facteurs autogènes pour retrouver une situation d'équilibre peut être plus ou moins grand (Bravard, 1998).

Certains sous-bassins seront très réactifs (métamorphose rapide). Ce sont généralement ceux qui capitalisent quelques-unes des caractéristiques suivantes : appartenance à un bassin-versant à forte énergie (*i.e.*, montagnard ou collinéen, de petite taille), aux crues rapides, aux berges et aux versants affaiblis par les actions de déboisement, dans lequel la charge fine et non cohésive des cours d'eau facilite le déstockage (par exemple le Bas-Rhône au PAG ; **figure 1.32C**).

D'autres systèmes auront des temps de réaction plus longs et/ou décalés dans le temps (métamorphose lente), sans pour autant que leur résilience soit faible, mais tout simplement parce que les temps de réponse sont plus amortis et les couplages internes au système (amont-aval, versant-chenal) souvent complexes. Il s'agit principalement des grands bassins, des tronçons à faible pente, des sections de lit rocheux ou à sédiments cohésifs et des rivières à charge grossière (par exemple l'Isère au PAG ; **figure 1.32B**).

Par conséquent, il ne serait pas tout à fait juste d'avancer que seule la taille ou le rang d'un bassin permet d'expliquer et spéculer sur son fonctionnement, d'autant que nous venons d'évoquer de possibles décalages amont-aval d'ordre pluri-annuel à pluri-décennal survenant lors des crises hydrologiques propices aux métamorphoses. Beaucoup d'autres facteurs doivent être intégrés, dont le degré de connectivité entre les sous-bassins. Les travaux récents de Lespez (2007) se placent dans cette logique de raisonnement, mais il reste à présent à la valider sur des bassins versants de taille réellement importante (**figure 1.33**).

Une communication faite à Lattes en 1999 juste après la soutenance de ma thèse avait insisté sur le fait que tout ne peut être comparé et comparable, qu'une incision en montagne peut très bien être synchrone d'un remblaiement dans une plaine côtière, les deux phénomènes s'inscrivant pourtant dans les mêmes conditions hydroclimatiques générales (facteurs allogènes), mais dans un contexte morphogénétique différent (facteurs autogènes). Beaucoup d'amalgames ont pourtant eu lieu, allant jusqu'à comparer la dynamique des versants de petits bassins avec celui du chenal des grandes vallées, sans même s'interroger sur le degré de couplage-découplage spatial et les décalages temporels dans les réponses des systèmes.

J'approuve donc entièrement Lespez (2007) qui insiste sur « la nécessité de définir avec précision le degré d'anthropisation des bassins versants et l'évolution des interactions à différentes échelles », et je rajouterai qu'il est tout aussi nécessaire de préciser les critères de définition des « crises hydrologiques » avant de les mettre en perspective avec ceux acquis dans d'autres régions ou systèmes morphogénétiques.

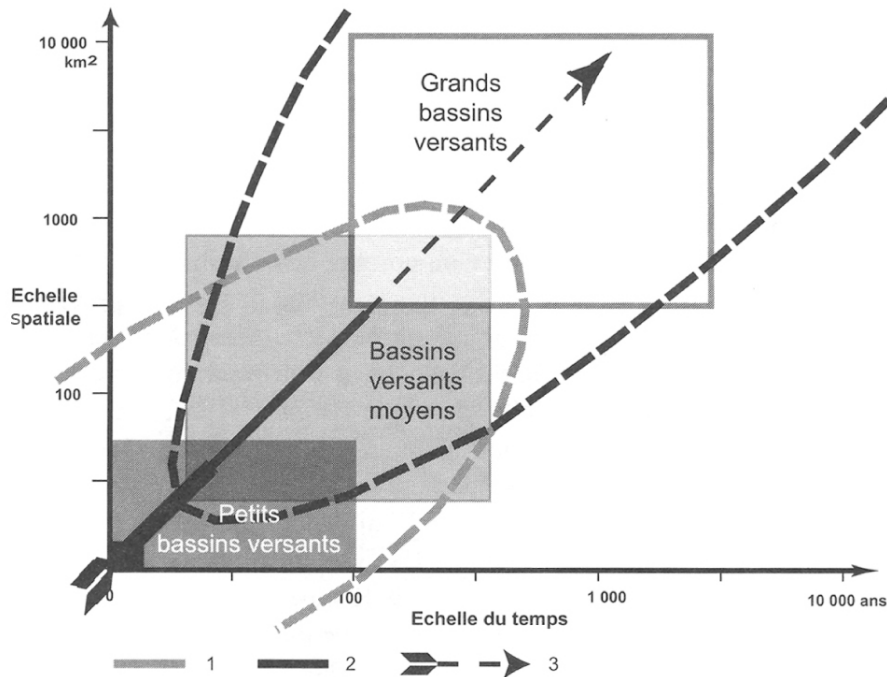


Figure 1.33 – Relations entre la taille des bassins versants et les contrôles climatiques et sociaux sur différents pas de temps de l'Holocène en Macédoine orientale [d'après Lespez, 2007]. 1 = contrôle social ; 2 = contrôle climatique ; 3 = événements météorologiques et sociaux.

2.2.3 – (Ir)réversibilité et résilience des systèmes fluviaux

La théorie de l'**équilibre dynamique** suppose alors que les rivières ajustent continuellement la morphologie de leur lit (variables de réponse) aux fluctuations, naturelles ou imposées, des variables de contrôle (**figure 1.34**). Ainsi, dans de telles conditions, un cours d'eau est soumis à des phénomènes d'érosion ou de dépôt, à des migrations de méandre, etc., autant de phénomènes qui traduisent sa recherche permanente d'un équilibre autour de conditions moyennes (Gilvéar et Bravard, 1993). La direction probable des changements, l'évolution de la morphologie locale du lit en réponse aux variables de contrôle est décrite sur la **figure 1.35**.

En dehors des anomalies de longue durée, la **variabilité** des débits liquides et solides fait partie du fonctionnement « normal » d'un hydrosystème. Les variations saisonnières des flux d'eau et de sédiment, dans toute leur diversité, s'inscrivent dans des cycles annuels (eau, végétation, habitat). Le problème est que cette « variabilité » est aujourd'hui appréciée par des sociétés qui ont tendance à se faire une autre idée de la normalité (en particulier climatique), à savoir une succession de situations moyennes, sans accident possible.

En fait, des **accidents** hydroclimatiques peuvent venir s'insérer et perturber ces cycles ordinaires. Ces accidents (ou perturbations ou aléas), pas plus « anormaux » que la série statistique « gaussienne » dans laquelle ils s'inscrivent, exercent un effet de forçage sur la géométrie 3D (voire 4D si l'on y associe le temps) des plaines alluviales. La dynamique fluviale

fluctue donc en partie au passage de ces perturbations face auxquelles la rivière s'adapte en modifiant, profondément ou pas, les grands traits morphologiques de son lit. Le système fluvial reste « stable » tant que l'ajustement aux variables de contrôle Q_w et Q_s se fait autour d'un état d'équilibre moyen, vers lequel tend la rivière après chaque perturbation. Ainsi, les méandres comme les tresses sont des formes stables qui s'ajustent au jeu de Q_w et Q_s . Toute la difficulté est de quantifier le seuil à partir duquel ces ajustements géométriques ne sont plus liés au processus d'équilibre, mais deviennent des indicateurs de dysfonctionnement du système (Champion, 2000).

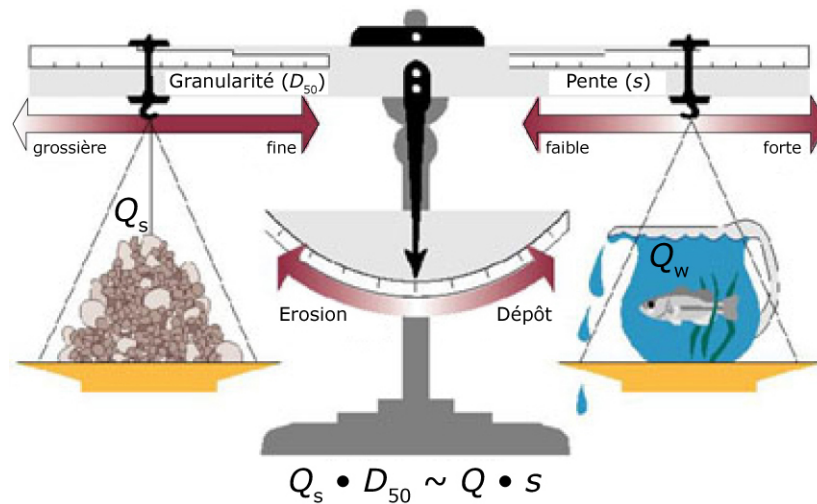


Figure 1.34 – L'équilibre dynamique exprimé par la « balance de Lane (1955) » [d'après Rosgen, 1996]. Celle-ci place d'un côté les apports solides [taille (D_{50}) et volume (Q_s) des sédiments] injectés dans le tronçon/segment et de l'autre la puissance hydraulique [produit du débit liquide (Q_w) par la pente (s)] du cours d'eau propre à les évacuer.

	Modifications imposées			Direction probable des changements								
	Q_m	q_{bm}	q_w	w_b	d	s	D_{50}	F	λ	S	M	
1	+	-	-	+	+	-	+	-/±	+	+	-	
2	-	+	+	-	-	+	-	-/+	-	-	+	
3		+		+	-	+	±	+	?	-	-	
4		-		-	+	?	+	-	?	+	+	
5			+	-	+	?	-	-	?	+	+	
6			-	+	-	?	+	+	?	-	-	
7	-	-	-	-	±	-	±	±	-	+	-	
8	-	-	+	-	-	-/+		±	-	?	+	
9	+	+	+	+	+	±	±	±	+	?	±	
10	+	+	-	+	+	±	±	±	+	-	-	

Figure 1.35 – Tendances probables d'évolution de certaines variables d'ajustement en fonction de l'évolution de trois variables de contrôle [d'après Kellerhals et Church, 1990]. Q_m = débit morphogène ; q_{bm} = charge solide charriée relative (Q_{bm}/Q_m ou Q_{bm} = charge totale) ; q_w = charge solide en suspension relative (Q_w/Q_m) ; w_b = largeur du chenal à pleins bords ; d = profondeur moyenne du chenal ; s = pente du lit ; D_{50} = diamètre médian des sédiments ; F = rapport largeur/profondeur du chenal ; λ = longueur d'onde des méandres ; S = sinuosité ; M = % de limons et argiles. La séparation par « / » signifie que les modifications à long terme diffèrent de celles initiées sur le court terme ; lorsque une variable évolue indifféremment (*i.e.*, + ou -), elle est codée ±.

En fait, l'ajustement des formes fluviales s'inscrit dans le cadre d'un système dynamique à processus-réponses, où les effets sont atténués ou renforcés selon le sens (positif, négatif) des **rétroactions** produites. Par exemple, la possibilité qu'est donnée à la rivière de revenir à son état initial dépend de rétroactions négatives et de la magnitude et de l'intensité des aléas (**figure 1.36**).

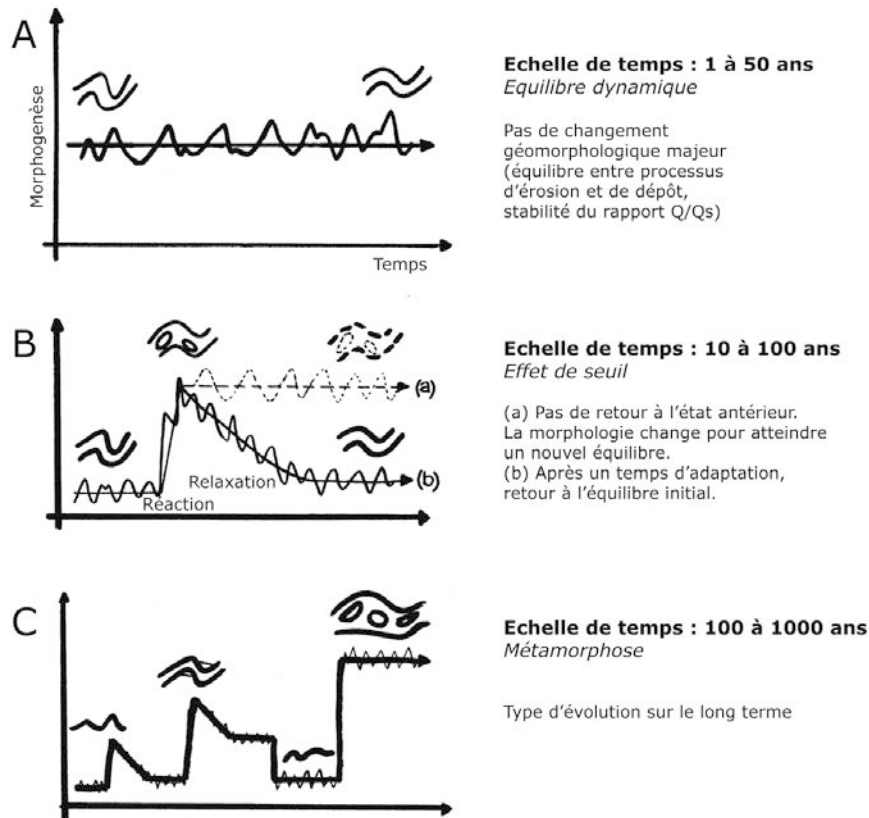


Figure 1.36 – Degrés de réversibilité des processus de façonnement des lits fluviaux « naturels » [d'après Champion, 2000, modifié].

La rapidité avec laquelle la rivière va pouvoir retrouver son état initial (ou plutôt son état d'équilibre) dépend de sa capacité à récupérer (*i.e.*, **résilience**) qui elle-même détermine le **temps de relaxation** du système fluvial (**figure 1.37**). Après une perturbation, le temps de relaxation de l'hydrosystème sera de quelques années à plusieurs décennies, différant selon les cours d'eau en fonction de la vigueur et de l'intensité de l'aléa, de l'énergie du système, de la nature/granularité de la charge sédimentaire, du degré de végétalisation des berges et des îles, de leurs connections possibles avec les versants et les apports latéraux, etc. (**figure 1.38**).

Le temps de relaxation varie également en fonction des types et du degré d'anthropisation et il est très difficile de le définir avec précision dans le cas d'une modification profonde et durable du fonctionnement hydrosédimentaire par l'Homme (barrage, chenalisation, fermeture/ouverture artificielle de bras, etc. ; cf. *infra*). Quoi qu'il en soit, le temps de relaxation, nécessaire à la rivière, n'est pas forcément intégré par les sociétés riveraines, cet « oubli » malheureux étant à l'origine de bien de « bévues » en termes d'urbanisation en zones inondables. Nous rejoignons ainsi le point de vue de Jean-Paul Bravard, *in* Bravard et Cohen (2006).

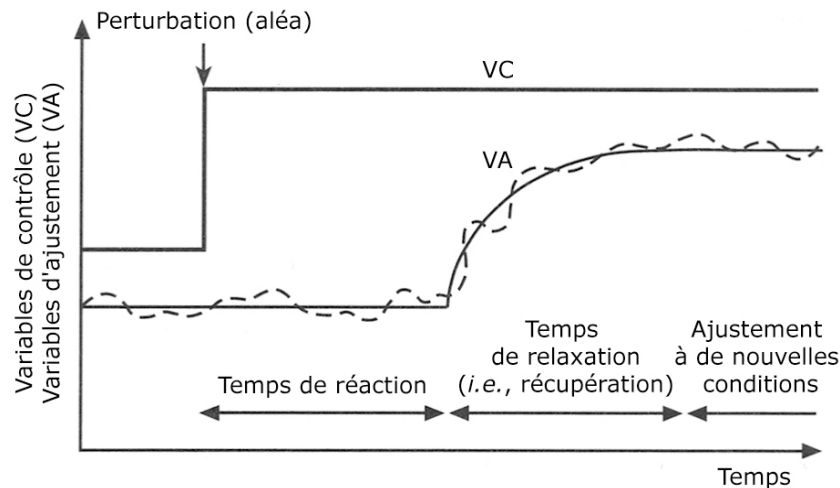


Figure 1.37 – Temps de réaction/relaxation et ajustement d'un cours d'eau à un aléa [d'après Knighton, 1998].

Cours d'eau	Période de retour de la crue (en années)	Elargissement maximum du chenal (en %)	Temps de relaxation (en années)	Auteurs
Gila River	200	600	45-50	Burkham (1972)
Wollombi Brook	87	100	> 40	Erskine (1996)
Plum Creek	900-1600	> 160	> 30	Osterkamp et Costa (1987)
Patuxent River	200	64	15	Gupta et Fox (1974)
Rivières appalachiennes	100	300-400	10	Hack et Goodlett (1960)
Baisman Run	200	160 (moy. = 10-20)	1-10	Costa (1974)
Fleuve Rhône (rang 10, charge en suspension dominante)	50-80	< 10	1-2	Arnaud-Fassetta (1997)

Figure 1.38 – Temps de relaxation et ajustement morphologique de quelques cours d'eau en fonction de la période de retour des crues.

C'est durant la période de relaxation que se joue la façon dont la rivière va évoluer (*i.e.*, retour aux conditions initiales ou évolution autre). La rivière entre alors dans une phase transitoire, au cours de laquelle elle peut basculer vers un nouvel état ou revenir à son état originel. Cette **trajectoire d'évolution** (TE) est en fait conditionnée par le rapport suivant (Brunsden et Thornes, 1979) :

$$TE = \frac{TRM}{PRA} \quad (2)$$

où TRM = temps de relaxation moyen et PRA = période de retour moyenne des aléas de crue. Lorsque $TE < 1$, le lit de la rivière a le temps de s'ajuster aux nouvelles conditions avant la prochaine crue. La relation entre processus et réponses morphologiques est alors très forte. Lorsque $TE > 1$, la période de retour des crues est trop rapide pour que le lit puisse être pleinement restauré entre deux événements et retrouver un état d'équilibre. De fait, cette situation conduit à une dichotomie plus ou moins profonde entre les processus (ou agents de façonnement) et les formes du lit, qui sont en fait transitoires, donc éphémères.

Autrement dit, le système est soumis en théorie au **principe de réversibilité**, dès lors que des processus de réajustement permettent à la rivière de retrouver sa morphologie antérieure dans un laps de temps relativement court (*i.e.*, à l'échelle humaine ; **figure 1.39**), voire au **principe de cyclicité** « si l'on admet le retour à l'équilibre une fois les causes de la perturbation éliminées » (Bravard et Cohen, 2006, p. 227).

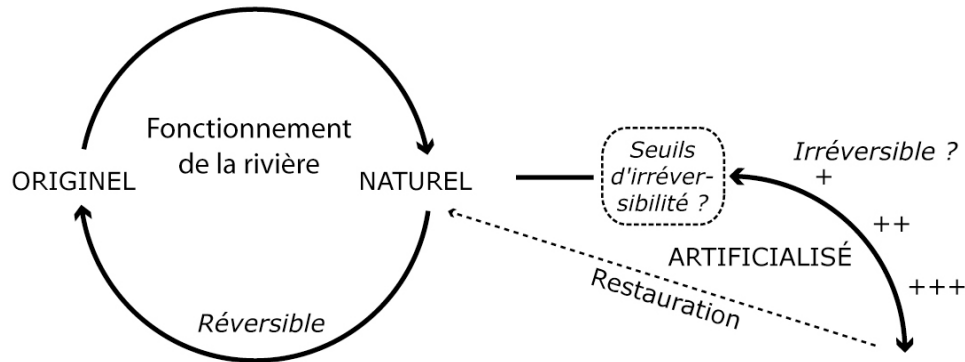


Figure 1.39 – Réversibilité/irréversibilité d'un hydrosystème fluvial [d'après Wasson, 1992]. Il y a généralement réversibilité entre l'état originel et naturel, mais l'artificialisation de l'hydrosystème peut conduire à une situation irréversible, sauf à envisager une restauration profonde, toujours difficile à mettre en place et très coûteuse dans bien des cas.

La question de la réversibilité peut être abordée sur le **temps long ou court**. Sur le temps court, la vision que l'on a du phénomène apparaît généralement claire tant que l'on raisonne à l'échelle des unités géomorphologiques, voire des tronçons fluviaux ; elle devient forcément plus brouillée dès lors que l'on raisonne à l'échelle du bassin-versant, qui ne peut se comprendre que sur un laps de temps plus long. Quoi qu'il en soit, « naturellement », les systèmes évoluent selon des tendances qui sont réversibles (ajustement possible selon le poids des variables de contrôle). Ainsi, les métamorphoses « naturelles » sont des phénomènes réversibles, ce qui est loin d'être le cas des métamorphoses forcées par les actions humaines.

Lorsque la situation d'équilibre dynamique est contrecarrée par des éléments (naturels ou anthropiques) qui privent le système d'un retour aux conditions initiales, on entre dans la **spirale de l'irréversibilité**, dont les effets sont plus ou moins bien connus et maîtrisés. Dans les hydrosystèmes anthropisés, l'Homme a réussi bien souvent à bloquer les ajustements. L'aménagement des lits fluviaux a généralement conduit à les faire évoluer selon une trajectoire quasi irréversible que seuls un événement naturel extra-ordinaire, d'une magnitude exceptionnelle, et/ou une restauration profonde et coûteuse du système sont capables d'inverser (**figure 1.39**). Prenons par exemple le cas de structures hydrauliques (type digue ou gabion) le long d'une rivière chenalisée : les structures ne pourront être sérieusement affouillées, contournées ou détruites que dans des situations hydroclimatiques paroxysmiques. Il en va de même d'un train de méandres bloqué par les endiguements. Sur le court terme, l'irréversibilité des changements hydromorphologiques relève donc bel et bien de faits anthropiques (Bravard, 1994).

Or, suite à l'artificialisation de son lit, on sait que les capacités d'ajustement morphologique d'une rivière dépendent de l'énergie potentielle, autrement dit de la **puissance fluviale**, puisque l'opération d'aménagement conduit généralement à modifier les pentes, le régime hydrologique et les débits morphogènes. Considéré comme un facteur de réversibilité d'un cours d'eau, la puissance fluviale à pleins bords (Ω) est calculée par l'équation de Bagnold (1966) :

$$\Omega_b = \rho g Q_{wb} s \quad (3)$$

où ρ = densité des eaux de crue (en kg/m^3), $g = (9,81 \text{ m}/\text{s}^2)$, Q_{ps} = débit de pleins bords (en m^3/s) et s = pente de la ligne d'énergie (en m/m). La puissance spécifique, toujours à pleins bords (ω_b), est alors calculée comme suit :

$$\omega_b = \frac{\Omega_b}{w_b} \quad (4)$$

où w_b = largeur du chenal (en m).

Ainsi, l'effet produit par un aménagement est étroitement lié à la puissance spécifique du cours d'eau. Le phénomène a été validé sur les rivières britanniques et danoises ayant subi des interventions de type réalignement/rectification (Brookes, 1988). Un seuil d'énergie critique de réversibilité/irréversibilité a été mis en évidence, autour de la valeur $35 \text{ W}/\text{m}^2$. Lorsque $w_b < 35 \text{ W}/\text{m}^2$, les possibilités d'ajustement morphologique sont quasi nulles : toute intervention a donc un effet irréversible. Lorsque $w_b = 35\text{-}100 \text{ W}/\text{m}^2$, le risque d'irréversibilité existe mais il est faible ; le degré de cohésion des sédiments de berge joue un rôle essentiel dans sa détermination. Lorsque $w_b > 100 \text{ W}/\text{m}^2$, les cours d'eau rectifiés ont une bonne capacité d'ajustement qui leur permet de retrouver une partie de leur sinuosité (figure 1.40).

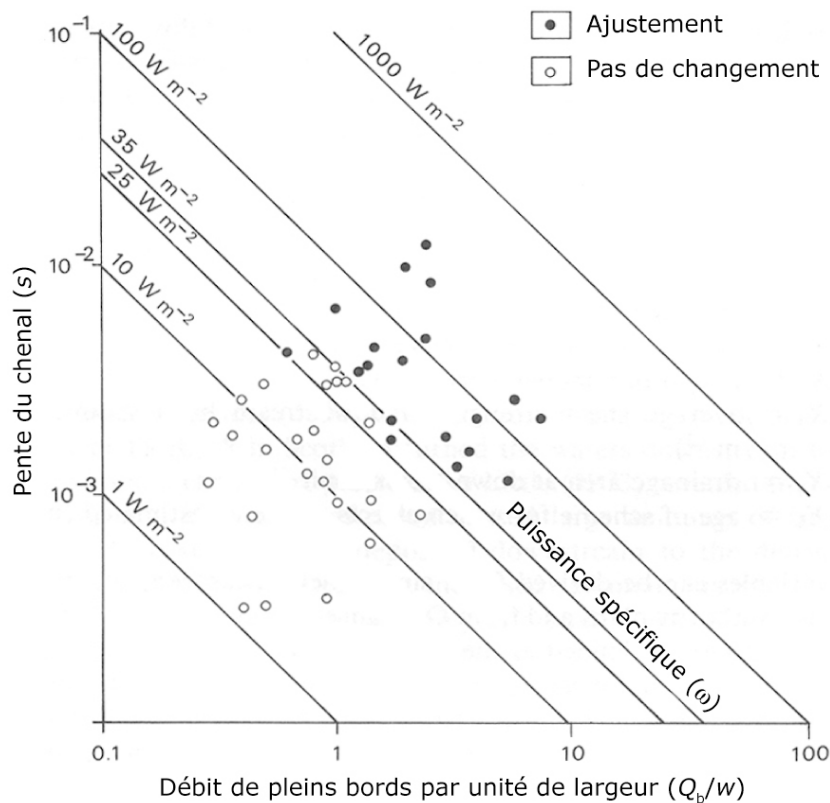


Figure 1.40 – Mise en perspective des relations entre le débit de pleins bords par unité de largeur, la puissance spécifique et la pente du lit pour comprendre les réajustements observés au Royaume Uni (Angleterre, Pays de Galles) suite à des opérations de chenalisation [d'après Brookes, 1987].

Par ailleurs, en l'absence de structures de stabilisation du lit et des berges, des puissances spécifiques élevées permettent aux cours d'eau de revenir assez rapidement à une situation d'équilibre proche de l'état initial (Wasson *et al.*, 1995). En revanche, de faibles puissances spécifiques font que les ajustements morphologiques induits par les structures perdureront plus longtemps (figure 1.41).

Energie en crue	Type d'intervention		
	Entretien	Terrassements lourds	Structures de stabilisation
Forte ($> 35 \text{ W/m}^2$)	Rapide (2 à 10 ans)	Assez rapide à lente	Très lente à irréversible
Faible ($< 35 \text{ W/m}^2$)	Rapide à lente	Très lente à irréversible	Irréversible (> 100 ans)

Figure 1.41 – Réversibilité (temps de réajustement) d'un cours d'eau anthropisé en fonction de la puissance spécifique et de la nature des aménagements/équipements [d'après Wasson *et al.*, 1995].

Cependant, le modèle dynamique de Brookes (1988) intégrant les « valeurs pivots » précitées n'est pas validé partout. Il est en partie contredit par les travaux récents de Petit *et al.* (2005) sur les rivières de moyenne et haute Belgique dont les valeurs de puissance critique s'écartent de certaines valeurs seuils proposées dans la littérature. Ainsi, le Geer (Hesbaye), malgré une puissance inférieure à 15 W/m^2 , peut se réajuster et certaines formes de méandrage évoluent toujours. En Famenne, malgré des puissances relativement élevées ($> 50\text{-}70 \text{ W/m}^2$), l'évolution du méandrage de l'Ourthe est très lente (supérieure au siècle). Toujours en Famenne, une tendance au tressage est même observée alors que les puissances sont nettement inférieures à la valeur seuil ($> 100 \text{ W/m}^2$) proposée par Brookes (1988). Enfin, en Ardenne même, la substitution d'un système à lit sinueux (voire subrectiligne) à fond plat (proche du « *step-pool-system* ») à un système à méandres libres actifs est possible dès que le seuil d'environ 100 W/m^2 est atteint. Devant tant d'écarts au modèle, il conviendra de rester prudent quant à son utilisation possible en géomorphologie fluviale appliquée à l'aménagement et à la gestion des risques.

Récemment, Brierley et Fryirs (2005) ont poursuivi dans cette voie en proposant un modèle d'évolution des cours d'eau anthropisés, qui intègre les différents paramètres agissant sur leur capacité d'ajustement et les seuils de réversibilité/irréversibilité (figure 1.42).

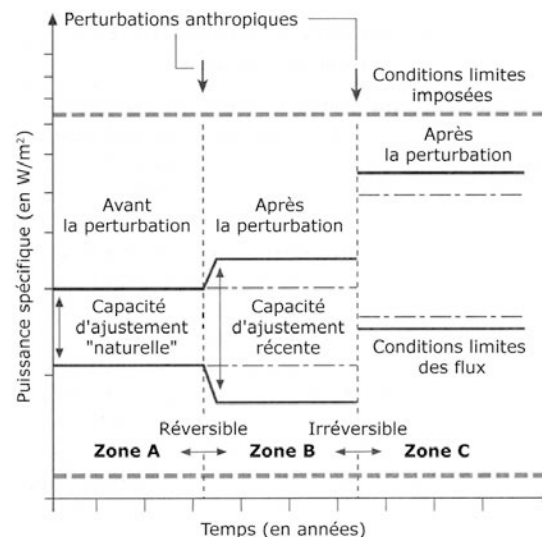


Figure 1.42 – Diagramme d'évolution des cours d'eau en contexte « naturel » et anthropisé [d'après Brierley et Fryirs, 2005]. Zone A = capacité d'ajustement avant anthropisation. Zone B = expansion de la capacité d'ajustement par effet d'anthropisation (changement réversible A ↔ B). Zone C = les conditions limites des flux sont modifiées (*i.e.*, accroissement de la puissance spécifique), un nouveau style fluvial est créé et les capacités naturelles d'ajustement sont annihilées (changement irréversible B ↯ C).

L'application de ce modèle est donnée à travers l'exemple de la rivière Ishikari au Japon (figure 1.43). Cet exemple, qui montre les réponses morphologiques irréversibles engendrées par les interventions humaines, a été retenu car il n'est pas sans rappeler celui du Bas-Rhône sur lequel j'ai travaillé (cf. *infra*, chapitre 8). Brierley et Fryirs (2005) ont montré comment les opérations de chenalisation ont eu raison de la migration des méandres, qui aujourd'hui constitue un système quasiment bloqué.

Avant la phase de chenalisation, la plaine alluviale était drainée par une rivière à méandres de basse énergie, associée à une plaine d'inondation hydromorphe portant les traces de nombreux recoupements « naturels » de méandre. Après la Deuxième Guerre Mondiale, il a fallu trouver des terrains propre à satisfaire l'extension de la ville de Sapporo et des terres agricoles environnantes. L'irréversible s'est produit quand la plaine alluviale a été nivelée, remblayée et drainée, alors qu'une importante opération de chenalisation était programmée. Le recoupement « artificiel » de nombreux méandres avait aussi pour but de réduire la longueur du chenal et d'évacuer plus vite les flux de crue à la mer. L'énergie de la rivière s'est considérablement accrue, mais elle a été contrôlée par la mise en place de nombreux réservoirs et de barrages dans le bassin.

Aujourd'hui, la morphogenèse fluviale se résume à quelques sapements de berge très localisés ; seules des crues exceptionnelles inondent encore la plaine alluviale. Les nombreuses structures hydrauliques dans le chenal ont modifié la nature des unités hydrauliques, des faciès sédimentaires et des habitats, entraînant une dégradation significative de la diversité écologique.

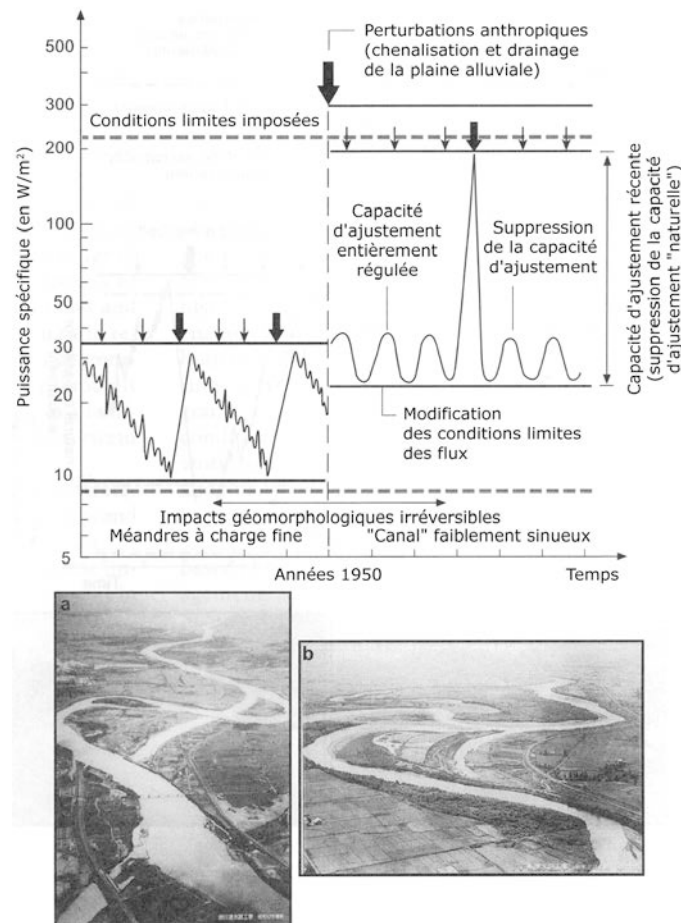


Figure 1.43 – Impacts des opérations de chenalisation et de drainage dans la plaine alluviale de la rivière Ishikari, Hokkaido, Japon [d'après Brierley et Fryirs, 2005].

3 – CONCLUSIONS : QUELQUES PERSPECTIVES HYDROGÉOMORPHOLOGIQUES EN TERMES D'APPRÉCIATION DU RISQUE FLUVIAL ET D'AMÉNAGEMENT

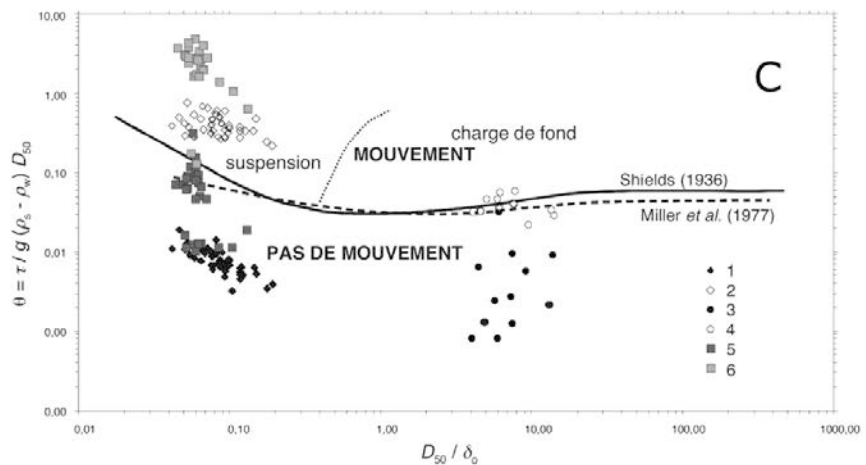
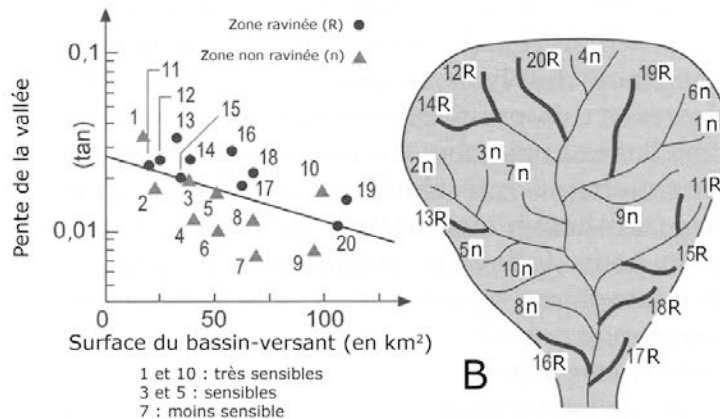
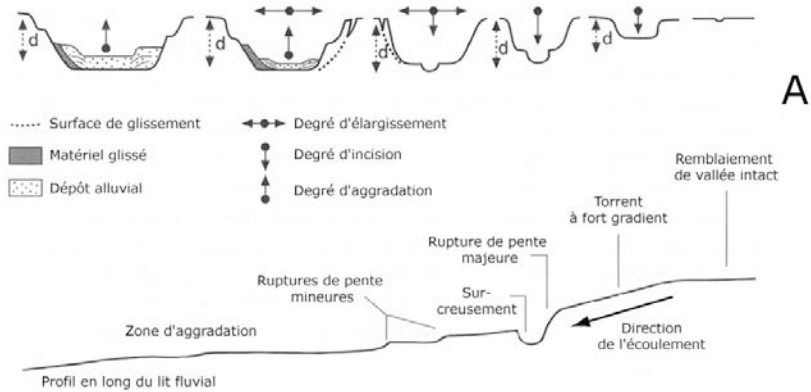
L'étude (paléo)hydrogéomorphologique d'un bassin fluvial a généralement pour fonctions de comprendre les **rythmes d'évolution du système** « bassin-versant ↔ vallée ↔ plaine alluviale ↔ cours d'eau » et les processus associés, de préciser la part respective des facteurs naturels (structure, climat, niveau de base) et humains (occupation, usages et exploitation des sols, aménagements hydrauliques) qui sous-tendent cette évolution et de caractériser le risque hydrologique. Les données physiques de base sont communément les archives sédimentaires et les formes fluviales, intégrées ou non dans des « modélisations » (paléo)hydrologiques et (paléo)hydrauliques. Ces dernières permettent bien souvent de prolonger les études paléoenvironnementales ou hydrogéomorphologiques « classiques », et ont toute leur place dans les grandes thématiques de recherche actuelles (« changement climatique », « interactions nature/sociétés », « développement durable », etc.).

Nous avons montré comment les hydrogéomorphologues utilisaient des données collectées sur un espace statistiquement significatif pour permettre la reconstitution des temps forts de l'évolution des paysages à l'échelle des tronçons fluviaux ou des bassins versants, et déterminer leur sensibilité face aux processus en action. Cela s'inscrit dans une démarche ergodique que Schumm *et al.* (1984) ont appelé le **modèle de substitution de l'espace-temps** (*space for time substitution*). Il s'agit de détailler les différentes phases de l'évolution des formes de relief, à l'échelle globale mais aussi en prenant en compte le fonctionnement spécifique et les seuils existant à l'intérieur de chacun des sous-systèmes (**figure 1.44A**). C'est également une façon de comparer à milieu équivalent l'efficacité des processus morphogénétiques. La démarche, efficace et utile pour comprendre et gérer le fonctionnement d'un hydrosystème, demande cependant un nombre suffisant de sites d'observation avant d'aboutir à des généralisations. À l'appui de ce modèle, l'**analyse proximités-seuils** (*proximity to threshold analysis*) permet de définir l'état d'un système hydromorphologique donné sur plusieurs sites et de formuler des hypothèses sur la sensibilité face au changement, en d'autres termes de définir avec la plus grande précision les seuils morphogéniques, réversibles ou pas (Patton et Schumm, 1985). L'analyse statistique des données de terrain devient alors le support incontournable pour appréhender la sensibilité des rivières aux changements (**figure 1.44 B et C**).

Les **données morphosédimentaires** conservées dans les plaines alluviales sont utiles à plus d'un titre. Elles aident à préciser la façon dont le relief se façonne et évolue mais leur utilisation ne va pas sans poser certains problèmes inhérents au fait 1) qu'elles sont dans bien des cas très discontinues et n'enregistrent donc qu'une partie de l'histoire d'un cours d'eau et de sa vallée et 2) que les fonctionnements morphodynamiques sont distincts et les temps de réponse le plus souvent différés au sein d'un même bassin-versant, etc. En substance, les archives morphosédimentaires, contrairement aux séries lacustres ou marines profondes et aux carottes glaciaires, ne sont certainement pas les supports les mieux adaptés, pour qui s'intéresse aux fluctuations paléoclimatiques des quinze derniers millénaires. En revanche, elles apportent une information directe (donc précieuse) sur les processus d'érosion et les rythmes auxquels se façonnent les reliefs, sur les modalités de transit des débris dans les bassins versants et sur les liens (risque) entre la dynamique fluviale (aléa) et les sociétés (vulnérabilité).

Figure 1.44 – Modèles, statistiques et analyse des seuils en hydrogéomorphologie fluviale. A : Le modèle de substitution de l'espace-temps, appliqué aux hydrosystèmes fluviaux [d'après Schumm *et al.*, 1984, modifié].

La figure montre la succession de phases d'incision le long du profil en long d'un chenal. Initialement (à droite sur la figure), la vallée est remblayée ou peu creusée. En allant vers la gauche, les différentes sections transversales détaillent les phases d'ajustement du chenal, marquées par l'incision, l'élargissement, des reprises d'érosion sur les berges et un remblaiement final dans la zone d'aggradation.



La figure montre la succession de phases d'ajustement du chenal, marquées par l'incision, l'élargissement, des reprises d'érosion sur les berges et un remblaiement final dans la zone d'aggradation. L'utilisation de l'analyse « proximités-seuils » montre comment on peut statistiquement appréhender le degré de sensibilité des cours d'eau face au changement des conditions hydroclimatiques, à l'échelle d'un bassin-versant (B) ou d'un tronçon fluvial (C). B : La surface d'un bassin-versant et la pente des vallées sont considérées comme les deux variables permettant de discriminer les zones de plus ou moins fort ravinement [d'après Patton et Schumm, 1985, modifié]. Par exemple, les sites 1 et 10 sont très sensibles au ravinement, les sites 3 et 5 sont très proches du seuil à partir duquel le ravinement peut se développer et le site 7 reste potentiellement insensible au ravinement. Dans ces conditions, si un aléa hydroclimatique BFHM survenait, il aurait des effets morphologiques très marqués sur les sites 1 et 10, et possibles sur les sites 3 et 5. C : Le diagramme de Shields, utilisé comme outil de reconnaissance pour l'estimation des seuils critiques de mise en mouvement de matériel de fond dans le Grand Rhône (GR) et le Petit Rhône (PR) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. D_{50} est exprimé en millimètres ; 1 : PR en période de basses eaux (sables) ; 2 : PR lors du débit de pleins bords (sables) ; 3 : GR en période de basses eaux (galets) ; 4 : GR lors du débit de pleins bords (galets) ; 5 : GR en période de basses eaux (sables) ; 6 : GR lors du débit de pleins bords (sables). Toujours très proche du seuil critique de remobilisation, la charge sableuse (dont dépend l'équilibre morphosédimentaire du Rhône) est très sensible aux variations hydrodynamiques.

Enfin, si les points 1 et 2 de ce chapitre ont mis en évidence le rôle déterminant joué par les variables climatiques et anthropiques dans l'évolution des hydrosystèmes fluviaux, ces derniers sont aujourd'hui fortement anthropisés, de sorte que leur évolution suit souvent une tendance qu'il est difficile de renverser. Les cours d'eau n'en conservent pas moins une dynamique morphosédimentaire, dont l'origine est l'aléa de crue.

Mes recherches hydrogéomorphologiques s'intéressent plus particulièrement aux fluctuations de la dynamique fluviale. Elles se fondent pour cela sur deux types d'approches forcément liées mais choisies selon le pas de temps et l'échelle spatiale considérés :

- **L'approche paléoenvironnementale et géoarchéologique**, qui apportent le cadre spatio-temporel à l'approche hydrogéomorphologique ;
- dans une perspective de gestion de la dynamique fluviale, **l'approche hydrogéomorphologique** par la cartographie, qui intègre nécessairement les éléments du passé, et par les budgets sédimentaires, pour raisonner à l'échelle du bassin-versant.

3.1 – L'approche géoarchéologique

La « **géoarchéologie** », terme qu'il faut préférer à celui de « géologie archéologique » (Rapp et Gifford, 1982), désigne **l'interface entre les sciences de la Terre (qui incluent la géographie physique) et les activités humaines passées** (Davidson et Shackley, 1976). La géoarchéologie a eu une grande influence entre autres en Amérique du Nord (Herz et Garrison, 1998 ; Rapp et Hill, 1998), en Europe du Nord-ouest (Bravard *et al.*, 1992 ; Leveau *et al.*, 1993 ; Brown, 1997 ; Fouache, 2001 ; Burnouf et Leveau, 2004 ; Goethals *et al.*, 2005 ; De Dapper et Goethals, 2006 ; Morhange et Provansal, 2007), en Afrique du Nord-est (Midant-Reynes *et al.*, 2004 ; Stanley *et al.*, 2004), en Asie Mineure (De Dapper et Vermeulen, 2002) et au Moyen Orient (De Jaeger *et al.*, 2000), en raison de la présence de nombreux sites archéologiques dont les vestiges ont été découverts interstratifiés dans les vieux dépôts de plaines alluviales ou deltaïques.

L'approche géoarchéologique se place dans un cadre temporel assez long, en général celui de l'Holocène (Roberts, 1998), avec des résolutions parfois très fines, de l'ordre de la décennie selon les périodes considérées et la qualité des marqueurs chronostratigraphiques. Sa finalité n'est pas seulement de définir les **conditions environnementales des sociétés du passé** (valeurs patrimoniale et culturelle), mais aussi d'apporter une réflexion sur les **conditions environnementales du passé qui puisse servir à mieux comprendre le présent et, pourquoi pas, à mieux anticiper le futur** (cf. par exemple le débat sur la modification possible du réseau hydrographique dans le delta du Rhône suite aux graves inondations de 2003, à la lumière de ce que l'on sait, par les travaux de recherche géoarchéologiques, du fonctionnement et du tracé des paléochenaux antiques et médiévaux).

Elle implique forcément d'avoir une bonne connaissance des clés permettant de décrire les paléoenvironnements, d'expliquer les causes (climatiques, anthropiques) de leur évolution et de juger de la vulnérabilité sociétale face aux contraintes hydroclimatiques. Ce type de recherches pluri- ou trans-disciplinaires s'insère dans le vaste champ des enquêtes paléoenvironnementales qui ont connu ces dernières années une grande expansion (inter)nationale dans la définition des relations homme-milieu-climat, aussi bien en France (Bravard et Presteau, 1997 ; Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003 ; Burnouf et Leveau, 2004) que dans le reste du bassin méditerranéen (Raban, 1996 ; Vermeulen et De Dapper, 2000 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003 ; Fouache, 2003 ; Morhange et Provansal, 2007) pour ne citer que les publications traitant des systèmes fluviaux et des ports.

La géoarchéologie fluviale n'aurait pas connu un tel essor si les sociétés humaines n'avaient pas été attirées très tôt par les plaines alluviales. Les milieux rivulaires sont généralement riches en ressources alimentaires (poissons, oiseaux, mammifères) et d'autant plus variés que le paysage fluvial est complexe (Petts et Amoros, 1996). Bravard et Salvador (1999) rappellent aussi le rôle des fonds de vallée, comme terres agricoles (fertilité et humidité), axes de circulation privilégiés (transport de marchandises et du bois), lieux de production d'énergie dérivée des aménagements hydrauliques (dès le Moyen Âge) et espaces refuges à des groupes humains (Danube/Hongrie au XVIII^{ème} siècle ; zones humides en régions arides : Mésopotamie, bassins du Nil et de l'Indus).

Les plaines alluviales sont donc considérées comme des milieux « attractifs » et ce, malgré le risque hydrologique, qui se décompose en trois sous-catégories : le risque phréatique (nappes hautes/drainage, salinisation des sols), le risque d'érosion et le risque d'inondation. En fait, elles correspondent à des milieux faits de contraintes « naturelles » auxquelles l'Homme s'est souvent adapté. Le risque hydrologique et le risque d'érosion sont combattus très tôt (dès l'Antiquité) dans les deltas du Rhin-Meuse (Asselman, 1999) et du Rhône (Rossiaud, 1994 ; Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003).

C'est pour toutes ces raisons que les plaines adjacentes des cours d'eau sont aujourd'hui extrêmement riches en vestiges archéologiques (figure 1.45). Ces derniers ont été enfouis le plus souvent par les phénomènes d'alluvionnement liés à l'aggradation et aux déplacements latéraux des chenaux, voire par des phénomènes de subsidence (exemples : les plaines de l'Aude et d'Aquilée), ce qui ramène à la question des contraintes « naturelles » sur les sites archéologiques.



Figure 1.45 – Fouilles géoarchéologiques sur le site de l'Abbaye d'Ulmet (cliché M. Charlet, 2002).

L'objectif des recherches géoarchéologiques est justement de déterminer l'importance des contraintes « naturelles » à chaque étape de l'occupation des rives d'un cours d'eau. Ces contraintes s'expriment à travers un bilan en eau et en sédiments soit excédentaire (crue, hydromorphie, défluviation), soit déficitaire (assèchement des plaines d'inondation). Le problème

réside dans le fait que les actions anthropiques concourent plus ou moins directement à ce bilan hydrosédimentaire, ce qui perturbe, à l'échelle de l'Holocène, la détermination des paramètres naturels (climat, géologie) qui sous-tendent l'évolution des milieux fluviaux. Dès lors, tenter de faire la part de l'anthropisation et du climat dans l'évolution des milieux fluviaux relève d'une tâche difficile, sur laquelle je reviendrai plus loin (cf. *infra*, partie 3). D'autant que les actions peuvent être géographiquement hétérogènes, ce que révèlent les approches comparées conduites par emboîtement d'échelle dans les bassins versants.

3.2 – L'approche hydrogéomorphologique

Elle se fonde sur deux méthodes et concepts : la cartographie hydrogéomorphologique et le concept intégrateur des budgets sédimentaires.

3.2.1 – La cartographie hydrogéomorphologique

La réalisation d'une carte hydrogéomorphologique, et au-delà travailler sur les risques (actuels ou passés), suppose un préalable, celui d'**avoir compris comment fonctionne une rivière et comment ces dernières peuvent réagir aux changements des conditions environnementales (figure 1.46)**. Sans la prise en compte du passé et une bonne compréhension du terrain, il n'est guère possible de faire de la géomorphologie appliquée. Les bureaux d'étude ont très bien compris que l'on ne pouvait pas travailler sérieusement sans cette connaissance du terrain et il n'est pas rare qu'il confie ce travail (terrain, expertise) à des universitaires (dont je fais partie).

La connaissance des débits morphogènes et la prise en compte de leurs effets est donc indispensable dans toute opération d'aménagement ou de réaménagement des lits fluviaux. La **cartographie hydrogéomorphologique** est une façon d'y répondre. Celle-ci a été préconisée par le Ministère de l'Écologie et du Développement Durable et par le Ministère de l'Équipement pour la détermination des zones inondables. Avec un rendu cartographique oscillant entre le 1/10.000 et le 1/25.000 selon les enjeux, elle permet une délimitation des trois lits fluviaux (mineur, moyen, majeur) et l'estimation de l'aléa de crue et d'inondation, intégré actuellement dans les PPRI (Plans de Prévention des Risques d'Inondation). À partir de 2001, une commission d'experts nommée par le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement a tenté d'établir une légende de base. Depuis, plusieurs DIREN (Direction Régionale pour l'Environnement) ont entrepris de la rendre applicable sur les bassins versants dont elles ont la charge, ce qui est loin d'être évident partout. Car si certaines cartes produites sont jugées scientifiquement convenables, d'autres, et la méthode qui les accompagne, sont actuellement remises en cause, comme ce pourrait être le cas sur le Rhône et dans bien des bassins versants méditerranéens (cf. *infra*, partie 3).

En domaine méditerranéen, l'erreur qui a été souvent commise est d'avoir voulu appliquer coûte que coûte un modèle de fonctionnement propre aux rivières de l'Europe tempérée océanique, caractérisées par des écoulements lents et des niveaux de submersion dans la plaine d'inondation proportionnels aux hauteurs d'eau et calés sur les dernières décennies, ce qui exclut pratiquement toute notion de dynamique (et donc d'héritage). Sur certains cours d'eau « à problèmes », nous montrerons que cette approche ne peut plus se contenter de considérer la rivière comme figée mais au contraire doit pleinement intégrer les héritages de la plaine alluviale : tout un travail qui n'est pas forcément évident à réaliser à partir des seules cartes topographiques et géologiques et que le géomorphologue sait faire et doit mettre à disposition de la collectivité.

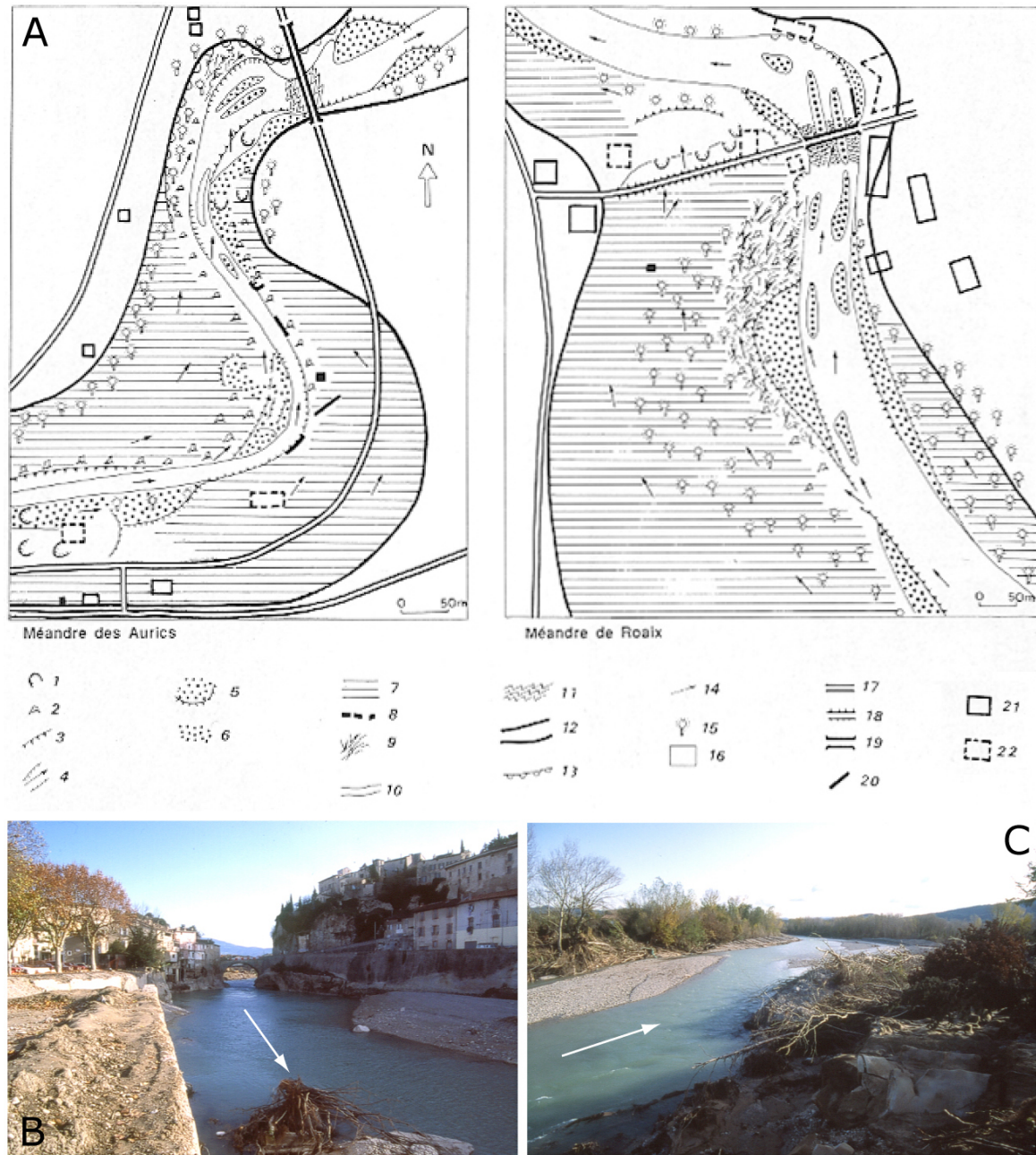


Figure 1.46 – Cartographie hydrogéomorphologique de la plaine alluviale de l'Ouvèze en aval de Vaison-la-Romaine après la crue de septembre 1992. A : Deux exemples de cartes réalisées dans les secteurs des Aurics et de Roaix [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993]. B et C : Vues de détail du lit de l'Ouvèze, (B) à Vaison-la-Romaine et (C) en aval du méandre de Roaix (clichés G. Arnaud-Fassetta, 1992).

Enfin, le concept de débit dominant, qui minimise le rôle joué par les événements BFHM, accrédite souvent la thèse des ingénieurs hydrauliciens et des aménageurs, qui ont pris pour habitude de ne privilégier que le « régime permanent » des cours d'eau. En montrant (cf. *supra*) que le concept de débit dominant est inapplicable pour un cours d'eau à régime contrasté, comme c'est le cas en domaine méditerranéen, c'est en quelque sorte une **remise en cause possible des méthodes utilisées par les ingénieurs et certains universitaires qui les ont suivis**.

L'approche par les budgets sédimentaires pourrait être une façon d'intégrer les deux approches précédentes (liens avec tous les bassins versants, nature des interactions, interférence des facteurs naturels et humains).

3.2.2 – L'approche intégrée par les budgets sédimentaires

Comme entités fonctionnelles, les bassins versants sont le cadre privilégié d'études morphohydrologiques et sédimentaires conduites à différentes échelles de grandeur, du bassin-versant élémentaire (érosion des sols, impact de la déforestation) aux grands bassins fluviaux actuels (appréciation de la vitesse d'érosion des continents). Ils sont également le cadre de modélisations permettant d'aller plus loin dans la compréhension des processus morphodynamiques de surface. **L'approche systémique des budgets sédimentaires permet de mieux cerner et gérer de nombreuses problématiques dans les domaines de la géomorphologie appliquée et de l'écologie** (Swanson *et al.*, 1982 ; Reid et Dunne, 1996).

L'utilisation des budgets sédimentaires suscite actuellement un regain d'intérêt pour les études fondamentales et appliquées qui portent sur la gestion du risque torrentiel. Les travaux de recherche appliquée intégrant le concept de budget sédimentaire développent des méthodes de quantification des stocks sédimentaires et construisent leur démarche sur le principe acquis que **la spatialisation des débits et du volume de sédiments transportés par une crue est l'élément déterminant à connaître pour s'en protéger**. Ce concept rapproche en fait **deux méthodes complémentaires** : l'une de type **ingénierie**, privilégiant la quantification et la modélisation, et l'autre plus proprement **géographique**, tournée vers la description, la compréhension et la spatialisation des phénomènes (nature et relai de processus ; **figure 1.47**).

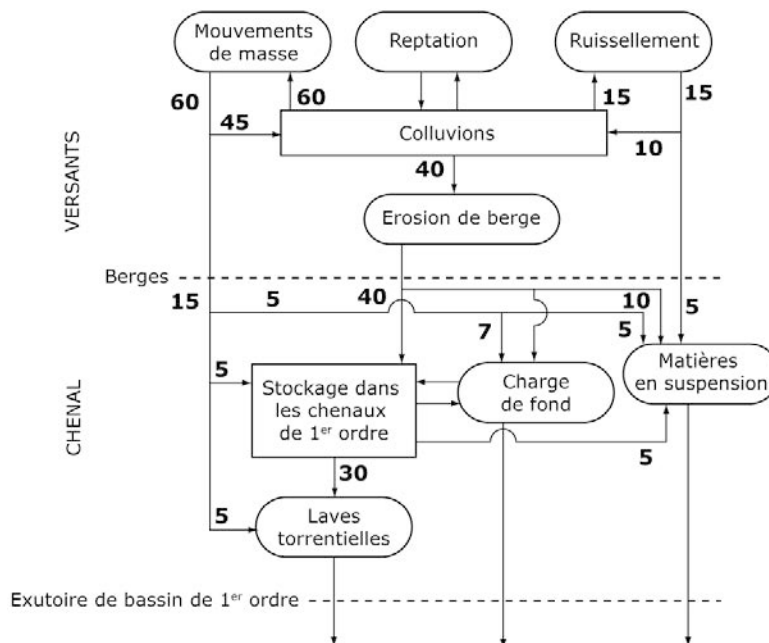


Figure 1.47 – Exemple de budget sédimentaire élaboré dans le bassin du Riou Bourdoux à proximité de Barcelonnette, Alpes-de-Haute-Provence [d'après Jager, 2001].

Au final, le budget sédimentaire est un **outil de formalisation et de quantification de la dynamique sédimentaire à l'échelle d'un bassin-versant** (Dietrich et Dunne, 1978 ; Trimble, 1983 ; Campbell et Church, 2003 ; Slaymaker, 2006 ; Schrott *et al.*, 2006). Sa construction nécessite 1) l'identification des formes et des processus et de leurs interrelations et 2) l'étude de leurs

distributions spatiales et temporelles. La connaissance des flux et des stocks sédimentaires potentiellement mobilisables dépend de leur connectivité au sein du bassin-versant : les relations de couplage déterminent les aires du bassin qui participent à la dynamique sédimentaire et conditionnent la réponse du système aux perturbations. Connaître les quantités de matériaux potentiellement mobilisables, c'est être en mesure de quantifier les impacts de l'aléa torrentiel. Le budget sédimentaire ouvre la voie d'une gestion optimale du risque, tenant compte de la dynamique du bassin et de ses capacités de réponse aux différents régimes de crue.

J'ai conduit ces différents types d'approche dans plusieurs secteurs d'étude dont je vais présenter dans le chapitre suivant (chapitre 2), en rappelant les problématiques inhérentes à chacun et le cadre institutionnel des recherches.

CHAPITRE 2 – SPÉCIFICITÉS DES MILIEUX SUR LESQUELS J'AI TRAVAILLÉ, PROBLÉMATIQUES ET CADRE INSTITUTIONNEL DES RECHERCHES

Les sites étudiés s'étendent de la péninsule ibérique (Portugal, Algarve) à l'Adriatique (Italie du Nord) à l'est, *grosso modo* entre 10° W et 15° E de longitude, et entre 35° et 50° N (Bassin parisien) pour ce qui concerne la latitude. Tous les types de relief et de structure géologique y sont représentés, d'où la diversité des paysages et des environnements de dépôt rencontrés.

De la Serra portugaise aux Alpes juliennes, en passant par les Pyrénées et la Montagne Noire, les unités montagneuses occupent une place primordiale. Les plus élevées, les Alpes, ont constitué l'un des terrains privilégiés de mes recherches en hydrogéomorphologie fluviale. Ces montagnes sont séparées par des bassins sédimentaires (Bassins parisien, Bassin de Carcassonne) ou de grandes vallées (Rhône, Durance) auxquelles elles se raccordent par des piémonts (Minervois) plus ou moins longs.

Plus en aval, les côtes, tantôt rocheuses (Côte bleue), tantôt sableuses (Ria Formosa, delta du Rhône, plaine d'Aquilée), sont très découpées et soumises à de fréquentes tempêtes marines. Depuis plusieurs milliers d'années, les nombreuses actions anthropiques sur le milieu interfèrent avec la dynamique naturelle et prédisposent à une exposition aux risques, ces derniers liés en partie aux caprices des cours d'eau.

On retiendra donc les caractères dominants des « terrains » sur lesquels j'ai travaillé :

- une forte **hétérogénéité du relief** et de **forts gradients**, dont l'énergie délivrée profite aux rivières qui se chargent de la dissiper ;
- un climat influencé le plus souvent par un régime **méditerranéen** (crues brutales) ou **océanique** (crues lentes) ;
- de **grands fleuves** qui accumulent des sédiments (deltas) à l'exutoire de vastes bassins versants ;
- des **secteurs fortement peuplés**, exposant les zones d'étude aux **risques** induits par les aléas de crue.

Pour l'essentiel sous conditions méditerranéenne ou océanique, ces sites occupent des **positions variées dans les hydrosystèmes** étudiés : des montagnes (Haut-Guil, Queyras, bassin durancien, Alpes du Sud), des piémonts (Argent-Double, bassin de l'Aude, piémont de la Montagne Noire), des bas plateaux et des plaines (Yerres, Vaucouleurs, affluents de la Seine, Bassin de Paris en amont et en aval de la capitale), des plaines côtières (delta du Rhône, Ria Formosa, delta de l'Isonzo).

Je propose de préciser, selon une logique amont-aval, les spécificités de chacun des secteurs sur lesquels j'ai travaillé, en faisant ressortir les problèmes qui ont justifié des études approfondies, mais aussi les liens avec les programmes de recherche et les chercheurs impliqués.

1 – L'HYDROSYSTÈME MONTAGNARD HAUT-ALPIN

Ma rencontre avec ma collègue Monique Fort, de nombreux stages de terrain conduits dans la région avec l'université Paris 7 et l'avènement de plusieurs crues récentes (2000 et 2002) m'ont conduit à déplacer le centre de gravité de mes recherches vers l'amont des bassins versants, et vers celui du Guil (Queyras, Alpes du Sud) en particulier. Sans vouloir remonter au « déluge », je tiens à rappeler que cette région ne m'était pas totalement inconnue puisque j'y avais réalisé en 1991 un stage de terrain avec l'université de Provence (Aix-Marseille 1). Revenir sur mes premiers pas de chercheur ne me fut pas désagréable, bien au contraire.

1.1 – Spécificités et problématique

Le Guil est une rivière torrentielle qui draine un bassin-versant (730 km²) montagnard situé en marge de la zone méditerranéenne, dans la zone interne des Alpes occidentales (**figure 2.1**). Avec l'Ubaye et la Guisane, il constitue un des principaux affluents de la Haute-Durance.

Boisé à 80 % par le mélèze, ce haut bassin montagnard est caractérisé par des gradients d'énergie élevés et des affleurements lithologiques (schistes lustrés) associés à des héritages morpho-sédimentaires (moraines, terrasses fluvio-glaciaires ou glacio-lacustres) fragiles, favorisant ainsi une énorme fourniture sédimentaire qui va migrer plus ou moins rapidement et selon des processus variés depuis les parois rocheuses sommitales jusqu'aux fonds de vallée. Sa position de haut bassin le rend propice aux crues puissantes et brutales, en relation avec la concentration rapide des débits et une abondante production de débris (**figure 2.2**). En cela, **le bassin du Guil peut être représentatif des phénomènes de crue qui affectent les Alpes françaises du Sud**. Avec les aménagements humains et la recolonisation par la forêt, ces crues exercent un contrôle strict de la dynamique des bandes actives.

Le bassin a été « marqué » à plusieurs reprises par le passage de dépressions (les « coups de Lombarde ») à l'origine de crues catastrophiques. On se souviendra de la **crue de 1957**, étudiée à l'époque par Jean Tricart (Tricart, 1958, 1961 a et b), et que nous avons aussi analysée afin d'établir un terme de comparaison avec les **crues plus récentes (2000, 2002)** et d'étayer notre réflexion plus générale sur l'impact des crues et leur gestion dans le bassin. Dans la vallée du Guil, la gestion des crues est un des « défis » relevé par le Parc Naturel Régional du Queyras (PNRQ), à travers l'élaboration d'un Contrat de Rivière supervisé par Sandrine Plagnol, chargée de mission au PNRQ. Les études entreprises dans ce cadre ont surtout privilégié l'approche l'hydraulique (Koulinski, 2000 ; Koulinski et Lefort, 2000 ; Koulinski, 2001). Notre approche hydrogéomorphologique a donc trouvé tout son sens et permis de **spatialiser la variabilité des impacts des crues, notamment par le biais du couplage de l'hydraulique fluviale à la cartographie diachronique (1855-2005) des formes fluviales dans le fond de vallée**.

1.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations

L'étude du Haut-Guil s'est faite dans le cadre d'un programme soutenu depuis l'an 2000 par l'UMR PRODIG et intitulé « **La place des crues brutales récentes dans le fonctionnement et la gestion d'un hydrosystème haut-alpin : l'exemple du haut bassin du Guil (2000-2006)** ». Coordonné par Monique Fort et par moi-même, ce programme a permis une collaboration étroite entre l'université Paris 7, le Parc Naturel Régional du Queyras (PNRQ), l'Office National des Forêts (ONF) et le Bureau de la Restauration des Terrains en Montagne (RTM). Il a reçu un

financement modeste (5 k€), mais suffisant pour y faire participer et financer le déplacement des étudiants.

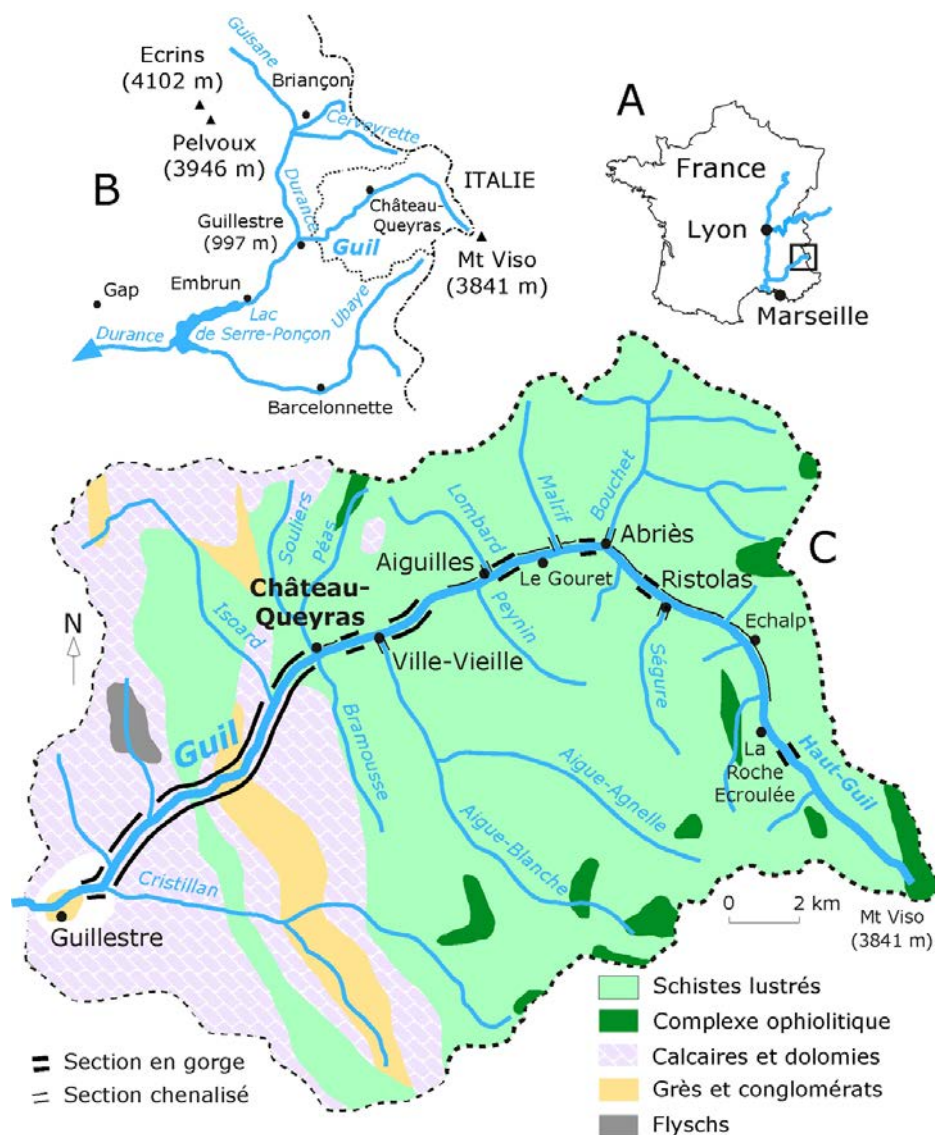


Figure 2.1 – Le Guil et son bassin-versant. A : Localisation générale de la zone d'étude. B : Localisation du bassin du Guil dans le haut bassin durancien. C : Caractéristiques géologiques et hydrographiques du bassin du Guil. Le secteur étudié est situé en amont de Château-Queyras [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005].

1.3 – L'implication étudiante

J'ai impliqué et étroitement suivi neuf étudiants (univ. Paris 7/PRODIG) que j'ai co-dirigés avec Monique Fort, sur les thèmes suivants :

- **Les conditions de genèse des crues et des inondations** dans le bassin du Lombard (Mélanie Pateau, mémoire de M1, 2006).
- **Impacts hydromorphologiques des crues** : celle de juin 2000 dans la partie amont du Guil (Benjamin Debail, mémoire de DEA, 2001 ; Cécile Bourbon, mémoire de Maîtrise, 2002) et dans le bassin-versant du Ségure (Benjamin Debail, mémoire de Maîtrise, 2002), celle de juin et d'octobre 2000 dans le bassin du Peynin et sur le Guil (Benjamin Einhorn, mémoire de Maîtrise, 2002), celle d'octobre 2000 dans le bassin du Bouchet (Sébastien Pingard, mémoire de Maîtrise, 2004).

- **Impacts hydromorphologiques et réajustements post-crue 2000** dans le bassin de l'Aigue-Agnelle (Anne-Marie Jez, mémoire de Maîtrise, 2004).
- **Dynamique de versant, ajustements torrentiels et perspectives de gestion des risques** le long des départementales D902, D947, D441 et D60 (Benjamin Debail, mémoire de DEA, 2003).
- **Étude préparatoire à la prévention des risques torrentiels** dans la commune d'Abriès suite aux crues de juin et d'octobre 2000 (Nicolas Poupet, mémoire de Maîtrise, 2004).
- **Détermination de l'âge minimal des terrasses alluviales par la dendrochronologie des espèces arboréennes de reconquête** : quel degré d'incertitude ? Application aux dépôts de la crue du Guil de juin 1957 (Clémence Barcat, mémoire de Maîtrise, 2005).

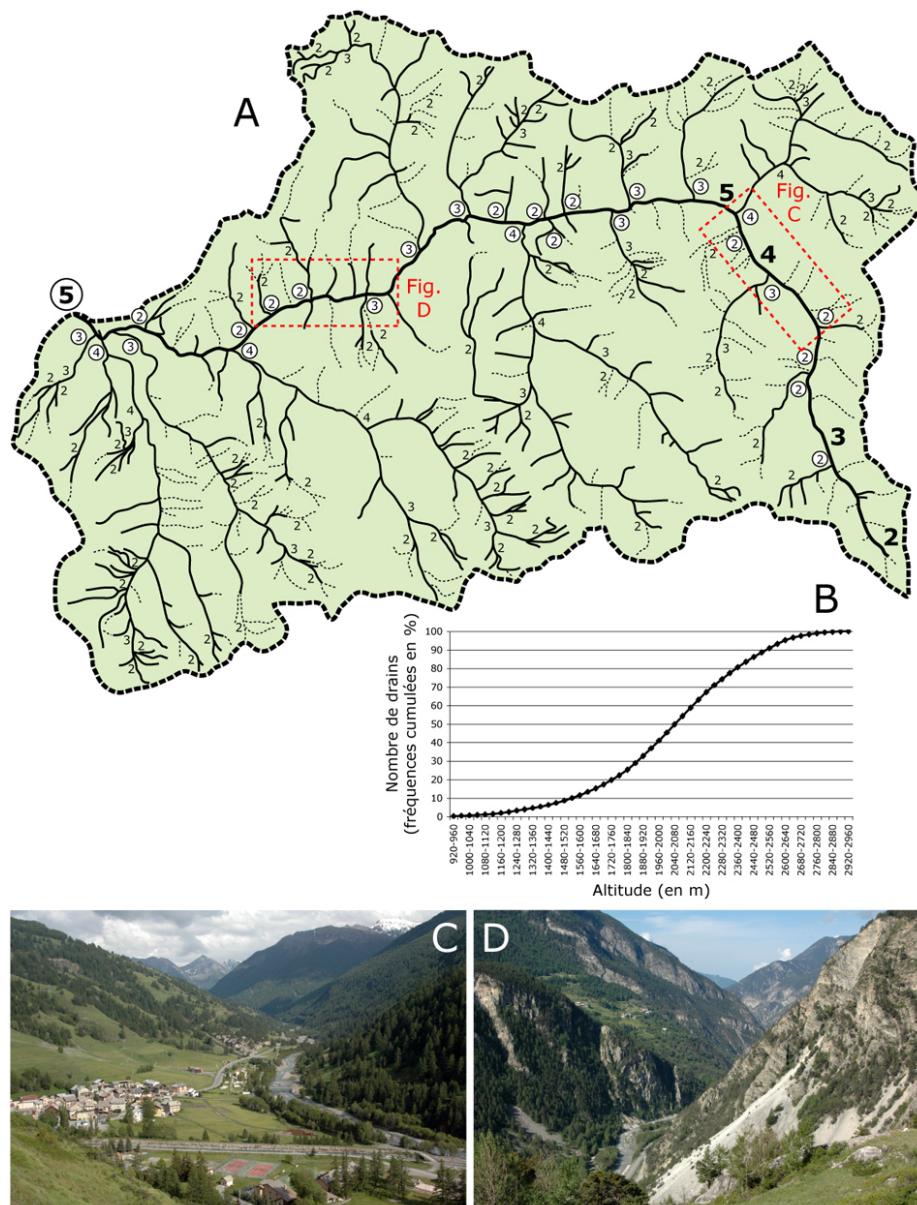


Figure 2.2 – Caractéristiques des vallées et du réseau hydrographique dans le bassin-versant du Guil. A : Ordination des drains par la méthode de Strahler (1957). En amont de Château-Queyras, le Guil atteint un rang 5 et la plupart de ses affluents ont un rang 2 ou 3, excepté le Bouchet et l'Aigue-Agnelle (rang 4). **B :** Concentration et nombre de drains *versus* altitude. **C :** L'amont du bassin du Haut-Guil, avec vue sur la confluence avec le Bouchet à Abriès (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2007). **D :** Le début des gorges du Guil, en aval de Château-Queyras (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2007).

2 – LA MOYENNE MONTAGNE (MONTAGNE NOIRE) ET SON PIÉMONT (MINERVOIS)

Associée à la terminaison méridionale du Massif Central, la Montagne Noire culmine à un peu plus de 1000 m d'altitude et sa retombée vers la plaine de l'Aude se fait de façon assez progressive, liée à une configuration géologique particulière de « contact » entre un massif ancien et son piémont méditerranéen (figure 2.3). L'opposition entre la montagne et son piémont engendre une morphologie contrastée des vallées, et partant des dynamiques qui s'y développent.

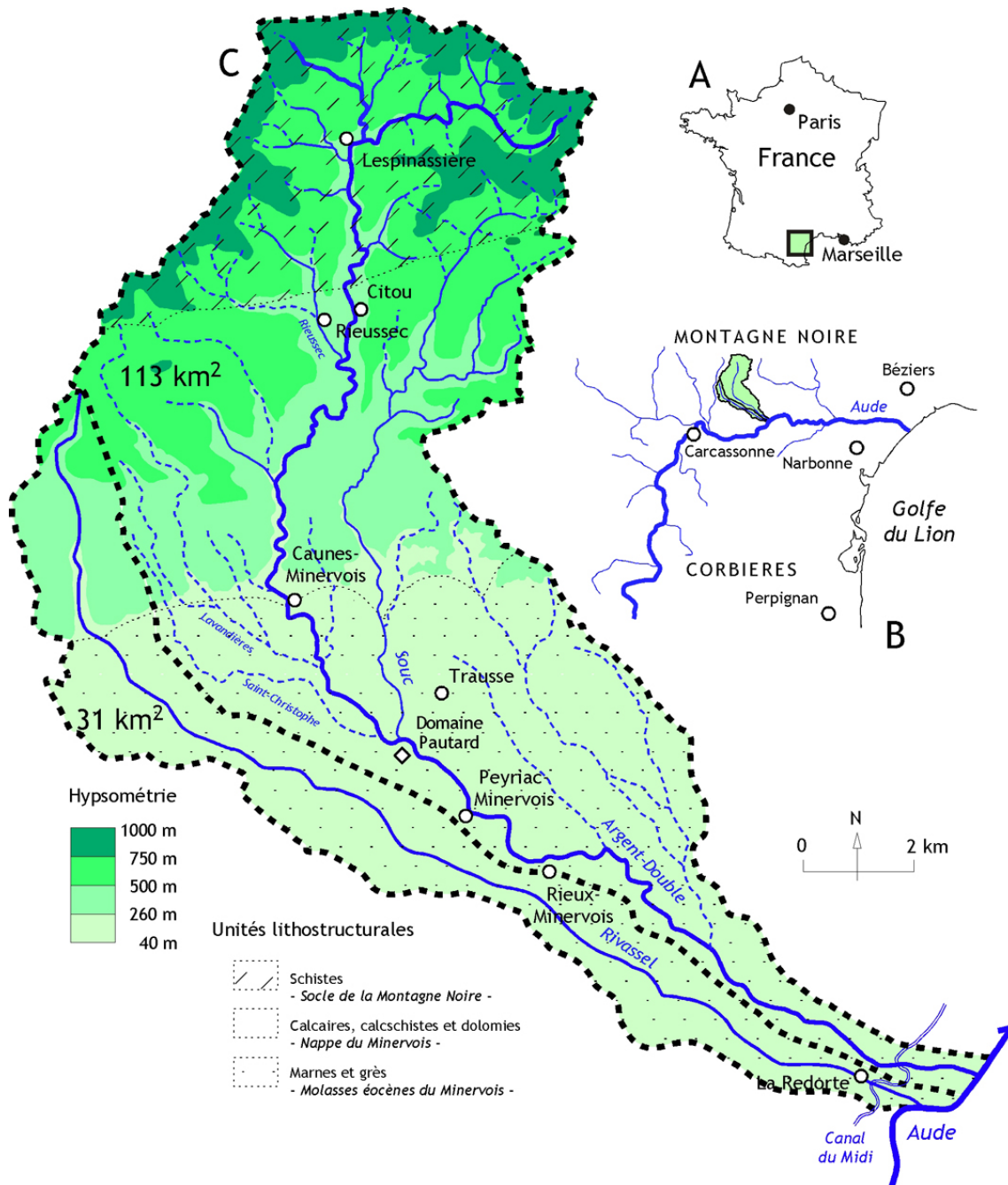


Figure 2.3 – Le bassin-versant de l'Argent-Double. A : Localisation de l'Argent-Double dans le bassin de l'Aude. B : Hydrographie et structure géologique du bassin de l'Argent-Double.

2.1 – Spécificités et problématique

L'intérêt que nous avons accordé aux effets des crues dans cette région est venu de deux principaux faits : 1) cela s'est inscrit en **complément des études sur les crues que j'avais conduites en France méditerranéenne** (Ouvèze 1992, Rhône 1993-1994) mais jamais en Languedoc-Roussillon ; 2) la **crue de 1999** a permis d'affiner les bases d'une **cartographie hydrogéomorphologique** réalisée aux échelles fines, comme support à l'étude des **risques de crue fluviale et pluviale** et à la réalisation des **Plans de Prévention des risques d'Inondation (PPRI)**, dans une région par ailleurs fortement marquée par les effets de la forte pression foncière et de la crise viticole, tout autant que par la difficulté rencontrée par les autorités compétentes à pouvoir gérer le risque d'inondation.

Le bassin-versant que nous avons choisi d'étudier est celui de l'**Argent-Double**, affluent de rive gauche de l'Aude, situé au contact entre la Montagne Noire, essentiellement schisteuse et calcaire, et le piémont du Minervois, dominé par des formations molassiques tertiaires (**figure 2.4A**). Ce choix a été conditionné par le fait que ce bassin, de tous ceux situés en rive gauche de l'Aude (Orbiel, Ognon, Clamoux), nous est apparu **pleinement représentatif des impacts que la crue de 1999 a fait subir aux fonds de vallée et leurs versants adjacents**, sur lesquels nous reviendrons plus loin (cf. *infra*, chapitre 8). Le bassin était également doté d'une structure intercommunale de gestion des crues, le SIAHBAD (Syndicat Intercommunal d'Aménagement Hydraulique des Berges de l'Argent-Double).

Le bassin-versant de l'Argent Double (110 km²) est très sensible aux aléas hydrologiques du fait de la fragilité des assises lithostructurales et des formations héritées du Quaternaire, des contrastes topographiques, des excès du climat méditerranéen et des modalités d'occupation et d'utilisation récentes des sols. Les enjeux économiques et humains sont nombreux, par le nombre de bourgs ruraux (**figure 2.4 B à E**) installés à proximité ou dans le lit des cours d'eau, par l'étendue des vignobles et la réputation des vins qu'ils produisent, par l'importance des vergers, des bois de coupe et des jardins familiaux présents dans la plaine d'inondation.

2.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations

Tout comme celui du Guil, le bassin-versant de l'Argent-Double a été choisi dès 1999 comme **zone atelier de l'équipe DYNAMIRIS** (Dynamique des milieux et Risques) de l'UMR PRODIG/Paris 7.

Dans un premier temps (1999-2003), nous avons entrepris de collaborer avec l'unique structure de gestion des crues qui existait dans le bassin, le **SIAHBAD**, piloté par la commune de Peyriac-Minervois. Sur la base d'un travail d'échanges avec les élus locaux et les riverains, l'objectif était de parvenir à définir de la meilleure façon qui soit l'espace de « bon fonctionnement » des rivières et apporter ainsi une aide plus efficace à la gestion de la dynamique fluviale.

En parallèle, des collaborations fructueuses étaient établies, d'une part avec la **DDE** (Direction Départementale de l'Équipement) et le Conseil Général de l'Aude basés à Carcassonne, à l'occasion de l'établissement des PPRI, et d'autre part avec les élus de la commune de La Redorte, auprès desquels nous avons joué le rôle de consultants et apporté notre caution scientifique en validant (ou pas) les projets proposés par les bureaux d'étude, dans la phase post-PPRI.

Plus récemment (à partir de 2004), est venu s'ajouter un contrat avec la nouvelle structure interbassins, le **SMMAR** (Syndicat Mixte des Milieux Aquatiques et des Rivières), dont le directeur, Jacques Chabaud, par ailleurs Président du Conseil Général de l'Aude, nous a sollicité à plusieurs reprises et commandité un rapport d'expertise sur le bassin de l'Argent-Double (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2004).

Enfin, depuis 2006, nous avons entamé une collaboration avec **Frédéric Ogé** (CNRS-PRODIG), la **Mairie de Conques-sur-Orbiel** et les associations locales, pour faire le lien entre les risques hydrologiques et les pollutions de l'industrie minière de **Salsigne**.



Figure 2.4 – Quelques vues de détail du bassin-versant de l'Argent-Double. **A** : Vue panoramique du contact entre la Montagne Noire et le piémont du Minervois (cliché M. Fort, 1999). **B** : Caunes-Minervois (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2003). **C** : Peyriac-Minervois (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004). **D** : Rieux-Minervois (cliché S. Solly, 2003). **E** : La Redorte (cliché M. Fort, 2004).

2.3 – L'implication étudiante

Monique Fort, Albert Plet et moi-même avons entrepris d'analyser l'impact des crues dans le bassin de l'Argent-Double en y associant d'emblée quatre étudiants géomorphologues : Delphine Clément, Martin Dagan, David Quisserne et Ysabeau Rycx. Tout en réalisant leur mémoire sur d'autres sujets et dans d'autres régions, ceux-ci ont fait partie de l'équipe qui a travaillé sur le terrain quelques semaines après la crue de 1999 : ils ont *de facto* été associés aux premières publications (Fort *et al.*, 2001 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002).

Par la suite, trois étudiants codirigés avec Monique Fort ont été amenés à poursuivre sur le thème des crues dans le bassin de l'Aude, en analysant plus particulièrement :

- **Les impacts hydromorphologiques et humains de la crue de 1999 dans les bassins de l'Orbiel et de la Clamoux** (Julien Malville, mémoire de Maîtrise, 2002).
- **Les inondations de l'Argent-Double et du Rivassel dans la commune de La Redorte** (Seddik Si Moussa, mémoire de DEA, 2004).
- **La dynamique récente de la bande active et des changements de tracé de l'Argent-Double** (Yusuke Uemura, mémoire de M2R, 2006).

Pour finir, je tiens également à citer ici le mémoire de M2R de Caroline Fezay portant sur **les risques liés à l'érosion du terril de l'Arthus sur le site des mines d'or de Salsigne (bassin de l'Orbiel)**. Comme Frédéric Ogé, j'ai aussi contribué à la réalisation de ce mémoire qui a été soutenu en 2006, sous la double direction de Charles Lecœur (université Panthéon-Sorbonne Paris 1) et de Monique Fort.

3 – LES RIVIÈRES DES BAS PLATEAUX ET DES PLAINES DU BASSIN PARISIEN

Mon implication dans le Bassin parisien s'est faite très tôt, en fait dès les premiers mois de mon arrivée à l'université Paris-Diderot (Paris 7). Je me suis intéressé plus particulièrement à deux sous-bassins versants de la Seine situés en Ile-de-France, celui de l'Yerres (en amont de Paris) et plus récemment (suite aux inondations de 1999-2001) à celui de la Vaucouleurs (en aval de la capitale).

3.1 – Spécificités et problématique

Au sud-est de Paris, en rive droite de la Seine, le bassin-versant de l'Yerres (1100 km²) s'inscrit dans le plateau de Brie et recouvre la majeure partie des communes de Seine-et-Marne, de l'Essonne et du Val-de-Marne (**figure 2.5**). Celui de la Vaucouleurs (190 km² ; rive gauche de la Seine) entaille le plateau du Mantois au nord-ouest de Paris, dans le département des Yvelines. Présent dans les deux bassins versants, le risque d'inondation s'exprime globalement selon les mêmes modalités.

Le **bassin de l'Yerres** est essentiellement agricole en amont (érosion des sols) et de plus en plus urbanisée en aval (zone à risque d'inondation majeur), où les inondations (fluviales et pluviales) sont sensiblement amplifiées du fait des hautes eaux de la Seine qui s'opposent à l'évacuation de celles de l'Yerres à proximité de la confluence (**figure 2.6**). La crue des 15-26 mars 1978 constitue l'événement hydrologique le plus intense qu'ait connu l'Yerres depuis ces dernières décennies. Cette crue de référence a atteint un débit de pointe estimé à 62,5 m³/s (Q_{50}). Cependant,

d'autres aléas de crue de plus faible intensité sont survenus depuis, comme en avril 1999, qui ont causé des dégâts moindres mais non négligeables.

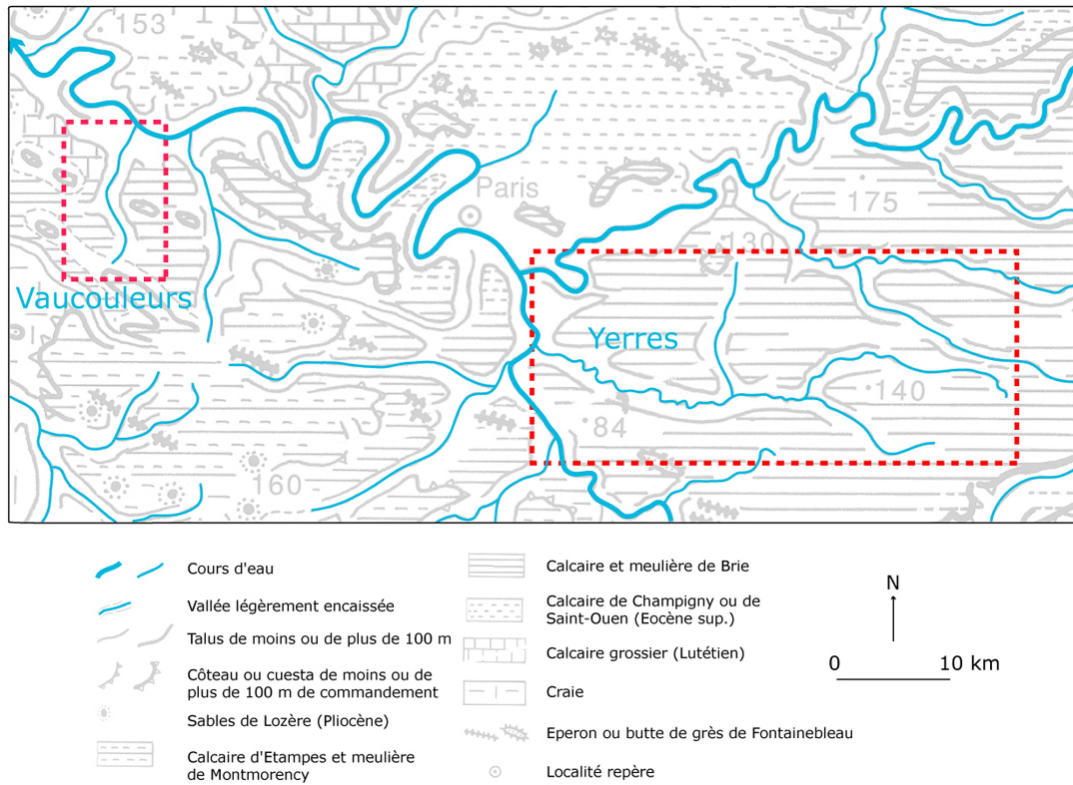


Figure 2.5 – Localisation des bassins versants de l'Yerres et de la Vaucouleurs dans le Bassin de Paris [d'après Battiau-Queney, 1993, modifié].

L'aval du **bassin de la Vaucouleurs**, lui aussi très urbanisé, est très resserré (limitant ainsi toute possibilité de dissipation des ondes de crue) et présente par ailleurs les plus fortes dénivellations (ce qui renforce considérablement l'énergie des flux dans le fond de vallée et à l'exutoire) ; dans la partie amont du bassin (beaucoup moins urbanisée), les terres agricoles sont prédominantes et les nombreux bourgs en expansion diminuent les coefficients d'infiltration des eaux de pluie, favorisant les inondations par ruissellement (**figure 2.7**). Sur l'ensemble du bassin, les inondations dommageables ont été nombreuses, notamment en octobre 1979, juin 1981, juin 2000 et mars 2001. Depuis 1985, toutes les communes du bassin-versant ont déclaré au moins une fois un état de catastrophe naturelle liée aux inondations, y compris celles situées dans la partie amont du bassin (**figure 2.7B**).

3.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations

Mon arrivée à Paris 7 en 1998 a coïncidé avec la signature d'une convention de recherches liant ma nouvelle université au **SIARVSG** (Syndicat Intercommunal pour l'Assainissement de la Région de Villeneuve-Saint-Georges). Directement concerné par les problèmes de gestion de l'eau dans le bassin de l'Yerres, ce syndicat, en la personne d'Eric Chalaux, responsable du Service Étude et Cartographie, a confié à l'UMR PRODIG/Paris 7 plusieurs études destinées à mieux connaître la part des précipitations efficaces, les modalités du ruissellement et de l'infiltration, la variabilité des flux hydrosédimentaires et les actions humaines dans le bassin, ceci afin de mieux gérer les rus et rivières en période de crue. J'ai participé activement à chacune de ces études.

Mon investissement dans le bassin de la Vaucouleurs est plus récent. Entre 2000 et 2001, les débordements de la Vaucouleurs y ont provoqué des dégâts matériels considérables et mis les populations riveraines en danger, en particulier à Mantes-la-Ville. La plupart des communes concernées par les inondations ont demandé la création d'un syndicat mixte (intercommunal) afin que des mesures préventives soient mises en œuvre dans le bassin. Par ailleurs, le bureau d'études **PROLOG Ingénierie** (Paris), en charge du dossier de traitement du risque d'inondation, m'a sollicité en 2003 sur le volet « Gestion des ruissellements et réduction des inondations et des submersions dommageables ».

Au total, le travail effectué dans les deux bassins a permis de mieux définir la **dynamique hydrosédimentaire** (chenal, berges, plaine d'inondation, amont-aval, versants-chenal) des cours d'eau fortement anthropisés du Bassin parisien et de produire une **cartographie hydrogéomorphologique** destinée à la **gestion et la prévention des risques de crue et d'inondation**.

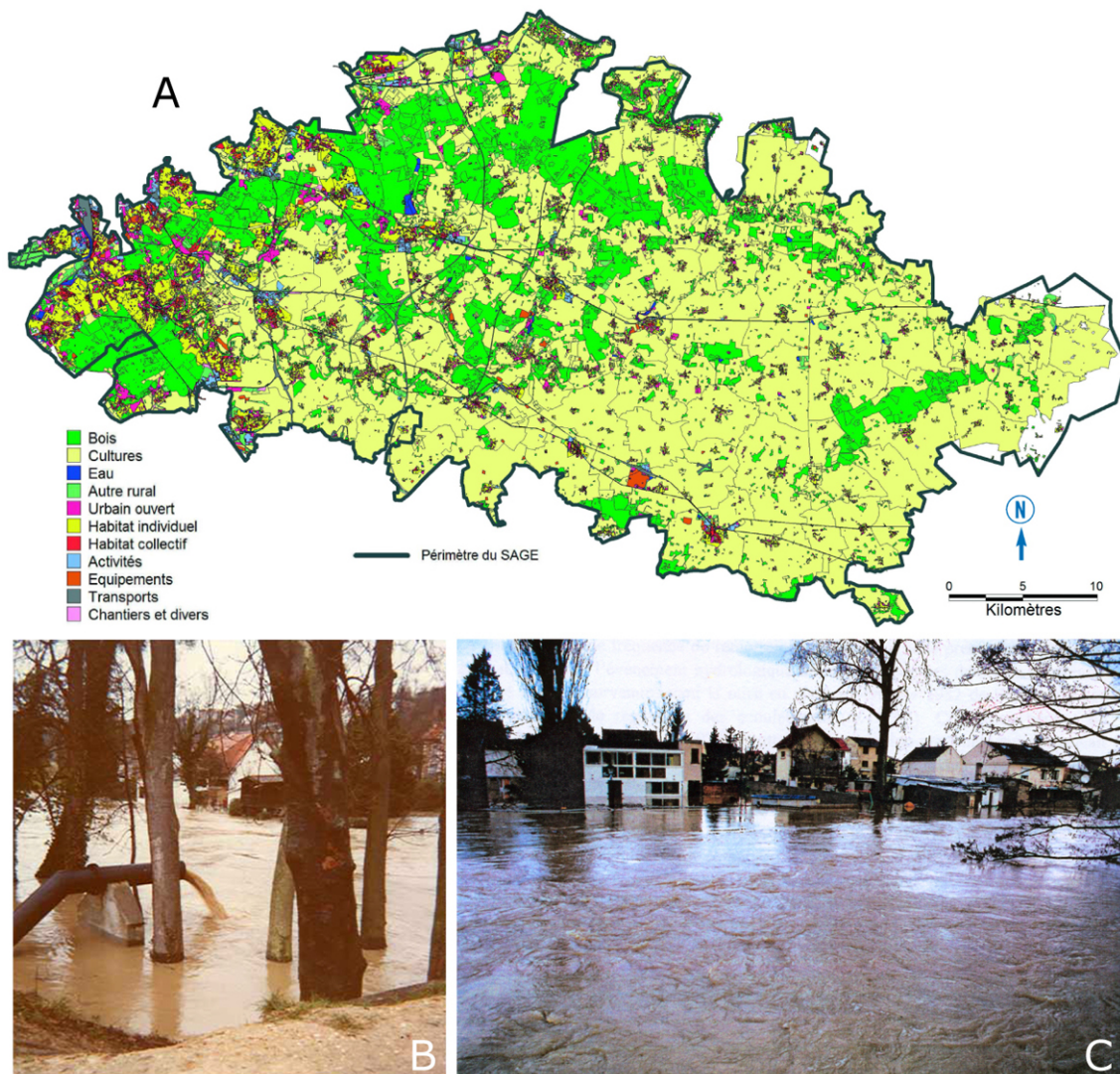


Figure 2.6 – Le bassin-versant de l'Yerres. A : Carte de l'occupation des sols en 2003 (données SIGR-IAURIF). **B :** Inondation de la ville de Yerres en mars 1978 (cliché yerres-nostalgie.com). **C :** Crue débordante de l'Yerres à Villeneuve-Saint-Georges en avril 1999 (cliché SIARVSG, 1999).

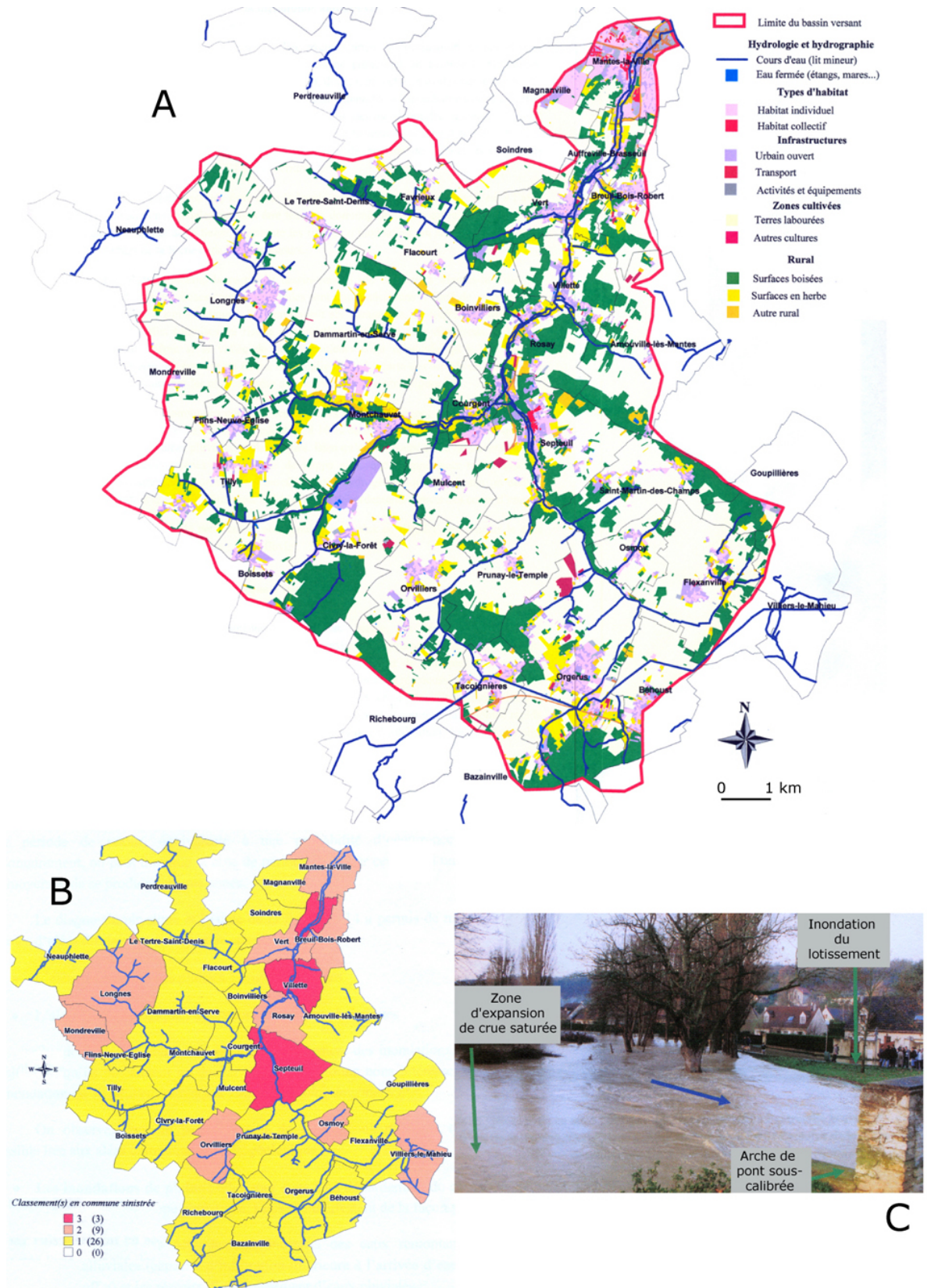


Figure 2.7 – Le bassin-versant de la Vaucouleurs. A : Carte de l’occupation des sols en 1999 (données IAURIF). B : Carte des états de catastrophe naturelle par commune depuis 1985 (données Prim.net). C : Inondation de la partie aval du bassin (Mantes-la-Ville) en mars 2001 (cliché M. Bratyna, 2001).

3.3 – L'implication étudiante

J'ai encadré huit étudiants qui, mis à part le premier cité ci-dessous, ont tous été co-dirigés avec Monique Fort. Les thèmes de leurs recherches ont été variés, allant de la réflexion sur les relations « pluie-débit » aux modalités de transfert sédimentaire (amont-aval, versants-chenal), dans un contexte où les fonds de vallée, fortement anthropisés, sont exposés au risque d'inondation. L'accent a souvent été mis sur trois aspects de l'hydrogéomorphologie : systémique, quantification, cartographie.

Ainsi, les travaux ont abordé plus particulièrement :

- **L'analyse systémique et géographique du bilan hydrique** dans le bassin de l'Yerres (Sandrine Lefort, mémoire de DEA, 1999).
- **Les modifications hydromorphodynamiques** dans la plaine alluviale aval de l'Yerres **induites par les actions humaines** (Karim Alaoui, mémoire de DEA, 2000).
- **Le risque d'inondation (caractérisation, spatialisation et gestion)** dans le bassin de la Vaucouleurs (Adrien Paget, mémoire de Maîtrise, 2004).
- **Les flux sédimentaires (évaluation actuelle et estimation passée)** dans le bassin de l'Yerres (Adrien Paget, mémoire de DEA, 2005).
- **La dynamique fluviale et quantification des matières en suspension** de l'Yerres (Laure Stouder, mémoire de Maîtrise, 1999).
- **La caractérisation des sédiments de fond de chenal** dans le Ru du Réveillon : hydrologie, sédimentologie, gestion (Delphine Vieira, mémoire de Maîtrise, 2003).
- **La typologie et la cartographie géomorphologique des berges** du Réveillon dans la zone urbaine des communes de Santeny, Marolles-en-Brie, Villescresnes, Brunoy et Yerres (Christine Bastian, mémoire de M2R, 2006, co-direction E. Chalaux).
- **La caractérisation des transferts sédimentaires latéraux** dans les vallées de l'Yerres et de l'Avon (Eloïse Goix, mémoire de Maîtrise, 1999).
- **La quantification de l'érosion des terres agricoles** dans le bassin du Réveillon (Majid Tansaout, mémoire de DEA, 2003).

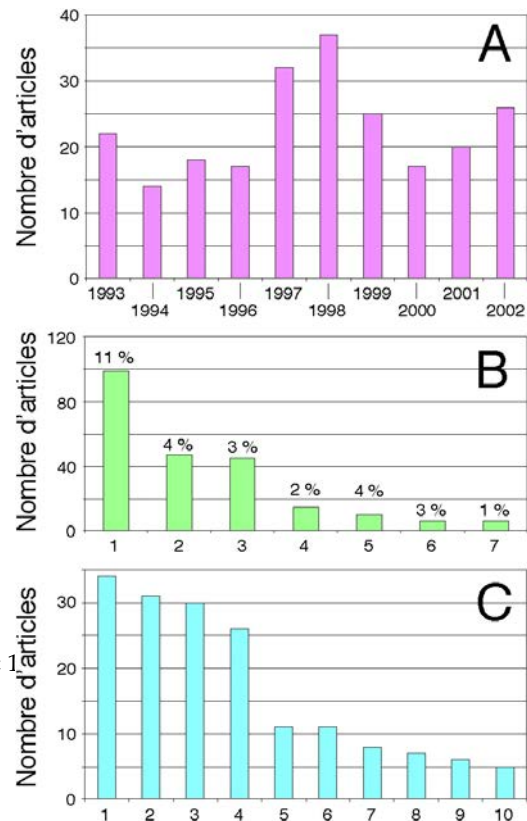
4 – LES BASSES PLAINES CÔTIÈRES MÉDITERRANÉENNES ET ATLANTIQUES

Les basses plaines côtières (deltas, marais lagunaires) permettent d'aborder les **problématiques environnementales** actuelles sur l'évolution des paysages des milieux humides, les bilans d'érosion à l'échelle du bassin-versant, les relations entre variabilité hydroclimatique, biodiversité et sociétés, les mécanismes hydrosédimentaires liés à la proximité immédiate du niveau de base et à l'artificialisation des milieux, etc. L'une des manifestations de cet intérêt pour les basses plaines côtières, et les deltas en particulier, est le nombre important de contributions qui leur sont consacrées par les sciences de la Terre (**figure 2.8**).

Zones humides parmi les plus productives du monde, les basses plaines côtières sont devenues le **support du développement de communautés urbaines et rurales, d'entreprises productrices de sel, de poissons et de coquillages, de réserves naturelles et d'activités touristiques**. Ils abritent également des **sites historiques et archéologiques** qui permettent de s'interroger sur l'évolution des liens qu'entretenaient les sociétés antiques avec un milieu réputé répulsif, voire hostile.

En effet, les enjeux matériels, humains et culturels soulèvent la question de la **vulnérabilité, face aux risques d'érosion et de submersion marines, d'inondations fluviales, de rapides mouvements négatifs du sol**. Ces risques « structurels » des basses plaines côtières sont actuellement exacerbés par l'élévation du niveau marin, liée à l'intensification de l'effet de serre, et aggravés par la réduction des apports solides fluviaux, qui ne contribuent souvent plus à l'édification de ces édifices côtiers fragiles, à l'image de la Ria Formosa et des deltas du Rhône et de l'Isonzo.

Figure 2.8 – Les publications sur l'hydrogéomorphologie des deltas (décennie 1993-2002) [d'après Arnaud-Fassetta et Provansal, 2003]. **A** : Nombre annuel d'articles parus dans sept revues internationales ou nationales de géomorphologie ou de dynamique côtière (*Journal of Coastal Research* ; *Marine Geology* ; *Estuarine, Coastal and Shelf Science* ; *Geomorphology* ; *Catena* ; *Géomorphologie : relief, processus, environnement* ; *Quaternaire*). **B** : Nombre total d'articles parus dans sept revues internationales ou nationales de géomorphologie ou de dynamique côtière ; 1 = *Journal of Coastal Research* ; 2 = *Estuarine, Coastal and Shelf Science* ; 3 = *Marine Geology* ; 4 = *Geomorphology* ; 5 = *Quaternaire* ; 6 = *Géomorphologie : relief, processus, environnement* ; 7 = *Catena*. Les valeurs en % indiquent le pourcentage d'articles consacrés aux deltas par rapport à la somme totale des articles parus dans l'année dans la revue. **C** : Les dix deltas sur lesquels on a le plus publié (revues consultées : *Journal of Coastal Research* ; *Marine Geology* ; *Estuarine, Coastal and Shelf Science* ; *Geomorphology* ; *Catena* ; *Géomorphologie : relief, processus, environnement* ; *Quaternaire*) ; 1 = delta du Yangtze (Chang Jiang) ; 2 = delta du Rhône ; 3 = delta du Danube ; 4 = delta de l'Ebre ; 5 = delta du Gange-Brahmapoutre ; 6 = delta du Fleuve Jaune (Huang He) ; 7 = delta du Rhin-Meuse ; 8 = delta du Var.



4.1 – Le delta du Rhône et son amont immédiat

4.1.1 – Spécificités et problématique

Le delta du Rhône (1742 km²) est situé sur la côte de la Méditerranée française, entre 43°20' et 43°35' de latitude nord (**figure 2.9**). Au sud, son front deltaïque domine un plateau continental en pente très faible (0,5-0,3 %), qui se développe entre 0 et 120 m de profondeur, suivi d'un talus découpé par de profonds canyons sous-marins dont les tracés peuvent être suivis jusqu'à 2500 m de profondeur. Au nord-ouest, il est bordé par les Costières de Nîmes et de Générac, au nord-est par le chaînon calcaire des Alpilles et à l'est par les méga-cônes torrentiels graveleux de la Crau.

La basse vallée du Rhône constitue non seulement un territoire dont les **écosystèmes végétaux** sont très bien connus mais aussi l'un des très rares sites du domaine tempéré-chaud qui possède des archives sédimentaires permettant 1) de restituer très finement l'histoire récente (*i.e.*, sur les 6 ou 7 derniers millénaires) des **paléoenvironnements** (milieux de sédimentation, écosystèmes végétaux) sous l'influence du climat et de l'Homme et 2) d'y mesurer efficacement l'impact du réchauffement climatique en cours. Situé en aval du bassin-versant, la zone proprement deltaïque peut être également considérée comme une bonne intégratrice des

processus d'érosion en relation avec l'action du climat et des sociétés, qu'il est possible de restituer par le suivi pluri-millénaire de la géométrie de la plaine tout autant que par l'hydrographie, l'hydrologie et l'hydraulique des paléochenaux fluviaux. Enfin, la basse vallée du Rhône et le delta en particulier sont occupés depuis des dizaines de siècles et les sociétés qui s'y sont installées et développées ont eu quelquefois la possibilité de modifier le fonctionnement du milieu « naturel » et celui du fleuve en particulier.

Mes recherches sur le Rhône aval relèvent donc d'une double problématique : l'une centrée sur la reconstitution des paléoenvironnements par l'approche géoarchéologique et l'autre portant davantage sur le fonctionnement du fleuve sur le temps court (actuel ou récent). En dépit de ces différences d'échelle temporelle et forcément spatiale, le point commun de ces recherches est d'avoir su apporter des éléments de réflexion en matière de dialectique sociétés-milieus.

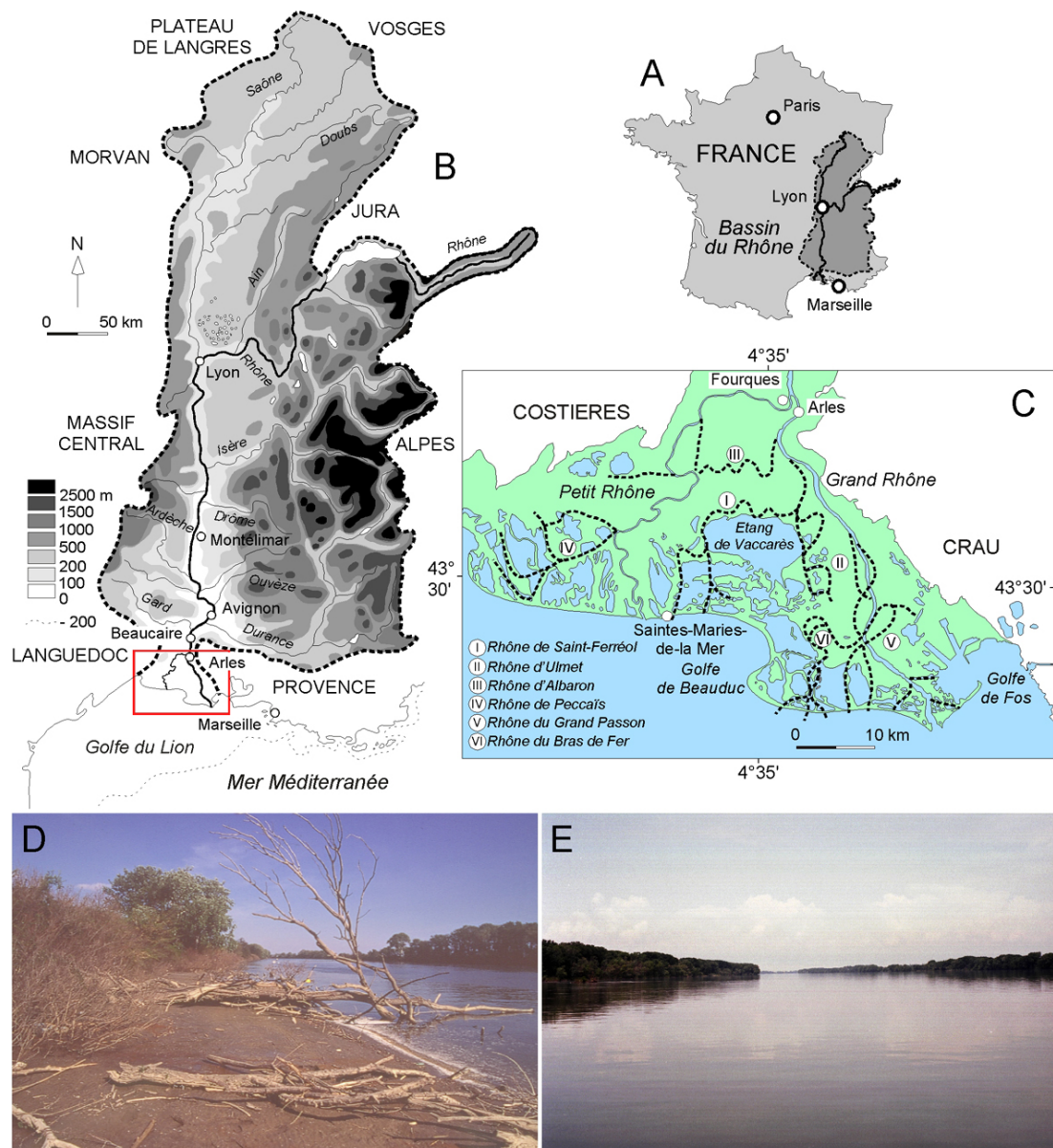


Figure 2.9 – Le delta du Rhône, son bassin-versant et ses bras fluviaux. A et B : Le bassin-versant du Rhône. C : Le delta du Rhône. D : Le Petit Rhône à Sylvérial (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1994). E : Le Grand Rhône à Saint-Christophe (cliché D. Quisserne, 2001).

4.1.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations

Concernant les études sur les paléoenvironnements du delta du Rhône, je suis impliqué depuis 1994 dans une équipe composée d'archéologues, de géographes et de spécialistes en sciences de la Terre. Les programmes de recherche, conduits à l'initiative du **Service Régional de l'Archéologie de la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur** (Landuré et Pasqualini, 1998 ; Landuré *et al.*, 2004), puis dans le cadre d'une ACI « **Jeunes Chercheurs** » dont j'ai eu la responsabilité (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2001) et d'un **projet IFB** (Institut Français de la Biodiversité) piloté par Jean-Pierre Suc (Suc *et al.*, 2004), ont eu pour objectif de s'intéresser aux relations entre l'occupation humaine et leur environnement.

Toutes les méthodes de recherche ont été mises en œuvre pour y parvenir : prospections archéologiques au sol, fouilles de sites, analyse de photographies aériennes anciennes et récentes, analyse d'images satellitaires, cartographie, recherches en archives, étude des sources écrites grecques, romaines et médiévales, études des pollens, charbons de bois, graines et restes osseux, carottages et sondages sur terre et en mer, permettant une lecture et une interprétation des faciès en termes d'architecture et de chronologie, mais aussi de dynamique des milieux dans toute leur dimension sociétale.

Les résultats de ces recherches, auxquelles j'ai participé activement depuis l'origine, sont présentés dans ce manuscrit (cf. *infra*, chapitres 4 et 7).

Il va sans dire que mon investissement dans toutes ces recherches a été constant et total depuis 1994, date des premiers travaux du Service Régional de l'Archéologie (SRA DRAC-PACA). Je rappellerai toutefois qu'il l'avait été tout autant avant cette date puisque le Rhône d'Ulmet sur le site de Fumemorte et l'analyse de la carotte VIII réalisée sur le site du Pont Noir dans le cadre du « Programme National d'océanographie Côtière » avaient fait partie intégrante de mon mémoire de DEA (Arnaud-Fassetta, 1993) et fait l'objet d'une première publication (Arnaud-Fassetta et Provansal, 1993).

Dans le cadre des programmes de recherche « **Delta du Rhône** » puis « **Rhône d'Ulmet/Occupation du sol en Camargue orientale** », pilotés par le SRA DRAC-PACA, mon implication s'est traduite par une participation active à toutes les fouilles et aux douze rapports de fouilles qui ont été produits depuis 1994 (Arnaud-Fassetta, 1994, 1995, 2001 ; Arnaud-Fassetta et Landuré, 1996, 1997a ; Arnaud-Fassetta et Magnin, 1996 ; Arnaud-Fassetta et Burot, 1998 ; Arnaud-Fassetta et Vella, 1999 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2001 a et b ; Landuré et Arnaud-Fassetta, 1999).

Concernant plus particulièrement le deuxième programme, j'insiste également sur la tâche qui m'a été confiée depuis 1997 par Corinne Landuré de coordonner l'équipe des paléoenvironmentalistes (Jean-Pierre Suc et Christine Oberlin, université Claude-Bernard Lyon 1 ; Nicolas Fédoroff, INRA Thiverval-Grignon ; Pierre Freytet et Jean-Claude Plaziat, université de Paris-Orsay ; Erika Tsakiridou, université de Trieste, etc.), tâche que j'ai assurée sans relâche malgré mon éloignement de la Camargue (et de ses acteurs) suite à mon rattachement à l'université Paris-Diderot (Paris 7) en septembre 1998. Les effets de cette « délocalisation », qui pouvaient faire craindre pour mes commodités d'intervention dans le cadre du projet, se sont révélés *in fine* sans incidence sur le bon déroulement des travaux ; les nombreux mémoires de Maîtrise et de DEA que j'ai suivis et fait soutenir, au titre d'enseignant-chercheur de cette même Université, en témoignent.

Plus récemment, Jean-Pierre Suc (université Claude-Bernard Lyon 1, CNRS) m'a fait participer à un programme dont il a eu la responsabilité, intitulé « **Un atelier exceptionnel d'étude de la dynamique de la biodiversité végétale : la Camargue d'il y a 6000 ans à demain** » (2004-2006). Financé par l'Institut Français de la Biodiversité, ce projet de recherches visait à

retracer précisément l'évolution de la diversité végétale du delta du Rhône au cours des six derniers millénaires (date du stationnement du haut niveau marin holocène et de la construction du delta) en appréciant les incidences du climat avant l'installation humaine (maximum thermique de la période Atlantique et le refroidissement subatlantique : 6-3 ka BP), les effets respectifs du climat et de la pression anthropique (apparition des cultures dans l'Antiquité, phase chaude du Moyen Âge, Petit Âge Glaciaire des XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles, développement du tourisme au XX^{ème} siècle). Ma contribution à ce projet s'est faite par le biais d'une synthèse cartographique et stratigraphique des données paléoenvironnementales existantes sur l'Holocène, un très gros travail (cf. *infra*, chapitre 4).

Dernièrement, en septembre 2006, Jean-Paul Bravard (université Lumière Lyon 2) m'a impliqué ainsi que Mireille Provansal (université de Provence Aix-Marseille 1) dans un projet DIREN (Rhône-Alpes, Délégation de Bassin Rhône-Méditerranée) dont il a eu la coordination générale. Animé par la Zone Atelier Bassin du Rhône (ZABR), ce projet a eu pour dessein de produire une **cartographie des paléo-environnements de la plaine alluviale du Rhône et de ses principaux affluents, de Seyssel à la mer** (Bravard *et al.*, 2007b). L'étude s'est appuyée sur les données de terrain complétées par les sources historiques (textes, iconographie) et la photointerprétation. L'information a été gérée au moyen de l'outil informatique (logiciel SIG Mapinfo). J'ai été personnellement en charge de coordonner les travaux sur le tronçon du Rhône entre Pont-Saint-Esprit et Beaucaire. Mes travaux personnels conduits depuis 1992-1993 sur l'évolution holocène et récente de la basse vallée du Rhône, ainsi que ceux de mes étudiants, y ont sans doute contribué.

4.1.3 – L'implication de mes étudiants

Les treize étudiants dont j'ai encadré le travail de recherches sur le delta du Rhône ont abordé deux thématiques distinctes :

- 1) La thématique paléoenvironnementale a été abordée par les sujets suivants :
 - **Dynamique fluviale et occupation humaine (II^{ème} millénaire av. J.-C./I^{er} siècle ap. J.-C.) le long du Rhône d'Umet** (Véronique Burot, mémoire de DESS, 1998, co-direction avec Mireille Provansal).
 - **Paléoenvironnement fluvial et occupation du sol dans la plaine deltaïque du Vidourle au cours de l'Holocène récent** (Rania Abd Al Rahman, mémoire de DEA, 2000, co-direction avec Jean-François Berger).
 - **Reconstitution paléoenvironnementale du site antique de La Capelière** (Caroline Bourrelly, mémoire de Maîtrise, 2000).
 - **Paléohydrologie du Rhône d'Umet sur les sites du Pont Noir, de la Capelière et de la Tour du Valat** (Bertille Crichton, Marion Siboni, mémoire de Maîtrise, 2001).
 - **Paléohydrographie et fonctionnement hydrosédimentaire des Rhônes médiévaux** (Bertille Crichton, mémoire de DEA, 2002).
 - **Paléoenvironnements et paléohydrologie à l'époque médiévale sur le site de l'Abbaye d'Umet** (Marion Siboni, mémoire de DEA, 2002).
 - **Cartographie du réseau hydrographique médiéval. Constitution d'une base de données paléohydrographique** (Nahossio Gonga, mémoire de DEA, 2003, co-direction avec Thierry Naizot et Catherine Mering).
 - **Paléohydrographie et fonctionnement hydrosédimentaire du méandre de l'Escale** (Carole Pauchard, mémoire de Maîtrise, 2004).

2) La thématique inhérente au fonctionnement hydrosédimentaire actuel et récent du Rhône a été traitée comme suit :

- **Quantification de la charge solide du Rhône à proximité de ses embouchures** (Christelle Antonelli, mémoire de DEA, 1999, co-direction avec Mireille Provansal).
- **L'identification des sources sédimentaires du bassin-versant du Rhône par l'étude des matières en suspension (MES) de ses principaux affluents** (Benjamin Beaudouin, Ysabeau Rycx, mémoire de Maîtrise, 2000).
- **Caractérisation du matériel de fond dans le Rhône deltaïque : hydrologie, sédimentologie, écologie** (David Quisserne, mémoire de Maîtrise, 2000).
- **Morphodynamique des berges du Rhône dans son delta** (David Quisserne, mémoire de DEA, 2001).
- **La métamorphose du Bas-Rhône depuis la fin du Petit Âge Glaciaire** (Judith Volcot, mémoire de DEA, 2001, co-direction avec Catherine Bressolier-Bousquet).
- **Cartographie hydrogéomorphologique du Bas-Rhône**. Bases conceptuelles et prolongements (morphométrie, hydraulique, aménagements) de l'atlas historique produit pour la DIREN. Valorisation scientifique et commerciale par le SIG du mémoire de DEA de Judith Volcot, 2001 (Gabriel Melun, Paul Passy, mémoire de M1, 2007).

4.2 – La plaine côtière d'Aquilée (delta de l'Isonzo)

En Italie, la plupart des recherches sur les systèmes fluvio-deltaïques ont été conduites sur la côte tyrrhénienne (Bartolini et Pranzini, 1984 ; Pranzini, 1989 ; Canuti, 1994 ; Romano *et al.*, 1994 ; Bellotti *et al.*, 1995). Paradoxalement, peu de choses ont été publiées sur la paléohydrographie et la paléohydrologie des deltas antiques de la côte adriatique, exceptées de rares études sur le Pô (Cencini, 1998) et la région des Marches (Coltorni, 1997). Par ailleurs, beaucoup d'études se sont concentrées sur les paléoenvironnements marins et l'évolution des paléo-lignes de rivage (Mathers *et al.*, 1999; Fouache *et al.*, 2000 et 2001), ou sur des périodes « récentes » (fin du Moyen Âge et Temps Modernes). Les travaux conduits sur le paléoenvironnement du port fluvial d'Aquilée ont donc eu tout leur sens, et permis de **prolonger mes acquis sur le delta du Rhône**.

4.2.1 – Spécificités et problématique

Comme la plupart des autres deltas méditerranéens, la plaine côtière d'Aquilée (Adriatique Nord) a été occupée très tôt (Protohistoire) par les sociétés humaines, permettant ainsi d'aborder les problématiques liées aux interactions « société-delta-fleuve ». Le territoire d'Aquilée (**figure 2.10**) fait depuis longtemps l'objet de recherches spécifiques. En cours depuis le début du XIX^{ème} siècle, les investigations archéologiques ont conduit à la découverte des vestiges de la ville antique (Bertacchi, 1980). Les données archéologiques et historiques ont montré que **le site d'Aquilée fut l'un des plus importants ports fluviaux de l'Empire romain**.

Associant la géomorphologie, la sédimentologie, la paléontologie, la géophysique et l'archéologie, les recherches multidisciplinaires récentes, auxquelles je suis associé depuis 1999, insistent sur l'importance des voies fluviales dans la plaine deltaïque d'Aquilée au cours de l'Antiquité. En particulier, sur des arguments de terrain, les géomorphologues postulent que **le réseau hydrographique actuel n'est pas conforme à celui de l'Antiquité**. Deux mécanismes (capture, défluviation) pourraient confirmer cette hypothèse de travail, dans un contexte où 1) le relief et la pente des lits fluviaux, très faibles dans la plaine, sont propices aux débordements et

aux changements de tracé et/ou 2) des phénomènes de subsidence peuvent, au fil du temps, avoir augmenté, dans la partie orientale de la plaine, l'espace d'accommodation de la plaine deltaïque.

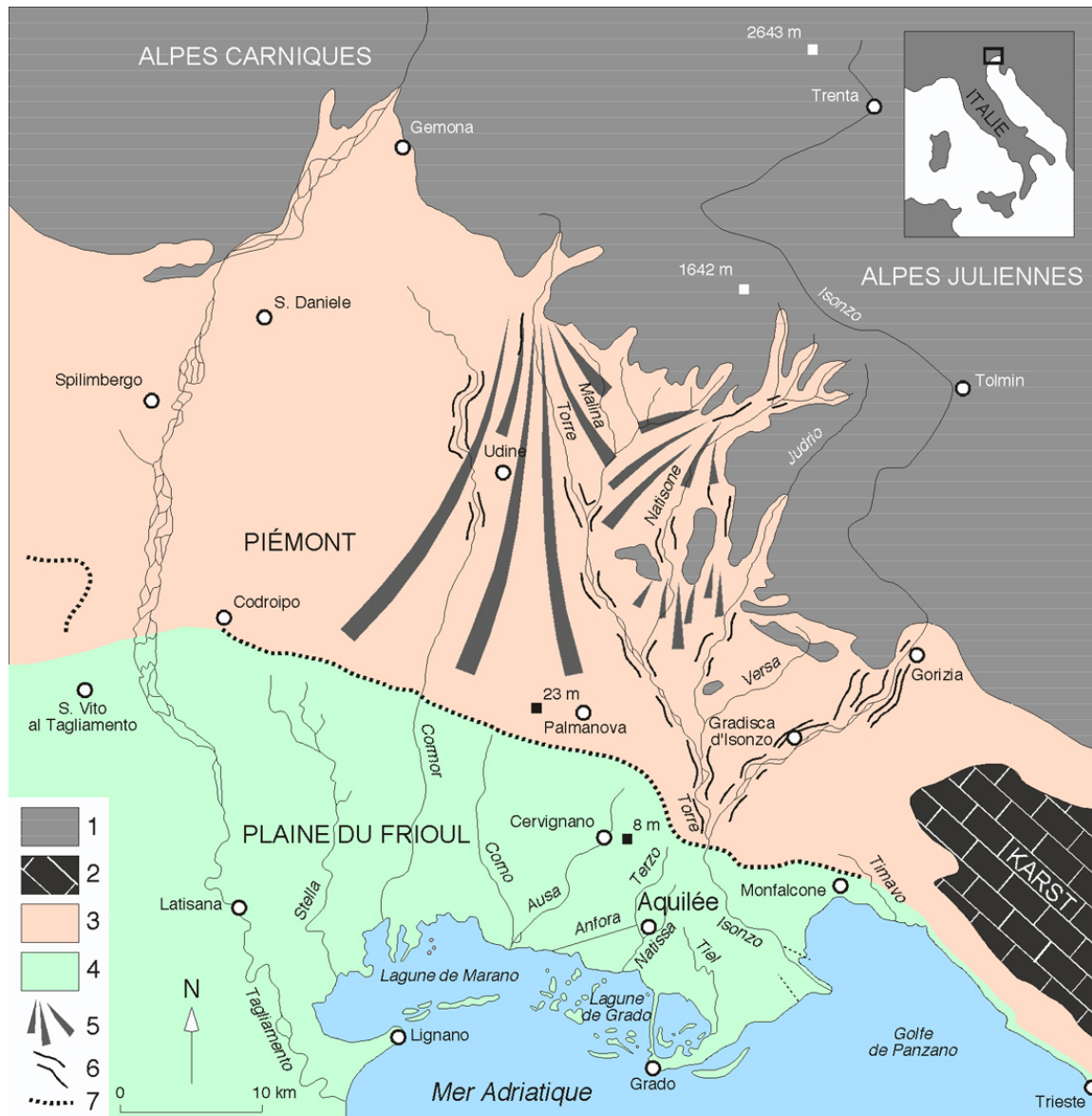


Figure 2.10 – La plaine deltaïque d'Aquilée et sa région [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003, modifié]. 1 = massifs montagneux calcaires et dolomitiques ; 2 = plateaux et massifs calcaires du Karst ; 3 = piémont (marnes calcaires, calcaires marneux, flyschs marno-calcaires) ; 4 = plaine (remblaiement fluvio-marin quaternaire) ; 5 = cône alluvial ; 6 = vallée encaissée (non représentée dans les unités montagneuses) ; 7 = ligne de résurgence karstique.

Entre la plaine d'Aquilée et le delta du Rhône existent des **similitudes** physiques (stratigraphie, alluvionnement, hydromorphie) et humaines (occupation protohistorique, antique et médiévale) qui m'ont permis d'asseoir les hypothèses que j'avais pu émettre en Camargue. Leurs **différences** (influence plus nette de la tectonique sur la construction et la géométrie de la plaine d'Aquilée, dominée par ailleurs par de hauts reliefs proches donnant plus d'énergie aux bras fluviaux, et recelant d'un site archéologique implanté en milieu urbain, alors que l'essentiel des sites en Camargue sont ruraux) ont été pour moi l'occasion de prolonger mes recherches rhodaniennes.

4.2.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations

Récemment inscrit au patrimoine mondial de l'UNESCO, le site d'Aquilée, décrit comme un important port fluvial antique, constitue le terrain d'étude d'une équipe pluridisciplinaire. Associant des archéologues, des historiens, des géographes et des paléoécologues, celle-ci s'efforce de retracer l'histoire du site ainsi que le contexte géoenvironnemental dans lequel les sociétés ont évolué.

Dans un premier temps (à partir de 1994), les recherches ont été effectuées dans le cadre d'un **programme collectif coordonné par la Surintendance Archéologique de Trieste** et d'une **Convention d'études et de recherche** signée en 2001 entre la Surintendance et les universités de Provence, de Paris 7, de Trieste, et l'Ecole française de Rome. Ce programme se proposait de définir l'évolution des paysages récents dans des zones situées autour de la colonie romaine, avec une attention particulière portée au réseau hydrographique.

Je suis intervenu dans ce programme à partir de 1999 en tant que « géographe physicien » et en raison de mon « expérience camarguaise ». On m'a aussi choisi comme « interlocuteur » capable de faire le lien entre l'archéologie, l'histoire et les sciences de la Terre. Cela m'a donc amené à collaborer avec différents partenaires : 1) des archéologues [Franca Maselli Scotti (directrice du Musée Archéologique National d'Aquilée), Marie-Brigitte Carre (université de Provence, CNRS, Centre Camille Jullian)], 2) des historiens [Claudio Zaccaria (département des sciences de l'Antiquité de l'université de Trieste)], 3) des géologues (Ruggero Marocco), des paléontologues (Nevio Pugliese) et des géophysiciens (Michele Pipan) du département des sciences géologiques, biologiques et marines de l'université de Trieste, 4) des physiciens [Gianrossano Giannini (département de physique de l'université de Trieste)] et 5) des géomaticiens [Georgio Manzoni (Geolab, laboratoire de géomatique)].

Récemment, les différents partenaires, désireux de développer dans le territoire d'Aquilée un laboratoire pour des technologies souvent innovantes dans les domaines terrestre et maritime, ont souhaité poursuivre et s'engager davantage dans leurs recherches communes. Un projet PICS « **Recherches paléoenvironnementales sur le territoire d'Aquilée (Italie nord-orientale) dans l'Antiquité** » (2005-2007), piloté par Marie-Brigitte Carre, a servi de support à cela. Les objectifs de ce programme sont : 1) de caractériser le territoire et le milieu dans lequel se sont développées les implantations humaines, depuis l'Âge du Fer jusqu'à l'époque romaine, en particulier pour les aspects hydrographiques, 2) de définir les événements climatiques responsables de l'évolution du paysage, 3) de préciser la portée des interventions anthropiques dans le paysage et 4) d'établir une base de travail commune, sous forme de SIG, afin d'obtenir une carte géoarchéologique complète.

Comme dans le cas de la Camargue, ma participation à ces deux programmes a été totale (travaux de fouille, carottages, recherche de référents sur l'actuel, rédaction des rapports). J'ai également contribué à la valorisation des recherches (participation à des séminaires et des colloques, rédaction d'articles, implication étudiante).

4.2.3 – L'implication de mes étudiants

J'ai suivi et encadré le travail de deux étudiantes :

- **L'étude des milieux fluviaux actuels de l'Isonzo dans sa plaine côtière appliquée à la reconstitution paléoenvironnementale du site d'Aquileia** (Véronique Bresson, mémoire de Maîtrise 2000, co-direction avec Christophe Morhange).

- **Évolution des paléoenvironnements fluviaux dans la plaine d'Aquileia** (Véronique Bresson, mémoire de DEA 2001).
- **Métamorphoses fluviales et fonctionnement actuel de l'hydrosystème de l'Aesontius, Vénétie julienne et Slovénie** (Isabelle Siché, mémoire de DEA, 2002).
- **Aléas fluviaux et réponses des sociétés antiques dans les deltas de Méditerranée Nord-occidentale. L'exemple de la plaine côtière d'Aquilée** (Isabelle Siché, thèse en cours, en co-direction avec Monique Fort et Névio Pugliese).

4.3 – Les marais lagunaires de la Ria Formosa

4.3.1 – Spécificités et problématique

L'ajustement continu des marais aux agents de la morphogénèse littorale atlantique a fait de la Ria Formosa un véritable « laboratoire *in situ* », alors même que les actions humaines (endiguement, poldérisation, dragage, etc.) ont introduit de **profonds changements dans la géométrie et l'hydrologie de la lagune, à partir du XVIII^{ème} siècle**. Dans ce vaste ensemble lagunaire subtropical et mésotidal de 111 km² (**figure 2.11**), dont le fonctionnement et l'organisation biologique n'est pas très éloigné du « modèle paralique » des lagunes microtidales méditerranéennes, la dynamique des marais représente un intérêt majeur pour les géographes qui, pour trouver leur place entre les sciences de la Terre et les gestionnaires de l'environnement, se doivent d'innover conceptuellement et proposer des solutions qui aboutissent à une pratique opérationnelle tout autant qu'à une gestion durable des ressources.

Dans la Ria Formosa, le développement des études environnementales et l'émergence des politiques de gestion littorale n'ont été acquis que très récemment. Longtemps épargnés par la vague touristique déferlant sur la péninsule ibérique, les paysages de l'Algarve, à l'image de ceux de la Ria Formosa, sont aujourd'hui **fortement menacés** par le jeu croisé de la construction et de la spéculation foncière. S'y ajoutent les **enjeux** et les **conflits** autour de l'utilisation de la **ressource halieutique**, qui ont incité les chercheurs à recadrer leur action en adoptant une posture résolument appliquée et ce, sur deux thèmes privilégiés : 1) l'évolution morpho-sédimentaire des flèches et des îles-barrières ceinturant la lagune, dont l'instabilité menace perpétuellement les accès à l'océan et la desserte maritime du centre régional de Faro et du grand port de pêche d'Olhaõ, et 2) l'utilisation et la gestion des ressources halieutiques de la lagune, qui doit faire face aux rejets d'effluents urbains, agricoles et industriels.

Les travaux que nous avons conduits s'inscrivent aussi dans cette logique mais leur originalité repose sur l'**approche géographique**, contrairement aux recherches antérieures qui avaient surtout mis l'accent sur le biologique (Newton *et al.*, 2003) et la géologie sédimentaire (Granja *et al.*, 1984 ; Bettencourt, 1994 ; Chester et James, 1995 ; O'Connor *et al.*, 1998).

4.3.2 – Cadre institutionnel des recherches et collaborations

En l'an 2000, une **équipe de géographes** composée de Frédéric Bertrand (MC, univ. Paris 1, UMR PRODIG), de Lydie Goeldner-Gianella (MC, univ. Paris 1, UMR PRODIG), de Nacima Baron-Yellès (MC, univ. Marne-la-Vallée, UMR PRODIG), de Stéphane Costa (MC, univ. Caen, UMR GEOLITTOMER), de Gérard Beltrando (PR, univ. Paris 7, UMR PRODIG), de Robert Davidson (IR, UMR GEOLITTOMER) et de moi-même, a obtenu un financement (15 k€) par le biais d'une APN-CNRS « **Dynamique évolutive et utilisation d'un marais lagunaire d'Europe occidentale : la Ria Formosa (Algarve, Portugal)** » (Bertrand *et al.*, 2000) afin de définir l'évolution et les conditions de conservation des marais de la Ria Formosa dont le statut de Parc National a été acquis en 1987.

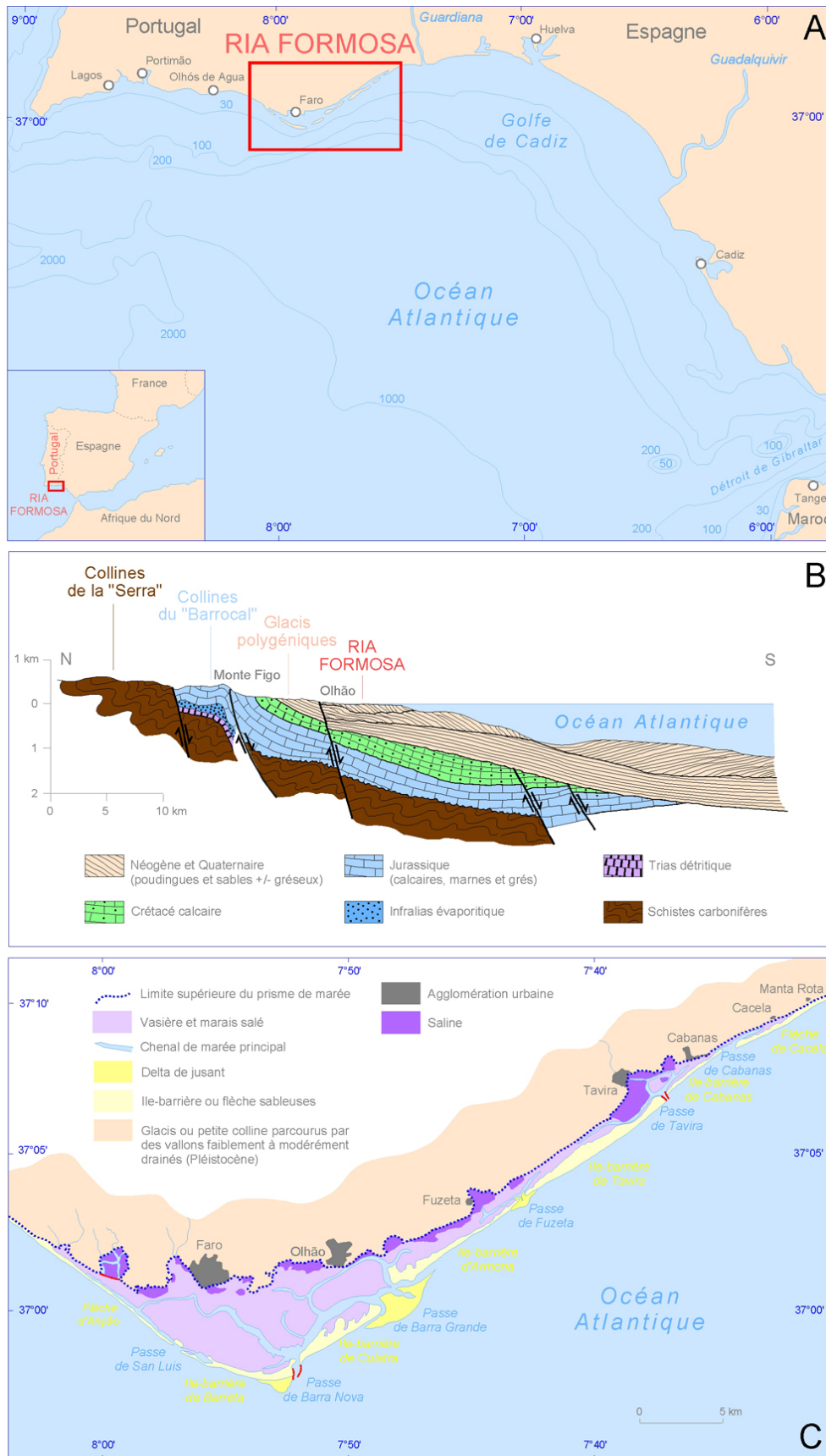


Figure 2.11 – La Ria Formosa et ses bordures [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. A : Carte de localisation de la Ria Formosa. B : Coupe géologique nord/sud de l'Algarve oriental [d'après Bettencourt, 1994, modifié]. C : Carte des environnements sédimentaires et des principales zones de saliculture de la Ria Formosa.

Des collaborations étroites se sont nouées entre les **universités de Faro et de Lisbonne** et le Parc Naturel de la Ria Formosa (**PNRF**). Très intéressé par notre travail, ce dernier a mis des moyens logistiques et humains conséquents (dont un bateau et deux matelots) durant chacune de nos cinq missions.

Ma contribution à ce projet aura pris différentes formes : valorisation de la cartographie hydrogéomorphologique, étude paléoenvironnementale à long terme par le biais de carottages et leur interprétation, développement de protocoles et mesure des vitesses d'érosion et d'accrétion dans les marais à court et moyen termes, participation à des séminaires et des colloques, rédaction d'articles.

4.3.3 – L'implication de mes étudiants

Le programme APN-CNRS a permis de financer une partie des frais de mission à deux étudiants, dont les sujets ont porté sur la dynamique morphologique et hydrosédimentaire des marais occidentaux de la Ria Formosa :

- **Évolution morphologique du marais lagunaire d'Ancão** (Fernando Freitas, mémoire de Maîtrise, 2002, co-direction avec Gérard Beltrando).
- **Dynamique sédimentaire des marais lagunaires** (Gérard Baraut, mémoire de Maîtrise, 2003, co-direction avec Frédéric Bertrand).

5 – CONCLUSIONS

La **diversité des sites étudiés** (hydrosystèmes montagnards, piémonts et plateaux, plaines côtières ; **figure 2.12**) marque mon ouverture géographique et thématique suite à mes travaux de thèse, centrés sur le delta du Rhône.

Le fait d'avoir travaillé sur **tous les types de sous-systèmes d'un bassin-versant** (*i.e.*, les unités de bassin) m'a permis d'enrichir ma connaissance et ma compréhension des hydrosystèmes fluviaux, d'aborder différentes problématiques et de les traiter en s'appuyant sur des protocoles méthodologiques adaptés.

Mon travail sur l'ensemble des unités paysagères des bassins versants m'a aussi permis de mieux juger des **jeux de facteurs contrôlant uniformément (facteurs allogènes) ou spécifiquement (facteurs locaux) les unités de bassin**.

Certaines thématiques ont été abordées sur tous mes terrains d'étude : (2.1.2) Dynamique récente (*i.e.*, sur les 200 dernières années) des plaines alluviales, deltaïques et lagunaires, ou (2.1.3) Caractérisation morphosédimentaire (chenal, plaine d'inondation, marais, versants).

D'autres thématiques, plus spécifiques, ont été étendues à d'autres plaines alluviales ou deltaïques : sur le récent et l'actuel, (2.1.4) Quantification des flux hydrosédimentaires et des taux de sédimentation/érosion, (2.1.9) Impacts hydro-éco-morphologiques des crues et réajustements post-crue ; sur les paléoenvironnements, (2.2.2) Paléohydrographie, paléohydrologie et paléohydraulique et (2.2.3) Géoarchéologie, contraintes fluviales et risque (delta du Rhône, plaine d'Aquilée).

L'ouverture géographique m'a enfin permis d'aborder de nouvelles problématiques : (2.1.1) Conditions de genèse des crues et des inondations (Guil, Bassin parisien), (2.1.7) Budgets sédimentaires (Guil), (2.1.8) Effets du ruissellement sur les terres de grandes cultures (Bassin parisien), (2.1.11) Cartographie hydrogéomorphologique des zones inondables (Aude, Bassin

parisien, vallée du Rhône), (2.1.12) Prévention des risques de crue et d'inondation (Guil, Aude, Bassin parisien), (2.1.13) Risque d'érosion et de pollution (Aude, Ria Formosa).

	Bassin du Guil	Bassins de l'Argent-Double, du Rivassel et de l'Orbiel	Bassin de Yerres et de la Vaucouleurs	Basse vallée du Rhône	Plaine d'Aquilee (delta de l'Isonzo)	Marais lagunaires de la Ria Formosa
1. Spécificités des milieux	Montagne	Montagne et piémont	Plateaux et plaines	Grande vallée et plaine côtière	Piémont et plaine côtière	Piémont et plaine côtière
2. Problématiques/thématiques						
2.1 Actuel/récent						
2.1.1 Conditions de genèse des crues et des inondations	X		X			
2.1.2 Dynamique récente des plaines alluviales/deltaïques/lagunaires (200 ans)	X	X	X	X	X	X
2.1.3 Caractérisation morphosédimentaire (chenal, berges, plaine d'inondation, marais, versants)	X	X	X	X	X	X
2.1.4 Quantification des flux hydrosédimentaires	X	X	X	X	X	
2.1.5 Quantification des taux de sédimentation/érosion (bilan d'érosion)				X		X
2.1.6 Transferts sédimentaires versants-chenal	X		X			
2.1.7 Budgets sédimentaires	X					
2.1.8 Effets du ruissellement sur l'érosion des sols			X			
2.1.9 Impacts hydro-éco-morphologiques des crues	X			X		
2.1.10 Réajustements hydro-éco-morphologiques post-crue	X	X		X		
2.1.11 Cartographie hydrogéomorphologique des zones inondables		X	X	X		
2.1.12 Prévention des risques de crue et d'inondation	X	X	X			
2.1.13 Risques d'érosion, risque de pollution		X				X
2.2 Paléoenvironnements						
2.2.1 Paléoenvironnements et occupation du sol				X	X	X
2.2.2 Paléohydrographie, paléohydrologie, paléohydraulique				X	X	
2.2.3 Géoarchéologie, contraintes fluviales, risque				X	X	
3. Cadre institutionnel						
3.1 Programmes nationaux/internationaux (APN, ACI, PICS, IFB)				X		X
3.2 Programmes régionaux (géoarchéologie)				X	X	X
3.3 Convention d'études et de recherche			X		X	X
3.4 Programmes de l'UMR PRODIG	X	X				
3.5 Groupement de recherche ZABR/DIREN				X		
3.6 Contrats d'expertise avec le Conseil Général		X				
4. Collaborations effectives au-delà de la géographie physique						
4.1 Universitaires						
4.1.1 Géographie humaine				X		X
4.1.2 Géomatique					X	
4.1.3 Histoire-archéologie				X	X	
4.1.4 Sciences de la Terre et de la Vie			X	X	X	X
4.1.5 Physique					X	
4.2 Partenaires extérieurs						
4.2.1 Collectivités, municipalités et syndicats de bassin		X	X			
4.2.2 Bureaux d'études			X			
4.2.3 Réserves/parcs naturels (régionaux, nationaux)	X			X		X
4.2.4 ONF/RTM	X					
4.2.5 Services archéologiques régionaux				X	X	
5. Implication étudiante/soutenances						
5.1 Mémoires de Maîtrise/M1	8	1	4	6	1	2
5.2 Mémoires de DEA/DESS/M2R	2	3	5	8	2	
5.3 Thèse					1	

Figure 2.12 – Synthèse des milieux sur lesquels j'ai travaillé, des problématiques et des thématiques abordées, du cadre institutionnel, des collaborations et de l'implication étudiante.

Tout ce travail a été entrepris dans un **cadre institutionnel assez large** : (3.1 et 3.2) Programmes de recherche pluridisciplinaires internationaux, nationaux ou régionaux, (3.3) Convention d'études et de recherche, (3.4) Programmes internes à l'UMR PRODIG, (3.5) Groupement de recherche pour répondre à des projets DIREN, (3.6) Contrats d'expertise avec le Conseil Général.

Inscrites dans la pluridisciplinarité, mes recherches m'ont conduit à **collaborer avec différents types de partenaires** : (4.1) des universitaires appartenant à diverses disciplines (géographie humaine, géomatique, histoire-archéologie, sciences de la Terre et de la vie, physique) et (4.2) des partenaires extérieurs à l'université (collectivités, municipalités et syndicats de bassin, bureaux d'études, réserves/parcs naturels nationaux ou régionaux, ONF/RTM, services archéologiques régionaux).

J'ai également fait le lien entre mes activités de chercheur et d'enseignant, en impliquant dans mes recherches (5) un certain nombre d'**étudiants** qui, au total, auront soutenu 43 mémoires, du M1 à la thèse.

Dans chacun des systèmes analysés se sont posés des problèmes spécifiques qui ont justifié des études approfondies. Pour cela, il aura fallu mettre en place des protocoles de recherche et méthodologiques propres à chaque système, que je vais présenter dans le chapitre qui suit (chapitre 3).

CHAPITRE 3 – MÉTHODOLOGIE DÉVELOPPÉE DANS MES TRAVAUX DE RECHERCHE

Dans ce chapitre, j'insiste sur le fait que les méthodes auxquelles j'ai eu recours ont toujours été ajustées aux problématiques d'étude et aux résultats attendus, partant de l'idée que l'on ne trouve que ce que l'on cherche. Car, disons le, il n'y a pas (ou très rarement) de « recette miracle », de méthodes universelles livrables « clé en main », propres à répondre à n'importe quel questionnement géographique ou hydrogéomorphologique, à n'importe quel type de plaines alluviales et de milieux, sans ajustement des techniques et des protocoles méthodologiques... Et une même problématique peut tout aussi bien se traiter par des méthodes différentes selon le type de bassin-versant étudié, ses caractéristiques géographiques et historiques, etc. **Le choix des méthodes de traitement des données va donc dépendre tout à la fois de la problématique de recherche, des objectifs à atteindre et de l'échelle spatio-temporelle considérée (figure 3.1).**

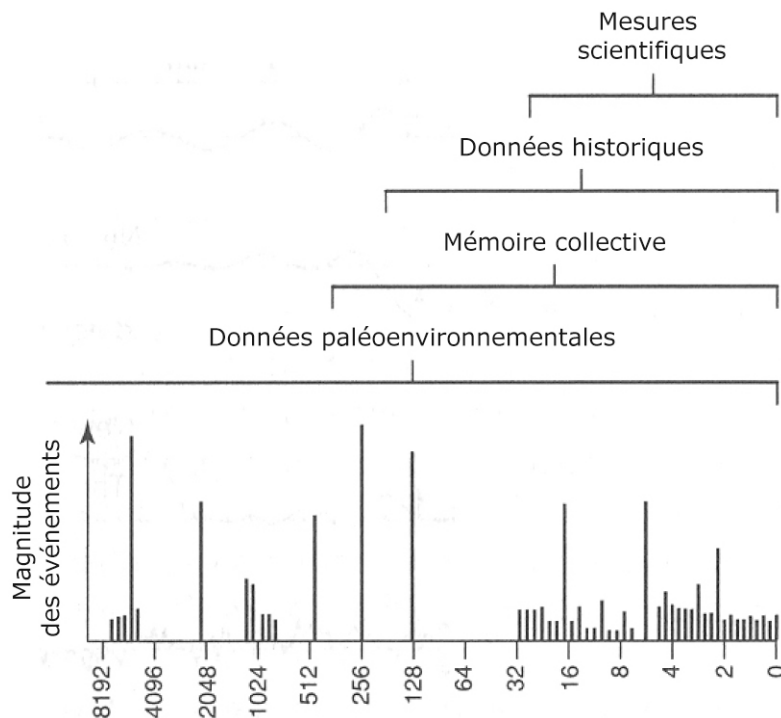


Figure 3.1 – Évolution des sources d'information pour apprécier les changements environnementaux [d'après Bell, 1992]. Le temps (en années BP) est indiqué en abscisses selon une échelle arithmétique.

Ce chapitre se veut une **introduction non exhaustive**, mais qui permette d'avoir un clair aperçu de mes méthodes d'étude. Celles-ci seront de toute façon reprises et détaillées à chaque fois que nécessaire dans les chapitres suivants. Cependant, je tenais d'emblée à préciser l'amplitude du **spectre de mes approches méthodologiques**, que je considère comme assez large, puisqu'elles incluent à la fois l'élaboration des protocoles, la participation active aux travaux de terrain, les traitements des données en laboratoire, l'animation de séminaires méthodologiques avec mes étudiants ou d'autres chercheurs, le suivi et l'organisation d'excursion scientifiques (Commission des hydrosystèmes continentaux du CNFG, groupes de travail « *Large Rivers* » et « *Geoarcheology* » de l'IAG), au cours desquels les questions méthodologiques ont été largement débattues.

Certaines de mes approches avaient été testées lors de l'élaboration de ma thèse, comme, par exemple, la caractérisation morphosédimentaire des paléoenvironnements fluviaux, deltaïques et marins, la cartographie diachronique, la recherche de référents dans l'actuel et la mise en perspective géoarchéologique. **L'après-thèse me donna l'opportunité de compléter cette approche par l'approfondissement de certaines techniques de traitement d'images (sur photographies aériennes et images satellites), de l'hydraulique fluviale, d'enquêtes de terrain, tout en m'ouvrant davantage sur la partie amont des bassins versants, et en poussant toujours la réflexion dans le sens d'une meilleure connaissance et compréhension des risques fluviaux (actuels mais aussi passés).**

Ce chapitre est organisée en **trois parties** : la première fait le point sur les méthodes que j'ai mises en œuvre pour acquérir les données de base (géographie, environnement, hydrogéomorphologie, chronologie) ; la seconde détaille le traitement des données et la façon de mesurer les formes et les flux hydrosédimentaires ; la troisième replace ces méthodes par rapport aux questionnements scientifiques (relations environnement-sociétés-risques) et aux pas de temps étudiés (moyen et court termes).

1 – ACQUISITION DES DONNÉES DE BASE (GÉOGRAPHIE, ENVIRONNEMENT, HYDROGÉOMORPHOLOGIE, CHRONOLOGIE)

Je rappelle ci-dessous les principales étapes nécessaires à l'acquisition des données permettant de mieux comprendre l'environnement et quantifier la dynamique hydrogéomorphologique. Elles se déclinent en quatre points : l'approche bibliographique, l'utilisation des sources historiques, l'analyse d'images et les données acquises sur le terrain.

1.1 – L'approche bibliographique

L'approche bibliographique constitue le **point de départ** de toute recherche, qu'il s'agisse de faire le point sur l'état de la connaissance (géographique, thématique) ou sur les outils et les méthodes d'analyse. Dans le système actuel de recherche et d'éducation universitaire, l'**accès électronique aux articles** de recherche publiés dans les revues spécialisées nous pousse à délaisser les ouvrages de synthèse, d'acquisition (beaucoup) plus coûteuse. La réduction graduelle des budgets de recherche, effective depuis plusieurs années, n'est pas prête à renverser cette tendance. Pourtant, le **recours aux ouvrages** (généraux, thématiques, techniques) est essentiel et complémentaire de la consultation des articles portant souvent sur des aspects très pointus de la recherche. Ma proximité immédiate avec la bibliothèque des sciences de la Terre de Jussieu, particulièrement bien fournie en ouvrages et revues, aura été un atout indéniable pour mener à bien cette **démarche duale**.

En guise de mise à jour sur l'état de la connaissance (*i.e.*, le « background » des anglosaxons) en hydrogéomorphologie, j'ai recensé sur la figure 3.2 l'ensemble des références bibliographiques ($n = 225$; date de publication comprise entre 1944 et 2007) que j'ai régulièrement consultées et utilisées au cours de mes recherches, et qui me paraissent essentielles pour la pratique de la recherche et de l'enseignement en hydrogéomorphologie fluviale, deltaïque et lagunaire. Les références ont été délibérément restreintes ici aux ouvrages et aux manuels, complétés par quelques numéros spéciaux de revue, articles de fond et diplômes d'HDR récents. Les articles spécifiques aux thèmes et aux régions étudiés seront cités au fur et à mesure de leur utilisation dans chacune des parties de ce travail. En dresser la liste exhaustive à ce

stade aurait été trop long et forcément incomplet, donc inopérant ; on trouvera ces articles dans les revues à large diffusion, acquises par les centres bibliothécaires et/ou disponibles en accès électronique (gratuit sur les serveurs des universités qui en ont payé l'abonnement). Ceux que j'ai personnellement sélectionnés – à raison d'une consultation mensuelle des centres bibliothécaires et des serveurs informatiques – ou qui m'ont été envoyés par les auteurs sont classés par thème, par région et par auteur, sur support papier ($n > 3000$) ou numérique (fichiers .pdf ; $n \approx 1200$). J'en détiens également un certain nombre du fait des abonnements personnels aux revues « *Géomorphologie, relief, processus, environnement* » (depuis 1995), « *Géographie physique et Quaternaire* » (1998-2001), « *Sedimentology* » (depuis 1975) et « *Journal of Coastal Research* » (1998-2001).

Les références bibliographiques que j'ai utilisées peuvent être regroupées en **cinq grands thèmes** : 1) Géomorphologie, sédimentologie et écologie des deltas marins et des marais lagunaires ; 2) Hydrogéomorphologie, sédimentologie et hydraulique fluviale ; 3) Stratigraphie, sédimentologie et budgets sédimentaires ; 4) Géoarchéologie, histoire et paléoenvironnements ; 5) Les risques hydrologiques. La **figure 3.2** en détaille le contenu.

Thème 1 : Géomorphologie, sédimentologie et écologie des deltas marins et des marais lagunaires

Deltas marins

- Géographie physique générale : Fisk (1944) ; Russell (1959, 1967) ; Broussard (1975) ; Coleman (1981) ; Kay (1993) ; Stanley et Warne (1994) ; Stanley (1997).
- Stratigraphie et sédimentologie : Van Straaten (1964) ; Morgan et Shaver (1970) ; Stanley et Swift (1976) ; Payton (1977) ; Colella et Prior (1990) ; Weimer et Posamentier (1993) ; Homewood *et al.* (1999).
- Dynamique, vulnérabilité, aménagement : Stone et Donley (1998) ; Arnaud-Fassetta et Provansal (2003) ; Fanchette (2006).

Marais lagunaires

- Géographie physique générale : Oertel et Leatherman (1985) ; Allen et Pye (1992) ; Perillo (1995) ; Mehta et Finkl (1996).
- Hydrodynamique et processus sédimentaires : Chapman (1977) ; Aubrey et Weishar (1988) ; Flemming et Bartholomä (1995) ; Black *et al.* (1998).
- Géographie humaine, anthropisation, conservation : Baron-Yellès et Goeldner-Gianella (2001).

Thème 2 : Hydrogéomorphologie, sédimentologie et hydraulique fluviale

- Hydrogéomorphologie dynamique et processus fluviaux : Leopold *et al.* (1964) ; Gregory et Walling (1973) ; Morisawa (1973) ; Schumm (1977) ; Larras (1977) ; Tricart (1977) ; Rhodes et Williams (1979) ; Thornes (1979) ; Richards (1982) ; Elliott (1983) ; Gardner et Scoging (1983) ; Schick (1984) ; Morisawa (1985) ; Richards (1987) ; Thorne *et al.* (1987) ; Graf (1988) ; Warner (1988) ; Beven et Carling (1989) ; Harvey et Sala (1989) ; Ikeda et Parker (1989) ; Billi *et al.* (1992) ; Calow et Petts (1992) ; Carling et Petts (1992) ; Walling *et al.* (1992) ; Amoros et Petts (1993) ; Best et Bristow (1993) ; Malanson (1993) ; Calow et Petts (1994) ; Leopold (1994) ; Schumm et Winkley (1994) ; Hickin (1995) ; Anderson *et al.* (1996) ; Petts et Amoros (1996) ; Bravard et Petit (1997) ; Peiry (1997) ; Klingeman *et al.* (1998) ; Knighton (1998) ; Thorne (1998) ; Garnier et Mouchel (1999) ; Marriott et Alexander (1999) ; Miller et Gupta (1999) ; Fustec et Lefevre (2000) ; Hassan *et al.* (2000) ; Wohl (2000) ; Bull et Kirkby (2002) ; Kondolf et Piégay (2003) ; Métivier (2003) ; Piégay (2003) ; Bennett et Simon (2004) ; Gautier (2006) ; Smith *et al.* (2006).
- Hydrologie fluviale : Pardé (1968) ; Hornberger *et al.* (1998) ; Cosandey et Robinson (2000) ; Cosandey (2003).
- Hydraulique torrentielle et fluviale : Chow (1959) ; Armanini et Silvio (1991) ; Lefort (1991) ; Meunier (1991) ; Koulinski (1994) ; Ashworth *et al.* (1996) ; Navratil (2005) ; Petit *et al.* (2005).

- Paléohydrographie, paléohydrologie et paléohydraulique : Gregory (1977) ; Gregory (1983) ; Petts et Foster (1985) ; Gregory *et al.* (1987) ; Baker *et al.* (1988) ; Petts (1989) ; Bull (1991) ; Starkel *et al.* (1991) ; Gurnell et Petts (1995) ; Lewin *et al.* (1995) ; Benito *et al.* (1998) ; Bravard (1998) ; Brown et Quine (1999) ; Schumm *et al.* (2000) ; House *et al.* (2002) ; Gregory et Benito (2003).
- Stratigraphie et sédimentologie alluviale : Macaire (1990) ; Marzo et Puigdefàbregas (1993) ; Carling et Dawson (1996) ; Miall (1996) ; Smith et Rogers (1999) ; Martini *et al.* (2002) ; Bridge (2003) ; Blum *et al.* (2005).
- Hydrogéomorphologie et aménagement des cours d'eau : Hey *et al.* (1982) ; Brookes (1988) ; Mangelsdorf *et al.* (1990) ; Boon *et al.*, 1992 ; Foster *et al.* (1995) ; Wasson *et al.* (1995) ; Brookes et Shields (1996) ; Rosgen (1996a) ; Newson (1997) ; Thorne *et al.* (1997) ; Wang *et al.* (1997) ; Meybeck *et al.* (1998) ; Darby et Simon (1999) ; Brizga et Finlayson (2000) ; Prosper-Laget (2001) ; Delahaye *et al.* (2002) ; Dyer *et al.* (2002) ; Newson (2002) ; Mitsch et Jørgensen (2004) ; Brierley et Fryirs (2005) ; LeRoy Poff *et al.* (2006).

Thème 3 : Stratigraphie, sédimentologie et budgets sédimentaires

- Manuels de base : Blatt *et al.* (1972) ; Reineck et Singh, 1980 ; Campy et Macaire (1989) ; Galloway et Hobday (1996) ; Reading (1996) ; Dewolf et Bourrié (2007) ; Perry et Taylor (2007).
- Sédimentologie : Passega (1957) ; Pettijohn et Potter (1964) ; Visher (1969) ; Folk (1980) ; Leeder (1982) ; Walker (1984) ; Pye (1994) ; Plint (1995) ; Cojan et Renard (1997).
- Stratigraphie (séquentielle) : Einsele *et al.* (1991) ; Posamentier *et al.* (1993) ; Emery et Myers (1996).
- Budgets sédimentaires : Dietrich et Dunne (1978) ; Swanson *et al.* (1982) ; Trimble (1983) ; Einsele (1992) ; Leeder (1999) ; Hufschmidt et Dikau (2002) ; Michaelides et Wainwright (2002) ; Hooke (2003) ; Schrott *et al.* (2003) ; Habersack et Schober (2005) ; Slaymaker (2006) ; Fryirs *et al.* (2007).
- Techniques de datation : Evin *et al.* (1998) ; Walker (2005).

Thème 4 : Géoarchéologie, histoire et paléoenvironnements

- Géoarchéologie des plaines alluviales : Nedham et Macklin (1992) ; Waters (1992) ; Bravard et Prestreau (1997) ; Brown (1997) ; Bonnamour (2000) ; Bravard et Magny (2002) ; Burnouf et Leveau (2004) ; Carcaud (2004) ; Salvador (2005) ; De Dapper et Goethals (2006).
- Dialectique Homme-climat-environnement : Gregory (1981) ; Le Roy Ladurie (1983) ; Neboit (1991) ; Chamber (1993) ; Magny (1995) ; Van der Leeuw (1995) ; Burnouf *et al.* (1997) ; Leveau et Provansal (1998) ; Roberts (1998) ; Vermeulen et De Dapper (2000) ; Fouache (2001, 2003) ; Morhange (2001) ; Vallat (2002) ; Bell et Walker (2005) ; Allée et Lespez (2006) ; Beck *et al.* (2006) ; Morhange et Provansal (2007).
- Méthodes d'étude des paléoenvironnements : Miskovsky (2002).

Thème 5 : Les risques hydrologiques

- Ouvrages généraux : Henry et Toutain (1986) ; Ledoux (1992) ; Alexander (1993) ; Bailly *et al.* (1996) ; Villevieille (1997) ; Nicholson *et al.* (1997) ; Tobin et Montz (1997) ; Martin (1998) ; Gabert et Vaudour (1999) ; Bourrelier *et al.* (2000) ; D'Hercole et Pigeon (2000) ; Dauphiné (2001) ; Moriniaux (2003) ; Smith (2004) ; Veyret *et al.* (2004) ; Wackermann (2004).
- Hydrogéomorphologie fluviale et risques : Schumm (1988 et 1994) ; Salomon (1997) ; Bravard (2000) ; Delahaye (2002) ; Gauchon et Delannoy (2003) ; Borgatti et Soldati (2005) ; Degoutte (2006).
- Gestion des risques hydrologiques : Epteau *et al.* (1998) ; Garry *et al.* (1999) ; ZABR, 2005 ; Knight et Shamseldin (2006) ; Laganier (2006).

Figure 3.2 – Synthèse thématique des références bibliographiques utilisées.

1.2 – L'utilisation des sources historiques

Même si elle est aussi pratiquée et revendiquée par les historiens, la **géographie historique** permet la restitution, au moyen de documents anciens (textes, sources iconographiques...), de l'état géographique d'une période donnée ; c'est aussi l'étude, d'époque en époque, de l'évolution de cet état géographique. La géographie historique est souvent couplée à une science auxiliaire qu'est la **toponymie/hydronymie**, qui permet de montrer comment l'étude de l'origine, de la signification et de la transformation des noms de lieux ou des cours d'eau peut aider à la connaissance de l'évolution de l'habitat ancien tout autant qu'à comprendre l'évolution de son environnement et des cours d'eau en particulier.

Les textes et autres documents d'archive sont une source d'informations précieuse concernant l'évolution paléogéographique d'un lieu donné (échelle stationnelle), mais ils servent également de base à des **reconstitutions hydroclimatiques** de portée régionale, voire macro-régionale (Leroy Ladurie, 1983 ; Pichard, 1995 ; **figure 3.3**). Quelle que soit leur portée, les sources historiques demandent à être critiquées avec l'aide de spécialistes avant d'être utilisées comme telles, sans précaution aucune sur leur signification et sur la façon de les exploiter. **J'ai pour ma part toujours eu de nombreux contacts et discussions avec des chercheurs coutumiers de l'utilisation des documents iconographiques et des textes anciens**, que ce soit avec Philippe Leveau, Georges Pichard et Jacques Rossiaud pour la vallée du Rhône, ou Claudio Zaccaria, Marie-Brigitte Carre et Jean-Pierre Vallat pour la plaine d'Aquilée, par ailleurs tous historiens et/ou archéologues.

Les cartes, comme les textes, sont d'une très grande utilité et sont couramment utilisés dans les études paléoenvironnementales, en relation ou pas avec celles des risques. J'ai volontairement repris et associé les cartes anciennes dans le paragraphe suivant, car elles servent de matière première au traitement d'images.

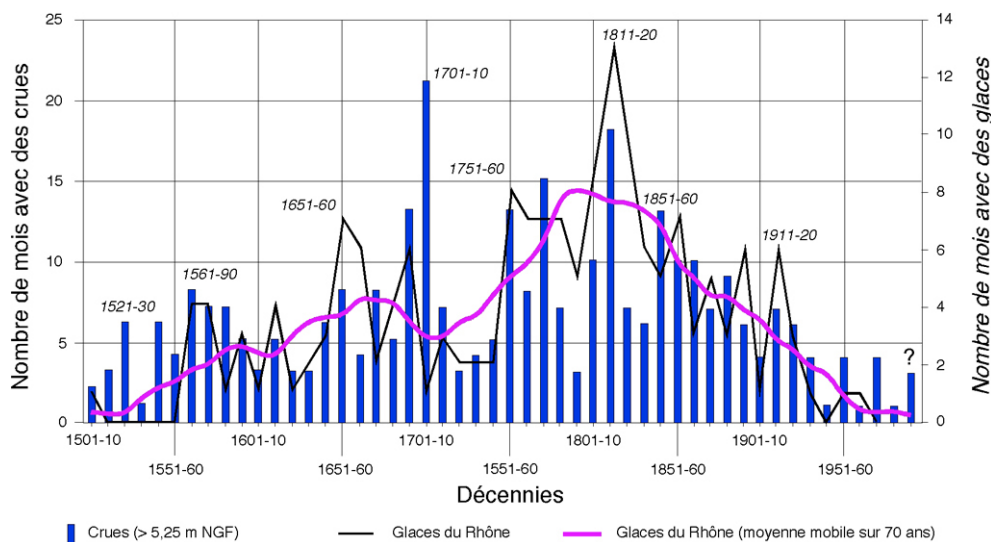


Figure 3.3 – Distribution décennale des crues et glaces du Bas-Rhône depuis 500 ans [d'après Pichard, 1995].

1.3 – L'analyse d'images

Aujourd'hui, l'analyse spatiale, la mesure et la modélisation en géographie conduit à privilégier des méthodologies innovantes. En hydrogéomorphologie, le traitement quantitatif de l'information et la mesure d'organisations spatiales et de fonctionnement hydrodynamique

souvent complexes (variabilité de la densité de drainage, du style fluvial, des flux hydrosédimentaires et des modalités d'occupation de la plaine alluviale, etc.) reposent en partie sur l'imagerie, qu'elle soit déduite des **images satellites** (depuis les années 1970), des différentes **cartes récentes** (topographique, géologique, hydrogéologique, pédologique, biogéographique, synoptique...), des **cartes anciennes** (qui permettent un suivi assez précis de la géométrie des plaines alluviales ou côtière et du tracé des cours d'eau sur les deux ou trois derniers siècles, selon le principe de l'analyse régressive ; **figure 3.4**), des **photographies aériennes** (verticales ou obliques) et des **photographies prises au sol ou sous l'eau** réalisées lors des missions de terrain ou récupérées (riverains, organismes, cartes postales...).

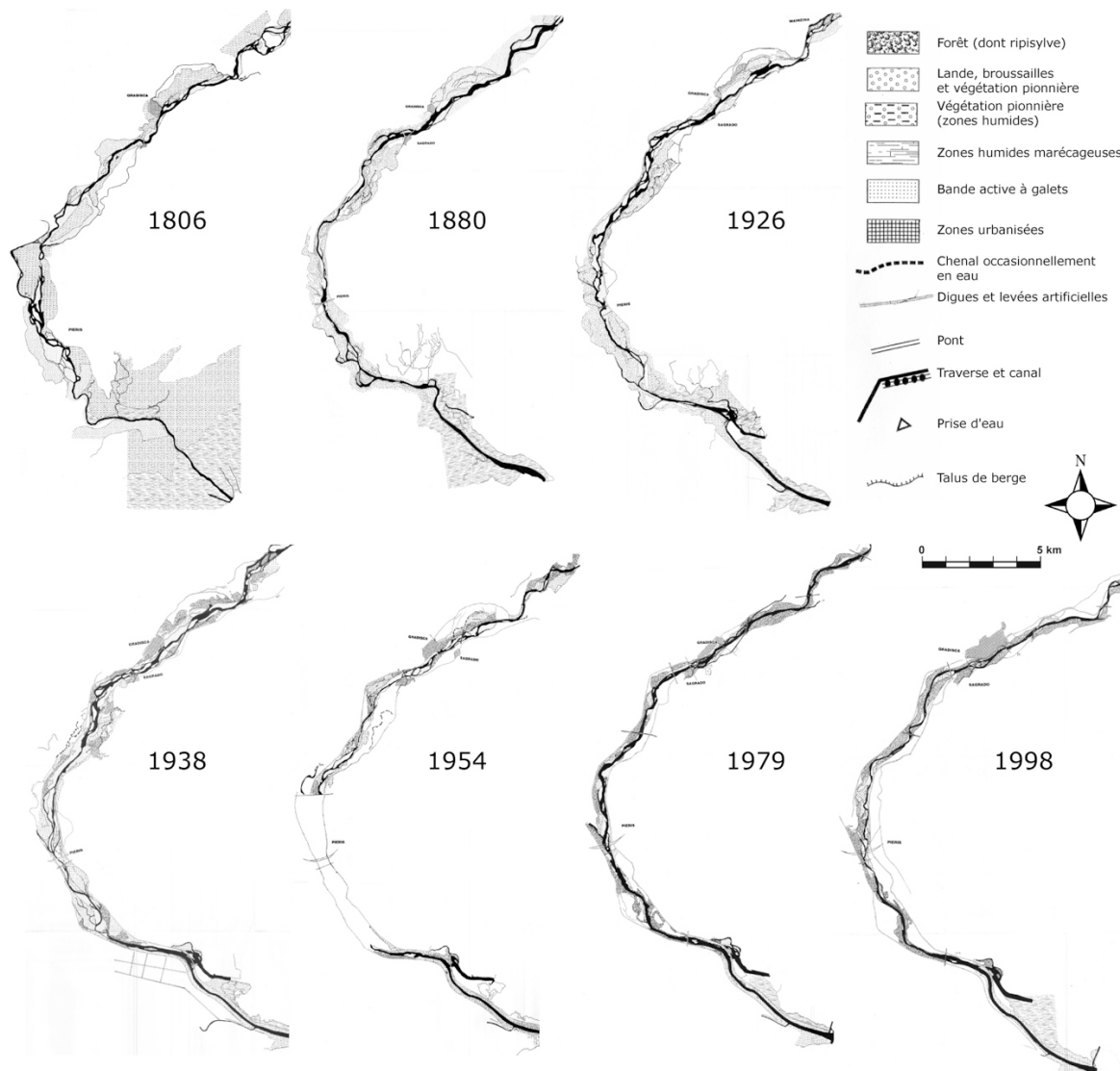


Figure 3.4 – L'utilisation des cartes anciennes et des photographies aériennes pour reconstituer la dynamique récente des plaines alluviales : l'exemple de l'Isonzo, Italie du Nord [d'après Siché, 2002 ; Arnaud-Fassetta et Siché, en préparation].

En hydrogéomorphologie, sur le temps long comme sur le temps court, je suis souvent parti d'une analyse comparée et critique d'images multi-sources et multi-dates que j'ai confrontées aux données de terrain afin de valider l'information et d'appréhender la **dynamique des milieux**. Ainsi, les cartes obtenues détaillent tant les faits de surface (de mise en place souvent diachronique) que la géométrie des paléformes et les structures qui ont été

enfouies et conservées avec le temps, participant ainsi à l'alimentation des banques de données sur la paléogéographie d'un secteur donné.

Pour ce faire, j'ai eu recours et exploité tous les supports cités *supra*, en valorisant leurs avantages par le choix d'un type d'images approprié à la problématique (cartographie de l'aléa, de la vulnérabilité et des risques induits), et en limitant leurs inconvénients par un couplage systématique à d'autres sources d'information, les données de terrain en particulier.

1.4 – Les données de terrain

L'acquisition des données de terrain reste pour moi fondamentale, tant en ce qui concerne l'évolution des conditions environnementales que pour l'étude des relations nature-sociétés.

Les données environnementales ont été acquises à partir d'un (étude stationnelle) ou de plusieurs sites (étude micro-régionale), sur et en périphérie 1) des sites archéologiques dans le cas des chantiers de fouille et 2) des zones d'habitat actuelles situés dans les fonds de vallée (**figure 3.5**). J'ai toujours tenté de coupler la lecture en plan des formes de surface avec l'analyse verticale des corps sédimentaires. Pour ce faire, je suis allé chercher l'information tant en surface que sous l'eau (**figure 3.8T**).

Les données de terrain ont été obtenues par observation directe [analyse de formes et cartographie hydrogéomorphologique de terrain (**figure 3.6A**) ; prise de photographies (**figure 3.6 A à E**)], associée à des levés topographiques au niveau, au théodolite et/ou au DGPS (**figure 3.6 F et G**). Les données stratigraphiques ont été acquises au moyen de coupes [naturelles (**figure 3.7H**) ou ouvertes à la pelle mécanique (**figure 3.7I**)], de sondages à la tarière [motorisée (**figure 3.7L**) ou manuelle (**figure 3.7K**)], de carottages (**figure 3.7J**) et de forages (**figure 3.7N**) profonds, quelquefois complétés par des sondages électriques (delta du Rhône, plaine d'Aquilée ; **figure 3.7O**) et des prélèvements en plongée en scaphandre autonome (fleuve, mer ; **figure 3.8 R à U**).

L'échantillonnage des sédiments s'est fait sur le terrain (**figures 3.7 M et N et 3.8P**) mais le plus souvent au laboratoire (**figure 3.16C**), avant leur traitement et la réalisation des analyses (sédimentologie, minéralogie, pétrographie, géochimie, datation par radiométrie, etc.), en collaboration avec des spécialistes des faunes et des flores (palynologie, paléontologie, anthrocologie, carpologie...). Les données dendrochronologiques ont été acquises par carottage au moyen d'une tarière de Pressler (**figure 3.8Q**).

Enfin, des protocoles de recherche ont été élaborés de façon à déterminer avec précision l'évolution des stocks sédimentaires dans les bassins versants étudiés. Ainsi, des marqueurs naturels (**figure 3.9V**) ou artificiels (**figure 3.9 W à A'**) ont été utilisés pour quantifier les taux d'érosion et de sédimentation.

Sur la question des contraintes hydroclimatiques et les sociétés, qui tend à recentrer la géographie physique sur l'interface Homme-milieu, celle-ci a été appréhendée la plupart du temps en collaboration avec des historiens-archéologues et des géographes humanistes. Cependant, ma formation de géographe m'a conduit à m'investir dans la recherche des indicateurs de la vulnérabilité des sociétés. Ainsi, j'ai réalisé des **cartes de zonage (occupation/utilisation du sol ; évolution du bâti en zone inondable ; cartographie des enjeux)** et participé à l'élaboration et à la diffusion de **questionnaires d'enquête** sur la question des risques fluviaux et de leur gestion, dans le cadre des inondations de 1999 dans le département de l'Aude (**annexe 1**).

	Queyras, Alpes du Sud (Haut Guil)	Montagne Noire / piémont du Minervois (Argent- Double)	Bassin parisien (Yerres, Vaux- couleurs)	Basse vallée du Rhône (de Pont- Saint- Esprit à la mer)	Basse vallée de l'Isonzo et plaine côtière d'Aquilée	Marais lagunaire de la Ria Formosa
Cartographie hydrogéomorphologique de terrain (échelle : du 1/2500 au 1/25000)	X	X	X	X		X
Photographies (diachroniques) au sol	X	X	X	X	X	X
Mesures topographiques (fonds de vallée, plaines côtières, sections en travers du chenal)	X	X	X	X	X	X
Mesures hydrauliques (vitesse d'écoulement, hauteur d'eau)	X	X	X	X	X	X
Levés de coupe stratigraphique et échantillonnage (en/hors contexte archéologique)	X	X	X	X	X	X
Carottages/sondages/forages sédimentaires + éventuellement levés de log et échantillonnage sur le terrain			X	X	X	X
Prospections géoélectriques				X	X	
Marquage de sédiment (galets peints) pour l'étude du transport solide		X				
Prélèvements du matériel de fond de chenal en plongée (scaphandre autonome)				X	X	X
Mesures granulométriques directes	X	X			X	
Stations de prélèvement des MES			X	X		
Mesures d'érosion des berges	X		X	X		
Mesures des taux d'accrétion/érosion (coulée de débris, plaine d'inondation, marais lagunaire) à l'aide de niveaux repères	X	X	X	X		X
Mesures d'érosion des sols (à l'échelle de la parcelle)			X			
Denchronologie (sur terrasses alluviales)	X					
Relevés botaniques		X				X
Cartographie de la vulnérabilité et des enjeux	X	X	X	X		X
Questionnaires d'enquête (inondations)		X				
Interviews	X	X	X	X	X	X

Figure 3.5 – Méthodes, techniques et outils que j'ai utilisés pour l'acquisition des données de terrain.



Figure 3.6 – Illustrations de quelques méthodes, techniques et outils utilisés pour l'acquisition des données de terrain (I: Cartographie géomorphologique de terrain, photographies au sol, relevés topographiques). A : Minute d'une carte de reconnaissance géomorphologique au 1/25.000 du marais d'Ancaõ et de ses bordures, Ria Formosa. B à E : Utilisation de la photographie diachronique dans l'étude des lits fluviaux, ici celui de l'Aigue-Agnelle, affluent du Haut-Guil, Queyras (B : cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999 ; C : cliché M. Fort, 2001 ; D : cliché G. Arnaud-Fassetta, 2003 ; E : cliché G. Arnaud-Fassetta, 2007). F et G : Relevés topographiques [F : Mesure au DGPS de la largeur du lit de l'Argent-Double, affluent de l'Aude (cliché M. Fort, 2005) ; G : Visée au niveau dans la zone d'inondation du Haut-Guil (cliché M. Fort, 2005)].

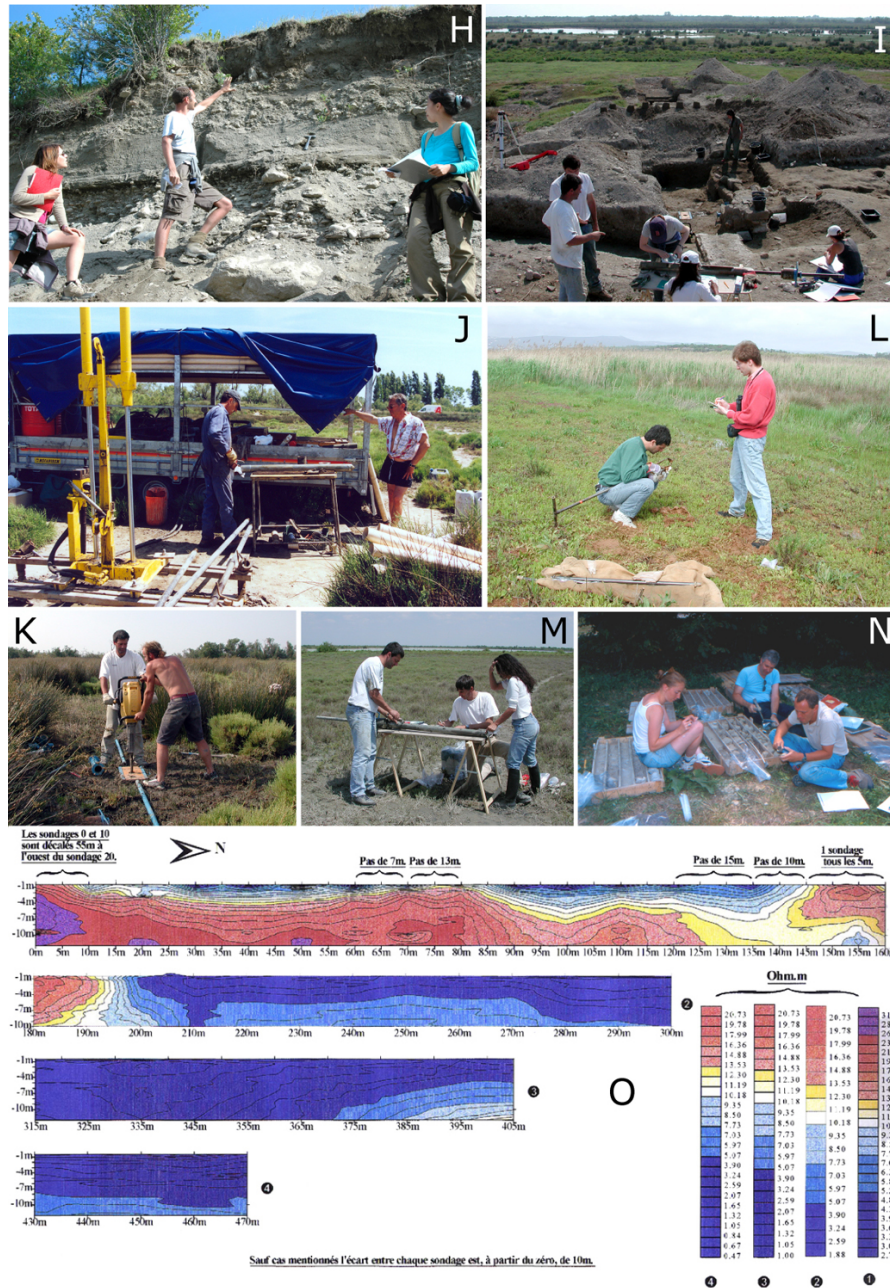


Figure 3.7 – Illustrations de quelques méthodes, techniques et outils utilisés pour l’acquisition des données de terrain (II : Données stratigraphiques). H : Coupe stratigraphique sur la rive gauche du Haut-Guil (Queyras) : l’archivage par ses alluvions de son passé hydrologique (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2006). I : Coupes stratigraphiques ouvertes à la pelle mécanique sur le site géoarchéologique de l’Abbaye d’Ulmet en Camargue (cliché M. Charlet, 2002). J : Carottage au carottier à piston stationnaire dans le remblaiement alluvial du méandre de l’Escale, delta du Rhône [sur la photo : M. Guillemard (à g.), Guy Arnaud-Fassetta (à d.) ; cliché G. Arnaud-Fassetta, 2003]. K : Sondage à la tarière manuelle dans le marais d’Ancaõ, Ria Formosa (cliché G. Beltrando, 2001). L : Sondage à la tarière motorisée en Camargue, dans un ancien chenal du Rhône à proximité de l’Abbaye d’Ulmet [sur la photo, C. Durand (à g.) ; cliché M. Charlet, 2002]. M : Echantillonnage sur le terrain des sondages réalisés sur le site de l’Abbaye d’Ulmet [sur la photo, T. Naizot (au c.), M.E. Montenegro (à d.) ; cliché M. Charlet, 2002]. N : Echantillonnage des forages réalisés sur le site d’Aquilée, Italie du Nord (sur la photo de g. à d., V. Bresson, N. Pugliese, C. Morhange ; cliché M.-B. Carre, 1999). O : Restitution 2D des mesures géoélectriques (pseudo-sections Wenner ; résistivité apparente) réalisés en travers un ancien bras du Rhône en Camargue (mesures de terrain : G. Ducommet, G. Arnaud-Fassetta ; restitution : G. Ducommet).



Figure 3.8 – Illustrations de quelques méthodes, techniques et outils utilisés pour l'acquisition des données de terrain (III : Données sédimentologiques, faunistiques et floristiques). P : Mesures granulométriques dans le lit du Guil (sur la photo de g. à d. : C. Bourbon, B. Debail, B. Einhorn ; cliché M. Fort, 2001). Q : Sondage à la tarière de Pressler dans un mélèze situé sur une terrasse du Haut-Guil, Queyras (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2006). R : Prélèvement en scaphandre autonome et depuis un bateau semi-rigide, du matériel de fond de chenal du Rhône deltaïque (sur la photo : D. Quisserne ; cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999). S : Réalisation d'un carottage dans le fond du Rhône deltaïque (sur la photo : G. Arnaud-Fassetta ; cliché M. Guillemard, 1995). T : Observation et mesure de la charge de fond graveleuse du Petit Rhône en scaphandre autonome (cliché M. Guillemard, 1995). U : Prélèvement en scaphandre autonome des sédiments et des faunes du chenal de l'Isonzo deltaïque, Italie du Nord (sur la photo : C. Morhange ; cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999).

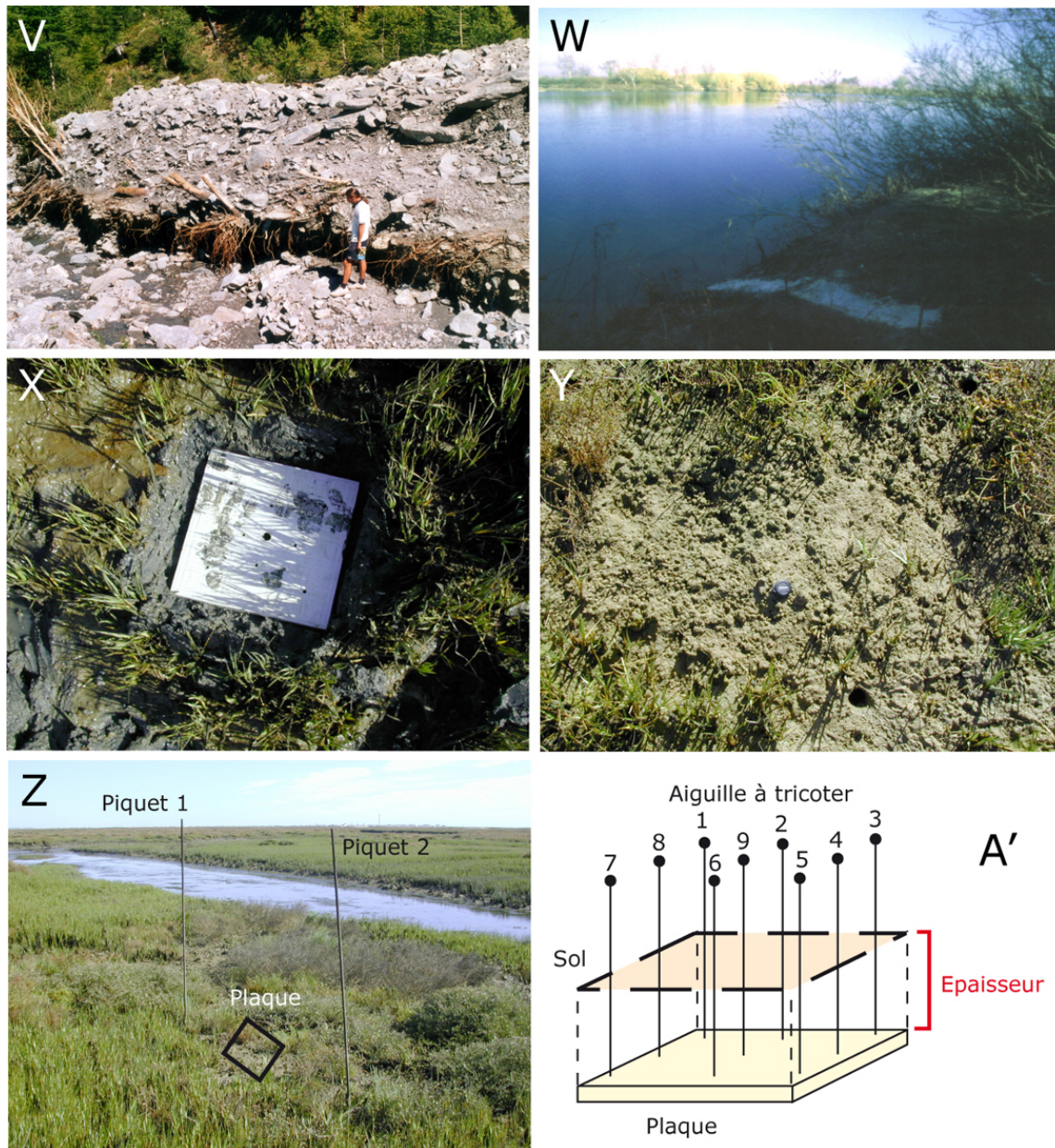


Figure 3.9 – Illustrations de quelques méthodes, techniques et outils utilisés pour l’acquisition des données de terrain (IV : Mesure des taux d’accrétion/érosion à l’aide de niveaux repères). V : Coulée de débris dans le bassin du Peynin ayant fonctionné en juin 2000 : l’épaisseur de sédiments accumulés sur les marges du chenal est mesurée à partir d’un niveau repère naturel, *i.e.*, le sol et les racines enfouis (sur la photo B. Beaudouin ; cliché M. Fort, 2000). W : Mise en place d’un niveau repère artificiel (kaolin) sur l’une des berges du Rhône deltaïque pour la mesure des taux de sédimentation (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1995). X à A’ : Niveaux repères installés dans les marais lagunaires de la Ria Formosa, pour en mesurer les vitesses d’accrétion/érosion [X : Pause de la plaque repère à une vingtaine de centimètres de profondeur (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2000) ; Y : Enfouissement de la plaque repère (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2000) ; Z : Repérage visuel de la plaque repère par deux piquets et enregistrement de ses coordonnées géographiques au DGPS (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2000) ; A’ : Principe de la mesure des taux d’accrétion/érosion : l’épaisseur de sédiments mesurée à la station est obtenue à partir de la moyenne de neuf valeurs].

2 – MESURES DES FORMES, ANALYSE SÉDIMENTAIRE ET RECONSTITUTION DES CONDITIONS HYDRAULIQUES

Les hydrogéomorphologues s'attachent généralement à décrire et classer les formes fluviales et fluvio-deltaïques puis à préciser les différents processus morphodynamiques à l'origine de leur façonnement. Les méthodes utilisées pour y parvenir sont nécessairement multi-critères : caractéristiques topographiques, nature des matériaux, disposition des formes et des corps sédimentaires les uns par rapport aux autres. Cette démarche géomorphologique est associée à des techniques d'analyse et d'échantillonnage appropriées, qui reposent pour beaucoup sur le levé topographique avant le prélèvement de sédiments (coupes, sondages, carottages...) et la reconstitution des conditions d'écoulement.

2.1 – Mesure des formes

Le bassin-versant est un système spatial complexe à mesurer, surtout dans le cas d'une analyse systémique visant à quantifier les effets (séparés ou combinés) des variables (hydromorphologique, biologique, humain) contrôlant les modalités des écoulements à l'intérieur du bassin (Delahaye *et al.*, 2005). La complexité des mesures vient aussi des vitesses d'évolution des formes, tantôt lentes (certaines formes structurales ou de versant), tantôt rapides comme dans le cas des plaines alluviales et deltaïques, mes objets d'étude.

Certes, pour qui s'intéresse aux relations « bassin-versant ↔ modalités de fonctionnement ↔ vitesse d'évolution », **l'approche classique basée sur l'utilisation des critères de forme séparés, a souvent montré ses limites**, du fait d'une insuffisante intégration des caractéristiques topologiques (Bárdossy et Schmidt, 2002 ; Delahaye, 2002 ; Douvinet *et al.*, 2006). J'ai conscience d'en être resté à ce type d'approche quantitative, c'est-à-dire à cette façon simple de préciser (par des mesures séparées) les caractéristiques morphométriques des bassins versants étudiés afin de mieux comprendre les modalités de l'écoulement et surtout de replacer, dans un contexte plus large, les faits observés à l'échelle des plaines alluviales, deltaïques et lagunaires. Car pour expliquer ce qui se produit à l'échelle locale, il faut forcément intégrer les facteurs plus généraux qui jouent à d'autres échelles spatiales et temporelles. Par exemple, une crue aura un impact dans la plaine alluviale dont la morphogenèse dépend non seulement de l'activité du drain principal (dynamique longitudinale) mais aussi des modalités de l'érosion sur les versants et des vitesses de transfert hydrosédimentaire, des versants vers le chenal. La structure géologique peut aussi avoir son rôle à jouer selon que les pentes sont conformes ou contraires au pendage. Le facteur jouant à l'échelle régionale est le climat mais avec bien souvent de fortes disparités de répartition des précipitations du fait de la présence de cellules orageuses sur une partie seulement du bassin-versant.

Dernière chose enfin, l'information tirée des études locales peut déboucher sur une réflexion de portée plus régionale : quelle est la signification de ce que j'observe localement pour la compréhension du système général ?

Au final, qu'est ce que l'on mesure ? Ce sont les formes de relief associées aux formes du réseau hydrographique. Si elle était traitée ici de façon exhaustive, cette question des mesures dans les bassins versants nous emmènerait trop loin dans le détail, au détriment du reste. Il existe pour cela de très bons manuels (Bravard et Petit, 1997 ; Knighton, 1998 ; Kondolf et Piégay, 2003) ou des mémoires d'HDR (Delahaye, 2002) ayant abordé le sujet. J'ai donc choisi de présenter ci-dessous que ce qui n'a d'intérêt et que j'ai utilisé dans mes travaux existants pour caractériser les formes fluviales. Ce travail a été fait à plusieurs échelles spatiales, que je présente de la petite à la grande échelle.

2.1.1 – À l'échelle du bassin-versant

L'une des premières choses utiles est la **carte géomorphologique** (le plus souvent réalisée à une échelle qui varie du 1/25.000 au 1/50.000 selon la taille du bassin-versant et le degré de précision nécessaire au traitement de la problématique ; **figure 3.10A**). L'extension des différentes formes et formations superficielles est précisée puis généralement reportée sur un modèle numérique de terrain (MNT), avec l'aide d'outils et de logiciels informatiques (Arcview, Mapinfo, ENVI pour la télédétection) permettant l'utilisation des systèmes d'information géographique (SIG). Mais cette approche se doit d'être complétée par un travail d'observation mené à une échelle plus fine, celle du site ou de l'affleurement (coupe).

A un bassin-versant donné s'applique des lois morphométriques dont certains auteurs ont rendu compte par des paramètres/indices servant à les caractériser et à les quantifier. Concernant les limites du bassin-versant, il peut être utile de distinguer le **bassin-versant topographique** du **bassin-versant réel** lorsque les lignes de partage des eaux (en l'occurrence les lignes de faite) ne correspondent pas à la ligne de partage effective des eaux souterraines, comme c'est le cas en région karstique (exemple : le bassin-versant de l'Isonzo dans le *Karsto*). Les temps de concentration et l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire étant influencés par la forme du bassin-versant, il est possible de rendre compte de celle-ci par le **coefficient de compacité** (K_C) défini par Gravelius (1914) :

$$K_C = 0,28 \frac{P_b}{\sqrt{A_b}} \quad (5)$$

avec A_b = surface du bassin-versant (en km²) et P_b = périmètre du bassin-versant (en km). K_C est proche de 1 pour un bassin de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée. L'hydrogramme de crue aura une forme d'autant plus amortie que K_C sera élevé.

L'influence du relief sur l'hydrologie et l'hydraulique est déterminante, tout particulièrement en ce qui concerne les vitesses d'écoulement. Le dénivelé d'un bassin-versant (D) peut rendre compte du relief, tout particulièrement le **dénivelé spécifique** (D_s ; en m), défini par l'équation :

$$D_s = \frac{D}{L} \sqrt{A_b} \quad (6)$$

dans laquelle D est exprimé en mètres et L = longueur du rectangle équivalent (*i.e.*, rectangle dont les valeurs A_b et P_b sont identiques à celles du bassin ; en m). D_s permet une classification des reliefs : $D_s < 10$ (relief très faible) ; $10 < D_s < 25$ (relief faible) ; $25 < D_s < 50$ (relief assez faible) ; $50 < D_s < 100$ (relief modéré) ; $100 < D_s < 250$ (relief assez fort) ; $250 < D_s < 500$ (relief fort). Le relief d'un bassin-versant peut aussi s'apprécier par la **courbe hypsométrique** (*i.e.*, répartition de la surface du bassin en pourcentages en fonction de son altitude), associée aux courbes hypsométriques glaciaires (*i.e.*, planimétrie des surfaces recouvertes par les glaces) dans les bassins versants de haute montagne. Le **profil longitudinal** d'un cours d'eau est également utile à prendre en compte, surtout si l'on reporte celui de ses affluents, pour apprécier les variations de pente.

L'**ordination des cours d'eau** est une façon de préciser le degré de ramification du réseau hydrographique et son développement de l'amont vers l'aval. Elle peut se quantifier par différentes méthodes : j'ai personnellement choisi celle de Strahler (1957), par ailleurs la plus couramment utilisée.

La **densité de drainage** (D_d), introduite par Horton (1932), est la longueur totale du réseau hydrographique (L ; en m) par unité de surface du bassin-versant (A_b), définie par l'équation :

$$D_d = \frac{\sum L}{A_b} \quad (7)$$

avec D_d exprimé en km/km^2 et L = somme des longueurs de tous les cours d'eau ou d'une partie du bassin-versant (en km). D_d dépend des caractéristiques topographiques du bassin-versant, de la structure géologique (lithologie, tectonique), des conditions hydroclimatologiques et des modalités de l'occupation/utilisation des sols. Les valeurs de D_d varient de 3 à 4 dans des bassins versants où l'écoulement est peu développé ; elles dépassent 1000 lorsque les écoulements sont très ramifiés avec peu d'infiltration. Une mise en relation de la densité de drainage (ou du nombre de drains) avec l'altitude peut être pertinent, comme cela a été fait par exemple dans le bassin du Guil (figure 3.10B).

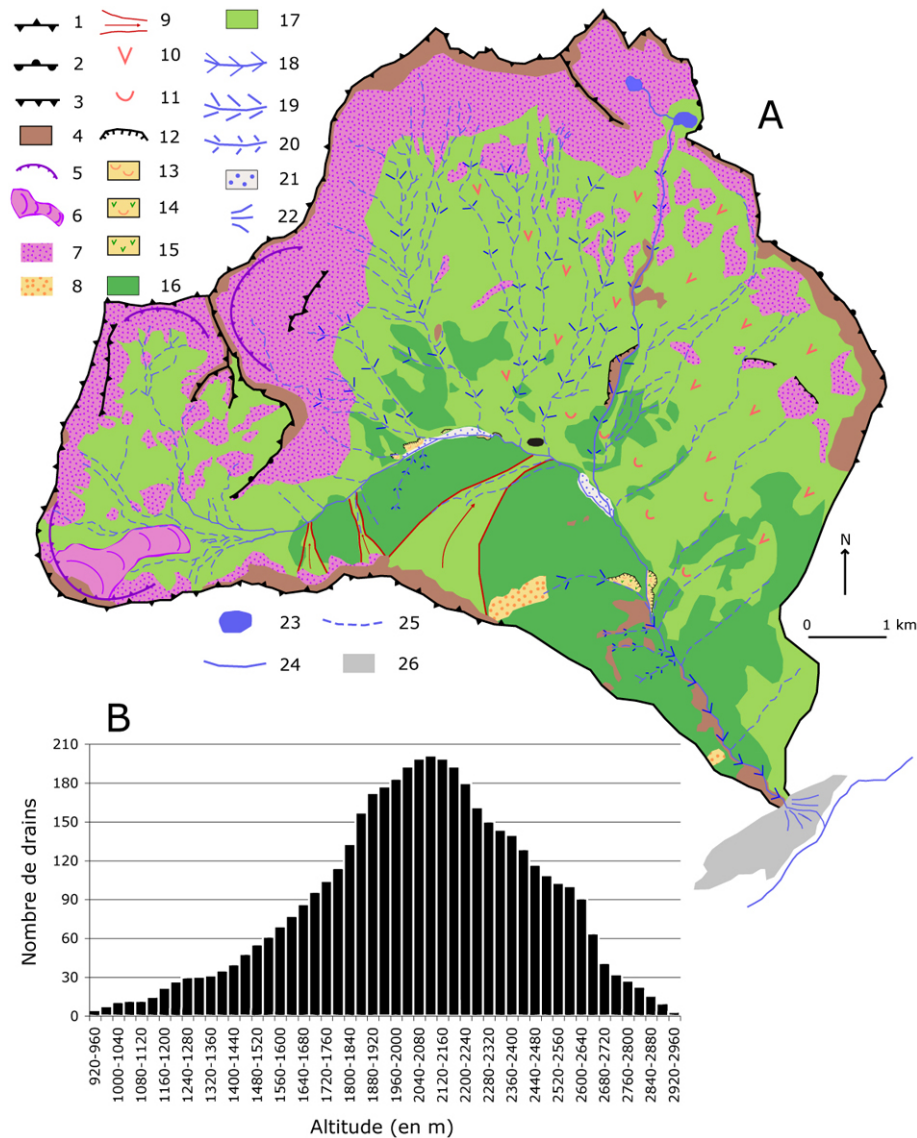


Figure 3.10 – Mesure et restitution des formes à partir de la combinaison du traitement d'images et des données de terrain. A : Cartographie hydrogéomorphologique du bassin-versant du Lombard, affluent du Haut-Guil, Queyras [d'après Pateau, 2007, modifié]. 1 = ligne de crête (sommets anguleux) ; 2 = ligne de crête (sommets émoussés) ; 3 = escarpement rocheux ; 4 = affleurement schisteux ; 5 = cirque glaciaire ; 6 = glacier rocheux ; 7 = cône ou tablier d'éboulis ; 8 = écroulement ; 9 = couloir d'avalanche ; 10 = glissement en blocs, tassement rocheux ; 11 = solifluxion ; 12 = niche d'arrachement ; 13 = glissement actif ; 14 = glissement en cours de stabilisation ; 15 = glissement stabilisé ; 16 = mélèzin sur formation de pente indifférenciée ; 17 = pelouse et prairie sur formation de pente indifférenciée ; 18 = gorge ; 19 = ravin ; 20 = ravine ; 21 = plaine alluviale ; 22 = cône de déjection ; 23 = lac ; 24 = torrent à écoulement pérenne ; 25 = torrent à écoulement temporaire ; 26 = habitations. **B : Relations entre le nombre de drains et l'altitude** (par tranches de 40 m) dans le bassin-versant du Guil.

Enfin, le **rapport de confluence** des cours d'eau (R_b), formalisé par Horton (1932) et Schumm (1956), est défini par l'équation suivante :

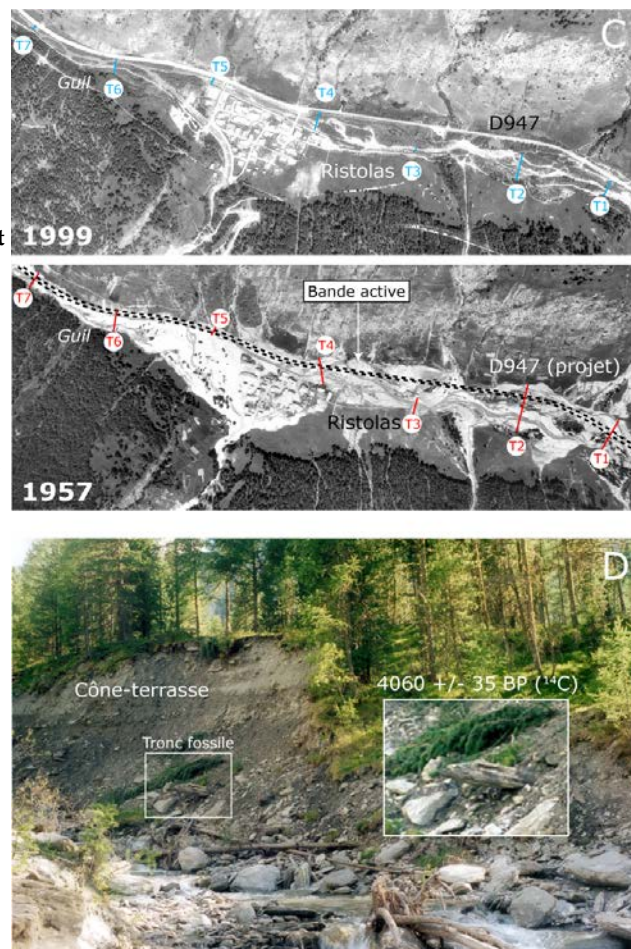
$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}} \quad (8)$$

avec N_u = nombre des cours d'eau d'ordre u (ordination de Strahler, 1957) et N_{u+1} = nombre des cours d'eau d'ordre suivant. R_b est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage en fonction de l'ordre considéré. Selon Strahler (1964), R_b varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence. Il évolue souvent en phase avec K_c et sera d'autant plus élevé que le bassin présentera une forme allongée et des vallées étroites aux versants raides.

2.1.2 – À l'échelle des plaines alluviale et deltaïque ou du marais lagunaire

Ici, la démarche est la même en ce qui concerne le levé de la carte géomorphologique, mais l'échelle est en général plus fine (1/5.000 à 1/25.000). On focalise ensuite sur l'évolution des tracés en plan (géométrie des lits), par exemple à partir d'un set de photographies aériennes diachrones associé à des cartes anciennes, à partir desquels des mesures sont faites à partir de transects (par exemple, des mesures de largeur de bande active ; **figure 3.11A**). Dans le détail ultime, on en arrive à l'acquisition des données à l'échelle du site, de la station ou de la coupe (**figure 3.11B**). Le degré de précision des cartes topographiques étant souvent inférieur au minimum requis, il est nécessaire d'utiliser des appareils (DGPS, théodolite, niveau) permettant de réaliser un levé topographique précis sur le terrain (cf. *supra*). Les formes sont décrites et interprétées selon un découpage en milieux de sédimentation.

Figure 3.11 – Mesure et restitution des formes à partir de la combinaison du traitement d'images et des données de terrain (suite). C : L'impact des aménagements sur la bande active du Haut-Guil (clichés aériens IGN). Noter la mesure de la largeur de la bande active au moyen de transects perpendiculaires à l'axe d'écoulement. D : Coupe stratigraphique située en rive gauche du torrent du Peynin, affluent du Haut-Guil (cliché M. Fort, 2001). Le lit actuel du Peynin entaille le front d'un cône torrentiel constitué de plusieurs unités graveleuses à matrice fine abondante et à litage plus ou moins marqué. La datation radiométrique des troncs d'arbres fossiles ensevelis par les alluvions a permis de préciser la chronologie des phases d'aggradation (*i.e.*, début du Subboréal pour le tronc sur la photo). Lors de la crue de juin 2000, la zone frontale du cône (talus de terrasse) a été fortement sapée, consécutivement à l'accroissement (*i.e.*, incision et élargissement) de la capacité du chenal du Peynin.



2.2 – Analyse des sédiments

Les vallées, les deltas ou les marais lagunaires sont des zones favorables à l'accumulation de sédiments. Généralement, les milieux de sédimentation ont été échantillonnés en prenant en compte leur distribution latérale (transects) et verticale (coupes, carottes...) dans la plaine alluviale. Cette technique a été parfois utile pour comprendre le rôle de la végétation dans les processus de sédimentation (Ria Formosa).

La description et l'interprétation des remblaiements alluviaux sont fondées sur plusieurs méthodes. Les sédiments ont été décrits en termes de **faciès** (lithofaciès, biofaciès) et *de facto* interprétés en termes de mode de dépôt et de transport ; Miall, 1996 ; Bridge, 2003). Prenons l'exemple de rides et de dunes hydrauliques constituées de sables à stratification entrecroisée, ayant migré sur le fond d'un ancien chenal fluvial (faciès) : 1) les paramètres texturaux [valeurs centrales (mode, médiane, grain moyen), indices de tri et d'asymétrie] ; Folk et Ward, 1957] rendent compte des conditions d'énergie du milieu et de la compétence des flux liquides (**figure 3.12**) ; 2) la géochimie et le contenu faunistique (ostracodes, malacofaune...) décrivent les conditions paléocéologiques (température, humidité, salinité, confinement...) ; 3) la combinaison de la granularité et des figures sédimentaires (**figure 3.13B**) permet de reconstituer les vitesses d'écoulement et la profondeur à laquelle le dépôt s'est mis en place ; 4) l'épaisseur des strates renseigne sur la position du dépôt dans la séquence, sur les taux de sédimentation et sur la vitesse de migration des formes du lit (Paola et Borgman, 1991 ; Bridge, 1997 ; Bridge et Best, 1997) ; 5) l'orientation des structures renseigne sur la direction des paléocourants ; 6) la pétrologie des sables permet de connaître leur origine géographique et leur degré d'altération au cours du transport.

Les **associations de faciès** caractérisent un milieu de sédimentation (*depositional environment*) donné (un chenal, une plaine d'inondation, un delta de rupture de levée...) avec ses propres types de formes et de processus physiques et biologiques (**figure 3.13C**). Le recours à des images granulométriques de synthèse, type image CM (Passega, 1957 ; Bravard, 1983), éventuellement associées aux courbes à ordonnées de probabilité de Visher (1969), peuvent avoir toute leur utilité pour montrer la diversité des milieux et caractériser l'évolution des conditions hydrodynamiques, moyennes (D_{50}) ou extrêmes (D_{99} ; **figures 3.14 et 3.15E**).

Des **groupes d'association de faciès** renseignent sur la façon dont plusieurs milieux de sédimentation associés (une plaine alluviale, avec son chenal, sa plaine d'inondation, ses deltas de rupture de levée...) évoluent dans l'espace et dans le temps, sous l'action de la variabilité hydroclimatique, de la fourniture sédimentaire, des influences lithostratigraphiques, des fluctuations du niveau de base, des sociétés, etc. L'interprétation de ces groupes d'association de faciès ne peut s'envisager qu'en usant du principe de la **corrélation stratigraphique** (**figure 3.15F**). Associant la lithostratigraphie, la chronostratigraphie et la biostratigraphie (palynocorrélation), la réussite d'une telle démarche dépend pour beaucoup du set de données chronométriques.

La détermination de l'âge des remblaiements alluviaux ou laguno-marins s'est appuyée sur plusieurs méthodes chronométriques, ajustées à l'échelle temporelle considérée (**figure 3.16**). Sur le moyen terme, nous avons eu recours à des datations fournies par le **radiocarbone** (Haut-Guil, Bassin parisien, Rhône aval, delta de l'Isonzo, Ria Formosa), la **palynocorrélation** (delta du Rhône, plaine d'Aquilée) et/ou l'**archéologie** (plaine d'Aquilée, Camargue, Montagne Noire/piémont du Minervois). Sur le court terme, les **radionucléides** tels que le ^{137}Cs et le ^{210}Pb ont été utilisés dans la Ria Formosa et dans le Bassin parisien, alors que la **dendrochronologie** a permis de réfléchir sur l'âge des terrasses du Haut-Guil.

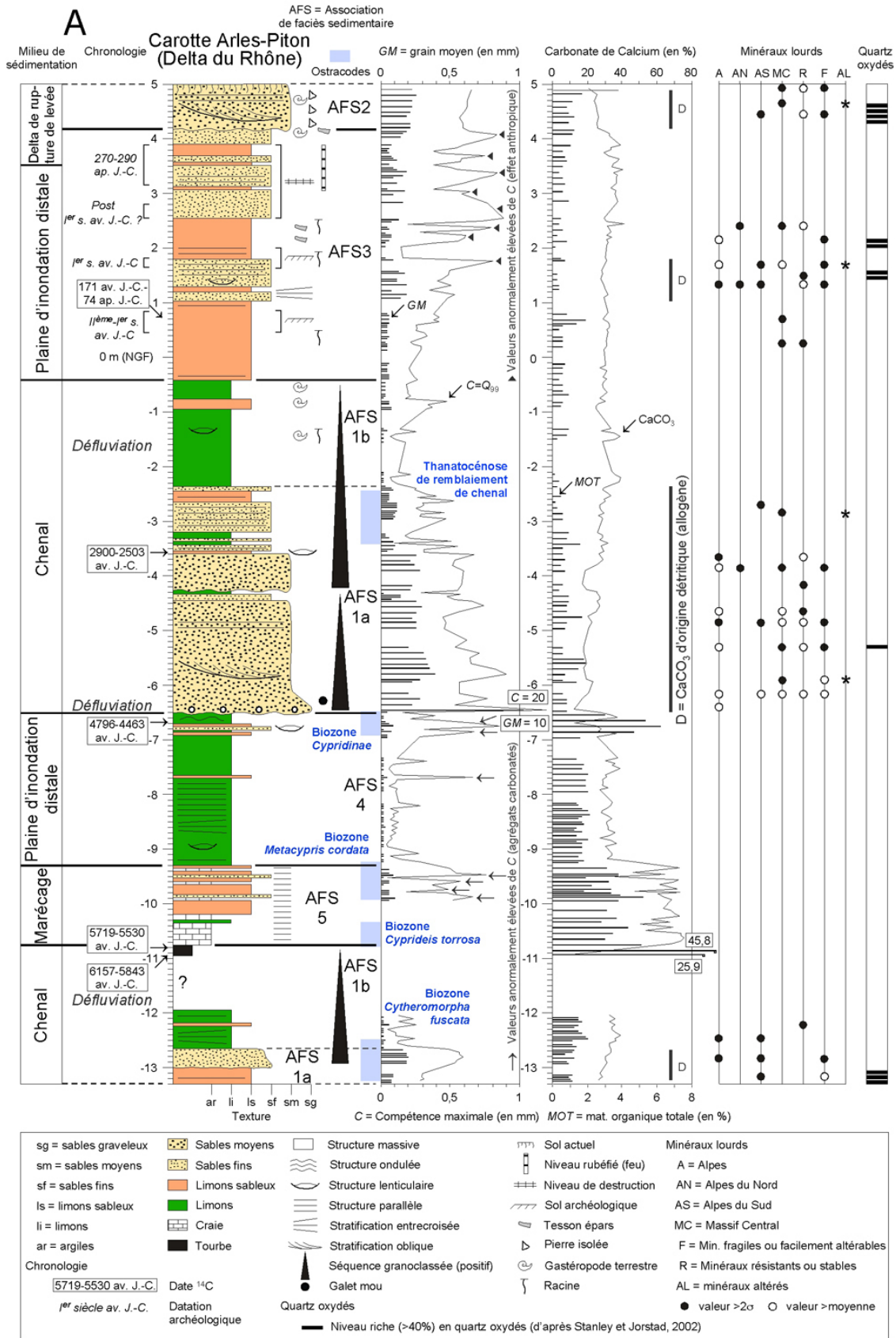


Figure 3.12 – Méthodes d'analyse des milieux de sédimentation fluviatiles. A : Interprétation des associations de faciès sédimentaire, déduite de l'analyse stratigraphique de la carotte Arles-Piton, apex du delta du Rhône [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005, modifié].

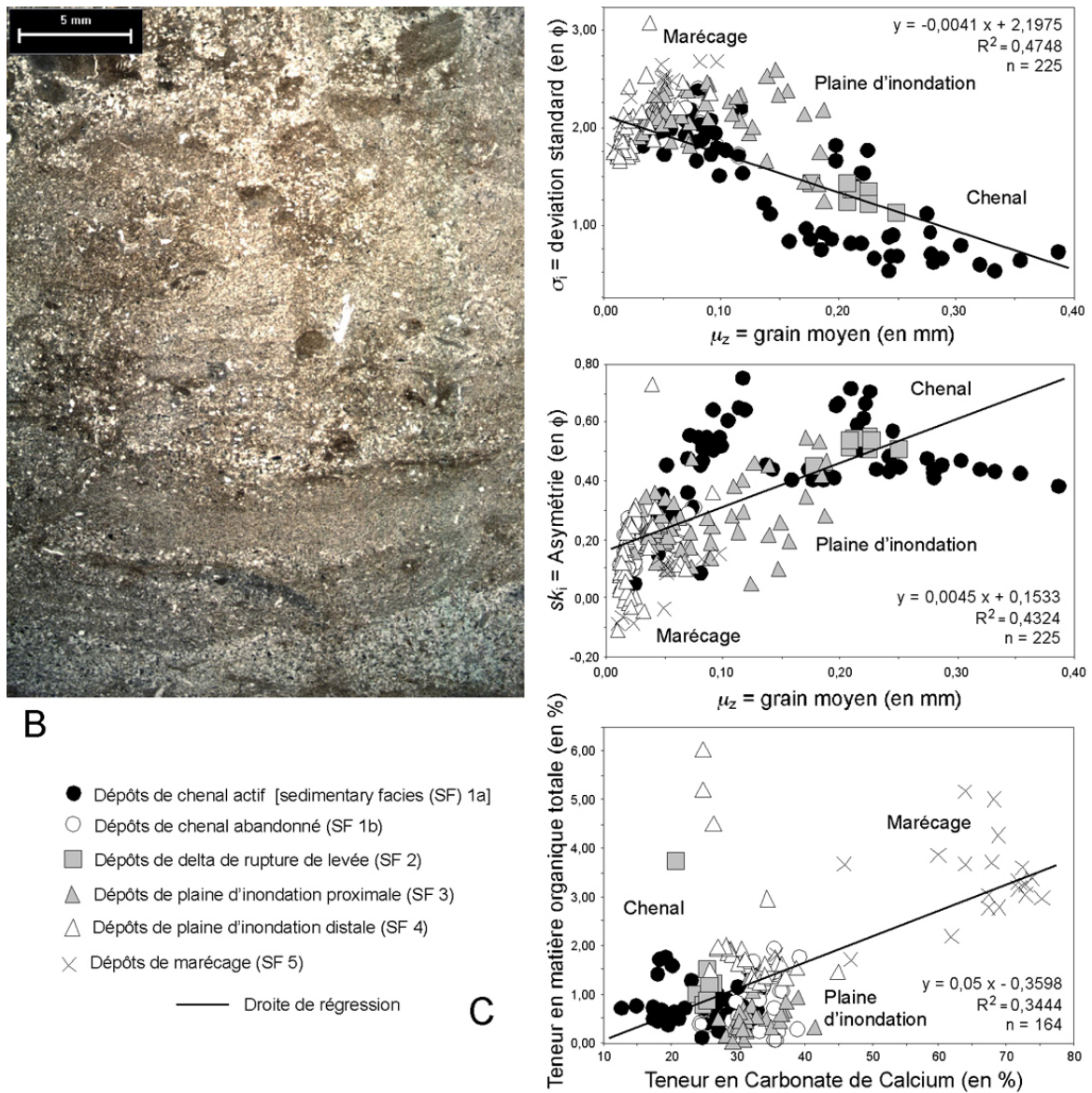
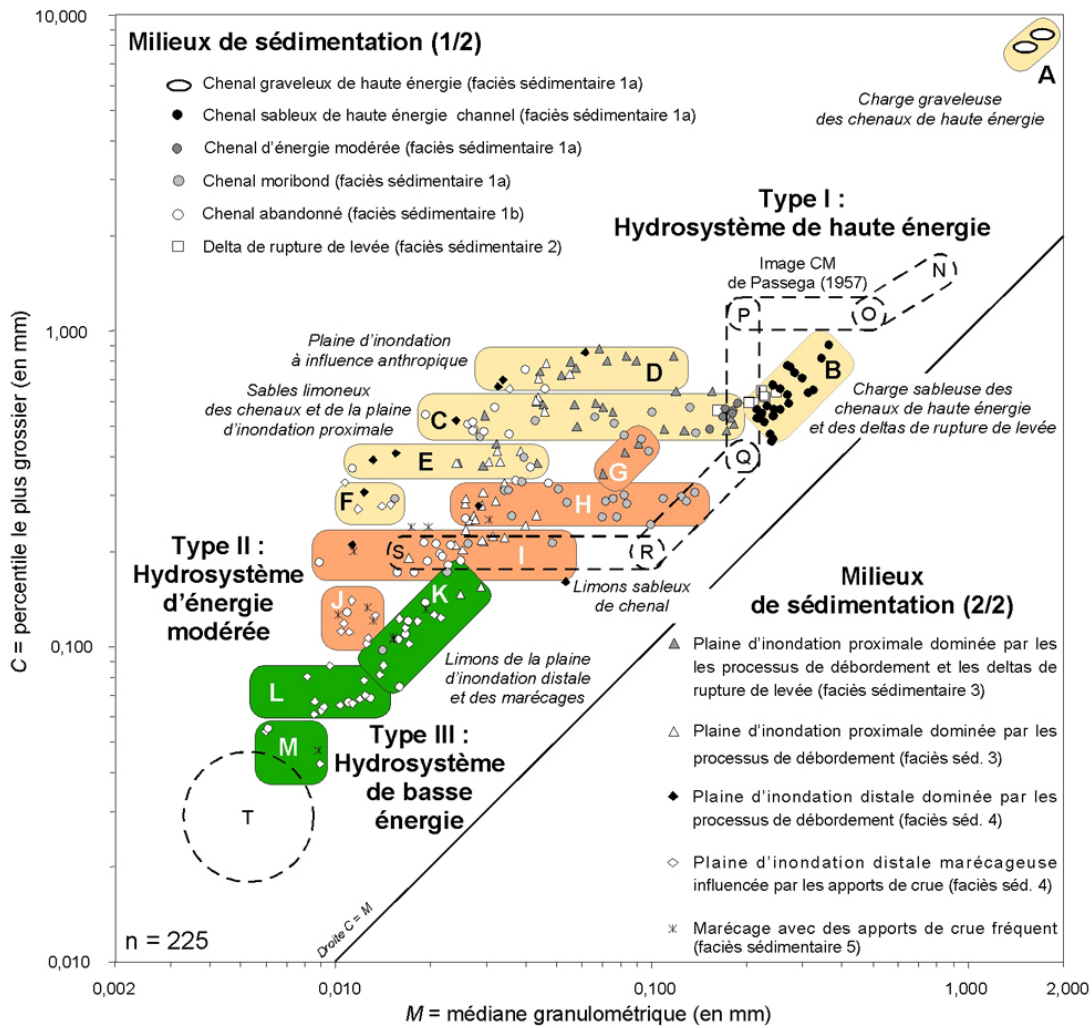


Figure 3.13 – Méthodes d'analyse des milieux de sédimentation fluviales (suite). B : Analyse des **faciès sédimentaire sur lame mince** : dépôt microlitique de chenal moribond, avec traces d'érosion et de remaniement, carotte Arles-Piton, apex du delta du Rhône ; cliché J.-F. Berger, 2002 [d'après Arnaud-Fassetta, 2004b, modifié]. **C :** Discrimination des milieux de sédimentation par les **paramètres granulométriques et géochimiques**, carotte carotte Arles-Piton, apex du delta du Rhône [d'après Arnaud-Fassetta, 2004b, modifié].



		Hydrosystème de haute énergie						Hydrosystème d'énergie modérée				Hydrosystème de basse énergie		
Types d'image CM		I						II				III		
Modes de transport		A	B	D	C	E	F	G	H	I	J	K	L	M
Milieux de sédimentation (en %)	○	100												
	●		100											
	◐				100									
	◑				25	3		3	6	53	7	3		
	○			6	25	3	3		3	9	31	11	6	3
	□		88		12									
	△			29	48	13		10						
	△			8	8	18				39	21	6		
	◆			30	10		30			10	20			
	◇			3			13			22		22	34	6
	×								28	28	8	28		8

Modes of sediment transport

- [A] Roulement
- [B] Roulement et saltation
- [C] Saltation et suspension graduée/uniforme
- [E] Suspension graduée/uniforme
- [D] Suspension uniforme (les valeurs de C anormalement élevées sont liées à un effet anthropique)
- [G, K] Suspension graduée (énergie décroissant de G à K)
- [H, I, L] Suspension uniforme (énergie décroissant de H à L)
- [F] Suspension uniforme et décantation
- [J, M] Décantation

D

Figure 3.14 – Méthodes d'analyse des milieux de sédimentation fluviales (suite). D : L'image CM de Passega (1957), comme outil de caractérisation des suites alluviales sur la base des différents modes de transport et degrés d'énergie, carotte Arles-Piton, apex du delta du Rhône [d'après Arnaud-Fassetta, 2004b, modifié].

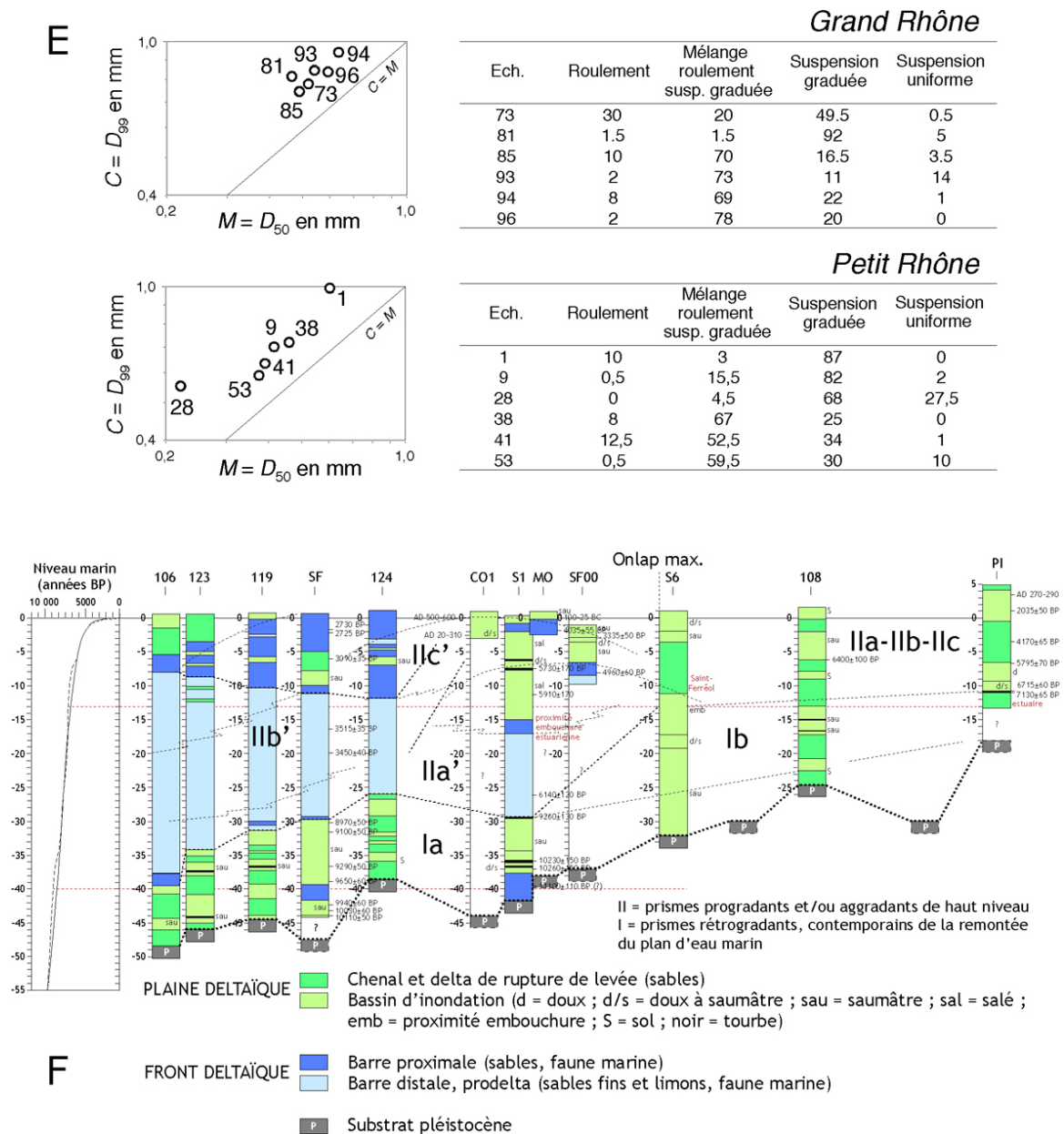


Figure 3.15 – Méthodes d'analyse des milieux de sédimentation fluviales (suite). E : La méthode de Visser (1969), appliquée à la quantification (valeurs en pourcentages) des modes de transport de la fraction sableuse du Grand Rhône et du Petit Rhône [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. F : Corrélation stratigraphique des carottes-sondages-forages réalisés dans le delta du Rhône [d'après Arnaud-Fassetta, 2006b].

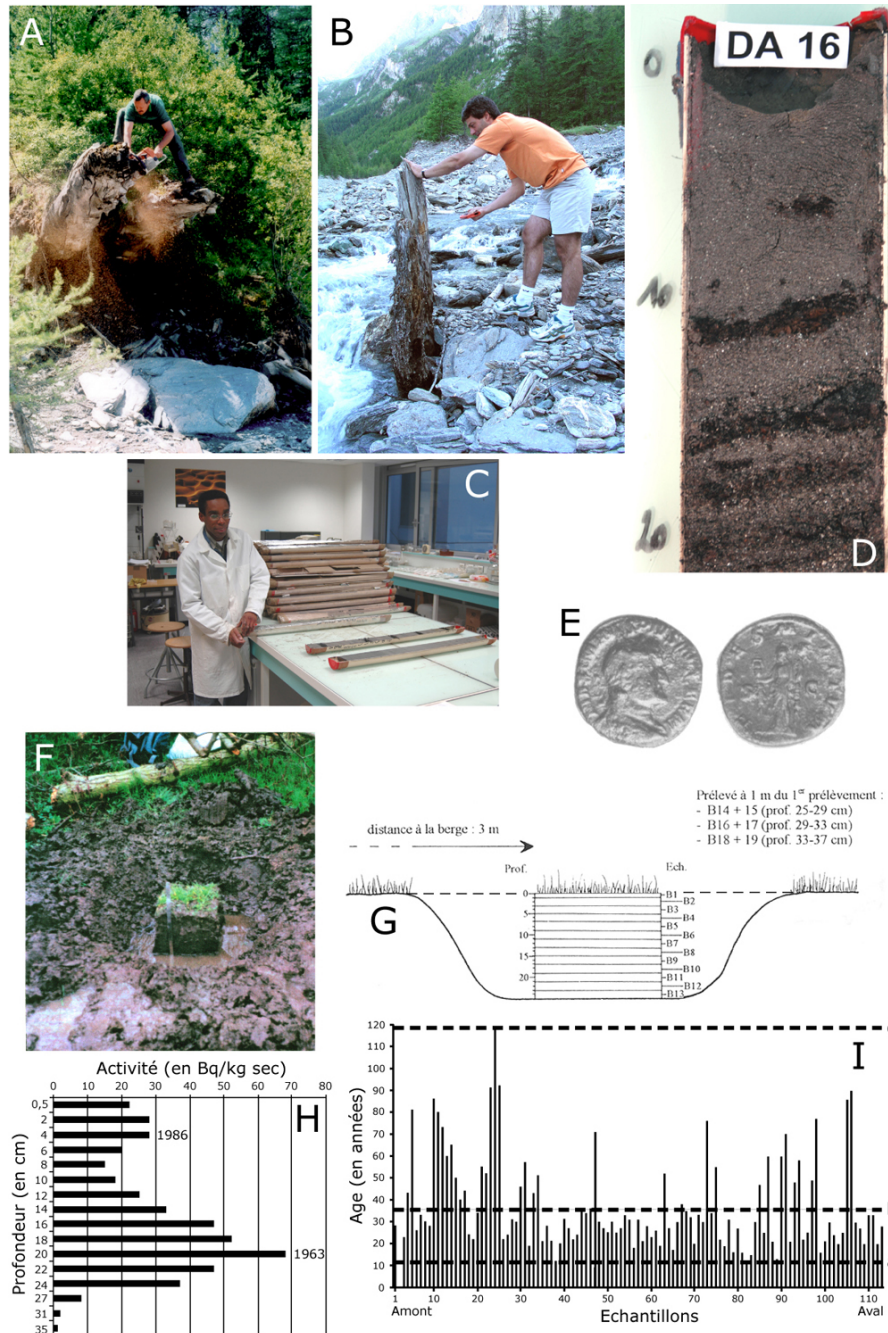


Figure 3.16 – Techniques de datation utilisées. A à D : Datation par le radiocarbone [A : Prélèvement d'un tronc fossilisé dans les sédiments d'un cône-terrace, bassin du Peynin (cliché M. Fort, 2001). B : Prélèvement dans la bande active du Haut-Guil d'un tronc fossile exhumé lors de la crue de juin 2000 (cliché M. Fort, 2004). C : Échantillonnage sur carotte de fragments de bois flottés fossilisés dans les sables d'un paléochenal du Rhône deltaïque (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004). D : Détail des fragments de bois flottés sur lesquels ont été réalisées des datations ^{14}C (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004).] E : Datation archéologique [cette sesterce romaine (buste lauré de Maximin I^{er} Thrace à gauche, drapé et cuirassé ; Fides debout à droite, tenant deux étendards) datant de 236-238 ap. J.-C. (Landurét *et al.*, 2004) a été découverte sur le site de Cabassole (delta du Rhône). Il s'agit d'une trouvaille archéologique précieuse pour dater avec précision les dépôts dans lesquels elle a été retrouvée]. F à H : Datation par les radionucléides [F : Sédiments de berge de l'Yerres, Bassin parisien, sur lesquels des datations au ^{137}C ont été réalisées (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2000). G : Vue en coupe des échantillons prélevés pour l'analyse du ^{137}C [d'après Alaoui, 2000]. H : Activité du ^{137}C selon la profondeur [d'après Alaoui, 2000]. I : Datation par la dendrochronologie (mélèzes de la ripisilve située le long du Haut-Guil) [d'après Arnaud-Fassetta et Fort, 2005, colloque Saragosse]. a = âge de l'arbre le plus jeune (12 ans) ; b = âge moyen (37 ans) ; c = âge de l'arbre le plus vieux (118 ans).

2.3 – Hydraulique torrentielle/fluviale, érosion et transport sédimentaire

Définir les conditions hydrauliques d'un cours d'eau représente un préliminaire essentiel avant toute étape de restauration de la rivière ou de quantification des flux hydrosédimentaires. L'hydraulique vient alors à l'appui des raisonnements déduits de l'approche géomorphologique classique. Il m'a paru essentiel de combiner ces deux approches afin de pouvoir apprécier quantitativement la variabilité à plus ou moins long terme de la dynamique fluviale. C'est d'ailleurs ce qu'ont proposé certains auteurs, comme Nanson et Croke (1992) ou plus récemment Bravard et Peiry (1999), qui associent la compétence à la puissance fluviale (Petit *et al.*, 2005a) pour caractériser le fonctionnement des plaines alluviales dans toute sa diversité.

Qu'il s'agisse d'un sédiment observé sur le bord de la rivière ou appartenant à un remblaiement alluvial fossile, il existe une relation entre la taille des grains (compétence) et l'énergie des flux (puissance fluviale) à l'origine de leur prise en charge, de leur transport puis de leur dépôt. À défaut de pouvoir être mesuré (contraintes liées à la magnitude de la crue, reconstitution paléohydraulique...), l'hydraulique et le transport solide d'un cours d'eau peuvent être estimés par différentes formules mises au point par les hydrauliciens, à partir de mesures en modèle réduit ou directement sur les fleuves et les rivières. Je livre ici à titre indicatif les quelques formules que j'ai utilisées pour caractériser les (paléo)écoulements torrentiels/fluviaux et estimer leur capacité d'érosion et de transport.

À la base, le travail inhérent à la restitution des conditions hydrauliques s'appuie toujours sur une série de sections en travers, reconstituées sur l'actuel (**figure 3.17A**) ou déduite des remblaiements alluviaux des paléochenaux (**figure 3.17B**). Il s'agit d'acquérir une géométrie hydraulique [*i.e.*, section en travers d'un (paléo)chenal] suffisamment précise pour que l'on puisse en extraire les paramètres clés (si possible à pleins bords pour permettre des comparaisons à conditions égales), tels que la profondeur moyenne (d) et la largeur du chenal (w), sa section mouillée (A), à peu près égale à sa capacité ($C = w.d$), et son périmètre mouillé (P), qui permettent de définir le rayon hydraulique ($R = A/P$ ou C/P). À ceci s'ajoute la mesure de la pente du lit ou de la ligne d'eau (s) et l'évaluation de la rugosité du lit (n), qui dépend de l'interrelation complexe entre plusieurs variables (granularité du matériel du lit, irrégularité de la section, variations des sections transversales, indice de sinuosité, obstruction du chenal, encombrement du lit par la végétation ; Chow, 1959 ; Bravard et Petit, 1997). La plupart des équations semi-empiriques utilisées pour reconstituer les conditions hydrauliques d'un cours d'eau réclame l'intégration des paramètres granulométriques (D_{30} , D_{40} , D_{50} , D_{84} et/ou D_{90}). La granularité a été déterminée au laboratoire (tamisage, granulomètre laser) après échantillonnage ou directement sur le terrain en suivant les recommandations de Wolman (1954) et Koulinski (1994). La caractérisation granulométrique est une étape cruciale dans le calcul des paramètres hydrauliques présentés ci-dessous, avec dans l'ordre, les paramètres hydrauliques que j'ai utilisés pour caractériser une crue donnée ou le fonctionnement paléohydraulique d'anciens cours d'eau, les valeurs critiques de mise en mouvement de la charge solide, et les équations permettant de quantifier le transport sédimentaire, à la fois aujourd'hui mais aussi par le passé.

2.3.1 – Estimation de quelques paramètres hydrauliques classiques

Les valeurs de vitesse moyenne, le pic de crue, la puissance spécifique et la force tractrice unitaire sont des paramètres très intéressants à définir, pour des événements hydroclimatiques donnés ou pour reconstituer les conditions hydrauliques d'un chenal fluvial aujourd'hui abandonné.

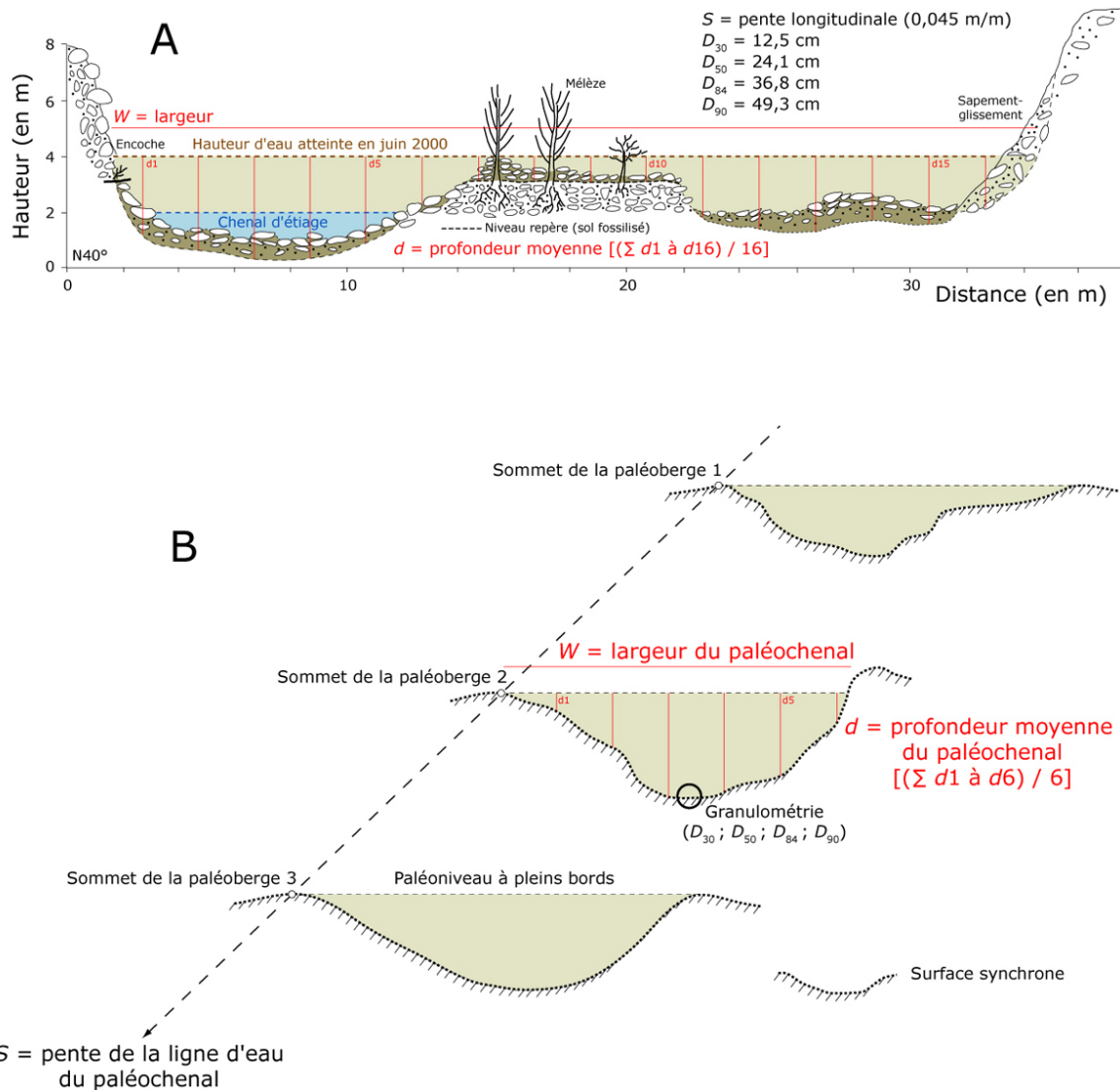


Figure 3.17 – Les données de base nécessaires pour la reconstitution des conditions hydrauliques, sur les cours d'eau actuels (A) ou anciens (B). A : Section en travers levée en juillet 2001 dans le Haut-Guil à la confluence avec le torrent du Canard (amont de la Roche Écroulée) [d'après Bourbon, 2002, modifié]. **B :** Procédure de reconstitution hydraulique sur un paléochenal (type Rhône et Isonzo). La pente de la ligne d'eau à pleins bords est déduite de la droite passant par les sommets des paléoberges.

La **vitesse moyenne d'écoulement** (U ; en m/s) peut être calculée par l'équation de Manning-Strickler :

$$U = KR^{0,67} s^{0,5} \quad (9)$$

dans laquelle R = rayon hydraulique (en m), s = pente de la ligne d'énergie (en m/m), et K le coefficient de rugosité de Strickler, défini in Koulinski (1994) par :

$$K = \frac{1}{2} 25 D_{90}^{-0,17} \quad (10)$$

où D_{90} = décile granulométrique supérieur (en m). À Aquilée, les vitesses moyennes d'écoulement proposées correspondent à la moyenne des résultats obtenues par Éq. 9 et les deux équations suivantes respectivement proposées par Rickenmann (1991) et Koulinski (1994) :

$$U = \frac{1,3 Q_u^{0,6} s^{0,2} g^{0,2}}{D_{90}^{0,4}} \quad (11)$$

$$U = \sqrt{gd} \quad (12)$$

où Q_u = débit liquide unitaire (en m^2/s), g = accélération due à la gravité ($9,81 m/s^2$), D_{90} est exprimé en mètres et d = profondeur moyenne du chenal (en m).

La **force tractrice globale** (τ_0 ; en N/m^2) a été calculée en utilisant l'équation de du Boys (1879) :

$$\tau_0 = \rho g R s \quad (13)$$

dans laquelle ρ = densité de l'eau (en kg/m^3).

La **puissance fluviale**, qui permet de quantifier la capacité de travail qu'une rivière peut effectuer, a été utilisée dans le but de comparer l'énergie et le degré d'instabilité latérale des cours d'eau (Nanson et Croke, 1992). La puissance brute (Ω ; en W/m) a été définie par l'équation de Bagnold (1966) :

$$\Omega = \rho g Q s \quad (14)$$

dans laquelle Q = débit liquide (en m^3/s). La puissance spécifique (ω ; en W/m^2), aujourd'hui couramment utilisée comme élément de classification des lits fluviaux (Petit *et al.*, 2005b), a été obtenue par l'équation :

$$\omega = \frac{\Omega}{w} \quad (15)$$

où w = largeur du chenal (en m). À Aquilée, ω a été obtenue en faisant la moyenne des valeurs obtenues par Éq. 15 et la formule de Bagnold (1980) *in* Bathurst *et al.* (1987) :

$$\omega = \rho g R s U \quad (16)$$

En l'absence de mesure directe de débit (limnimètre détruit pendant une crue, étude d'un paléochenal, etc.), il est possible d'estimer le **débit de pointe** (Q_{max} ; en m^3/s) sur la base de calculs hydrauliques. Là encore, plusieurs formules existent (**annexe 2**). Sur l'Argent-Double, j'ai testé celles de Manning (1891), Williams (1978) et Rotnicki (1991), formalisées respectivement par les équations suivantes :

$$Q_{max} = \frac{AR^{0,67}s^{0,5}}{n} \quad (17)$$

$$Q_{max} = 4A^{1,21}s^{0,28} \quad (18)$$

$$Q_{max} = \frac{0,921}{n} AR^{0,67}s^{0,5} + 2,362 \quad (19)$$

dans lesquelles A = section mouillée (en m^2) et n = coefficient de rugosité de Manning. Éq. 17 et Éq. 19 ont abouti à une surestimation manifeste des pics de crue, mise en évidence en comparant les puissances spécifiques calculées avec ou sans intégration du débit, par l'équation suivante :

$$\omega = \tau_0 U \quad (20)$$

Dans la Montagne Noire comme sur le piémont du Minervois, c'est finalement Éq. 18 qui a été utilisée. Sur le Rhône aval en revanche, les meilleurs résultats ont été obtenus en utilisant Éq. 19. À Aquilée comme sur le Haut-Guil, Q_{max} a été obtenu en faisant la moyenne des résultats fournis par Éq. 17 et Éq. 19. Ces dernières intègrent les valeurs de n , toujours difficile à apprécier. Sur le Rhône aval, n a été déterminé par l'équation de Strickler (1923), relativement polyvalente et utilisable sur les cours d'eau à faible pente :

$$n = 0,0151 D_{50}^{0,17} \quad (21)$$

dans laquelle D_{50} = médiane granulométrique (en mm). C'est d'ailleurs cette équation qui est utilisée sur le Rhône amont (F. Petit, com. personnelle). Sur le Haut-Guil, les valeurs de n ont été obtenues en utilisant l'équation de Jarrett (1984), adaptée aux rivières dont la pente est comprise entre $0,002 m/m$ et $0,052 m/m$, et qui présente l'avantage de s'affranchir de la granularité des alluvions :

$$n = 0,32 S^{0,38} R^{-0,16} \quad (22)$$

Sur les paléochenaux antiques du site d'Aquilée, les valeurs de n correspondent à la moyenne des résultats obtenus par Éq. 21, la table de Chow (1959) *in* Bravard et Petit (1997) et l'équation de Limerinos (1970), mise au point sur des rivières à pente faible à modérée (0,00068-0,024 m/m) :

$$n = \frac{0,1129R^{0,167}}{1,16 + 2\log\left(\frac{R}{D_{84}}\right)} \quad (23)$$

où D_{84} = taille du grain pour lequel 84 % de la distribution sont plus fins (en m). Enfin, dans la Montagne Noire et sur le piémont du Minervois, n correspond à la moyenne des valeurs déduites de Éq. 21, Éq. 22, Éq. 23 et des équations suivantes, respectivement de Bray (1979), Hey (1979), Griffiths (1981) et Bathurst (1985), *in* Wohl (2000) :

$$n = \frac{0,113R^{0,167}}{1,09 + 2,2\log\left(\frac{R}{D_{84}}\right)} \quad (24)$$

$$n = \frac{0,1129R^{0,167}}{2,03\log\left(\frac{aR}{3,5D_{84}}\right)} \quad (25)$$

$$n = \frac{0,1129R^{0,167}}{0,76 + 1,98\log\left(\frac{R}{D_{50}}\right)} \quad (26)$$

$$n = \frac{0,3193R^{0,167}}{5,62\log\left(\frac{R}{D_{84}}\right) + 4} \quad (27)$$

où a varie de 11,1 à 13,46 en fonction de la forme de la section en travers et D_{50} et D_{84} sont exprimés en mètres. On notera les pentes (en m/m) des rivières sur lesquelles ces formules ont été mises au point : 0,00022-0,015 (Éq. 24), 0,009-0,031 (Éq. 25), 0,000085-0,011 (Éq. 26), 0,004-0,04 (Éq. 27).

2.3.2 – Les valeurs critiques

Les conditions limites du transport sédimentaire ont été quantifiées à l'aide de trois paramètres : la vitesse, la puissance fluviale et la force tractrice critiques. Ainsi, sur l'Argent-Double (affluent de l'Aude), la **vitesse critique d'arrachement** (U_{cr}) a été estimée en faisant la moyenne des valeurs obtenues par les équations de Costa (1983) :

$$U_{cr} = 0,18D_{50}^{0,487} \quad (28)$$

$$U_{cr} = 5,9\sqrt{D_{50}} \quad (29)$$

où D_{50} est exprimé en millimètres *in* Éq. 28 et en mètres *in* Éq. 29.

Sur le Rhône aval, la **puissance spécifique critique** (ω_{cr} ; en W/m^2) a été définie par l'équation de Bagnold (1980), formalisée *in* Martin et Church (2000) et Church (2003) comme suit :

$$\omega_{cr} = 5,75[0,04(\gamma_s - \gamma_w)\rho]^{1,5} \left(\frac{g}{\rho}\right)^{0,5} D^{1,5} \log \frac{12d}{D} \quad (30)$$

où γ_s = gravité spécifique du sédiment, γ_w = gravité spécifique de l'eau et D = taille du matériel du lit (en m). À Aquilée, sur le Haut-Guil et sur l'Argent-Double, ω_{cr} a été obtenue en moyennant les résultats fournis par Éq. 30 et ceux dérivés de la formule de Costa (1983) *in* Bravard *et al.* (2001) :

$$\omega_{cr} = 0,009D_{50}^{1,686} \quad (31)$$

dans laquelle D_{50} est exprimé en millimètres.

Sur le Haut-Guil, la **force tractrice critique** (τ_{cr} ; en N/m²) a été estimée par l'équation de Costa (1983) :

$$\tau_{cr} = 0,056D_{50}^{1,213} \quad (32)$$

dans laquelle D_{50} est exprimé en mm. Éq. 32 a également été utilisée sur le site d'Aquilée, pour caractériser τ_{cr} dans les paléochenaux fluviatiles antiques (charge graveleuse, style en tresses), en moyennant les valeurs obtenues avec celles (par ailleurs très proches) dérivées de Éq. 35 (cf. *infra*).

Sur le Rhône aval, nous avons complété cette approche en utilisant l'équation de Shields (1936) afin de définir les **conditions critiques de mise en mouvement du matériel de fond** :

$$\theta_{cr} = \frac{\tau_{cr}}{(\rho_s - \rho)gD} \quad (33)$$

où θ_{cr} = fonction d'entraînement de Shields (adimensionnel) intégrant τ_{cr} , la force tractrice nécessaire pour initier le mouvement du matériel de fond, qui dépend principalement de la granularité des sédiments, en accord avec les équations suivantes *in* Bravard et Petit (1997) :

$$\tau_{cr} = 1,66D \quad (34)$$

$$\tau_{cr} = D \quad (35)$$

où D est exprimé en cm (Éq. 34 = lits sableux ; Éq. 35 = lit graveleux ; Lane, 1953). Concernant Éq. 31, elle implique que $\theta_{cr} = 0,06$, ce qui est parfois remis en question (souvent $0,03 < \theta_{cr} < 0,045$; F. Petit, com. personnelle). Par ailleurs, θ_c a été mis en relation avec le nombre de Reynolds étoilé (Re^*), qui peut être défini par l'équation *in* Richards (1982) :

$$Re^* = \frac{U^*D}{\nu} \quad (36)$$

dans laquelle U^* = vitesse de frottement (en m/s) et ν = viscosité cinématique (en m²/s), la valeur minimale de Re^* étant fixée par δ_o , qui désigne l'épaisseur de la sous-couche laminaire [$\delta_o = (11,6\nu)/U^*$; en m].

2.3.3 – La capacité maximale de transport

En l'absence de mesures directes, des méthodes alternatives d'estimation par des équations ont été envisagées pour quantifier le transport sédimentaire dans les cours d'eau (Gilvear et Bradley, 1997 ; Ham et Church, 2000). Comme aucune formule n'est universelle, j'ai souvent eu recours à plusieurs équations pour estimer la capacité maximale de transport (charge de fond ou totale). Le choix dépend en fait du type de cours considéré. Pour les rivières à charge graveleuse, Bathurst *et al.* (1987) puis Gomez et Church (1989) ont montré l'efficacité de l'équation de Schoklitsch (1962). C'est d'ailleurs avec cette équation que j'ai calculé la capacité de transport de la charge de fond du Haut-Guil (Queyras, Hautes-Alpes) et de l'Argent-Double. Celle-ci est définie par :

$$Q_{ub} = 2,5 \frac{1}{\rho_s/\rho} s^{1,5} \left(\frac{Q}{w} - Q_{cru} \right) \quad (37)$$

où Q_{ub} = capacité de transport unitaire de la charge de fond (en m²/s), ρ_s = densité du sédiment (en kg/m³), et Q_{cru} = débit liquide critique par unité de largeur (en m²/s) pour un diamètre de particule D , défini par :

$$Q_{cru} = 0,15g^{0,5}D^{1,5}s^{-1,12} \quad (38)$$

où D est exprimé en mètres. Les résultats obtenus avec Éq. 37 ont été comparés avec ceux dérivés de la formule de Lefort (1991). Cette dernière est intéressante car elle permet de relier directement la charge solide au débit liquide sans calcul des conditions hydrauliques, toujours difficiles à réaliser dans le cas de crues affectant des rivières à fort gradient. Son calcul est obtenu par l'équation suivante :

$$\frac{Q_s}{Q} = 4,45 \left(\frac{D_{90}}{D_{30}} \right)^{0.2} \frac{\rho}{\rho_s - \rho} s^{1.5} \left[1 - \left(\frac{Q_{cr}}{Q} \right)^{0.375} \right] \quad (39)$$

dans laquelle Q_s = capacité maximale de transport de la charge de fond (en m^3/s), D_{30} = diamètre des particules pour lequel 30 % de la distribution sont plus fins (en m), D_{90} est exprimé en mètres et Q_{cr} = débit liquide critique (en m^3/s), avec :

$$\frac{Q_{cr}}{\sqrt{gD_{50}^3}} = 0,295 s^{-2,16} (1 - 1,2s)^{2,67} \quad (40)$$

dans laquelle D_{50} est exprimé en mètres. Sur le Rhône aval, la capacité maximale de transport du matériel de fond a été estimée par l'équation révisée de Bagnold (1980), plus appropriée pour les cours d'eau à fond sableux ou graveleux. Ainsi, la capacité de transport spécifique du matériel de fond (I_b ; en $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) in Martin et Church (2000) est donnée par :

$$I_b = (\omega - \omega_{cr})^{1,5} \frac{D^{0,25}}{d} \frac{1}{\rho_r^{0,5} g^{0,25}} \quad (41)$$

dans laquelle ω_{cr} est obtenue avec Éq. 30, D est exprimé en mètres et ρ_r = densité du sédiment immergé (en kg/m^3), défini par :

$$\rho_r = \rho_s - \rho \quad (42)$$

Au final, l'utilisation et le choix de valider ou pas les résultats obtenus par ces équations ne peuvent se faire sans une connaissance préalable et précise de l'hydrosystème et de son fonctionnement hydromorphodynamique. Utilisées dans ces conditions, les reconstitutions hydrauliques s'intègrent aux outils de l'hydrogéomorphologie fluviale pour, sur le moyen terme, apprécier la dynamique fluviale et variabilité spatio-temporelle des flux sédimentaires et, sur le court terme, mettre en perspective la dynamique fluviale avec les aménagements, les risques et leur gestion.

3 – CONCLUSIONS : DES MÉTHODES AJUSTABLES SELON LES QUESTIONNEMENTS SCIENTIFIQUES ET LES PAS DE TEMPS DE LA RECHERCHE

Le choix des méthodes de traitement des données (physiques, biologiques, humaines) s'est toujours fait en fonction des **problématiques** de recherche, des **objectifs** à atteindre et de l'**échelle spatio-temporelle** considérée. Mes recherches sur la dynamique de l'environnement en général, sur le fonctionnement hydrogéomorphologique des systèmes fluviaux en particulier, et sur leurs liens avec l'occupation du sol et les activités humaines sont fondées sur une **combinaison d'approches géographique, stratigraphique, cartographique à la fois sur le moyen et le court terme.**

3.1 – Sur le moyen terme (100-10.000 ans)

J'ai appliqué un raisonnement par emboîtement d'échelles et hiérarchisation des processus, qui a permis de définir dans un premier temps (1) le **cadre paléogéographique** et la **dynamique des milieux** (en quelque sorte, bâtir une reconstitution paysagère, qui prenne en compte toutes les composantes du paysage). J'ai ensuite focalisé sur (2) les **cours d'eau** (paléohydrographie, paléohydrologie, paléohydraulique) afin de (3) mettre en perspective la **contrainte fluviale** avec les **risques induits**.

(1) **Reconstitution paysagère et dynamique des milieux de sédimentation.** La **reconstitution des unités de paysage** s'est appuyée sur l'utilisation de la cartographie diachronique, dérivée de la photointerprétation, des documents d'archive et des données de terrain, couplée avec l'approche biogéographique, comme cela a pu être fait dans la Ria Formosa. Sur le moyen terme, l'approche paysagère est indissociable d'une bonne compréhension de la **dynamique des milieux de sédimentation**, déduite de l'analyse des archives stratigraphiques et paléocéologiques (palynologie, anthracologie ; delta du Rhône).

(2) **Paléohydrographie, paléohydrologie et paléohydraulique.** La caractérisation précise de la dynamique fluviale ne peut se faire qu'en prenant en compte toutes les variables qui la décrivent. Une mise au point a été faite au colloque de Gand de septembre 2006 (Arnaud-Fassetta, soumis) afin de valoriser l'**approche tri-partite « paléohydrographie ↔ paléohydrologie ↔ paléohydraulique »**. Il s'agit de replacer l'histoire des crues (variabilité hydroclimatique), perçue à travers les archives textuelles, iconographiques et sédimentaires, dans son contexte paléogéographique, propre à mieux définir les variables contrôlant les fluctuations de régime des cours d'eau. Ce travail a été fait dans l'Aude, dans le bassin du Guil, dans la plaine d'Aquilée et dans le delta du Rhône.

(3) **Mise en perspective géoarchéologique.** Les deux approches précédentes (*i.e.*, reconstitution des grandes unités de paysage, paléohydrographie, paléohydrologie et paléohydraulique) sont fort utiles dans une perspective de **géoarchéologie fluviale**, dont le but est de pouvoir croiser l'évolution de l'environnement avec celle de l'occupation du sol (**figure 3.18A**) et de réfléchir sur les relations hommes/milieu (prise en compte de la vulnérabilité sociétale face aux contraintes hydrologiques).

En règle générale, la reconstitution des plaines alluviales en contexte archéologique se fait à partir de l'étude du **remplissage alluvial** et de l'extension latérale des **milieux de sédimentation**. La caractérisation des paléoenvironnements passe alors par une **étude multi-critères (figure 3.19)**, appuyée par des méthodes basées sur la prise en compte de plusieurs indicateurs bio-hydro-pédo-morpho-sédimentaires, qui amène à s'interroger sur le type d'environnement, sur la dynamique du milieu, sur le potentiel de possibilités (ou pas) d'occupation du sol et sur le poids des contraintes « naturelles » sur les sociétés.

Au-delà de l'apport de connaissances d'une/à une discipline donnée, c'est généralement un jeu d'échanges (d'idées, de résultats et de moyens techniques et financiers pour y parvenir) qui conduit à dépasser le cadre strict d'une spécialité et de se retrouver en situation de discuter et de mettre en perspective un faisceau de résultats émanant de **recherches transdisciplinaires**, embrassant les vastes champs de la **géoarchéologie**, des **sciences de la Terre** et de la **géographie des risques**. On verra cela à travers les études géoarchéologiques menées dans le delta du Rhône et dans la plaine d'Aquilée.

3.2 – Sur le court terme (1-100 ans)

Sur le court terme, les méthodes que j'ai développées procèdent de la même logique : (1) comprendre l'**évolution paysagère récente** à l'échelle des vallées et des plaines alluviales puis (2) caractériser les **processus de façonnement** dans une perspective (3) d'**aménagement des lits fluviaux** et de **géographie des risques**.

(1) **Évolution paysagère.** À l'image du travail qui a été fait dans la Ria Formosa, la **reconstitution des paysages** s'est appuyée sur l'utilisation de la cartographie diachronique, dérivée de la photointerprétation, des documents d'archive et des données de terrain

(géomorphologie, sédimentologie, biogéographie). La collaboration avec la **géographie humaine** a aussi un grand intérêt pour préciser les paramètres ayant trait à l'occupation et l'utilisation des sols d'une part, et aux impacts humains sur le milieu d'autre part.

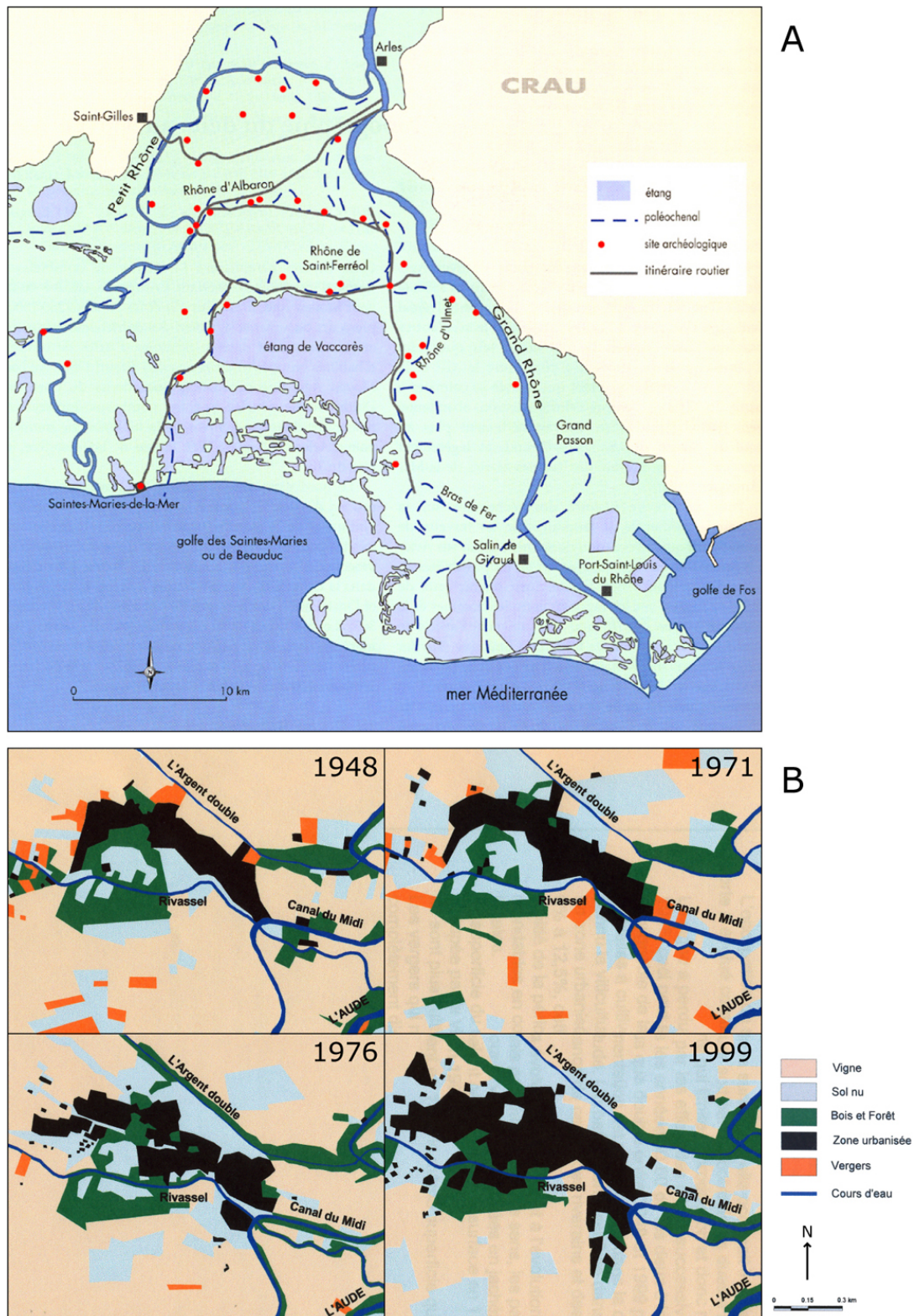


Figure 3.18 – Analyse de l'occupation du sol et cartes de zonage. A : Carte des paléochenaux fluviaux et des sites archéologiques médiévaux recensés en Camargue [d'après Charlet, 2004]. **B :** Cartographie diachronique de l'occupation du sol sur la commune de La Redorte, Aude [d'après Si Moussa, 2004, modifié].

Indicateurs physiques et biologiques de la dynamique des paléoenvironnements fluvio-deltaïques	Méthodes et procédures de l'approche pluridisciplinaire	Références
Fréquences des crues	Relations entre les taux de sédimentation, la préservation des structures sédimentaires et la densité des artefacts dans les séquences verticales de plaine alluviale/deltaïque	Brown (1997)
Fluctuations des nappes phréatiques	Analyse géochimique, faunistique et micromorphologique des dépôts alluviaux	Plaziat <i>et al.</i> (1987)
Activité pédogénétique dans la plaine d'inondation	⁽¹⁾ Analyse géochimique des dépôts alluviaux (matière organique, Carbonate de Calcium) ; ⁽²⁾ Analyse faunistique ; ⁽³⁾ Micromorphologie des sols (nombre de biosphéroïdes en relation avec l'activité des lombricidés)	^(1,2) Duchaufour (1984) ; ⁽³⁾ Wiecek et Messenger (1972) ; Arnaud-Fassetta (1998)
Compétence fluviale	Analyse du matériel de fond de chenal ; interprétation des diagrammes CM de Passega	Folk et Ward (1957), Passega (1957), Bravard et Peiry (1999)
Stabilité latérale des chenaux fluviaux	Analyse des faciès sédimentaires dans les dépôts de berge et de plaine d'inondation proximale	Macaire (1990), Miall (1996)
Remblaiement/incision du chenal	Taux de sédimentation et analyse des figures sédimentaires dans les remblaiements de chenaux	Plaziat <i>et al.</i> (1987), Ashley et Hamilton (1993)
Fréquence des défluviations et des deltas de rupture de levée	Combinaison de la photointerprétation et de l'analyse stratigraphique (faciès, géométrie)	Bridge (1984), Aslan et Autin (1999), Pérez-Arlucea et Smith (1999)
Style fluvial, métamorphose	Combinaison de la photointerprétation et de l'analyse stratigraphique (faciès, géométrie)	Schumm (1969)
Sources sédimentaires, origine des crues	Analyse des minéraux lourds	Parfenoff <i>et al.</i> (1970), Tourenq (1986), Arnaud-Fassetta (1998)

Figure 3.19 – Tableau de bord des indicateurs retenus pour décrire les paléoenvironnements fluvio-deltaïques [d'après Arnaud-Fassetta, 1998 et Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003, modifiés].

(2) **Processus morphodynamiques.** Ils sont d'autant mieux compris que les **outils de mesure** sont **performants**. Ils demandent également un **suivi** propre à comprendre les **processus d'érosion**, de **transport** et de **sédimentation** (chenal, berges, plaine d'inondation, marais, versants) et le **degré de connectivité** entre tous les éléments du système.

(3) **Hydrogéomorphologie et traitement des risques.** Mes recherches m'ont conduit à m'intéresser à **plusieurs types de risque liée à l'eau** : les **risques de crue et d'inondation** (Guil, Aude, Bassin parisien, delta du Rhône), les **risques d'érosion** (rivières, marais lagunaire de la Ria Formosa) et les **risques de pollution** (Salsigne, Ria Formosa).

On ne peut traiter les risques sans avoir compris l'aléa. Par définition, c'est le plus difficile à définir, mais plusieurs méthodes permettent d'y parvenir. Parmi celles-ci, la méthode basée sur la **cartographie hydrogéomorphologique** est la plus couramment utilisée, même si on a vu qu'elle comportait un certain nombre d'imperfections et de limites, notamment lorsqu'elle était appliquée en région méditerranéenne ou sur de grandes vallées au fonctionnement complexe, comme celle du Rhône. Une alternative à cette méthode peut être proposée avec le développement d'autres concepts tels que **l'espace de liberté** (figure 3.20) ou **l'espace de bon fonctionnement**, sur lesquels nous reviendrons plus loin, notamment dans le cas des affluents de l'Aude (cf. *infra*, chapitres 8 et 9).

Enfin, l'étude des risques fluviaux ne peut se faire sans une analyse précise de l'occupation du sol, qui concourent à préciser la **vulnérabilité** et les **enjeux**. La cartographie diachronique à l'échelle d'une commune ou d'un bassin-versant a alors toute son utilité (**figure 3.18B**).

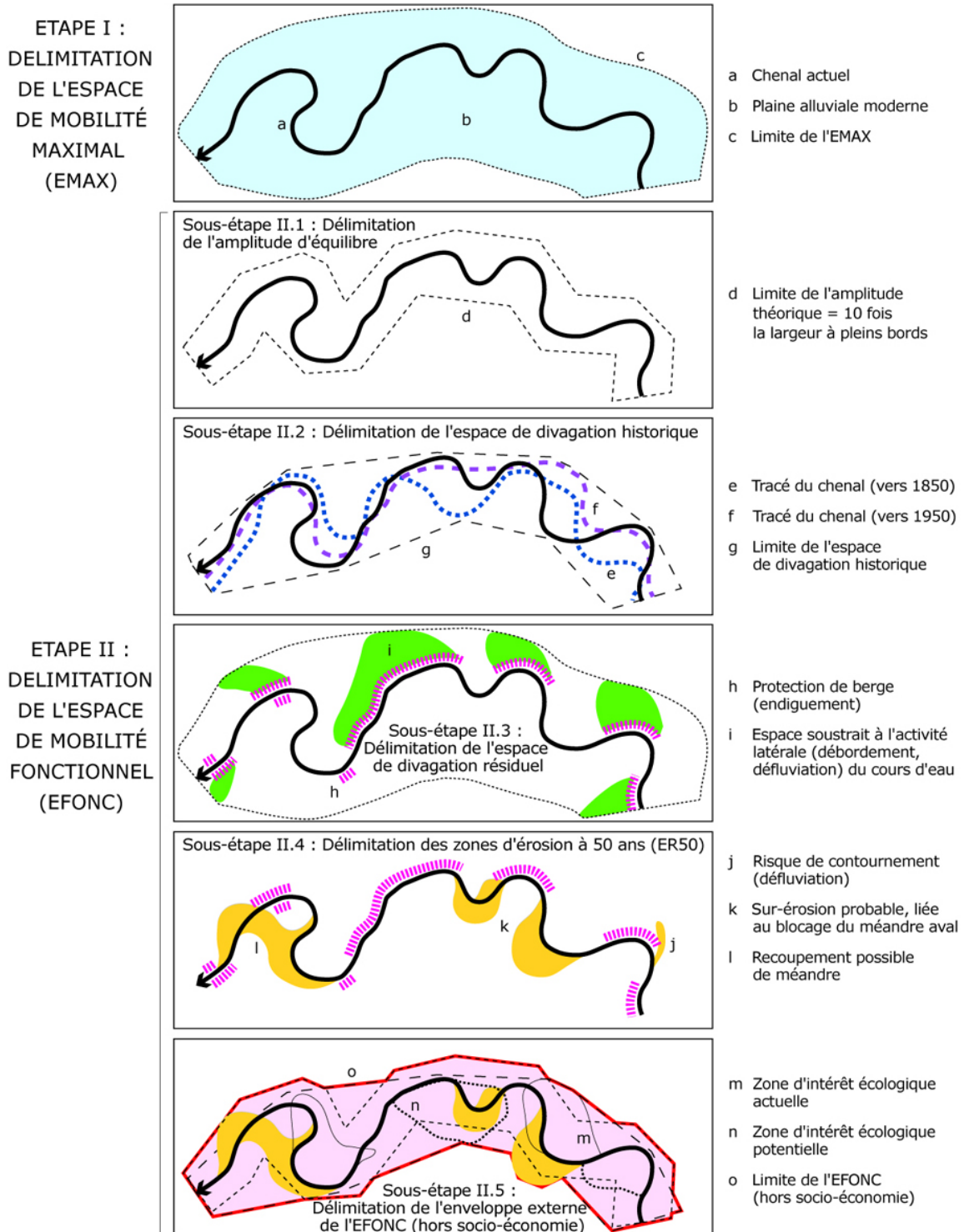


Figure 3.20 – Principes de définition d'un espace de liberté [d'après Epteau *et al.*, 1998, modifié in Meschinnet de Richmond *et al.*, 2006].

CONCLUSION

La **PREMIÈRE PARTIE** de ce mémoire a permis de faire le point sur les **cadres conceptuel, géographique et méthodologique, dans lesquels s'inscrivent mes recherches en hydrogéomorphologie fluviale**. Ce préalable a été nécessaire pour replacer mes travaux dans le vaste champ de la connaissance de cette discipline.

Le **cadre conceptuel** a été présenté dans le **CHAPITRE 1**, bâti sous la forme d'une **synthèse de la bibliographie existante** que j'ai étayée par de **nombreux exemples personnels**. J'ai insisté sur le rôle prépondérant du **climat** et de **l'anthropisation** dans le fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux à l'Holocène, perçu à travers l'analyse des **connections « rivières-climat » et « sociétés-cours d'eau »**. Les hydrosystèmes fluviaux sont devenus **aujourd'hui fortement anthropisés** – j'ai brièvement évoqué comment on en est arrivé à cette situation – mais ils n'en conservent pas moins une **dynamique propre** que j'ai voulu rappeler, en insistant sur la **variabilité spatiale** des formes et des processus, du bassin-versant aux unités hydrauliques, des montagnes aux plaines côtières, et sur leur **ajustement dans le temps**.

Les **facteurs de contrôle** de la dynamique fluviale sont hydroclimatiques et humains, mais d'autres facteurs peuvent jouer un rôle non négligeable sur le style fluvial (variations du niveau de base, influence de la structure et des mouvements tectoniques, obturations des fonds de vallée par les glissements de terrain et les éboulements). La question de la **magnitude** et de la **fréquence** des crues, leurs effets sur les **défluviations** et les **métamorphoses fluviales** est également abordée. Elle est suivie logiquement par celle inhérente à la **résilience** et à **l'irréversibilité** des systèmes fluviaux en contexte fortement anthropisé.

Quelques perspectives hydrogéomorphologiques sont avancées en conclusion, en termes de **risque fluvial** et d'**aménagement**, par le biais des deux approches sur lesquelles se fondent mes travaux, basées sur la **géoarchéologie** d'une part et la **cartographie hydrogéomorphologique** et les **budgets sédimentaires** d'autre part.

Le **CHAPITRE 2** a permis de **montrer les spécificités et la diversité des milieux sur lesquels j'ai travaillé**. Pour chacun des cas (**hydrosystèmes montagnards, piémonts, régions de plateaux et plaines côtières**), j'ai défini le **cadre institutionnel** (*i.e.*, les programmes, contrats, conventions et expertises de recherche) dans lequel se sont faites mes recherches pluridisciplinaires, la **nature des collaborations** avec les différents partenaires, universitaires (géographie, histoire, archéologie, sciences de la Terre et de la vie, physique, géomatique) ou extérieurs (collectivités, municipalités et syndicats de bassin, bureaux d'études, réserves/parcs naturels nationaux ou régionaux, ONF/RTM, services archéologiques régionaux), et la façon dont j'ai impliqué mes **étudiants** dans ces travaux.

La diversité des sites étudiés témoigne assurément de mon **ouverture géographique et thématique** suite à mes travaux de thèse, centrés sur le delta du Rhône. Le fait d'avoir travaillé sur **tous les types de sous-systèmes** d'un bassin-versant m'a finalement permis d'enrichir ma **connaissance** et ma **compréhension** globales des hydrosystèmes fluviaux, d'aborder **différentes problématiques environnementales** (évolution des paysages, contrainte fluviale et sociétés) et de les traiter en s'appuyant sur des **protocoles méthodologiques adaptés** aux types de milieu.

Le **CHAPITRE 3** a détaillé les **méthodes** que j'ai utilisées, en insistant sur ma **participation active à tous les stades protocolaires** (acquisition et traitement des données, synthèse et valorisation des résultats). J'ai fait le point sur les méthodes que j'ai mises en œuvre pour acquérir les **données de base** (géographie, environnement, hydrogéomorphologie, chronologie), sur les **techniques** mises en œuvre pour mesurer les **formes** et les **flux hydrosédimentaires**, avant de replacer les méthodes utilisées par rapport à mes **questionnements scientifiques** (relations environnement-sociétés-risques) et aux **pas de temps** étudiés (moyen et court termes).

L'ensemble de ces considérations conceptuelles, géographiques et méthodologiques constitue le socle des recherches dont je vais à présent exposer le détail dans les deux parties qui suivent.

DEUXIÈME PARTIE :
ÉVOLUTION PAYSAGÈRE PLURI-MILLÉNAIRE.
VARIABILITÉ HYDROCLIMATIQUE ET MORPHOSÉDIMENTAIRE,
BIODIVERSITÉ ET SOCIÉTÉS SUR LE TEMPS LONG

**Chap. 4 – Dynamique hydrogéomorphologique et biodiversité
végétale du delta du Rhône de -10.000 ans à demain**

**Chap. 5 – Les conditions d'édification de la plaine côtière
d'Aquilée depuis 4000 ans**

**Chap. 6 – Les métamorphoses paysagères
de la Ria Formosa depuis 8000 ans**

INTRODUCTION

Les recherches portant sur l'**évolution des paysages** sont finalement très proches de celles qui s'attachent à reconstituer les moments forts de l'**histoire de l'environnement**. Dans les deux cas, il s'agit d'apporter des faits qui permettent de comprendre comment les éléments qui forment les cadres, les milieux et les conditions de vie de l'Homme et des sociétés ont évolué.

Vu sous l'angle de l'**hydrogéomorphologie**, c'est aussi une façon de mieux replacer le fonctionnement évolutif des **fleuves** et des **rivières** dans un **contexte** physiographique, morphodynamique et humain assorti de toutes ses dimensions spatiales et temporelles.

Des **bases naturalistes**, autant qu'une **approche pluridisciplinaire** intégrant les sciences de la terre, les sciences paléontologiques et la géoarchéologie, sont nécessaires pour comprendre les conditions d'évolution de l'environnement ou des paysages de notre planète (Mercier, 2004), *a fortiori* dans des milieux où la **pression anthropique** est très forte depuis plusieurs siècles, comme c'est le cas dans les **basses plaines côtières** (deltas, marais tidaux). Là, pour expliquer le passé, force est de recourir à des méthodes permettant une mise en évidence de l'histoire des interactions entre l'Homme et son milieu.

D'un point de vue physique, la reconstitution des paléoenvironnements sur le moyen terme s'appuie pour l'essentiel sur l'**analyse des formes et des formations superficielles** caractéristiques d'un environnement donné. Elle amène à s'intéresser aux **liens entre géomorphologie, biodiversité et sociétés**, et nécessite pour cela de recourir à des investigations de terrain variées et à des traitements globalement quantitatifs. Les travaux que j'ai menés ces dernières années dans le delta du Rhône, celui de l'Isonzo (Italie du Nord) et la Ria Formosa (Portugal méridional) suivent cette logique.

Cette partie expose les **approches méthodologiques** et les **principaux résultats** des recherches que j'ai conduites en domaine méditerranéen et atlantique, en collaboration avec les archéologues et les paléoenvironmentalistes. Trois études de cas sont présentées, sur des pas de temps plus ou moins longs : le **delta du Rhône** depuis 10.000 ans (chapitre 4), la **plaine côtière d'Aquilée** depuis 4000 ans (chapitre 5) et les **marais lagunaires de la Ria Formosa** depuis 8000 ans (chapitre 6). Elles permettent d'asseoir une réflexion plus large sur leurs points communs et leurs différences, qui débouche sur une hiérarchisation des facteurs de contrôle des conditions environnementales dans les zones humides.

CHAPITRE 4 – DYNAMIQUE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE ET BIODIVERSITÉ VÉGÉTALE DANS LE DELTA DU RHÔNE DE -10.000 ANS À DEMAIN

1 – INTRODUCTION ET RAPPEL DE LA PROBLÉMATIQUE

Le delta du Rhône représente aujourd'hui une vaste plaine de niveau de base dont la surface est estimée à 1742 km² (**figure 4.1**). Ancrée entre les deux bras du Rhône, la « Grande Camargue » n'en constitue à peine que la moitié (850 km²). **Mes précédents travaux n'avaient permis d'en apprécier sa construction qu'à l'échelle des trois ou quatre derniers millénaires (Arnaud-Fassetta, 1998 et 2000), sans envisager un lien étroit avec l'évolution de la biodiversité végétale.** La présente étude, qui vise à retracer l'histoire hydrogéomorphologique et végétale du « grand delta » à l'échelle de l'Holocène, est à replacer dans la perspective de l'étude intégrée, coordonnée par Jean-Pierre Suc (CNRS, université Claude-Bernard Lyon 1) et financée par l'Institut Français de la Biodiversité (IFB), portant sur la dynamique de la biodiversité végétale en Camargue depuis 6000 ans (Suc *et al.*, 2006 ; cf. *supra*, chapitre 2).

Dans le delta du Rhône, les écosystèmes végétaux sont très bien connus. La **biodiversité végétale** y est élevée malgré l'absence de relief : plus de 1000 espèces recensées parmi les plantes à fleurs pour un total de 4700 espèces habitant la France. La végétation actuelle est fortement dépendante des **paramètres climatiques globaux** mais aussi du **milieu local**, en particulier de la teneur en sel des eaux de surface et de sub-surface, et des **actions humaines** (Collectif Camargue, 1970 ; Pons *et al.*, 1979).

L'évolution de la plaine deltaïque, dont les principaux prismes sédimentaires ont été édifiés en moins de 6000 ans, dans un contexte de fluctuations plus ou moins marquées du niveau de la mer, des apports alluvionnaires et d'occupation/utilisation des sols, a forcément eu une incidence sur la dynamique végétale et la biodiversité. Il m'a donc paru utile de **reprendre les étapes de l'édification du delta du Rhône**, à la lumière des travaux de quelques-uns de nos prédécesseurs (Collectif Camargue, 1970 ; Lagaaij et Kopstein, 1964 ; Oomkens, 1970 ; Aloïsi et Duboul-Razavet, 1974 ; Pons *et al.*, 1979 ; L'Homer *et al.*, 1981), enrichis et complétés par les données stratigraphiques acquises plus récemment, et surtout grâce aux jalons chronologiques apportés par les trouvailles archéologiques et les datations ¹⁴C, qui souvent avaient fait défaut dans les études antérieures.

Ce chapitre présente successivement le **cadre** physique et humain de l'étude, les **méthodes d'étude** et les **résultats** obtenus.

2 – CADRE PHYSIQUE ET HUMAIN DE L'ÉTUDE

2.1 – Le Rhône et son bassin-versant

Le delta du Rhône constitue l'aboutissement d'un vaste bassin-versant (97.800 km²), l'un des plus grands d'Europe (**figures 4.1 A et B**). Du glacier de la Furka (Alpes suisses) à la Méditerranée, le Rhône et ses affluents drainent des **unités de bassin aux caractéristiques géologiques et hydroclimatiques variées**. De type méditerranéen atténué, le régime hydrologique du Rhône aval est caractérisé par des hautes eaux de novembre à mai, qui conditionnent le cycle saisonnier des nappes phréatiques du lit majeur. Ainsi, le Rhône ne connaît pas d'étiages marqués (en moyenne 600 m³/s) et son module (1701 m³/s) reste élevé.

La contribution des derniers affluents (alpins ou cévenols) à caractère souvent « torrentiel » apparaît déterminante sur son régime hydrosédimentaire (Jacob *et al.*, 2006). La Durance et le Gardon sont sujets à de fortes crues d'automne et de printemps qui fournissent une charge sédimentaire abondante (Pont *et al.*, 2002). Dans le cas de l'Ardèche, affluent de rive droite dont le débit peut atteindre 6000 m³/s en période de grosse crue, on sait que ses eaux très chargées en sédiments sont venues barrer à maintes reprises les eaux du Rhône, accumulant une partie de ses alluvions sur la rive opposée du fleuve (Bethemont, 1999).

La mise en charge généralisée du bassin-versant peut être à l'origine d'événements hydroclimatiques exceptionnels (crues centennales) à très vaste champ d'inondation, susceptibles de remodeler ou de déplacer le lit fluvial. De tels aléas se sont produits en 2003, 1993-1994, 1840 et 1856 (11.640 m³/s), où fut atteinte l'extrême limite historique de la plaine d'inondation (Pardé, 1968).

À l'échelle du bassin-versant, le **bilan d'érosion** dérivé de la quantification des apports solides du Rhône à la mer a beaucoup évolué. Au cours du siècle dernier, la charge solide annuelle était estimée à 21 millions de tonnes (Surrell, 1847).

Depuis, le volume des sédiments amenés à la mer se serait fortement réduit (70-80 %) avec la fin de la crise du Petit Âge Glaciaire puis les travaux de régularisation du fleuve et les équipements hydro-électriques (Arnaud-Fassetta, 2003). Dans le delta, les flux solides du Rhône serait aujourd'hui de 9 millions de tonnes par an, avec des variations de 2,6 à 27 millions de tonnes suivant les années (Antonelli, 2002).

L'essentiel (64 %) du matériel sédimentaire transiterait dans le fleuve lors des crues supérieures à 3000 m³/s, soit en moins de 36 jours (Pont *et al.*, 2002). En raison des endiguements, seulement 30.000 tonnes par an entreraient dans l'île de Camargue grâce aux pompes pour l'irrigation (Heurteaux *et al.*, 1992).

2.2 - Mise en place et spécificités de la plaine deltaïque

Le **delta du Rhône** débute en amont d'Arles (**figure 4.1C**). À partir de son apex (Fourques), la réduction de la pente du Rhône (qui passe de 0,09-0,03 % à moins de 0,002 %) favorise l'aggradation et l'élargissement du lit majeur, mais tend également à maintenir l'aquifère alluvial en position haute, favorisant ainsi le développement des paluds dans les parties les plus déprimées de la plaine d'inondation. Dans la plaine deltaïque, le fleuve est divisé en deux bras.

Le **Grand Rhône** (long. 50 km) est le plus important (85-90 % du flux liquide). Son chenal actuel sub-rectiligne, presque complètement endigué, se jette à la mer par le Grau de Roustan. Sa profondeur moyenne, d'une dizaine de mètres, diminue vers l'embouchure (environ 4 m), ce qui l'empêche d'être navigable jusqu'à la mer par les bateaux à fort tirant d'eau. Sa largeur passe de 150 m à Arles à 2 km à son embouchure.

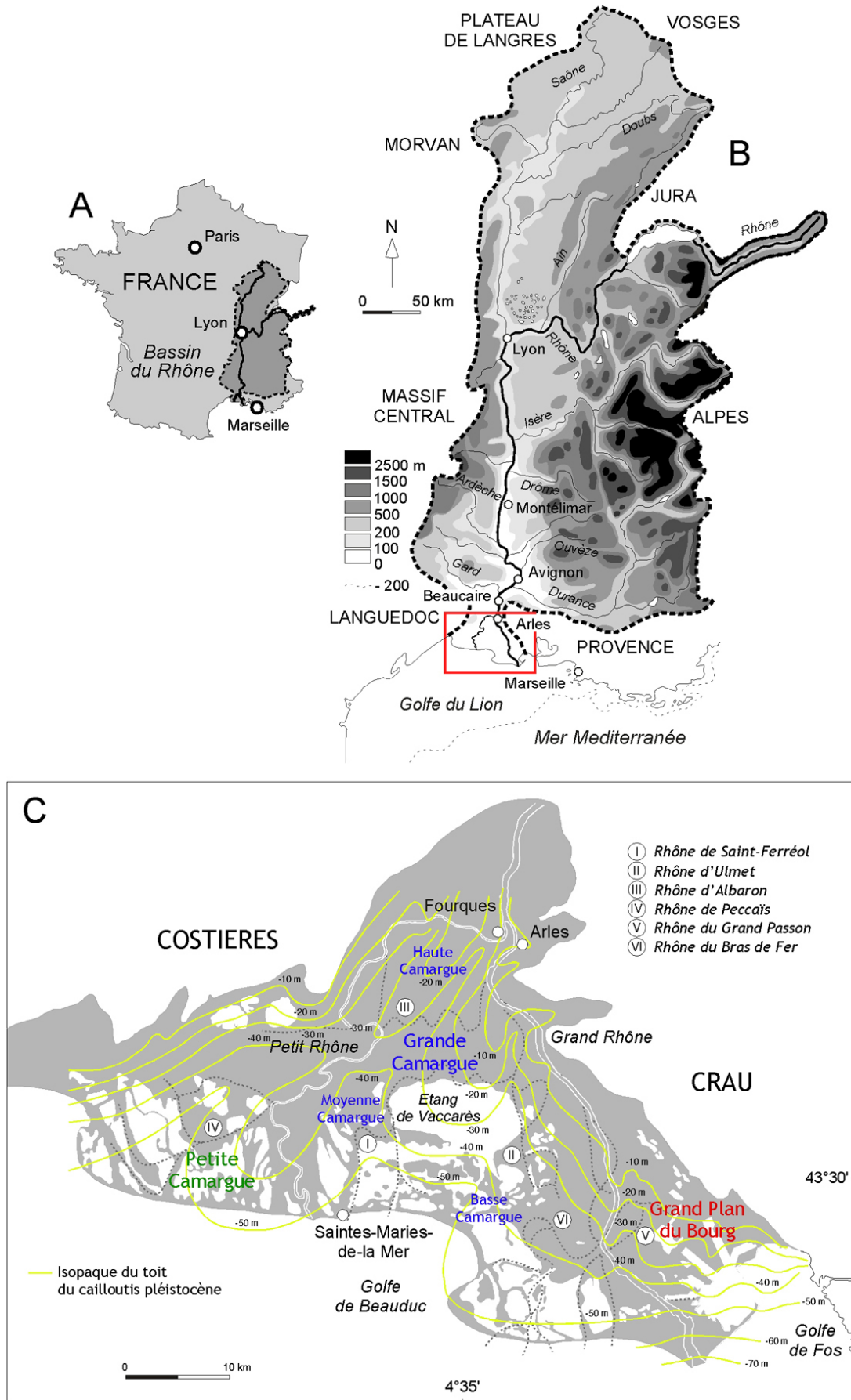


Figure 4.1 – Caractéristiques physiques du bassin-versant (A et B) et du delta du Rhône (C).

Quasiment endigué jusqu'à la mer, le **Petit Rhône** aboutit au Grau d'Orgon après un tracé sinueux ou à méandres de 60 km. Les remontées de sel (coin salé), dans les deux branches du delta, peuvent se produire lors des phases d'étiage prononcées (août-septembre), lorsque le débit est inférieur à 1000 m³/s à Beaucaire (Heurteaux, 1993 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003).

Les deux bras délimitent trois unités physiographiques : à l'ouest la **Petite Camargue**, au centre la **Grande Camargue** et à l'est le **Grand Plan du Bourg**. Ces unités structurent *de facto* le paysage deltaïque.

Aujourd'hui, les « **hauts reliefs** » (3 à 5 m) du delta du Rhône correspondent aux « montilles », levées alluviales ou cordons littoraux holocènes qui forment un quadrillage irrégulier grossièrement est-ouest et nord-sud. Celles-ci sont propices au stockage de l'eau douce (pluies hivernales, eaux fluviales) lorsque les sables qui les constituent reposent sur des limons imperméables.

Les **nappes dulçaquicoles lenticulaires** ainsi formées ont favorisé de longue date le développement des linéaires forestiers (ripisilve à peupliers et saules) et l'installation des sites habités sur les bourrelets alluviaux (Arnaud-Fassetta et Landuré, 1997b). Plus près de la côte, les cordons littoraux fossiles portent une végétation arbustive (tamaris, genévriers rouges) plus adaptée à la présence du sel dans les nappes. Le contexte climatique actuel thermo-méditerranéen connaît un très fort déficit hydrique (précipitations annuelles 600 mm, EtP annuelle 1200 mm), qui favorise le développement de **lagunes temporaires** à végétation halophyte basse (la « sansouïre »). L'évaporation estivale assèche les étangs les moins profonds et fait remonter les **nappes salées**. Si ces dernières favorisent l'exploitation industrielle du sel, leur présence est néfaste sur les terres agricoles qui demandent à être équipées de lourds et complexes moyens d'irrigation pour s'en affranchir.

En fait, l'articulation des paysages s'organise selon plusieurs génératrices : la plus importante suit un **gradient de salinité globalement croissant nord-sud**.

Au nord, la **Haute Camargue** s'étend de la diffluence Grand Rhône-Petit Rhône jusqu'à la bordure nord de l'étang de Vaccarès. D'une altitude moyenne comprise entre 1 m et 4,5 m NGF, elle est surtout marquée par la présence d'anciens bourrelets alluviaux plus ou moins sinueux au sein desquels se juxtaposent des paléochenaux (les « lônes ») aujourd'hui remblayés par des sédiments sablo-limoneux, des paléo-berges encore soulignées par de grands arbres hygrophiles et de vastes plaines d'inondation fossiles. Ces bourrelets alluviaux isolent des dépressions fermées pluri-kilométriques occupées par des marais d'eau douce (Saliers, Rousty, Grand Mar) très peu profonds et colonisés par les phragmites. Avant l'endiguement complet des bras du Rhône (vers 1869), ces marais faisaient office d'ultime exutoire pour les eaux de crue. Ils sont aujourd'hui essentiellement alimentés par les pompages au Rhône effectués par les viticulteurs, les riziculteurs et les chasseurs (Picon, 1985).

Plus au sud s'étend la **Moyenne Camargue**, marquée par la présence d'étangs saumâtres peu profonds séparés par d'anciens cordons littoraux et bourrelets alluviaux. L'étang le plus important reste le Vaccarès dont la superficie, aujourd'hui de 65 km², s'est considérablement accrue à partir de 1950 avec le développement de la céréaliculture rizicole (Heurteaux, 1993).

Au sud de l'étang de Vaccarès s'étend la **Basse Camargue**, caractérisée par la présence d'anciens cordons littoraux envahis par une végétation typique de pin parasol et de genévrier de Phénicie. Culminant à une altitude de 7-8 m (Beauduc), ils alternent avec des lagunes et des étangs saumâtres (Malagroy, Impérial, Lion) pouvant encore communiquer avec la mer par des « graus ». La surface des étangs se réduit considérablement durant la saison estivale, laissant alors la place

aux formations végétales halophiles (notamment *Salicornia macrostachya*) qui composent la sansouïre (Molinier et Devaux, 1978). Ces paysages sont hérités de l'histoire « récente » (*i.e.*, les derniers millénaires) de la construction du delta.

La construction du delta du Rhône s'inscrit dans une histoire morphodynamique assez longue et complexe (Colomb *et al.*, 1975 ; L'Homer, 1975 a et b ; Arthaud *et al.*, 1980 ; L'Homer *et al.*, 1981 ; L'Homer, 1987 ; Gorini *et al.*, 1993 ; L'Homer, 1993 ; Séranne *et al.*, 1995). La basse vallée du Rhône recoupe les structures plissées est-ouest héritées de l'orogénèse pyrénéenne et réactivées par la compression alpine (Montagnette, Arles-Montmajour, Alpilles). Surcreusée par la régression messinienne liée à l'abaissement des eaux de la Méditerranée au Miocène supérieur, elle est comblée au Pliocène par un corps sédimentaire marno-argileux de 1200 mètres d'épaisseur (Clauzon, 1982). Depuis, la déformation tectonique globale observée dans la basse vallée du Rhône est relativement modeste (< 200 m).

Durant les **phases froides** (bas niveau marin) du Quaternaire vont se mettre en place de vastes **nappes alluviales graveleuses**, rhodano-duranciennes au nord-ouest, duranciennes à l'est et sous le delta actuel. **À partir de 10.000-9000 BP**, ces nappes vont être fossilisées par des **unités sédimentaires marines transgressives ou laguno-marines** (Labeyrie *et al.*, 1976), qui accompagnent la remontée du niveau marin relatif (Aloïsi *et al.*, 1978). Ces paraséquences emboîtées à disposition rétrogradante-aggradante (cf. *infra*) occupent la majeure partie du remblaiement deltaïque, dépassant parfois 20 mètres d'épaisseur dans la partie méridionale du delta (Gensous et Tesson, 1997). **La construction de la plaine deltaïque émergée, aggradante et progradante vers la mer, devient possible à partir de 6500 BP**, avec la décélération de la vitesse de montée de la Méditerranée. Les carottes profondes réalisées sur le pourtour de l'étang de Vaccarès (Collectif Camargue, 1970 ; Aloïsi et Duboul-Razavet, 1974 ; Aloïsi *et al.*, 1975 ; Pons *et al.*, 1979 ; L'Homer *et al.*, 1981) et les images sismiques acquises au large (Tesson *et al.*, 1990 ; Gensous *et al.*, 1993 ; Maset et Bellec, 2002) ou à terre (Boyer *et al.*, 2003) ont permis d'en préciser les étapes (cf. *infra*). Sa géométrie et son extension sont fonction des apports terrigènes du Rhône, qui repoussent le trait de côte et les environnements halomorphes vers le sud, et de la position du niveau marin relatif à l'aval (Vella, 1999). Les apports sédimentaires fluviaux dépendent des **changements bioclimatiques globaux** qui, à partir du Néolithique, se combinent avec les **actions humaines dans le bassin-versant**.

En mouvement *quasi* perpétuel quand on les analyse à l'échelle de plusieurs siècles ou millénaires, **les paysages du delta ont pourtant conditionné les possibilités d'installation des sociétés agricoles depuis la Protohistoire**.

Les recherches géoarchéologiques menées ces dernières années ont montré **l'ancienneté de l'occupation du sol dans le delta du Rhône, qu'il faut faire remonter au VI^{ème} siècle av. J.-C.** La principale raison de ce phénomène tient à la présence du Rhône, l'une des plus importantes voies commerciales de la Méditerranée vers l'Europe du Nord (Landuré *et al.*, 2002). Le recensement de nombreux gisements archéologiques (Landuré *et al.*, 2004) a permis de s'interroger sur la géographie, la nature et la fonction des sites découverts, ainsi que sur la vulnérabilité des sociétés antiques et médiévales face au fleuve, ses débordements, ses deltas de rupture de levée et ses défluviations. Plusieurs bras fossiles marquent encore fortement les lignes du paysage deltaïque actuel. Leur nombre et leur position ont fluctué au cours de l'histoire du delta ; ils ont été des vecteurs de risque (crues, inondations, érosion), comme cela sera montré au cours de la période comprise entre l'Âge du Fer et le Moyen Âge (cf. *infra*, chapitre 7).

L'hydrographie et l'hydrologie du delta ont été fortement marquées par les actions humaines et ce, au moins depuis le XII^{ème} siècle. Les anciens bras du Rhône ont été maintenus en

activité, sous forme de « lônes » ou de « bourdigues », bien après leur phase de pleine activité. La Camargue est restée sous la dépendance étroite de la mer jusqu'en 1856-1859, date d'achèvement de la construction de la **Digue à la Mer** qui supprima l'incursion des eaux marines en Basse Camargue (Heurteaux, 1993), et du Rhône jusqu'en 1869, suite à l'**endiguement complet du fleuve** (commencé dès le Moyen Âge), qui protégea la Camargue des inondations fluviales mais la priva aussi des limons fertiles et de l'eau douce que le Rhône apportait naguère (Stouff, 1993). Ceci obligea les camarguais à réaliser de lourdes opérations de drainage et d'irrigation, afin de pallier la salinisation des terres agricoles par les remontées de nappes salées. Vers 1875, le drainage des zones marécageuses vers l'étang de Vaccarès fut amélioré par l'**aménagement des anciens bras du Rhône en grands collecteurs débouchant dans l'étang**.

À partir de la fin du XIX^{ème} siècle, l'amélioration du drainage et la généralisation des stations de pompage favorisèrent la **plantation de vignobles** sur les terrains sableux ou limoneux lorsque ces derniers pouvaient être inondés en automne, après les vendanges (Heurteaux, 1993). L'apogée de la **viticulture** se place en 1933, avec 86 km² de vignes. Devenue aujourd'hui très marginale, avec ses 0,3 km² en 1998, elle apparaît comme un vestige agricole du siècle dernier. La riziculture devient la nouvelle activité en vogue dans le delta après la chute de la viticulture, amorcée dès les années 40. Après un essor spectaculaire entre 1942 et 1960, la riziculture s'est maintenue comme l'une des spécialisations agricoles du delta ; en 1996, elle couvrait pas moins de 130 km². Enfin, nous ne pouvons terminer ce bref aperçu des activités liées à l'eau sans évoquer la **saliculture** et les activités dites traditionnelles (élevage extensif de chevaux et de taureaux, pêche, chasse, récolte du roseau). L'activité salicole est très ancienne et remonte bien au-delà du Moyen Âge (Rossiaud, 1994). Développée au sud du delta, l'exploitation du sel a contribué à la structuration d'une véritable « société du sel » autour de Salin-de-Giraud. L'exploitation des marais salants est contrôlée depuis 1969 par la Compagnie des Salins du Midi, qui produit annuellement, avec les salins de Giraud et d'Aigues-Mortes, pas moins de 1,5 millions de tonnes de sel. Les restructurations récentes pourraient réduire la production à moins de 400.000 tonnes par an.

3 – MÉTHODES

Les protocoles méthodologiques ont été élaborés dans le but de 1) retracer les temps forts de la **paléogéographie du delta** par une approche hydrogéomorphologique et 2) préciser l'évolution de la **biodiversité végétale** par un suivi du signal pollinique enregistré dans les carottes sédimentaires profondes.

3.1 – Hydrogéomorphologie et reconstitution (paléo)géographique

D'un point de vue hydrogéomorphologique, la méthodologie développée avait pour but de mener à bien deux actions : 1) délimiter la géométrie 3-D du delta à chaque étape cruciale de sa construction (passé, présent et futur proche) et 2) dresser une typologie des environnements sédimentaires, qui mette l'accent sur les conditions hydrodynamiques et de salinité des différents milieux concernés, pour que cela puisse être utile à la reconstitution des milieux végétaux.

1) **La délimitation de la géométrie 3-D du delta** s'est appuyée sur la **corrélation stratigraphique** de 33 carottages profonds (Lagaaij et Kopstein, 1964 ; Collectif Camargue, 1970 ; Oomkens, 1970 ; Aloisi et Duboul-Razavet, 1974 ; Pons *et al.*, 1979) dont j'ai harmonisé l'interprétation à la lumière de 11 nouveaux carottages dans la plaine deltaïque et des travaux des

archéologues de la DRASM sur les épaves au large de la Camargue (Long et Illouze, 2004 ; figure 4.2).

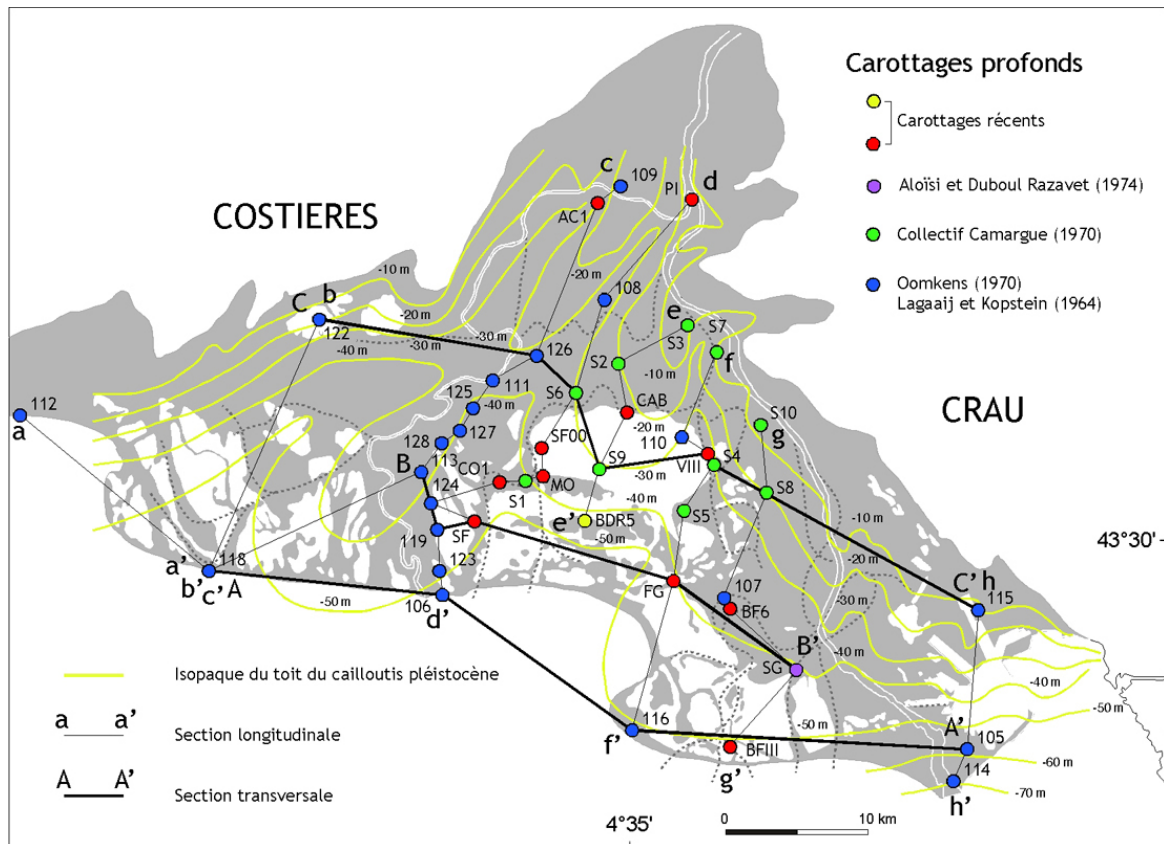


Figure 4.2 – Localisation des carottages et des sections étudiés dans le delta du Rhône.

La **reconstitution paléogéographique** s'est appuyée sur les principes de la stratigraphie séquentielle (Emery et Myers, 1996 ; Homewood *et al.*, 1999), grâce auxquels j'ai pu mettre en évidence et suivre l'évolution 3-D des trois prismes (rétrogradant, aggradant et progradant) constituant le delta. Ce modèle a aussi permis de hiérarchiser les différents facteurs responsables de la morphogénèse deltaïque et, en particulier, de la création/réduction de l'espace d'accommodation : la paléotopographie héritée du Pléistocène, l'eustatisme, le détritisme, la redistribution des apports par les houles marines et les actions humaines. Des sections ont été dressées longitudinalement et transversalement à l'axe de la vallée (ria) du Rhône, afin de prendre en compte les variations faciologiques dans les trois dimensions de l'espace (figures 4.3 à 4.5). Les données chronostratigraphiques ont été mises en relation avec la courbe eustatique établie autour du delta du Rhône sur substrat géologique réputé tectoniquement stable (Aloïsi *et al.*, 1978 ; Laborel *et al.*, 1994). Pour chacune des cartes produites, la **densité de drainage** (bras principaux) a été calculée à partir de l'équation 7 (cf. *supra*, partie 1).

La **typologie des milieux de sédimentation** adoptée dans cette étude est la suivante : plaine deltaïque [chenal et delta de rupture de levée ; plaine d'inondation proximale ; bassin d'inondation (distinction doux, saumâtre, salé en fonction des faunes)] ; front deltaïque [proximal et peu profond (sables des cordons littoraux et des barres d'embouchure proximales ; faunes marines, quelquefois saumâtres dans l'axe des embouchures) ; distal et profond (sables fins et limons des barres d'embouchure distales et du prodelta, faunes marines)]. La géométrie récente du delta a pu s'appuyer sur les cartes anciennes. On a également eu recours aux travaux de Sabatier (2001) concernant l'évolution récente et future du trait de côte.

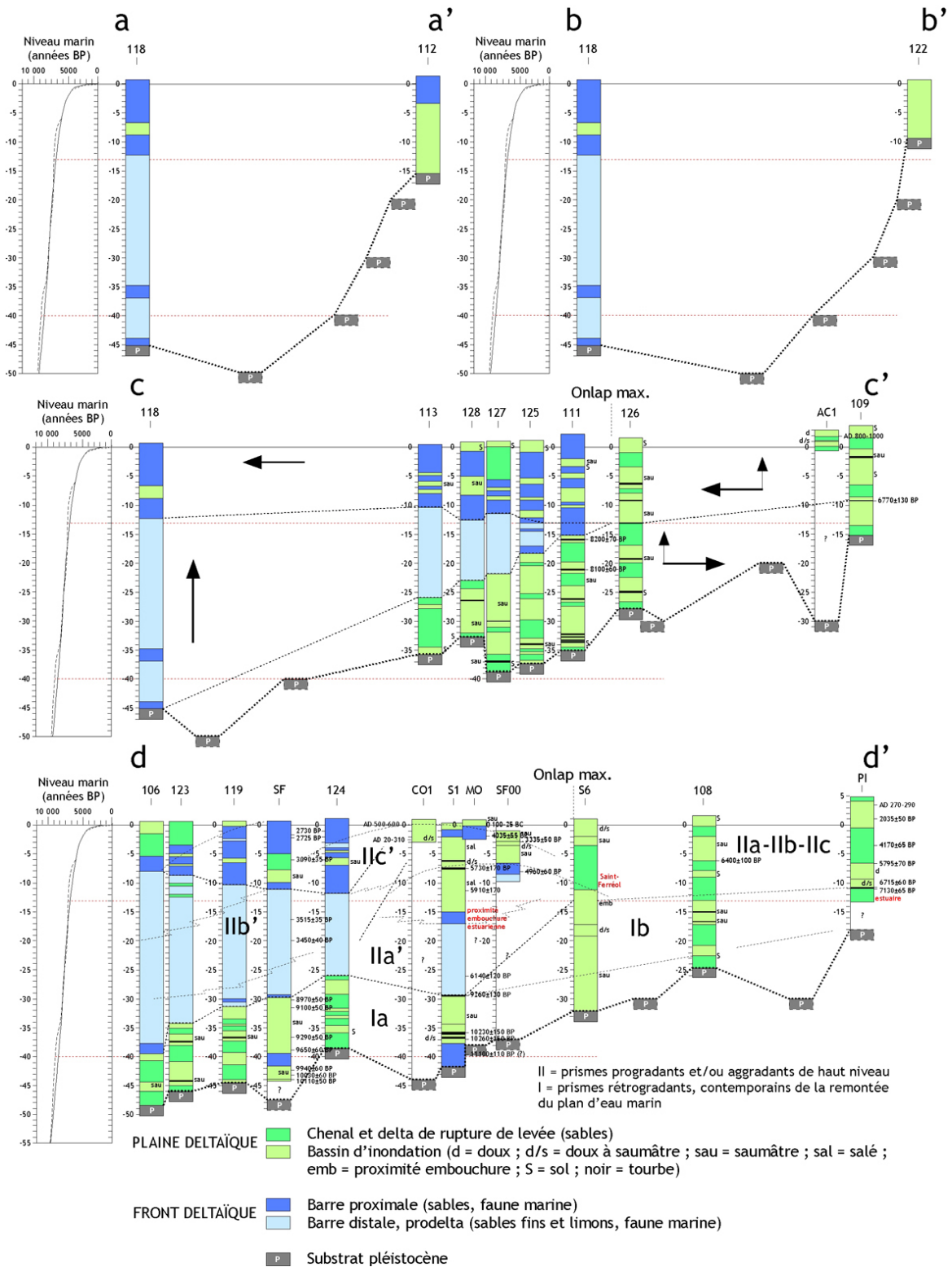


Figure 4.3 – Sections longitudinales (première partie) du delta du Rhône : chronostratigraphie, processus de mise en place du remblaiement holocène et relations avec les variations eustatiques.

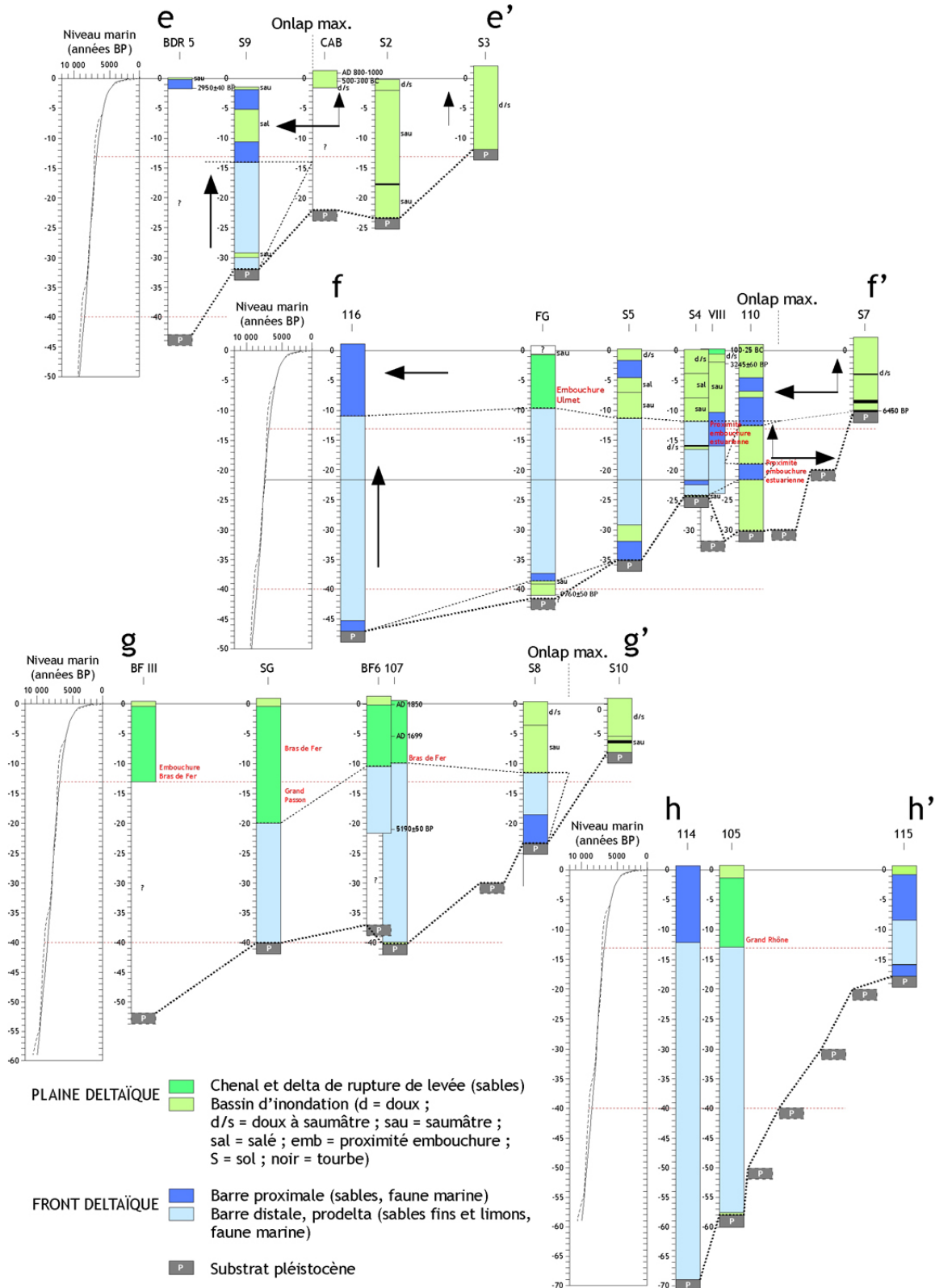


Figure 4.4 – Sections longitudinales (deuxième partie) du delta du Rhône : chronostratigraphie, processus de mise en place du remblaiement holocène et relations avec les variations eustatiques.

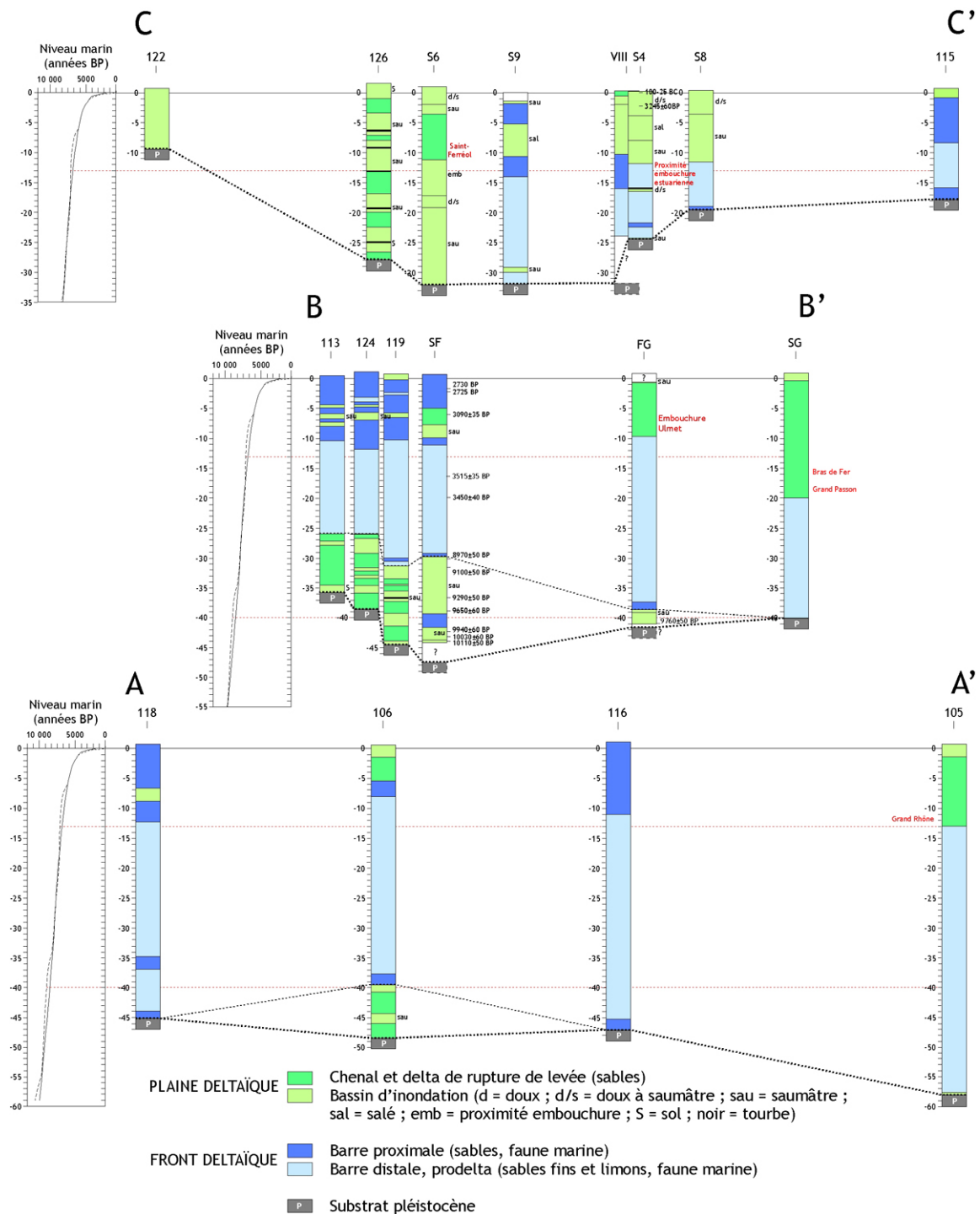


Figure 4.5 – Sections transversales du delta du Rhône : chronostratigraphie, processus de mise en place du remblaiement holocène et relations avec les variations eustatiques.

2) **La délimitation des milieux doux, saumâtres et salés**, a été plus délicate. En effet, si l'on connaît assez bien l'impact qu'ont pu avoir les variations du niveau marin sur le développement des différents prismes deltaïques, la relation entre la paléogéographie des traits de côte et celle du coin salé n'a jamais été abordée en Camargue. Je l'ai envisagé ici, 1) en calant le modèle sur l'actuel, et 2) en bâtissant un modèle qui puisse être validé et utilisable rétrospectivement pour les périodes plus anciennes, pour lesquelles la position des anciens traits de côte était connue.

Pour ce faire, j'ai pris en compte **plusieurs indicateurs : géomorphologiques, sédimentologiques et hydrologiques**. Dans le delta du Rhône, en dehors de la zone littorale, il existe aujourd'hui deux types de circulation « salée », celle présente au fond du Rhône (coin salé) et celle présente dans les nappes et les sols. Dans le fleuve, le maximum de la remontée du coin salé a été observé en 1990 lors d'un étiage sévère : jusqu'à Terrin (35,5 km en amont de l'embouchure) dans le Grand Rhône et jusqu'à Sylvéreal (11,5 km) dans le Petit Rhône. Concernant les nappes salées et saumâtres, les travaux de Ferrer (1996) ont montré qu'aujourd'hui, celles-ci ne remontaient guère au-delà d'une distance de 18 km à partir du trait de côte, et de 4 à 6 km autour du système Vaccarès. Cependant, l'hydrogéographie de ces nappes est complexe car elle dépend de nombreux facteurs : géométrie et géographie du littoral, distance par rapport aux lagunes et aux étangs saumâtres (dont le Vaccarès), présence ou pas des bras du Rhône, texture sédimentaire du sous-sol, artificialisation des circuits d'eau.

Malgré toutes ces contraintes, j'ai tenté de bâtir un **modèle sur la relation paléo-géométrie deltaïque/paléo-trait de côte/paléo-coin salé/paléo-nappes salé-saumâtre-douce**. Sur les cartes, le passage doux/saumâtre-salé a donc été délimité en essayant de tenir compte d'un maximum de facteurs ; entre autres, j'ai appliqué la « règle » observée aujourd'hui, qui veut que les milieux doux soient situés la plupart du temps au mieux entre 4 à 6 km d'un « point » salé (mer, étang), mais aussi de considérer une altitude de quelques mètres quand la bordure immédiate du delta était très pentue, comme ce fut par exemple le cas au début de l'Holocène. En effet, en amont ainsi que sur les marges (versants), la limite « doux/saumâtre-salé » est contrainte par les apports détritiques qui contribuent à l'élévation de la topographie : au-delà de +3 m au-dessus le niveau marin, il n'y a plus beaucoup de chances de trouver une nappe salée ou saumâtre en sub-surface, même si celle-ci peut bel et bien être présente en profondeur (Collectif Camargue, 1970).

Même s'il faut considérer avec la **prudence** qui s'impose l'utilisation du modèle actuel (gestion artificielle des circuits d'eaux salée et douce, Digue à la Mer et digues du Rhône, ...), les résultats que j'ai obtenus sont apparus comme étant, la plupart du temps, **très proches** de ceux publiés par Pons *et al.* (1979) et **cohérents** par rapport aux données stratigraphiques et paléo-écologiques dont je disposais. Les calculs de surface ont été effectués par un logiciel SIG ; toutes les valeurs proposées sont entachées d'une marge d'erreur que j'estime à $\pm 5\%$.

3.2 – Palynologie et biodiversité végétale

Concernant la **biodiversité végétale**, la méthode a principalement consisté à utiliser l'analyse pollinique pour rendre compte de l'évolution de la diversité végétale au cours du passé récent, que ce soit sous l'effet du climat seul ou de l'effet conjugué du climat et de l'Homme (Suc *et al.*, 2006).

Les travaux conduits par les palynologues ont conduit à **calibrer le message pollinique par rapport à la flore actuelle** : cela a été fait par l'étude comparée de 23 relevés floristiques et du contenu pollinique de mousses ou sédiments de surface pris dans les mêmes localités (**figure 4.6**). La flore pollinique obtenue compte 94 taxons (espèces, genres ou familles en fonction du niveau d'identification permis par la palynologie) dont 63 habitent la Camargue (31 taxons correspondent à des pollens d'apport plus ou moins éloigné) contre 224 taxons inventoriés sur les abords

immédiats du prélèvement palynologique. Cela représente une perte d'information de l'ordre de 70 %, compte tenu de l'imprécision taxonomique en palynologie – les pollens d'arbres sont le plus souvent identifiés au niveau du genre seulement, ceux des herbes au niveau de la famille –, pour des apports en pollen assurés par le vent.

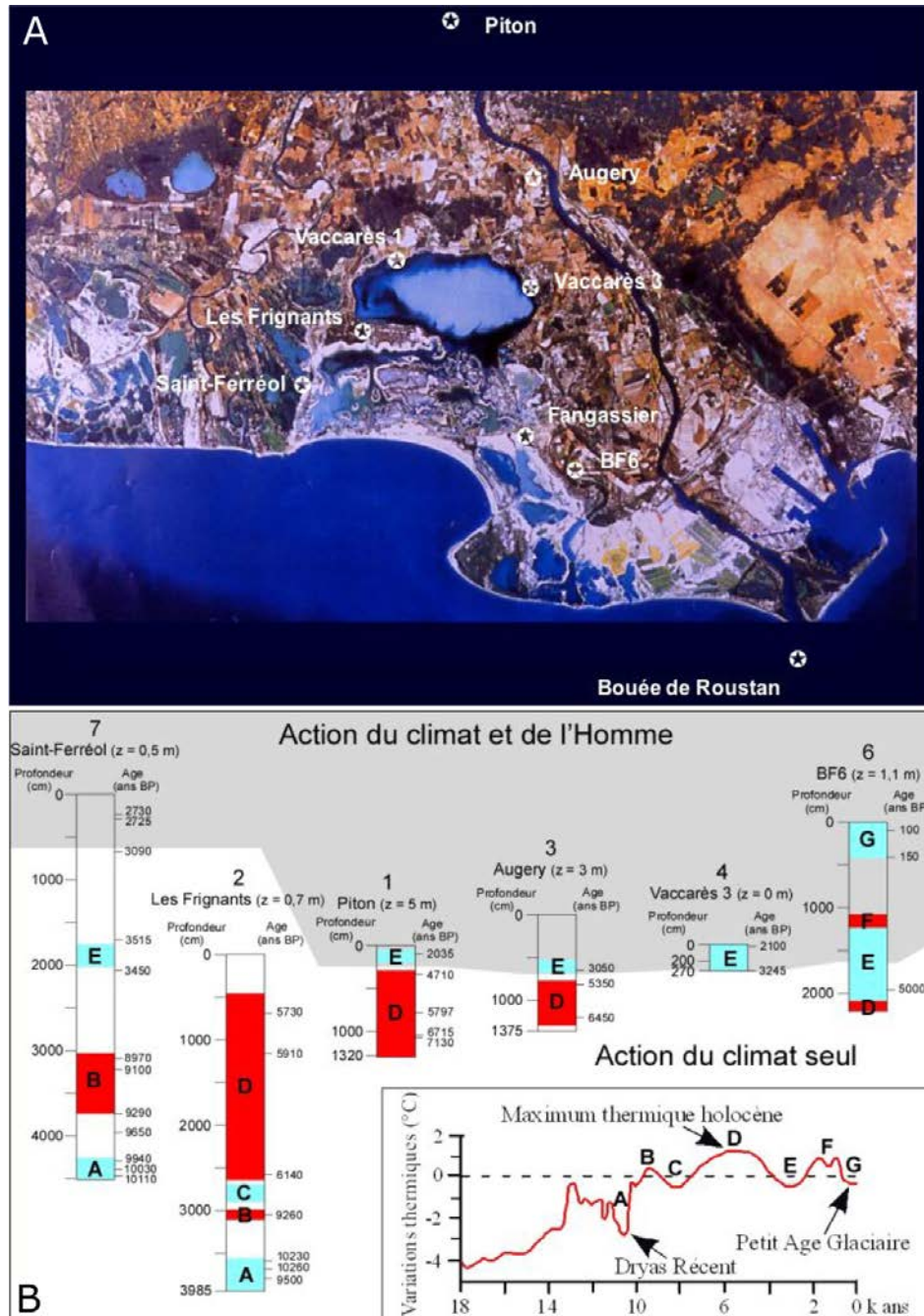


Figure 4.6 – Données palynologiques analysées dans le cadre de l'étude. A : Localisation des carottages. **B :** Diagrammes polliniques synthétiques des nouvelles carottes étudiées à ce jour en Camargue et au large de l'embouchure du Grand Rhône par rapport aux phases climatiques des dix derniers millénaires (A à G) [d'après Triat, 1979 et Suc *et al.*, 2006]. Groupements polliniques : 1 = éléments de la forêt tempérée à feuillage caduc ; 2 = *Pinus* ; 3 = arbres de moyenne altitude ; 4 = arbres de haute altitude ; 5 = éléments sans signification ; 6 = cupressacées ; 7 = xérophytes méditerranéennes ; 8 = herbes ; 9 = éléments steppiques. Localisation des sondages sur la carte : 1 = Piton ; 2 = Les Frignants ; 3 = Augery ; 4 = Vaccarès III ; 6 = BF6 ; 7 = Saint-Ferréol ; 8 = Fangassier ; 9 = KTR05 et TRS01bis ; 10 = 92K08 ; 11 = 92K04.

Les **assemblages polliniques** sont bien représentatifs des environnements. Lorsque le fleuve est le vecteur principal en grains de pollen – Cambon *et al.* (1997) ont montré que dans l'embouchure du Grand Rhône 400 grains étaient actuellement apportés par le fleuve contre 1 par le vent –, la perte en information est moins sévère (183 taxa recensés dans les sédiments prodeltaïques actuels du Grand Rhône (150 d'entre eux pouvant vivre en Camargue), localité 9 de la **figure 4.6** ; Beaudouin *et al.*, 2005). Cette comparaison, qui a fait l'objet d'une approche statistique, valide donc **l'utilisation des sédiments prodeltaïques holocènes pour les reconstitutions floristiques passées.**

4 – RÉSULTATS

L'histoire hydro-bio-géomorphologique du delta du Rhône qui va suivre repose sur un découpage qui tient compte à la fois des processus morphodynamiques et des éléments chronologiques dont je dispose, qui sont basés sur les principes de la **corrélation stratigraphique**, sur de nombreuses datations radiocarbone et sur les trouvailles archéologiques.

Ainsi, j'ai pu décrire et analyser **huit temps forts** de l'évolution paléogéographique, regroupés en **trois phases** distinctes :

- phase 1 (rétrogradation-aggradation) : remontée rapide du niveau marin (accroissement important de l'espace d'accommodation, houles efficaces), apports détritiques abondants (9800 BP, 7600 BP) ;
- phase 2 (progradation-aggradation) : décélération lente (6500-5000 BP) puis rapide (4500-3000 BP, 2150-1750 BP) de la vitesse de remontée du niveau marin, avant sa stabilisation relative (1200-1000 BP), dans un contexte d'apports sédimentaires variables ;
- phase 3 (progradation contrariée) : remontée lente du niveau marin dans un contexte de réduction des apports sédimentaires (aujourd'hui et demain).

Une mise en perspective avec les **résultats palynologiques** est proposée pour chacune de ces phases.

4.1 – Phase 1 (9800-7600 BP ; 9400-6200 av. J.-C.) : rétrogradation-aggradation

4.1.1 – Vers 9800 BP (9400-9200 av. J.-C.)

Le **niveau marin** se situe autour de -40 m NGF (Aloïsi *et al.*, 1978). La remontée du plan d'eau marin est rapide car les grandes calottes glaciaires et les glaciers de montagne sont en cours de récession. Situé en aval des nombreuses langues de glace alpines, le Rhône devait avoir un **débit**, une **compétence** et une **capacité de transport** sans commune mesure avec les valeurs actuelles (Bravard *et al.*, 1997). Cela a dû avoir également une incidence sur le bilan entre entrées d'eau douce et eau salée, dans et à proximité de l'aire deltaïque. En fait, on émet l'hypothèse que le **coïn salé** est alors important et invasif (transgression marine), mais sa **dilution** est rendue possible par d'abondantes entrées d'eau douce dans le delta. Le résultat est que les milieux deltaïques **saumâtres** sont à ce moment-là fort bien développés (**figures 4.3 et 4.5**).

La remontée rapide de la Méditerranée délivre un **espace d'accommodation** important, rapidement colmaté par d'abondants apports sédimentaires. Combinés au fait que la surface d'enneigement est réduite, ces deux facteurs produisent un **rythme d'aggradation** phénoménal, à rapprocher du **phénomène d'hypersédimentation** décrit dans les travaux du Collectif Camargue (1970) et de Pons *et al.* (1979). Mais cette phase est aussi et surtout une phase de **rétrogradation**, au cours de laquelle le prisme deltaïque se déplace vers l'amont, s'emboîtant dans les séquences

rétrogradantes précédemment déposées ou s'appuyant sur la surface de ravinement polygénique glaciaire/postglaciaire qui affecte le toit du cailloutis pléistocène. La remontée rapide du plan d'eau marin exacerbe l'érosion des prismes rétrogradants, de sorte que ceux-ci ne sont conservés que dans l'axe et à proximité des embouchures du Rhône, là où les séquences sont les plus épaisses et là où le toit du substrat géologique est en pente faible (figure 4.5, section A-A' et figure 4.7).

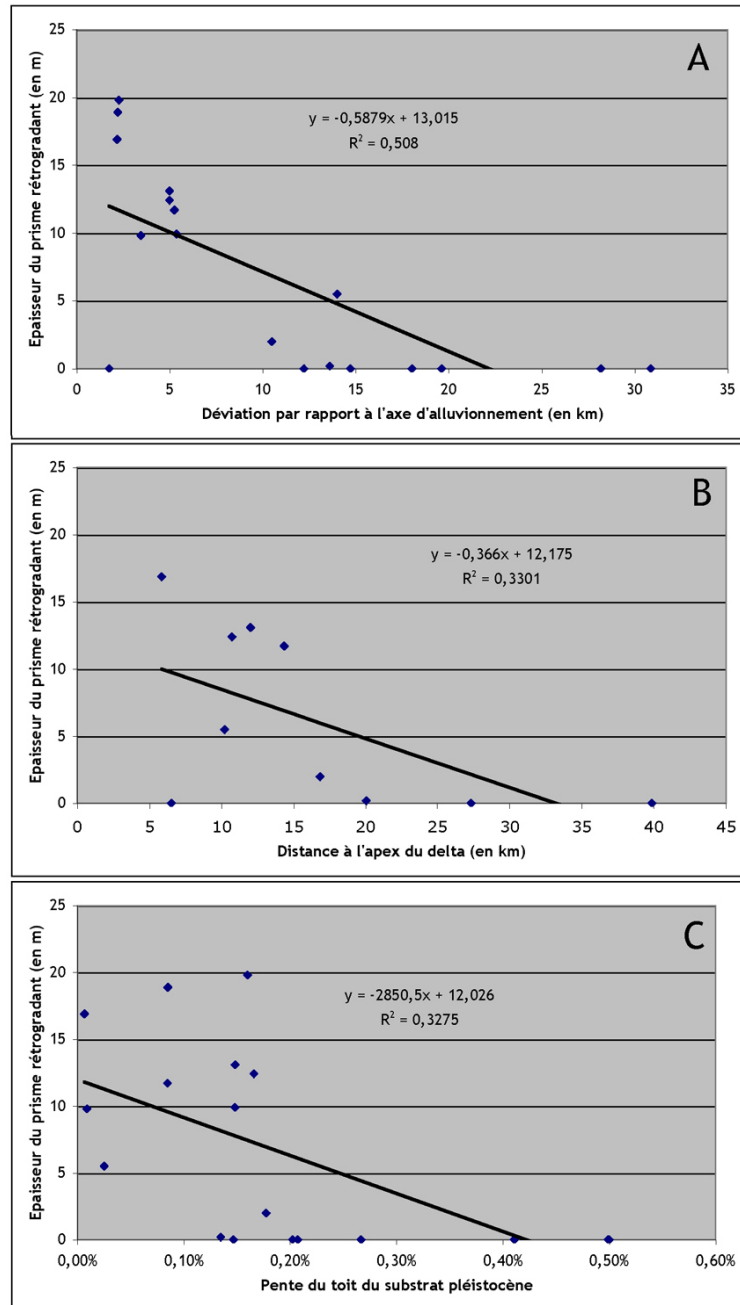


Figure 4.7 – Relations significatives entre l'épaisseur du prisme rétrogradant holocène du delta du Rhône et (A) la déviation par rapport à l'axe de l'alluvionnement, (B) la distance à l'apex du delta et (C) la valeur de la pente du toit du cailloutis pléistocène.

Le prisme deltaïque, qui représente seulement 629 km² (soit 36,1 % de l'actuel delta ; figure 4.8), est formé par la coalescence de plusieurs deltas alimentés par le Rhône ou de petits fleuves côtiers (figure 4.9A). Le prisme deltaïque du Rhône (deux branches distinctes)

constitué *sensu stricto* de deux deltas dont les apex sont séparés par un interfluve (croupe d'une dizaine de mètres de hauteur, s'étirant selon une direction NE-SW). Dans la partie amont du delta, les **deux branches** principales du Rhône ($D_d =$ densité de drainage = $0,17 \text{ km}^2/\text{km}^2$) sont encore bien **encaissées** dans leur vallée (ria) au débouché desquelles se mettent en place de puissantes accumulations que les **houles marines** et la **dérive littorale** redistribuent sous forme de **flèches sableuses**. Ces accumulations, qui viennent barrer partiellement les exutoires, sont le signe d'une charge sédimentaire abondante mais aussi et surtout elles signent **l'influence déterminante qu'ont les houles sur le façonnement du front deltaïque** à cette époque (Galloway et Hobday, 1996).

	MILIEU CONTINENTAL			MILIEUX DELTAÏQUES							
	Surface (en km ²) dans les limites du delta actuel. %/aujourd'hui	Variations surfaci-ques (en km ² et en %)	Taux de variation surfaci-que (en km ² /an). Min. et max.	Surface totale (en km ²). %/aujourd'hui	Variations surfaci-ques (en km ² et en %)	Taux de variation surfaci-que (en km ² /an). Min. et max.	Doux	Saumâtre (-)	Saumâtre (+)	Salé	Marin immergé (en km ²) dans les limites du delta actuel. %/aujourd'hui
Vers 9800 BP (9400-9200 av. J.-C.)	1132			629			112	517			113
	65,0%			36,1%			17,8%	82,2%			6,5%
Vers 7600 BP (6600-6200 av. J.-C.)	353	-780	-0,244	539	-90	-0,028	162	378			908
	20,2%	-68,9%	-0,300	31,0%	-14,3%	-0,035	29,9%	70,1%			52,1%
6500-5000 BP (5700-3600 av. J.-C.)	173	-180	-0,060	598	59	0,020	200	398			1005
	9,9%	-51,0%	-0,359	34,3%	10,9%	0,117	33,4%	66,6%			57,7%
4500-3000 BP (3500-1100 av. J.-C.)	110	-63	-0,014	766	168	0,037	273	493			886
	6,3%	-36,4%	-0,126	44,0%	28,1%	0,336	35,6%	64,4%			50,8%
2150-1750 BP (200 av. J.-C.-200 ap. J.-C.)	46	-64	-0,017	1310	544	0,320	425	885			451
	2,6%	-58,4%	-0,071	75,2%	71,0%	0,605	32,5%	67,5%			25,9%
Début XVIII^{ème} siècle	0	-46	-0,024	1710	400	0,211	616	1094			85
	0,0%	-100,0%	-0,031	98,2%	30,5%	0,267	36,0%	64,0%			4,9%
Aujourd'hui	0	0	0,000	1742	32	0,107	795	947			0
	0,0%	0,0%		100,0%	1,9%		45,6%	310	203	434	0,0%
								17,8%	11,6%	24,9%	
Demain (scenarion catastrophe)	0	0		1738	-5	-0,045	274	1464			4
	0,0%	0,0%		99,7%	-0,3%	-0,065	15,8%	84,2%			0,3%
Demain (scenarion optimiste)	0	0		1738	-5	-0,045	795	943			4
	0,0%	0,0%		99,7%	-0,3%	-0,065	45,8%	54,2%			0,3%

Figure 4.8 – Quantification des variations surfaci-ques des milieux deltaïques rhodaniens et de leur bordure continentale de -10.000 ans à demain.

En fait, l'essentiel (82,2 %) du delta est constitué de **milieux saumâtres à salés**. On estime que 65 % de la surface actuelle du delta du Rhône sont alors occupés par des **milieux strictement continentaux** où l'eau douce prédomine (**figure 4.8**). En aval, l'eau salée pénètre dans le cailloutis pléistocène mais à une profondeur suffisante pour permettre à l'eau douce de circuler au-dessus, à proximité immédiate de la zone deltaïque. Cette **étroite frange d'eau douce** circulant sur le biseau salé profond a été bien décrite sur la coupe 1.1 de Pons *et al.* (1979). Au total, la transition des milieux doux aux milieux saumâtres/salés devait donc être brutale.

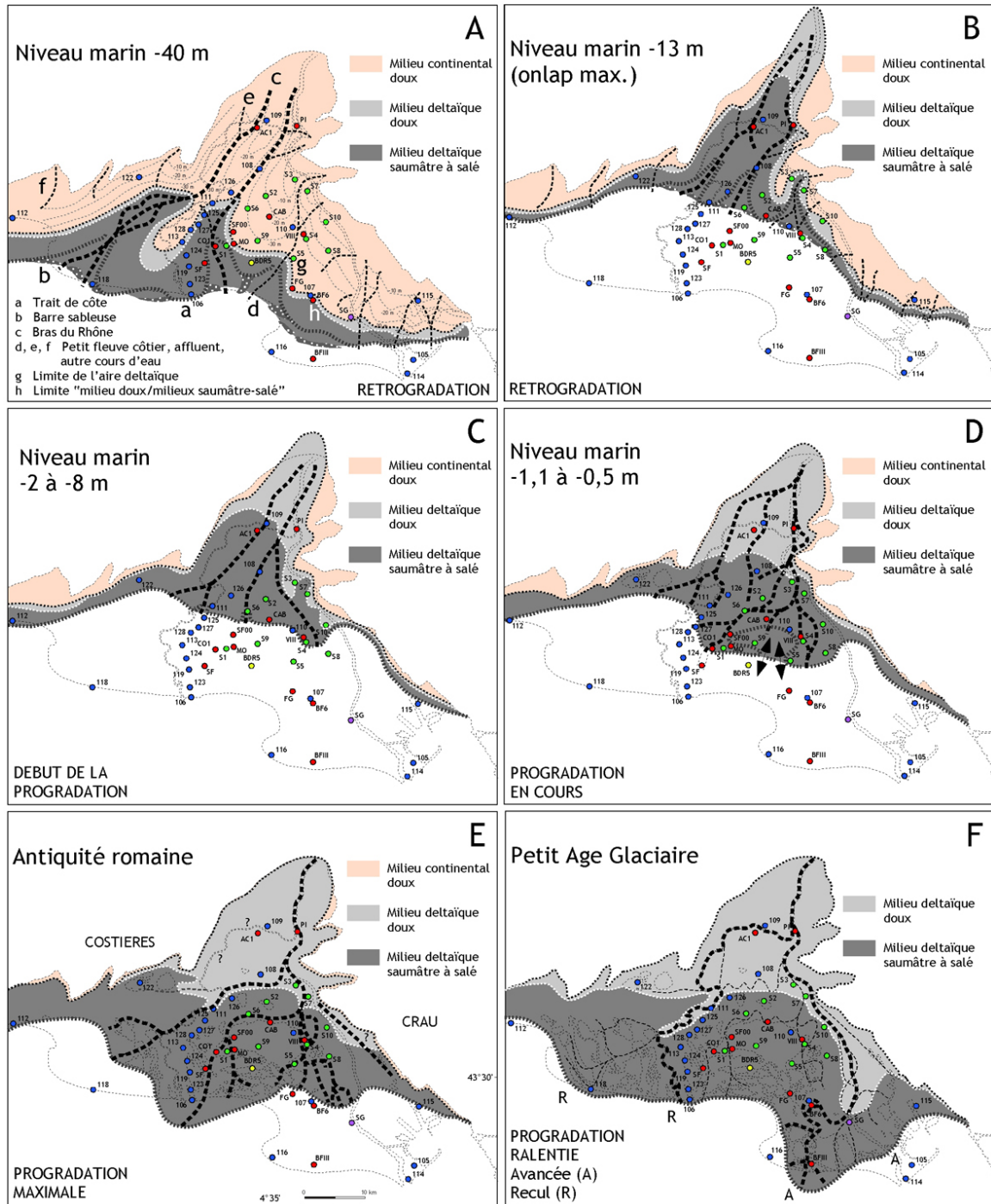


Figure 4.9 – Cartographie du delta du Rhône et de sa bordure continentale à différents stades de leur développement (première partie). A : Vers 9800 BP (9400-9200 av. J.-C.) ; B : Vers 7600 BP (6600-6200 av. J.-C.) ; C : Vers 6500-5000 BP (5700-3600 av. J.-C.) ; D : Vers 4500-3000 BP (3500-1100 av. J.-C.) ; E : Vers 2150-1750 BP (200 av. J.-C.-200 ap. J.-C.) ; F : Au début du XVIII^{ème} siècle.

Pour finir, une **paléotopographie différenciée** (« un delta loin d'être plat » décrit dans le Collectif Camargue, 1970) directement héritée de la morphogenèse pléistocène a certainement prévalu entre -40 m et -20 m NGF, peut être même jusqu'à « l'onlap » maximum (cf. *infra*), constituant de possibles zones refuges pour la végétation. Mais au-delà, les contrastes topographiques vont être considérablement atténués par l'**alluvionnement rhodanien** (figures 4.3 à 4.5), de sorte qu'ils n'auront plus d'incidence sur la **position des paléochenaux fluviaux**.

L'hydrographie rhodanienne va alors dépendre du rythme de défluviation, lui-même en relation avec la vitesse d'aggradation de la plaine alluviale et la dynamique fluviale (Arnaud-Fassetta, 2004b).

Cette évolution hydrogéomorphologique s'inscrit dans deux phases climatiques distinctes (Suc *et al.*, 2006).

La **phase climatique A** (moins de 60 taxa qui pour 90 % d'entre eux pouvaient habiter le delta) se caractérise par la prédominance des **éléments herbacés** (Asteraceae dont *Artemisia* et Poaceae surtout ; 30 taxa, les plantes aquatiques exceptées), la grande faiblesse des halophytes par rapport aux **plantes affectionnant les milieux d'eau douce** (exprimant un certain développement des milieux deltaïques doux et la quasi absence de milieux deltaïques saumâtres à salés, à la différence de ce qui est estimé pour ce secteur dans la **figure 4.9A**, peut-être en raison de l'influence locale du fleuve), un certain développement de la **ripisilve** (en accord avec l'environnement décrit par la **figure 4.9A**). Les arbres tempérés sont surtout représentés par *Pinus*, les Cupressaceae et *Betula* (relayé par *Corylus* dans la partie supérieure de la phase), *Quercus* est rare tout comme les xérophytes méditerranéennes.

La **phase climatique B** (70 taxa dont près de 80 % pouvaient habiter le delta) se marque par la diversification des **arbres tempérés-chauds** (*Quercus*, *Corylus* et *Tilia* surtout). Les pollens de la **ripisilve** (avec ses cinq éléments : *Alnus*, *Fraxinus*, *Populus*, *Salix* et *Ulmus*) sont nombreux, d'autant que la densité de drainage est assez élevée. Les **herbacées** restent bien représentées ainsi que les **plantes aquatiques (eau douce)** qui abondent tandis que, comme précédemment, les halophytes restent rares. Les pollens des **xérophytes méditerranéennes** (6 taxa) sont plus fréquents.

4.1.2 – Vers 7600 BP (6600-6200 av. J.-C.)

Le **niveau marin** est remonté très rapidement jusqu'à la cote de -13 m NGF (**figures 4.3 à 4.5**). Les cordons littoraux fossiles identifiés au nord de l'actuelle limite septentrionale du Vaccarès signent « l'onlap » **maximum holocène** (**figure 4.3**). Le delta du Rhône est devenu une **seule et même unité**, mais une bonne partie de l'aire deltaïque continue de se construire grâce aux apports adjacents des **petits fleuves côtiers** (**figure 4.9B**). Moins nombreux qu'auparavant, ces derniers participent *de facto* moins activement au bilan sédimentaire de la plaine deltaïque, d'autant que leur force tractrice s'est amoindrie, par réduction de la pente hydraulique, et que la dynamique marine remanie sans cesse leurs alluvions qui parviennent au rivage. Au total, l'aire deltaïque subit une **érosion sévère** sur ses deux marges : sa surface passe à 539 km² (31 % de la surface actuelle), soit une réduction de 14,3 % (-0,028 à -0,035 km²/a) par rapport à la période précédente.

Dans le même temps, l'emprise des **milieux continentaux** (353 km²) se réduit considérablement (-68,9 %). Les **milieux deltaïques** doux sont en légère augmentation, représentant près de 30 % de la surface totale. Les **deux embouchures** rhodaniennes (« Rhône oriental » et « Rhône occidental ») semblent s'être rapprochées ; elles se concentrent toujours dans la partie axiale de la ria ($D_d = 0,24 \text{ km/km}^2$) où elles subissent l'effet de **puissants courants fluviaux et marins**, dont témoignent les faunes identifiées dans les sédiments des paléochenaux (carottes S1, VIII et 110, **figures 4.3 et 4.4**). Le delta est alors dans un **stade estuarien terminal** et la faible pente du talweg de la ria favorise la remontée de l'aire deltaïque à l'intérieur du continent, à une latitude très certainement proche de celle où se trouvent aujourd'hui les villes de Tarascon et de Beaucaire.

Durant toute cette première partie de la construction deltaïque, les bouches du Rhône sont des **rias estuariennes**, à l'image de celle mise en évidence à la base de la carotte PI (Arles-

Trinquetaille), qui évoque la partie amont d'une embouchure lagunaire... (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005). Des hauts-fonds subsistent et des « **bouchons sédimentaires** » encombrant les exutoires, du fait de la dominance de la dynamique marine sur la dynamique fluviale. Cette étape sera suivie d'une phase de **progradation** qui précède l'entame de la décélération de la vitesse de remontée de la Méditerranée.

Cette hydromorphodynamique s'inscrit dans la **phase climatique C** (Suc *et al.*, 2006). Encore mal documentée, celle-ci est marquée par le **recul des essences arborées thermophiles** (*Quercus* à feuillage caduc surtout).

4.2 – Phase 2 (6500-200 BP ; 5700 av. J.-C.-XVIII^{ème} siècle) : progradation-aggradation

4.2.1 – Vers 6500-5000 BP (5700-3600 av. J.-C.)

C'est vers 6500-5000 BP (5700-3600 av. J.-C.) que s'affirme l'édification du **prisme de haut niveau** globalement **progradant** vers le sud (**figure 4.9C**). La progradation n'est pas très rapide car le niveau marin, qui se situe alors entre -8 m et -2 m NGF, remonte encore rapidement (**figures 4.3 à 4.5**). Mais les effets de la décélération lente de la remontée de la Méditerranée sont compensés par d'abondants **apports sédimentaires** provenant essentiellement de l'alluvionnement rhodanien. Dès lors, la limite entre milieux doux et milieux saumâtres ne dépassera plus guère la latitude de l'actuelle confluence Grand Rhône-Petit Rhône. À la latitude de l'actuelle cité d'Arles, on sait qu'après cette date le **coin salé** est définitivement repoussé vers le sud (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005).

La **plaine deltaïque** (598 km²) occupe 34,3 % de la surface actuelle (**figure 4.8**). Elle est alimentée par **plusieurs bras fluviaux** (« Rhône de Peccais I » à l'ouest, « Rhône de Saint-Ferréol I » au centre, « Rhône d'Ulmet I » à l'est ; $D_d = 0,15 \text{ km}^2/\text{km}^2$) dont les alluvions accumulées aux embouchures contribuent à accroître l'aire deltaïque de 10,9 % par rapport à la période précédente. La géométrie du **front deltaïque** semble accréditer la thèse selon laquelle la **branche orientale** serait la plus active (**figure 4.9C**). Les **milieux deltaïques doux** (200 km²) sont en extension, occupant plus du tiers de l'aire deltaïque du moment, mais les **milieux saumâtres à salés** (398 km²) restent prédominants (66,6 %), alors que les **milieux continentaux** (173 km²) sont en nette régression (-51 %).

Cette évolution paléogéographique et paléohydrographique s'inscrit dans la **phase climatique D** (Suc *et al.*, 2006), du reste bien reconnue en amont (site 1), au centre (site 3) et en aval du delta (site 6). La **diversité floristique** augmente (plus de 85 taxa dont 80 % pouvaient habiter le delta). Les pollens d'**arbres tempérés-chauds** abondent (*Corylus*, *Quercus* principalement), certains pouvant s'être installés dans le delta ou à sa proximité immédiate (importance de *Tilia* dont le pollen se transporte peu). La **ripisilve** est bien exprimée avec les milieux aquatiques d'eau douce, malgré la diminution de la densité de drainage. Les **halophytes** sont bien perçues seulement dans le site 3 (au milieu du delta). On enregistre déjà quelques indices de **cultures** (céréales, lin, vigne).

4.2.2 – Vers 4500-3000 BP (3500-1100 av. J.-C.)

L'**aire deltaïque** (766 km²) s'est accrue de 28,1 % (0,037-0,336 km²/a) par rapport à la période précédente, occupant alors 44 % de la surface deltaïque actuelle. Deux facteurs sont tenus responsables de cette **progradation** rapide : d'une part, la décélération lente de la vitesse de

remontée du niveau marin (figures 4.3 à 4.5), qui limite la création de l'espace d'accommodation, d'autre part des apports conséquents en sédiments accumulés sur la plaine et le front deltaïques par plusieurs **branches fluviales** hiérarchisées ($D_d = 0,23 \text{ km/km}^2$) dont les plus actives semblent se situer dans la partie centrale (« Rhône de Saint-Ferréol II ») et orientale (« Rhône d'Ulmet II »), la branche occidentale (« Rhône de Peccaïs II ») apparaissant quant à elle plus moribonde.

La progradation rapide des environnements fluvio-lagunaires d'une part, et la redistribution des alluvions aux embouchures par les houles marines d'autre part, favorisent le développement de **cordons littoraux** en avant de **bassins d'inondation** plus ou moins en connexion avec la mer ouverte. L'un de ces bassins, situé entre les lobes de Saint-Ferréol II et d'Ulmet II, correspond à l'assise de celui qu'occupera plus tard l'actuel étang de Vaccarès. Au total, les **milieux deltaïques doux** (273 km^2) continuent de progresser : ils occupent à présent 35,6 % de l'aire deltaïque, au détriment des **milieux continentaux** (110 km^2) qui n'occupent plus que 6,3 % de l'aire deltaïque actuelle. Les **milieux saumâtres à salés** (493 km^2) prédominent à 64,4 % (**figure 4.8**). Mais plus de la moitié de la surface actuelle du delta est encore sous la mer...

Enfin, les données chronostratigraphiques ont permis de suivre l'évolution de deux systèmes : la **plaine deltaïque** (carottes VIII et SF00) et le **front deltaïque** [barre proximale (carotte MO) ; barre distale et prodelta (carotte SF)]. On en déduit la cinématique suivante, à partir du trait de côte 6500-5000 BP (5700-3600 av. J.-C.) défini précédemment :

- Vers 4400 BP : progression du Rhône de Saint-Ferréol vers le S-SW (carotte SF10 ; Arnaud-Fassetta, 1998) ;
- Vers 4000 BP : progradation et construction du cordon littoral de Mornès (carotte MO ; Arnaud-Fassetta, 2000) ;
- Vers 3300 BP : en arrière du cordon littoral de Mornès, formation puis colmatage d'un bassin d'inondation fluvio-lagunaire à fluvio-palustre (carottes VIII et SF00 ; Arnaud-Fassetta, 1998 et Arnaud-Fassetta *et al.*, 2000) ; vers 3500 BP : extension du prodelta du Rhône de Saint-Ferréol (carotte SF). Celui-ci remplace par érosion les prodeltas préexistants dont les dépôts ne sont conservés que sur la marge orientale du delta (carottes BF6 et S1 ; 6000-5000 BP) et en amont (carotte SF10 ; 5450 BP).

La chronostratigraphie des prodeltas entre 6000 et 3500 BP indique donc un déplacement vers l'est puis vers l'ouest des **embouchures** du Rhône.

Cette reconstitution paléoenvironnementale s'inscrit dans la **phase climatique E** (Suc *et al.*, 2006). Celle-ci a pu être étudiée en plusieurs points du delta (sites 1, 3, 4, 6, 7) tout en incorporant le début d'une **action anthropique** plus intense (**figure 4.6**). Le nombre de taxa y est très élevé (plus de 130 dont 90 % pouvaient habiter le delta). La **ripisilve** est dominée par *Alnus*. Les pollens des végétaux des **milieux aquatiques d'eau douce** sont toujours très fréquents, à l'inverse des halophytes. La présence de **cultures** est davantage affirmée. Ce sont surtout les **herbes** qui apparaissent plus diversifiées mais il est difficile de préciser si cela est la conséquence du refroidissement climatique ou plutôt de l'avancée notable du trait de côte (**figure 4.9D**).

4.2.3 – Vers 2150-1750 BP (200 av. J.-C.-200 ap. J.-C.)

Le **niveau marin** est très proche de l'actuel. Le delta du Rhône connaît une **avancée vers le sud** sans précédent, alors même que se développent de **nombreuses installations humaines** sur les bourrelets alluviaux du Rhône (Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003). Sa **surface** s'est accrue de 71 % (**record absolu**) par rapport à la période précédente, atteignant 1310 km^2 , soit 72,2 % de la surface deltaïque actuelle (**figure 4.9E**). Le taux de **progradation** est élevé, compris entre 0,320 et

0,605 km²/a. Les **milieux strictement continentaux**, situés dans l'emprise de l'actuel périmètre deltaïque, ne représentent plus grand chose (seulement 2,6 % de la surface). En fait, l'essentiel de l'aire deltaïque est alors occupé par des **milieux saumâtres-salés** (885 km², soit 67,5 %) **ou doux** (425 km², soit 32,5 %).

Le **drainage** de la plaine ($D_d = 0,16 \text{ km/km}^2$) se fait par **trois branches** principales : le Rhône de Peccaïs III à l'ouest, le Rhône de Saint-Ferréol III, le Rhône d'Ulmet III à l'est. Un climat certainement plus humide, associé aux effets de l'anthropisation sur les interfluves en amont, sont à l'origine d'une **crise hydrosédimentaire** (Arnaud-Fassetta, 2002) reconnue par ailleurs à l'échelle de tout le bassin rhodanien. Le lobe de Saint-Ferréol III connaît un **développement sans précédent** vers le sud, dont témoignent les épaves antiques échouées le long du front deltaïque (barre proximale) de l'époque (Long et Illouze, 2004).

Au cours de l'Antiquité romaine puis du Moyen Âge, la physiographie autant que l'hydrographie du delta du Rhône vont se modifier, notamment au niveau du **front deltaïque**. Malgré la stabilisation du niveau marin relatif (vers 1200-1000 BP), on sait que la progradation du delta s'est ralentie du fait de la **division** du réseau hydrographique en **trois branches** : le Rhône d'Albaron-Peccaïs III-IV à l'ouest, le Rhône de Saint-Ferréol III-IV dans la partie centrale et le Rhône d'Ulmet III-IV à l'est. Cependant, le pas de temps de la présente étude et ma volonté de ne pas en faire un *bis repetita* de ma thèse font que j'ai préféré ici ne pas rentrer dans le détail et renvoyer aux travaux fondateurs (Arnaud-Fassetta et Landuré, 1997 et 2003 ; Arnaud-Fassetta, 1998 et 2000), dont certains ont été repris par Vella *et al.* (2005).

4.2.4 – Au début du XVIII^{ème} siècle

Le processus de **progradation** n'agit plus uniformément sur l'ensemble de la plaine deltaïque. Seul le lobe du Bras de Fer (1586-1712) connaît une avancée rapide (**figure 4.9F**), alors que les fronts des lobes de Saint-Ferréol III et de Peccaïs III sont en cours de démantèlement, et que deux **défluviations** majeures se sont produites, celle du Rhône de Saint-Ferréol IV (1440) et celle du Rhône de Peccaïs IV (1552). La **densité de drainage** a chuté considérablement ($D_d = 0,09 \text{ km/km}^2$).

La progression rapide vers le sud du lobe du Bras de Fer s'explique essentiellement par des apports détritiques abondants, dans le contexte de crise climatique du **Petit Âge Glaciaire**, exacerbée par les **effets de l'érosion des sols** dans les montagnes fortement occupées (Arnaud-Fassetta et Provansal, 1999). Malgré le ralentissement relatif de la vitesse de progradation (0,211-0,267 km²/a) de l'ensemble de la **plaine deltaïque**, celle-ci représente 98,2 % de la surface deltaïque actuelle, soit 1710 km² (**figure 4.8**). L'aire deltaïque s'est accrue de 30,5 % par rapport à la période précédente : 64 % des milieux qui la composent sont **saumâtres à salés**, les 36 % restants sont des **milieux doux**.

Les **phases climatiques F et G** (Suc *et al.*, 2006) sont moins bien documentées (site 6 seulement) avec peu de taxa (70 dans F, moins de 50 dans G, presque tous pouvant habiter le delta ; **figure 4.6**). La **ripisilve** semble toujours dominée par *Alnus*.

Le site 11 témoigne de l'augmentation de l'**activité anthropique** depuis le Moyen Âge avec l'intensification de la **culture** d'*Olea*, *Juglans*, des céréales, Cannabaceae, *Vitis* et *Castanea* dans l'arrière-pays, sans que cela affecte sensiblement la **diversité végétale** (plus de 60 taxa dont la plupart pouvaient vivre en Camargue). Dès lors, les **halophytes** s'étendent tandis que les espaces à hydrophytes semblent se réduire.

Le site 10 renseigne sur la période récente (63 taxa), c'est-à-dire les quatre derniers siècles, avec notamment l'intensification de l'**oléiculture** et, à un degré moindre, de la **viticulture**, le maintien de la culture du **Noyer** et l'éloignement de celle du Châtaigner.

Le site 9 illustre clairement les variations thermiques depuis 1950 avec un bon contrôle chronologique (plusieurs carottes successivement implantées au même endroit) sur la base d'un indicateur constitué par le nombre de grains de pollen des **plantes thermophiles** (les xérophytes méditerranéennes comme *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia* d'une part, les végétaux exotiques plantés par l'homme dans les jardins d'autre part, comme *Accacia*, *Forsythia*, *Buddleja*, *Liquidambar*, *Taxodium*, etc.). Leur courbe suit celle de la **température moyenne annuelle** dans l'hémisphère Nord (Crowley, 2000) avec des maxima de l'ordre de 3-4 % dans les années 90, s'élevant à des valeurs de l'ordre de 9-12 % depuis. Cet indicateur signifie simplement que l'on enregistre dans le prodelta du Grand Rhône davantage de pollen de ces végétaux, soit parce qu'ils en produisent plus soit parce que la population humaine régionale acquiert davantage de végétaux exotiques (subtropicaux et tropicaux) afin de les planter dans les jardins ou les mettre sous véranda (mais les sortant au moment de la floraison).

4.3 – Phase 3 (aujourd'hui et demain) : progradation contrariée

4.3.1 – Aujourd'hui

Le processus de **progradation** est fortement compromis. L'aire deltaïque ne s'est accrue que de 1,9 % (0,107 km²/a) depuis le début du XVIII^{ème} siècle (**figure 4.8**), mais celle-ci ne progresse plus qu'aux abords de l'embouchure du Grand Rhône et au niveau des flèches de Beauduc et de l'Espiguette (Sabatier, 2001).

Un **cloisonnement du delta** va s'opérer suite à la construction de deux ouvrages majeurs achevés dans la seconde partie du XIX^{ème} siècle : les digues « insubmersibles » du Rhône (1869) et la Digue à la Mer (1856-1859). Ces transformations vont totalement modifier l'hydraulique de la Camargue, ainsi que les dynamiques sédimentaires fluviales (Arnaud-Fassetta, 2003) et marines (Sabatier et Suanez, 2003), dans un contexte où la **densité de drainage** continue de chuter pour atteindre son minimum holocène ($D_d = 0,06$ km/km²).

Sur les 1742 km² qu'occupe aujourd'hui la plaine deltaïque, plus de la moitié (54,4 %) correspond à des **milieux saumâtres-salés**, dont la végétation caractéristique a été décrite dans la deuxième partie de ce chapitre (cf. *supra*). L'étude de Ferrer (1996) a permis d'affiner le découpage dans ces milieux, en proposant une subdivision en **milieux doux à saumâtres** (17,8 %), **saumâtres** (11,6 %) et **salés** (24,9 %), ces derniers étant pour l'essentiel affectés à la **saliculture** (**figure 4.10G**). Le delta est donc légèrement dominé par les milieux saumâtres à salés, mais le pompage de l'eau douce du Rhône, pour les besoins de la **riziculture** en particulier, a permis d'étendre le périmètre irrigué, de sorte que les **milieux deltaïques doux** sont aujourd'hui les plus étendus (45,6 %) de toute l'histoire holocène de la Camargue.

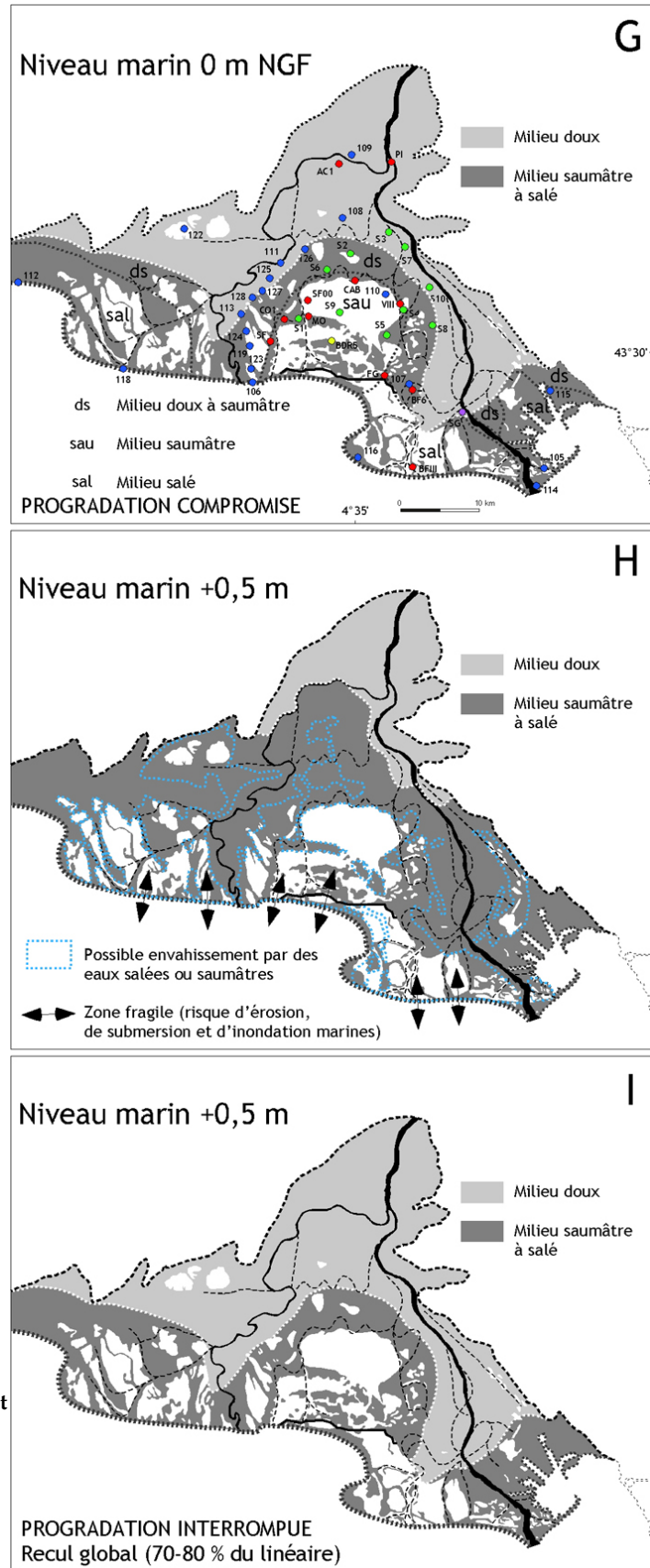


Figure 4.10 – Cartographie du delta du Rhône et de sa marge continentale à différents stades de leur développement (deuxième partie). G : Aujourd’hui ; H : Demain (d’ici 2030-2100), *scenario catastrophe* ; I : demain (d’ici 2030-2100), *scenario optimiste*.

4.3.2 – Demain (d'ici 2030-2100)

Le **réchauffement** de la basse atmosphère, amorcé depuis la fin du XIX^{ème} siècle, suite à la fin du **Petit Âge Glaciaire** et très probablement renforcé par l'**effet de serre** additionnel d'origine humaine, devrait avoir des répercussions sur l'évolution des côtes dans le courant des prochaines décennies. En effet, la fonte partielle des calottes glaciaires et des glaciers de montagne, associée à l'expansion thermique du volume des eaux marines superficielles, provoqueront logiquement une **élévation du niveau moyen de la mer**.

Du fait de la part importante qu'y occupent les surfaces en eau (étangs, lagunes, marais) et les faibles reliefs qui les entourent, les **aires deltaïques** seront potentiellement exposées à l'élévation du niveau de la mer. Ainsi, les **risques** induits et combinés d'érosion, de submersion et d'inondation pourraient conduire, à termes, à une sévère révision de leurs limites géographiques et écologiques.

Une étude menée par le Programme des Nations Unies pour l'Environnement sur le delta du Nil, révèle qu'une élévation de 0,5 m de la Méditerranée pourrait avoir une incidence sur 3,8 millions de personnes et provoquerait la perte de 1800 km² de terres. Qu'en sera-t-il en Camargue ?

En 2002, le Conservatoire du Littoral a lancé une étude (Clus-Auby *et al.*, 2004) afin de réaliser une analyse prévisionnelle de la submersion et de l'évolution du trait de côte, sur la base d'une remontée prévisible du niveau moyen de la mer de 0,22 m d'ici 2050 et de 0,44 m (soit moins de 1 mm/a) d'ici 2100, valeurs qui se placent à l'intérieur d'une fourchette allant de 0,1 m à 0,8 m pour 2100. Pour la Camargue, les résultats de cette étude valident **plusieurs hypothèses** :

- 1) De tout le département des Bouches-du-Rhône, la Camargue sera la zone la plus concernée par le **risque de submersion**, liée à la remontée du niveau marin ;
- 2) Si le niveau de la mer s'élève d'environ 0,5 m d'ici la fin du XXI^{ème} siècle, la fréquence de retour annuelle d'une **surcote** de 1 m pourrait passer de 10 à 100 % ;
- 3) Les **risques d'inondation, d'érosion et de disparition des zones humides** augmenteront considérablement, avec de lourdes conséquences pour les activités humaines, l'industrie, le tourisme, l'agriculture, et les habitats naturels côtiers ;
- 4) À proximité de la frange littorale, de nombreux sites seront autant touchés par les **inondations du Rhône** que par les **submersions d'origine marine**. En effet, l'élévation du niveau marin et les surcotes dues aux vents de mer contrarieront l'écoulement du fleuve, entraînant des inondations polygéniques ;
- 5) Une accélération de l'érosion des **plages**, une extension des submersions temporaires ou permanentes des **dépressions laguno-palustres** et une accentuation de la **salinisation** des nappes aquifères sont également attendues.

Cependant, pour Sabatier et Provansal (2002), la montée du niveau marin n'est à considérer que comme un facteur aggravant du recul global (70-80 % du linéaire) de la côte, déjà amorcé depuis plusieurs décennies. La montée du niveau marin ne participerait qu'à hauteur de 10 % environ dans le phénomène de recul du rivage deltaïque observé depuis un siècle. L'érosion côtière s'explique avant tout à travers la variabilité des forces de houle réparties à la côte et la réduction (depuis la fin du Petit Âge Glaciaire) des apports en sédiments par le Rhône, dont les deux millions de sables annuels ne parviennent pas à s'épandre au-delà du « grand périmètre » des embouchures, au détriment de l'alimentation du reste des plages du littoral.

De ce fait, les **effets hydrogéomorphologiques** attendus restent préoccupants (Sabatier, 2001) :

- 1) Le village des **Saintes-Maries-de-la-Mer** pourrait bien être entouré par les eaux marines ;
- 2) La moitié sud du delta risque d'être **submergée** (30 % de la surface est à une altitude inférieure à 0,5 m NGF) ;
- 3) La remontée de la **nappe d'eau salée**, entamée déjà depuis plusieurs années dans les étangs méridionaux, pourrait finir par atteindre la Camargue rizicole ;
- 4) L'élévation du niveau marin, en réduisant la **largeur des plages**, accroîtra leur **fragilité**, et portera plus haut le niveau des surcotes et des houles de tempête, créant des risques de rupture des cordons littoraux, puis de submersion des terres. Dans le Golfe de Beauduc, la ligne de rivage située à l'ouest du phare de La Gachole se rapprochera de la Digue à la Mer. Ainsi, bon nombre de **dunes reliques** seront détruites et les tempêtes et les inondations marines atteindront le pied de digue dont la déstabilisation pourra favoriser des **intrusions d'eau de mer** dans l'étang de Vaccarès ;
- 5) Aux embouchures des deux bras du fleuve, la montée plus rapide du niveau marin ralentira l'évacuation des **eaux de crue**, menaçant ainsi les villes des Saintes-Maries-de-la-Mer et de Port-Saint-Louis-du-Rhône ;
- 6) Une simulation (scénario A2, modèle ARPEGE) a permis de projeter le devenir de la distribution géographique de deux **espèces thermophiles méditerranéennes** (*Olea europaea* et *Ceratonia siliqua*) dans le cadre du réchauffement climatique : ces taxa deviendraient moins **productifs** dans leur aire de distribution respective actuelle et auraient tendance à s'étendre à de nouvelles zones plus septentrionales mais avec une faible productivité. Ce résultat s'accorde avec les estimations formulées par Quézel et Médail (2003).

Face à cela, plusieurs stratégies d'adaptation seront possibles : (se) protéger à n'importe quel prix (maintenir la ligne de rivage, multiplier les pompes d'eau douce dans le Rhône), composer avec et contrôler (intervention limitée ou aménagement en retrait) ou se retirer (irréaliste ?). Quant à prévoir ce que seront la géographie du delta du Rhône et la carte du risque dans 30 à 100 ans, cela reste une tâche difficile, étant donnée l'inégale fragilité des plages face à l'importante mobilité longitudinale des sables et à la complexité des effets des houles et de la *quasi* impossibilité de diagnostiquer précisément où se porteront les intérêts économiques et culturels dans le delta au cours des prochaines décennies, intérêts dont vont dépendre la nature et le volume des moyens de défense mobilisés.

Nous envisageons donc **deux scénarii, le premier « catastrophiste »**, pour lequel ce qui a été décrit et analysé par les spécialistes se produit, sans que l'on y puisse ou veuille rien faire. La **figure 4.10H** montre alors ce que pourraient être les effets sur la biodiversité végétale, qui subirait un risque accru de réduction de certaines espèces vulnérables (milieux doux). La transition doux/saumâtre-salée se retrouverait alors comme il y a 6000 ans... En revanche, les contours du trait de côte (ou plutôt l'enveloppe externe des surfaces directement submergées par les eaux marines) ne pourront suivre que très difficilement l'isohypse 0,5 m tel que Petit-Maire et Marchand (1991) l'avaient dessiné, il y a de cela 16 ans.

Un second scénario plus « optimiste » (figure 4.10I) s'appuie sur l'idée que les enjeux actuels dans le delta seront jugés suffisamment importants (*i.e.*, rentables) et durables pour que tous les moyens soient mis en œuvre afin de les préserver (Saintes-Maries-de-la-Mer, Digue à la

Mer, Salins du Midi...). Dans ce cas, la biodiversité végétale ne serait modifiée que sur une étroite bande littorale.

Les réponses permettant de résoudre des questions complexes étant rarement tranchées, il y a fort à parier qu'ici encore, la solution la mieux adaptée sera un **compromis** entre les deux *scenarii* extrêmes.

5 – CONCLUSIONS

Cette étude montre que les grandes étapes de la **construction holocène du delta du Rhône** ont pu être complétées et quelquefois corrigées grâce à l'acquisition de **nouvelles données chronostratigraphiques** et un gros travail de **synthèse** que j'ai réalisé en revisitant les carottages profonds effectués dans le delta pour certains il y a plus de trente ans. Rien n'aurait pu être fait sans l'apport de ces **données antérieures** et le recours systématique à l'**interdisciplinarité**.

Je rappelle ci-dessous les **principaux résultats**, qui présentent un intérêt certain pour qui s'intéresse aux **relations milieux-sociétés** en Camargue, vues sous l'angle **naturaliste**, à leur **mise en perspective** avec le **fonctionnement hydrodynamique** (cf. *infra*, partie 3) et à leur valorisation pour comprendre la **contrainte fluviale** exercée par le Rhône sur les sociétés (cf. *infra*, partie 4).

Le delta du Rhône s'est construit en deux phases, du reste assez caractéristiques des plaines deltaïques du pourtour méditerranéen (Stanley et Warne, 1994) :

- Jusqu'à 7600 BP (6600-6200 av. J.-C.), le delta subit un phénomène de **rétrogradation-aggradation**, dans un contexte de remontée rapide du niveau marin (accroissement important de l'espace d'accommodation, houles efficaces) et d'apports détritiques abondants ;
- À partir de 6500 BP (5700 av. J.-C.) la plaine deltaïque est marquée par la **progradation et l'aggradation**, dans un contexte de décélération lente (6500-5000 BP ; 5700-3600 av. J.-C.) puis rapide (à partir de 4500-3000 BP ; 3500-1100 av. J.-C.) de la vitesse de remontée du niveau marin, avant sa stabilisation vers la fin du haut Moyen Âge, et d'apports sédimentaires variables, dont les fluctuations sont liées aux crises hydro-climatiques et aux effets de l'anthropisation dans le bassin-versant.

Au total, la **surface** du delta du Rhône s'est considérablement accrue (+177 %), passant de 629 km² vers 9800 BP (9400-9200 av. J.-C.) à 1742 km² aujourd'hui. Aujourd'hui et demain, la remontée lente du niveau marin et la réduction des apports sédimentaires risquent de compromettre fortement sa **progradation**.

Tout comme la géométrie de la plaine deltaïque et les conditions de salinité, **le rapport surfacique continent/delta a considérablement varié** :

- Vers 9800 BP (9400-9200 av. J.-C.), il est largement en faveur du **continent**, qui occupe 65 % (1132 km²) de la surface deltaïque actuelle. Si l'on y ajoute les milieux doux (112 km²) présents dans l'aire deltaïque *sensu stricto*, on estime que les **milieux doux** occupent alors 1244 km², soit 71 % de l'emprise du delta actuel. C'est un maximum qui ne sera jamais plus dépassé.
- À partir de cette date, mais surtout à partir de 7600 BP (6600-6200 av. J.-C.), l'édification progressive du **prisme progradant** contribue à l'extension de l'aire deltaïque au détriment des milieux continentaux en voie de résorption. Au total, les milieux doux (tous milieux confondus) vont se réduire progressivement jusqu'à atteindre un minimum (373 km²) vers 6500-5000 BP (5700-3600 av. J.-C.). Ils vont ensuite connaître une progression lente et plus

ou moins continue, au fur et à mesure de la progradation du prisme deltaïque, pour atteindre aujourd'hui 795 km².

Dans un futur proche, le **risque** de voir se réduire les surfaces en eau douce n'est pas nul. La probabilité qu'il se réalise dépend pour beaucoup des effets que vont avoir les probables surcotes et tempêtes (changement climatique, montée du niveau marin) sur un littoral déjà fragilisé par des houles agressives, qui agissent sur des plages dont plus des trois quarts sont en état de déficit sédimentaire depuis plusieurs années. Ainsi, les milieux doux pourraient passer de 795 km² (min.) à 274 km² (max.), affectant les conditions actuelles de biodiversité végétale.

L'**extension du prisme progradant**, à partir de 6500 BP (5700 av. J.-C.), a été suivie d'une **densification du drainage** entre 6500 BP (5700 av. J.-C.) et 3000 BP (1100 av. J.-C.). La multiplication des bras fluviaux a sans doute été favorable au développement de la **forêt riveraine**. L'utilisation massive du bois par les sociétés antiques, comme l'ont montré les travaux d'Arnaud-Fassetta et Chabal (1997) sur le site du Carrelet, puis la fermeture artificielle de nombreux bras du Rhône à partir du bas Moyen Âge, ont sans doute contribué à la réduction de ces linéaires forestiers.

D'un point de vue de la **biodiversité**, et après une mise en perspective des données géomorphologiques et palynologiques, nous avançons les hypothèses suivantes :

- **Vers 9800 BP** (9400-9200 av. J.-C.) : **forte** biodiversité (delta laguno-marin mais abondance de l'eau douce sur le continent proche ;
- **Vers 7600 BP** (6600-6200 av. J.-C.) : **diminution considérable** (surtout au sud) de la biodiversité (réduction des milieux continentaux, delta rétrogradant peu développé) ;
- **Vers 6500-5000 BP** (5700-3600 av. J.-C.) : **légère augmentation** de la biodiversité, par accroissement des milieux saumâtres essentiellement ;
- **Vers 4500-3000 BP** (3500-1100 av. J.-C.) : **augmentation** de la biodiversité, par rééquilibrage entre milieux doux et milieux saumâtres-salés ;
- **Vers 2150-1750 BP** (200 av. J.-C.-200 ap. J.-C.) : la biodiversité pourrait être **très forte** en raison de l'accroissement des milieux d'eau douce et saumâtre, mais elle a pu être **compromise** par la pression anthropique (utilisation des bois de ripisilve) ;
- **Début XVIII^{ème} siècle** : la biodiversité pourrait être **très forte** en raison de l'accroissement des milieux d'eau douce et saumâtre, mais elle a pu être **compromise** par la pression anthropique (utilisation des bois de ripisilve, développement des salines) ;
- **Aujourd'hui** : **biodiversité forte**, due à l'extension des surfaces irriguées, à l'introduction des plantes exotiques (espèces invasives) et à la prolifération des herbes (origine anthropique) ;
- **Demain** : **biodiversité compromise** si extension des surfaces en eau salée-saumâtre, due à l'érosion littorale exacerbée par l'actuelle montée du niveau marin.

La **diversité floristique de la Camargue n'a été que modérément affectée par les changements climatiques globaux entre le Dryas récent et le Petit Âge Glaciaire**. Lors des phases les plus chaudes, il semble que des milieux arborés (à *Quercus* décidus, *Corylus* et *Tilia* notamment) aient pu habiter les secteurs les plus proximaux du delta. **En revanche, la biodiversité végétale a été très sensible aux modifications édaphiques locales**, en relation avec l'évolution de la géométrie de la plaine deltaïque, de la proximité du trait de côte et du coin salé, et de l'hydrographie rhodanienne.

L'**action anthropique semble avoir modifié assez considérablement les écosystèmes végétaux camarguais**. L'étude historique des milieux camarguais montre une très forte régression

des espaces naturels, passant de 90 % en l'an 1800 à moins de 30 % aujourd'hui. Malgré l'essor progressif de la protection de l'environnement depuis les années 1930, celle-ci n'a pas constitué un frein suffisant, face à l'essor de l'agriculture et du tourisme (et à une évolution vers un style moins sédentaire de ce dernier). Aujourd'hui, on peut considérer que seulement 180 km² sont fortement protégés par des mesures réglementaires et foncières, ce qui ne représente qu'un quart de la Camargue. Il reste essentiel de contenir l'impact du tourisme et de freiner l'expansion de l'exploitation économique des terres, par exemple en rendant obligatoirement au domaine « public » les terrains « privés » qui viendraient à être abandonnés.

Pour finir, l'étude a montré que le **réseau hydrographique** n'a eu de cesse d'évoluer au cours des **10 derniers millénaires**. L'étude s'est bornée à **quantifier** cette évolution par le **nombre**, la **longueur** et la **position** des **bras**, ainsi que par la **densité de drainage**. L'évolution hydrologique et hydraulique des (paléo)chenaux du Rhône n'a pas été abordée : ce sera l'objet des troisième et quatrième parties (cf. *infra*).

Au début de la période considérée (9800 BP ; 9400-9200 av. J.-C.), le relief différencié (en partie hérité du Pléistocène) de la plaine deltaïque contraint le Rhône à s'écouler dans des **paléovallées (rias) bien encaissées** pratiquement jusqu'aux embouchures. À partir de 7600 BP (6600-6200 av. J.-C.), les paléochenaux vont échapper au contrôle des héritages du fait des vitesses d'aggradation très fortes qui permettent d'uniformiser la topographie. Dès lors, le réseau hydrographique va se subdiviser par **défluviation** et ce d'autant plus facilement que les vitesses d'aggradation restent soutenues, que la surface de la plaine s'accroît en même temps que sa pente s'atténue et que le niveau marin n'est pas encore tout à fait stabilisé.

L'étude a donc permis de préciser les **conditions physiques face auxquelles les sociétés se sont trouvées lors de leur installation dans la plaine deltaïque**. Sans s'étendre sur ces conditions, ni entrer dans un discours déterministe qui forcément ferait polémique, que montre l'étude ?

- Avant **6500-5000 BP** (5700-3600 av. J.-C.), le delta semble trop « **en mouvement** » et **rétrogradant** pour permettre une installation durable sur les bords du fleuve et dans la plaine en général.
- L'installation des **sociétés**, qui remonte au **VI^{ème} siècle av. J.-C.**, est **précédée** de plusieurs siècles (5 à 21) durant lesquels les conditions paléogéographiques ont pu être somme toute **assez proches** de celles contemporaines de l'installation. Faut-il supposer que des sites de l'Âge du Bronze voire antérieurs **resteraient à découvrir** dans le delta ? C'est en tout cas ce qu'avait laissé envisager Philippe Leveau *in* Arnaud-Fassetta *et al.* (2000), après la mise en évidence par la palynologie d'un **champs de céréales** (*i.e.*, espèces cultivées) sur le site du Pont Noir, certainement antérieur à l'époque grecque... Mais peut-être aussi que les **vitesses d'aggradation** élevées (ce qui signifie inondations fréquentes) dans la plaine deltaïque, qui accompagnent encore la remontée du niveau marin, sont une réelle contrainte à l'installation durable des sociétés sur les paléo-bourrelets alluviaux, du moins sur les tronçons situés dans la partie méridionale du delta.
- Le **tournant de notre ère** (début de l'Antiquité romaine) correspond à une phase où le delta prograde considérablement. Le **taux de progradation** est même le plus élevé qui soit enregistré à l'Holocène, permettant ainsi à la plaine de passer d'une surface de 766 km² à 1310 km² (+71 %). On verra plus loin (cf. *infra*, chapitre 7) que cette période correspond également au plus grand nombre de **sites créés** dans le delta (Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003).

CHAPITRE 5 – LES CONDITIONS D'ÉDIFICATION DE LA PLAINE CÔTIÈRE D'AQUILÉE DEPUIS 4000 ANS

1 – INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE DE LA RECHERCHE

Récemment inclus dans le patrimoine de l'UNESCO, le site d'Aquilée est situé à une cinquantaine de kilomètres à l'ouest de Trieste, dans un delta de la frange côtière nord-adriatique (figure 5.1). Les données archéologiques et historiques montrent que le site d'Aquilée fut l'un des plus importants **ports fluviaux** de l'Empire romain.

Quelles sont les raisons qui m'ont amené à m'intéresser à Aquilée et sa région ?

Je dois mon implication dans cette recherche à Marie-Brigitte Carre (CNRS, université de Provence), qui, très intéressée par mes travaux de géoarchéologie fluviale en Camargue, a souhaité que je m'investisse sur ce site méditerranéen sur lequel elle travaillait depuis plusieurs années. Ce fut pour moi l'occasion d'asseoir mes connaissances sur le **fonctionnement des deltas** : à la différence de celui du Rhône, ici, les facteurs de contrôle sont peut-être moins tranchés et le contexte morpho-tectonique vient quelque peu « brouiller les cartes » du fonctionnement dual fleuve-mer ; le delta de l'Isonzo s'inscrit aussi au débouché d'un bassin-versant plus réduit, où les reliefs sont très marqués à quelques kilomètres seulement en amont de la plaine deltaïque. Il s'agit en cela d'un **exemple assez original** par rapport au delta du Rhône.

La **question essentielle** qui intéresse les archéologues (mais aussi beaucoup d'autres, dont mes collègues géologues de l'université de Trieste) est la **reconstitution du réseau hydrographique** autour d'Aquilée. Celle qui m'a aussi intéressé est la **connexion** du paléo-réseau hydrographique local aux différentes branches possibles en amont (Torre, Natisone, Isonzo), sachant que des défluviations nombreuses et de possibles captures ont pu conduire à l'abandon de paléochenaux dans la partie aval.

Jusqu'à présent, les études avaient tenté de démêler la question hydrographique **autour même du site archéologique**. Pour la résoudre pleinement, j'ai proposé que l'on ouvre spatialement les recherches sur le **bassin-versant**, ce qui permettait aussi de caractériser le territoire et les milieux dans lesquels se sont développées les implantations humaines, depuis l'Âge du Fer jusqu'à l'époque romaine.

Le **territoire** fait depuis longtemps l'objet de recherches spécifiques, dans beaucoup de domaines (archéologie, histoire, sciences de la Terre). L'évolution paléoenvironnementale de la plaine alluviale où s'élève Aquilée a été étudiée par les géologues de l'université de Trieste, qui ont lancé les premiers jalons concernant sur les déplacements des lignes de rivage et sur l'évolution à long terme, le plus souvent à l'échelle du Quaternaire (Brambati, 1985 ; Marocco, 1989). Il restait d'une part à donner à ces études une **dimension plus paléogéographique** et un **pas de temps ajusté à celui des sociétés**, qui permettent d'avoir une vision d'ensemble et cohérente de la **dynamique paléoenvironnementale et des relations Hommes-milieux**.

Les résultats présentés ici sont issus de **deux programmes de recherches** auxquels j'ai activement participé :

- Le programme de recherches interdisciplinaire **SARA** (« **Subacquea Archeologia Romana Aquileia** »), développé depuis 1994, sous l'impulsion de la Surintendance archéologique de la région Frioul-Vénétie Julienne et de sa directrice Franca Maselli Scotti,

également directrice du Musée Archéologique National d'Aquilée, en collaboration avec des partenaires de divers départements de l'université de Trieste : des géologues et paléontologues conduits par Ruggero Marocco et Nevio Pugliese, des géophysiciens comme Michele Pipan du Dipartimento di Scienze Geologiche, Biologiche e Marine, des historiens menés par Claudio Zaccaria, professeur d'épigraphie au Dipartimento di Scienze dell'Antichità, les géomaticiens du GeoLab - Laboratoire de géomatique dirigé par Georgio Manzoni, Marie-Brigitte Carre, chargée de recherche au Centre Camille Jullian (CNRS-Université de Provence) et moi-même. Ce programme se proposait de définir l'évolution des paysages récents dans des zones situées autour de la colonie romaine, avec une attention particulière portée au réseau hydrographique.

- Le programme pluridisciplinaire **PICS « Recherches paléoenvironnementales sur le territoire d'Aquilée (Italie nord-orientale) dans l'Antiquité »** (2005-2007), piloté par Marie-Brigitte Carre, dans lequel sont associés deux géographes, Isabelle Siché que je co-encadre en thèse et moi-même, et un spécialiste de physique nucléaire, Gianrossano Giannini (université de Trieste). Le reste de l'équipe est composé des mêmes partenaires impliqués dans le programme SARA.

Après avoir précisé le **contexte général** de l'étude, je détaillerai les **méthodes d'étude** des paléoenvironnements puis les résultats obtenus concernant la **paléogéographie** régionale (piémont, plaine) et locale, en insistant sur les **facteurs de la morphogenèse deltaïque**.

2 – CONTEXTE RÉGIONAL

Le delta de l'Isonzo (~ 400 km²; alt. < 10 m) correspond à la partie orientale de la plaine côtière frioulane. Il est bordé à l'est par les massifs et plateaux calcaires du Karst et au nord par les massifs alpins et leur piémont (**figure 5.1**).

Les **massifs alpins** se subdivisent en plusieurs unités : les Alpes carniques au NW, principalement constituées de calcaires, et les Alpes juliennes au NE, où des calcaires compacts sont associés à des dolomies. Les altitudes sont comprises entre 950 m et 2780 m (Mt Coglians ; Alpes carniques) et 2677 m (Mt Mangari ; Alpes juliennes). Les héritages géomorphologiques (roches moutonnées, moraines), liés aux glaciations du Quaternaire, ont été préservés dans les deux massifs.

Dans les Alpes juliennes, les nombreuses failles s'orientent selon deux principales directions : NW-SE (orientation dinarique) ou NE-SW (orientation alpine). Certaines de ces failles sont actives et leur rejeu positif est à l'origine d'une légère surrection des Alpes juliennes estimée à 0,1 mm/a (Carulli *et al.*, 1980). La trame tectonique a guidé la paléogéographie des principales vallées de la région. En particulier, la vallée de ligne de faille de l'Isonzo présente un tracé en baïonnette caractéristique du type D, selon la classification de Howard (1967).

Par ailleurs, les mouvements de masse et les phénomènes de ravinement sont favorisés par la présence, dans le bassin-versant, de roches tendres tectonisées (schistes) et de formations superficielles fragiles (tills, alluvions, colluvions) sur des versants fortement pentus, soumis à de fréquents séismes. Les unités montagneuses produisent donc une quantité considérable de débris qui vont pouvoir transiter et s'accumuler plus en aval, sur le piémont en particulier.

Sur le **piémont** affleurent des flyschs, des marnes calcaires et des calcaires marneux. Ici aussi, le contexte lithologique est favorable au développement des glissements de terrain et au ravinement des versants. Le piémont actuel est pour l'essentiel constitué de cônes alluviaux

emboîtés, mis en place au cours du Quaternaire récent. L'origine de ces cônes tient aux nombreuses défluviations et à l'abondante charge sédimentaire des rivières torrentielles (Torre, Natisone, Judrio) qui les parcourent.

Par ailleurs, le secteur est traversé par de nombreuses failles en relation avec la surrection des plateaux et des massifs karstiques voisins. La faille principale, chevauchante, est celle de Palmanova, située en amont d'Aquilée, dont Carulli *et al.* (1980) ont montré que l'activité est en relation avec le front externe de la chaîne alpine. Selon les mêmes auteurs, la partie orientale de la plaine d'Aquilée serait affectée par la subsidence, en liaison avec la subduction de la plaque Afrique sous la plaque Dinaride.

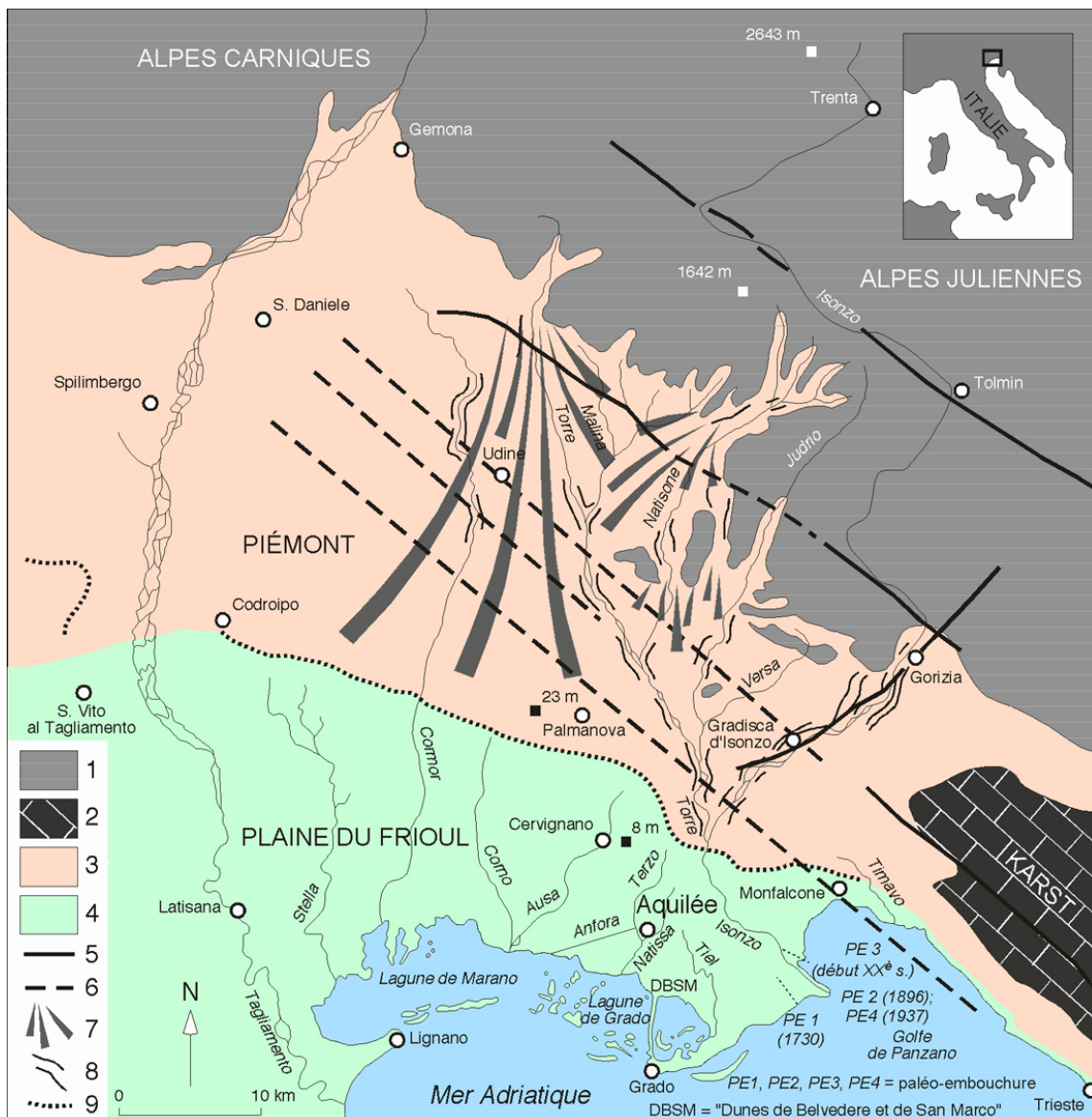


Figure 5.1 – Carte de la plaine deltaïque d'Aquilée et de sa région [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 1 = massifs montagneux calcaires et dolomitiques ; 2 = plateaux et massifs calcaires du Karst ; 3 = piémont (marnes calcaires, calcaires marneux, flyschs marno-calcaires) ; 4 = plaine (remblaiement fluvio-marin quaternaire) ; 5 = faille principale ; 6 = faille supposée (tracé hypothétique) ; 7 = cône alluvial ; 8 = vallée encaissée (non représentée dans les unités montagneuses) ; 9 = ligne de résurgence karstique.

La **plaine d'Aquilée** s'inscrit au sommet d'un remblaiement fluvio-marin mis en place depuis la fin du Pléistocène (Marocco, 1991a). Au cours du dernier Maximum Glaciaire (21.000-16.000 av. J.-C.), le Golfe de Trieste était une plaine alluviale connectée à l'hydrosystème Torre-Natisone-Isonzo (TNI) et recouverte par une steppe à graminées (Bortolami *et al.*, 1977 ; Marocco, 1991a). Au cours de la transgression post-glaciaire, la mer submergea initialement la côte d'Istrie (~ 8.000 av. J.-C.), puis le littoral karstique de Trieste (~ 5000 av. J.-C.) et la plaine côtière du Frioul. L'évolution géomorphologique de la plaine d'Aquilée est alors contrôlée par deux principaux facteurs, l'alluvionnement et le glacio-eustatisme, et, dans une moindre mesure, par l'activité néo-tectonique et les actions anthropiques.

Actuellement, le delta est drainé par quelques cours d'eau de résurgence karstique (Ausa, Terzo, Natissa, Tiel) et par un fleuve allochtone, l'Isonzo (module ~ 230 m³/s ; capacité de transport ~ 760.000 m³/a), dont la source est située dans les Alpes Juliennes à 1610 m d'altitude. L'Isonzo est caractérisé par un réseau de chenaux tressés de haute énergie et à forte instabilité latérale. Sa puissance spécifique est très élevée et permet de mobiliser une charge sablo-graveleuse abondante jusqu'à environ 10 km en amont de l'embouchure (Bresson, 2000 et 2001 ; Siché, 2002). Plus en aval, l'Isonzo adopte un tracé plus simple, à chenal unique et plus profond, dans un contexte de décroissance de la pente et de la granularité (sables et limons). Le volume d'alluvions déposé aux embouchures depuis plusieurs millénaires a permis de construire un vaste système deltaïque à l'histoire complexe.

3 – MÉTHODES D'ÉTUDE DES PALÉOENVIRONNEMENTS

Dans la plaine d'Aquilée, les techniques classiques, à savoir la photo-interprétation de clichés aériens ou de cartes historiques, prises isolément et non couplées avec les données de terrain, n'ont abouti qu'à des reconstitutions paysagères limitées. En revanche, l'utilisation combinée de l'imagerie numérique permettant l'accentuation des formes *via* un MNT, de la télédétection, des données géophysiques et morphosédimentaires et des vestiges archéologiques ont permis d'apporter des résultats plus probants (Siché *et al.*, 2006).

Comme cela avait été le cas dans le delta du Rhône, la reconstitution des paléoenvironnements d'Aquilée et sa région s'est appuyée sur une **méthode multi-critères**, basée sur le recoupement de plusieurs types de données physiques ou biologiques.

Les **données morphosédimentaires** recueillies à partir des observations de terrain, des cartes topographiques et géologiques, de la photo-interprétation et de l'analyse stratigraphique ont permis de décrire globalement les grandes unités de paysage. Ce travail a débouché sur la construction de cartes hydrogéomorphologiques à petite et grande échelle ; les données recueillies ont le plus souvent été intégrées dans un SIG.

La **cartographie hydrogéomorphologique** a été étayée par le traitement d'images (photointerprétation de clichés verticaux et d'images satellites, sondages, tomographie, modèle numérique d'altitude). Les résultats ont été reportés sur le fond de carte géoréférencé de la Carte technique Régionale (CTR) au 1/25.000 (sous Arcview et Autocad). Par ailleurs, un **modèle numérique de terrain** (MNT) a été élaboré en intégrant une marge d'erreur altitudinale de 10 cm. Suivant la méthodologie appliquée par Pocco (2000), le MNT a été construit sous Surfer en utilisant la triangulation de Delaunay, à partir des points cotés de la CTR au 1/5000 et des relevés effectués par **aérophotogrammétrie**.

L'analyse des formes fossiles plus ou moins visibles en surface a nécessité le recours à des techniques de prospection sophistiquées. Ainsi, des **prospections géophysiques à haute résolution** ont été réalisées par Alessandro Prizzon, du Gruppo di Geofisica di Esplorazione du Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine de l'université de Trieste, lequel a utilisé deux méthodes de prospection : le **géoradar** et la **magnétométrie**. Parmi les autres techniques de prospection non invasives utilisées, on peut encore évoquer l'utilisation en 2003 de la **méthode LASERSCAN par hélicoptère** qu'a mis en place Gianrossano Giannini, professeur de physique (université de Trieste). Cette méthode, qui permet d'obtenir des données de topographie numérique à haute résolution du site, a pu être appliquée à tout le territoire de la ville antique. Ces données sont actuellement exploitées par Isabelle Siché dans le cadre de sa thèse que je co-dirige. Une application de la technique LASERSCAN pour les zones submergées est en cours d'expérimentation.

Les **données stratigraphiques** ont été acquises à partir de **coupes** observées par sondages ouverts à la pelleuse et de **forages** (F), de **sondages** (S) ou de **carottages** (C) profonds sériés réalisés par des sociétés privées italiennes. Plusieurs campagnes F-S-C ont eu lieu dont la plus récente s'est déroulée en juillet 2006 (**figure 5.2**), en compagnie de Ruggero Marocco (géologue, université de Trieste). Comme les précédentes, les données recueillies ont servi de support aux analyses sédimentologiques et paléocéologiques.

Les **données sédimentologiques** ont permis de relier les caractéristiques texturales et structurales aux modes de dépôt et de transport des sédiments. L'information a été enrichie par l'analyse de leur contenu faunistique (**figure 5.3**). Les sédiments prélevés ont été le plus souvent analysés au laboratoire de sédimentologie de l'université de Trieste. La granulométrie des galets s'est faite par tamisage à sec, celle des sables à l'aide d'un Macrogranometer, en fonction de leur poids et de leur diamètre (Brezina, 1986) ; les limons et argiles, quant à eux, ont été analysés avec un Sedigraph (Coakley et Syvitski, 1991). Les courbes granulométriques obtenues ont été comparées avec celles fournies par le granulomètre laser Coulter du laboratoire de l'université Paris-Diderot (Paris 7) : les résultats ont été globalement très satisfaisants (distorsions inférieures à 1 %).

Les **données minéralogiques (minéraux lourds) et géochimiques** ont été utilisées afin de déterminer la zone source des sédiments déposés sur les cônes torrentiels et les lobes deltaïques. La question était de pouvoir reconnaître les apports de l'Isonzo, du Natisone et du Torre. Leurs cortèges minéralogiques sont suffisamment distincts, malgré la proximité géographique des sous-bassins (Lenardon et Marocco, 1994). Riches en Carbonate de magnésium (Brambatti, 1970), les sables du Torre sont composés, outre de picotite et d'épidote, de deux minéraux traceurs : l'augite et l'olivine. L'association de l'épidote et de la picotite (30 %) signe surtout les apports du Natisone (Comel, 1932). Le zircon (30-50 %) associé à l'épidote sont caractéristiques de l'Isonzo (Marocco *et al.*, 1988).

L'identification des espèces de foraminifères et d'ostracodes (**micropaléontologie**), très sensibles aux changements de température-salinité-agitation des eaux dans lesquelles elles vivent, a permis de restituer les conditions paléocéologiques des milieux de sédimentation ; elles ont été analysées par Nevio Pugliese (université de Trieste), qui a constitué une banque de données avec les principaux taxons reconnus dans les stratigraphies. Par ailleurs, j'ai sollicité récemment Jean-Pierre Suc (**palynologie** ; université Claude-Bernard Lyon 1) afin qu'il puisse travailler sur deux carottes profondes prélevées sur la plaine deltaïque en juillet 2006.

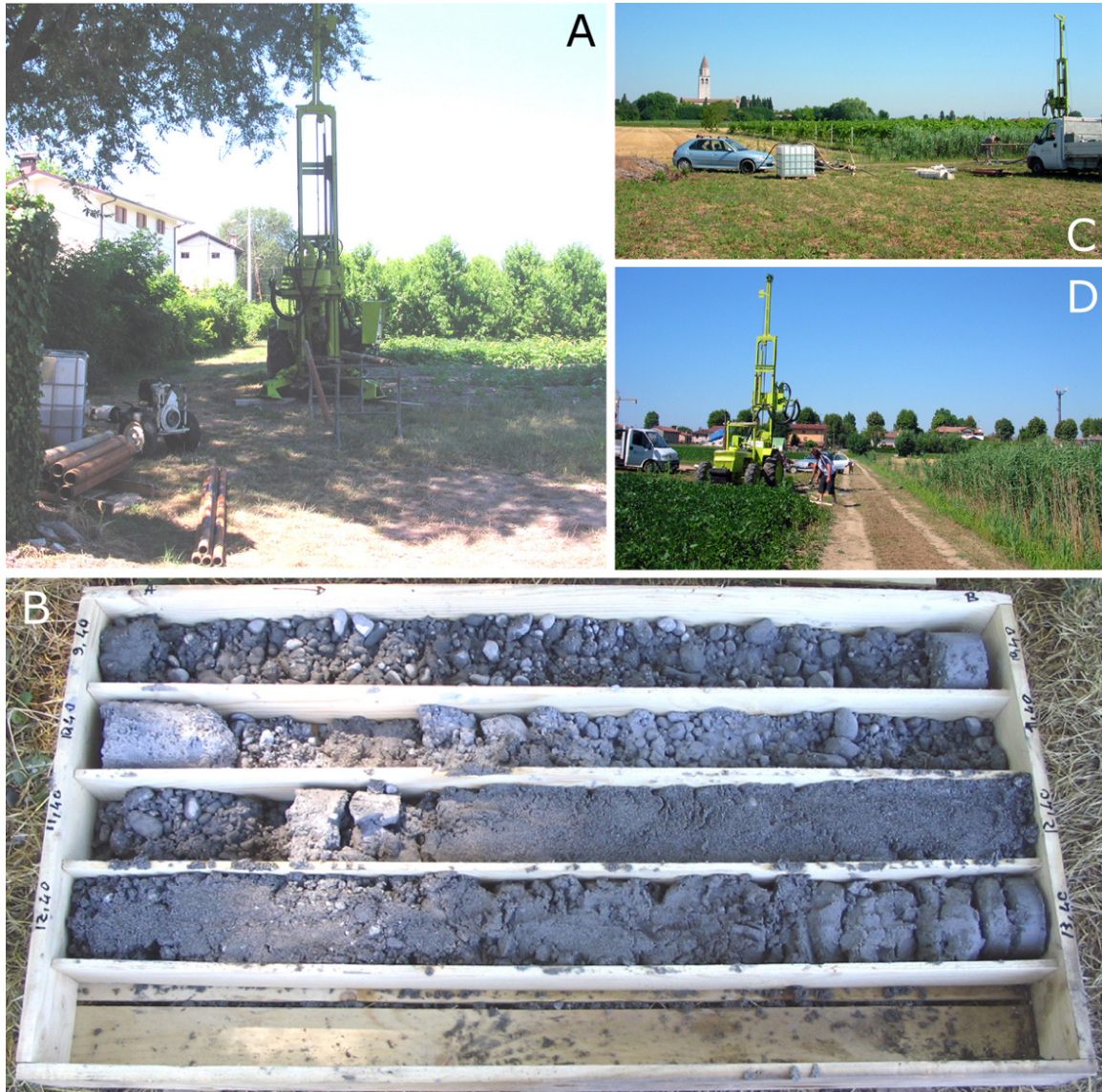
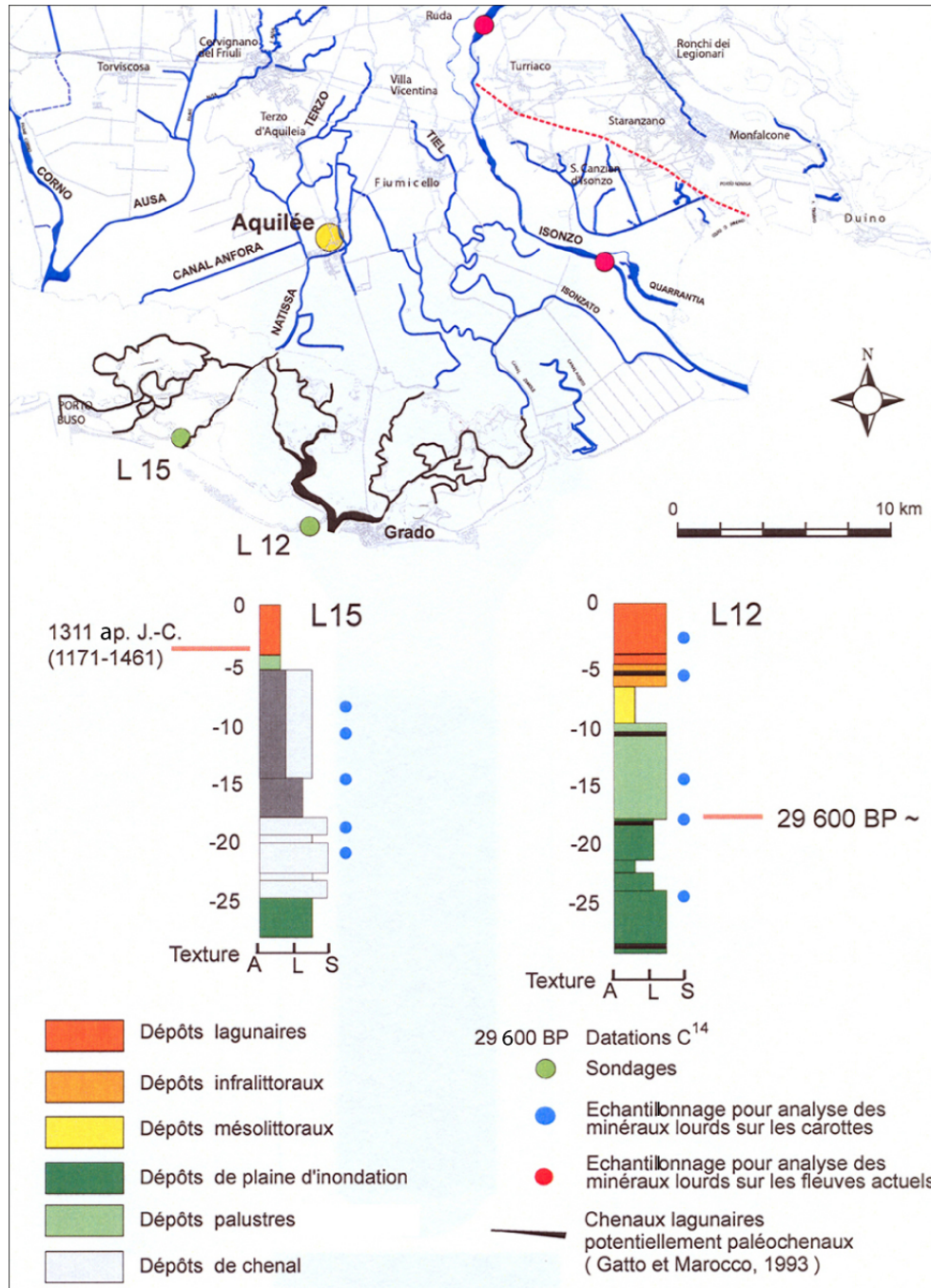


Figure 5.2 – Campagne de forages et carottages 2006 autour du port fluvial antique d'Aquilée.
A et B : Site Monastero ; C et D : Site Furlan (clichés R. Marocco, 2006).

La **chronologie des corps sédimentaires** s'est appuyée sur des **datations** «C, effectuées par différents laboratoires européens (Oxford, Lyon, Lecce) et/ou sur les **trouvailles archéologiques** (identifiées puis datées le plus souvent par Marie-Brigitte Carre et/ou Franca Maselli Scotti au Musée archéologique d'Aquilée).

S'ils ont permis de dater assez précisément les unités sédimentaires, les **vestiges archéologiques** ont également été utilisés comme **indicateurs paléohydrographiques** (voies sur berge, ponts romains sur paléochenal...) et de l'environnement du site.



4 – RÉSULTATS

4.1 – Synthèse paléogéographique

4.1.1 – À l'échelle régionale

Aquilée est aujourd'hui situé à l'**interface** entre 1) un **piémont** largement alimenté par les apports détritiques provenant des hauts bassins montagnards et 2) une **plaine côtière** dont le

drainage est assuré pour l'essentiel par l'Isonzo, sur sa partie orientale (**figure 5.4**). Ce phénomène, certainement exacerbé par la subsidence, est à l'origine de la mise en place d'une épaisse couverture sédimentaire d'origine alluviale. Disposés en amont sous forme de **cônes torrentiels** juxtaposés ou imbriqués, les sédiments sont redistribués en aval, quand l'influence du niveau de base devient déterminante, sous forme de **lobes deltaïques** dans lesquels se trouvent les lagunes de Marano et de Grado.

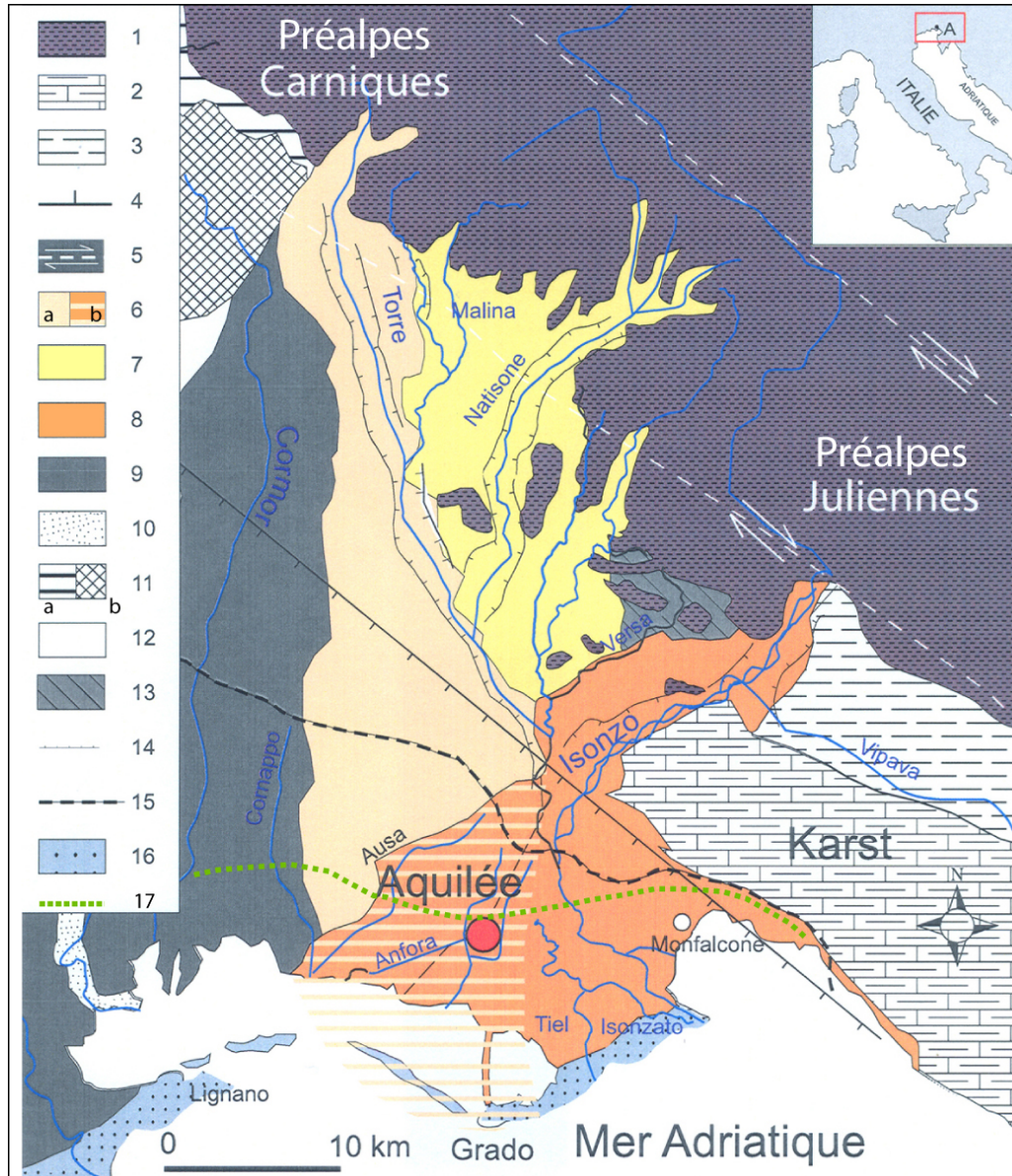


Figure 5.4 – Carte géomorphologique proposant un nouvel agencement des cônes torrentiels et des plaines deltaïques du Frioul [d'après Siché, thèse en cours]. 1 = massif montagneux (calcaires, dolomies, flyschs) ; 2 = plateau karstique de la chaîne dinarique ; 3 = plateau schisteux ; 4 = front des Alpes Dinariques ; 5 = faille transformante dextre active ; 6 = dépôts fluviodeltaïques du Torre (a), interstratification des dépôts fluviodeltaïques du Torre et de l'Isonzo (b) ; 7 = dépôts fluviodeltaïques du Natisone ; 8 = dépôts fluviodeltaïques de l'Isonzo ; 9 = dépôts fluviodeltaïques indifférenciés ; 10 = « vallon inter-cône » du Stella ; 11 = alluvions du Tagliamento supérieur (a), dépôts glaciaires de la vallée du Tagliamento (b) ; 12 = dépôts fluvioglaciers du Tagliamento ; 13 = alluvions indifférenciées ; 14 = rebord de terrasse alluviale majeure ; 15 = ligne de résurgence karstique ; 16 = lido et cordon littoral ; 17 = limite entre le domaine fluvial (cône torrentiel) et fluviolaguno-marin (lobe deltaïque).

La photointerprétation associée aux données de terrain ont permis d'avoir une idée assez précise de la façon dont sont organisés ces dépôts (**figure 5.4**). Aquilée est situé dans la zone d'interstratification des dépôts du **Torre** et de l'**Isonzo**, ce qui, du reste, a bien été mis en évidence par l'analyse des minéraux lourds prélevés sur le front deltaïque actuel (**figure 5.3**) mais aussi en amont de l'*onlap* maximum holocène, pour écarter toute possibilité de redistribution des sédiments par la dérive littorale. Par conséquent, le fleuve antique, la Natissa, pourrait bien avoir été connecté en amont à ces deux cours d'eau, j'y reviendrai plus loin (cf. *infra*, chapitre 7). Reste que les **défluviations** et les **captures** sont au cœur de la dynamique de tout ce système et des changements paléoenvironnementaux mis en évidence dans la plaine d'Aquilée.

4.1.2 – À l'échelle de la plaine deltaïque

Les **premières synthèses** (Brambati, 1970 et 1985 ; Marocco, 1989, 1991 a et b) ont décrit les étapes de l'édification holocène de la plaine alluviale d'Aquilée, dont l'évolution apparaît liée avant tout aux facteurs eustatiques et tectoniques ainsi qu'aux apports hydro-sédimentaires du système TNI. Centrant son étude sur l'évolution du **trait de côte**, Marocco (1991a) a proposé un *scenario* de l'évolution de la plaine, basé sur la mise en perspective des données morpho-sédimentaires, archéologiques et historiques.

Les **travaux récents** que j'ai conduits en collaboration avec mes collègues géologues et paléontologues italiens ont permis de confirmer quatre temps forts de la **paléogéographie deltaïque**, centrés sur 4000 BP, 2000 BP, 1000 BP et 500 BP (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003 ; **figure 5.5**).

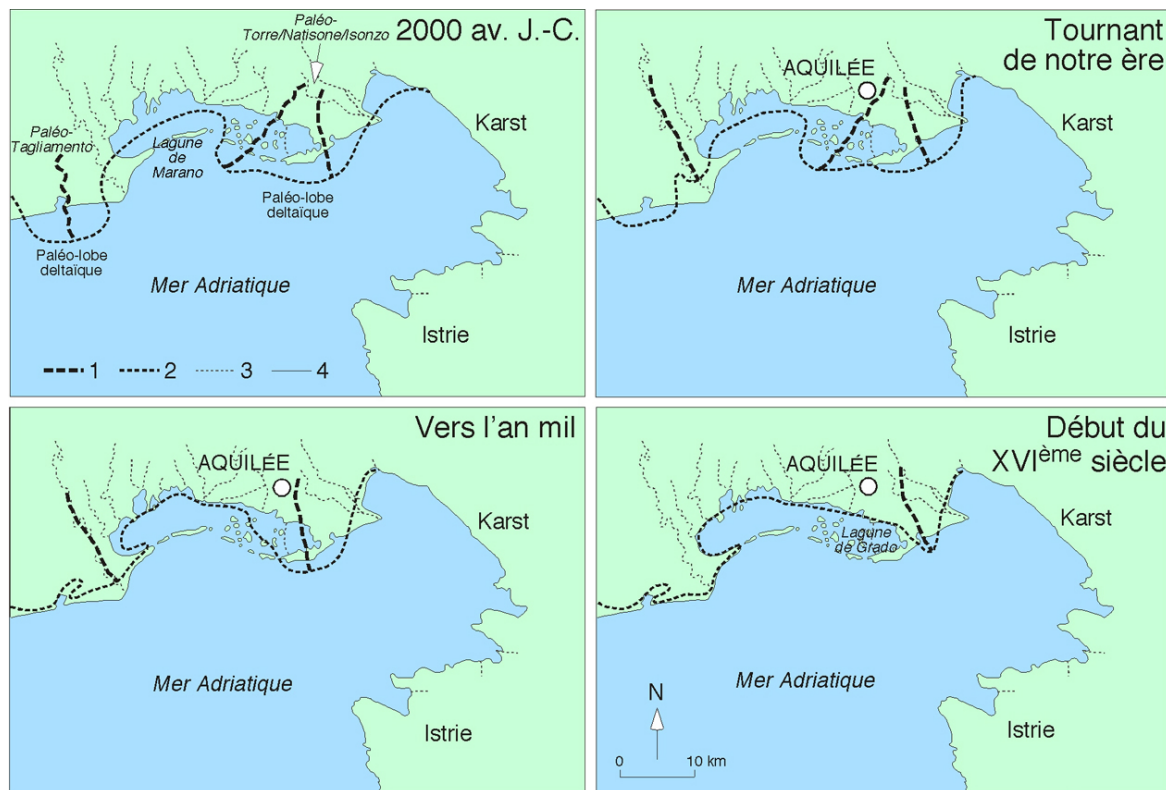


Figure 5.5 – Paléogéographie de la plaine deltaïque d'Aquilée à quatre dates clés de son histoire [d'après Marocco, 1991a, modifié et Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 1 = paléochenal ; 2 = ancienne ligne de rivage ; 3 = cours d'eau actuel ; 4 = ligne de rivage actuelle.

Ainsi, il apparaît que :

- La **plaine d'Aquilée** semble s'être surtout développée grâce aux apports solides du paléo-Isonzo/Natisone, qui a changé plusieurs fois de cours en même temps que le niveau marin relatif de la Méditerranée remontait. Ces défluviations, pour ce qui concerne l'Isonzo, ont perduré jusqu'aux Temps Modernes.
- La **lagune de Grado** s'est formée plus tardivement que la **lagune de Marano** (5600 BP). En effet, l'analyse chronostratigraphique a montré que la lagune de Grado était post-romaine (Zucchi Stolfa et Toppazzini, 1976 ; Marocco *et al.*, 1984 et 1988 ; Marocco, 1991a), confirmant ainsi les hypothèses archéologiques (Schmiedt, 1979 ; Tortorici, 1997). Une fois en place, les deux lagunes ont constitué un lobe unique qui n'a cessé depuis de migrer vers l'est. La partie orientale du delta de l'Isonzo est la plus récente, l'essentiel du prisme sédimentaire s'étant mis en place depuis le XVI^{ème} siècle (Desio, 1922 ; Brambati, 1970 ; Marocco, 1989a).
- Le **site d'Aquilée** n'a jamais été atteint par la mer (figure 5.6).

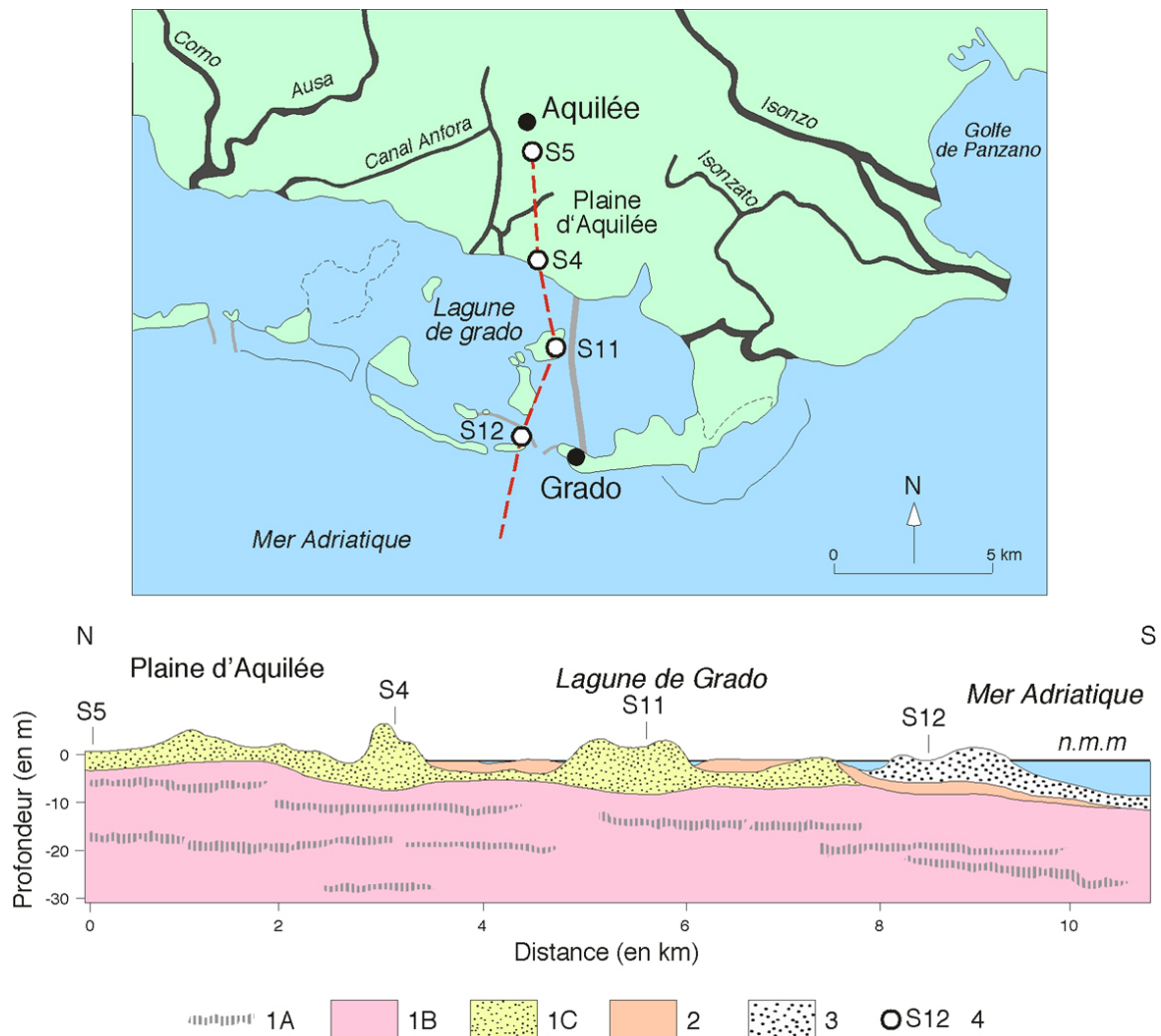


Figure 5.6 – Les paléo-milieus de sédimentation autour d'Aquilée [d'après Marocco *et al.*, 1984, modifié et Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 1 = sédiments continentaux (1A = tourbe ; 1B = limons ; 1C = sables) ; 2 : sédiments lagunaires ; 3 = sédiments marins ; 4 = carotte sédimentaire.

Aujourd'hui, le **trait de côte** est en voie de régularisation. Son recul est attesté par les nombreuses formations sableuses héritées qui le constituent (Brambati, 1970 et 1989). Si ce recul est ajouté à la réduction des apports solides de l'Isonzo au cours du XX^{ème} siècle (Brambati, 1989), on conçoit que le delta et les **marais** qui le constituent ne représentent plus que 70 % de la surface qu'ils occupaient en 1833 (Gatto et Marocco, 1993).

4.2 – Le paléoenvironnement du site d'Aquilée

4.2.1 – Une plaine alluviale à géométrie variable

Le centre historique d'Aquilée s'inscrit dans une plaine alluviale délimitée à l'est par l'Isonzo, à l'ouest par l'Ausa, un cours d'eau de résurgence karstique, au nord par des formes de relief héritées de l'ancien tracé du système TNI et au sud par les « Dunes du Belvédère et de San Marco » qui dominent l'actuelle lagune de Grado (**figure 5.1**).

La **paléophysiographie** du territoire d'Aquilée a été déterminée par l'analyse fine du micro-relief actuel et par la photointerprétation des paléofformes. Autour d'Aquilée, un relevé haute résolution a été réalisé par interpolation de 2102 points cotés extraits de la « Carte technique Régionale » (échelle 1/5000 ; équidistance 0,5 m) (**figure 5.7**). Son détail montre que la plaine deltaïque est caractérisée par la juxtaposition de formes de relief longilignes « en bosse » (**paléobourrelets alluviaux** et **paléoberges**) ou « en creux » (**paléochenaux fluviaux**), légèrement inclinées vers le sud (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003). Les paléochenaux, abandonnés par défluviation, sont particulièrement présents au nord et au nord-est d'Aquilée (Siché *et al.*, 2006). Les relevés photogrammétriques confirment les résultats apportés par les données micro-topographiques, alors que d'autres paléochenaux (gravelo-sableux) ont pu être détectés par l'investigation géophysique (Vaia *et al.*, 1985).

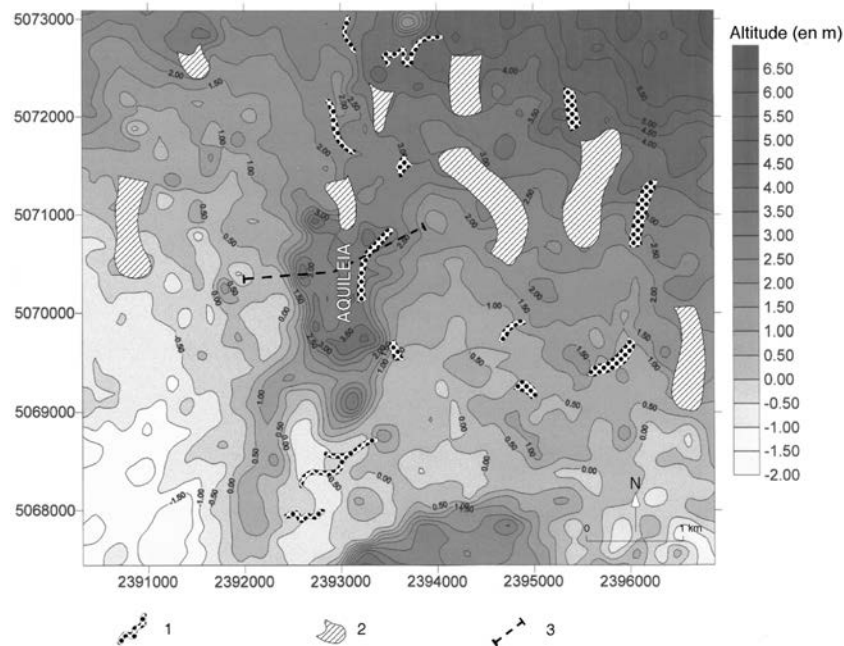


Figure 5.7 – Carte topographique détaillée (équidistance 0,5 m) autour d'Aquilée [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 1 = paléochenal ; 2 = bourrelet alluvial ; 3 = tracé de la coupe stratigraphique (figure 5.9). Les numéros reprennent la grille kilométrique de la Carte Technique Régionale du Frioul Vénétie julienne. Les cotes d'altitude sont exprimées en mètres par rapport au niveau moyen de la mer.

La partie nord-orientale de la plaine deltaïque est plus élevée (~ 6,5 m) que la partie sud-occidentale (~ 3 m ; **figure 5.5**). Ce dénivelé s'explique par une vitesse d'aggradation accrue de la plaine au nord-est, liée aux apports solides du paléo-Isonzo, du paléo-Natisone et du paléo-Torre. La position dominante du site d'Aquilée (alt. 3-4 m) par rapport à son environnement immédiat s'explique avant tout par la surélévation artificielle de la topographie, provoquée par l'empilement des niveaux d'occupation romains, paléo-chrétiens et médiévaux. La topographie de la ville romaine, contrastée, est située entre -1 m et -2 m sous le sol actuel. Dans la mesure où il a été montré que le sous-sol d'Aquilée était néo-tectoniquement (*quasi*) stable (cf. *supra*), l'enfouissement de ces paléosols d'occupation est principalement attribué à des **phénomènes d'alluvionnement**, renforcés par les **remblaiements artificiels** post-romains.

Au sud de la ville fortifiée, une vaste zone déprimée se prolonge par une succession de reliefs sableux (*i.e.*, « Dunes du Belvédère et de San Marco » ; **figure 5.1**) orientés nord-est/sud-ouest et nord-nord-est/sud-sud-ouest ; les données géomorphologiques, sédimentologiques et chronologiques récemment obtenues montrent qu'il s'agit de **dunes éoliennes remaniant des sables fluviaux d'un paléochenal** (Marocco, 1991b ; Lenardon et Marocco, 1994). Cependant, des analyses palynologiques, entre autres, doivent encore permettre de vérifier cette interprétation et la datation de cet événement doit être précisée.

4.2.2 – Caractéristiques des zones humides

Des précisions qualitatives mais non moins intéressantes ont d'abord été fournies par les **sources historiques et épigraphiques**.

Carre (2005) précise que Vitruve, dans son traité d'architecture, témoigne que les murailles d'Aquilée étaient construites sur des **terrains certes marécageux mais très salubres** (Traina, 1988 ; Strazzulla, 1989). Le souvenir d'**anciennes bonifications** survécut aussi sur le plan mythologique et religieux. On explique ainsi la présence dans le territoire du mythe de Diomède, héros civilisateur par excellence : les légendes lui attribuent, entre autres, la bonification de la Daunia, où Strabon nous apprend qu'il aurait entrepris la construction d'un canal pour relier les centres de l'intérieur à la mer (Strazzulla, 1989 ; D'Ercole, 2000). Elles indiquent aussi que le territoire d'Aquilée correspond à un **milieu humide aménagé très tôt par des bonifications et le creusement de canaux**.

À l'époque historique, on trouve encore à Aquilée une corporation de *aquatores Feronienses*, sans aucun doute chargés de la manutention du **système hydraulique** de la ville. Ils tirent leur nom de la déesse Feronia, bien attestée par ailleurs à Aquilée, et capable de dominer la nature hostile ; cette divinité est ainsi particulièrement vénérée dans les marais Pontins. On notera enfin la présence, parmi les *triumviri* chargés par le sénat romain de procéder à la seconde déduction de la colonie en 169 av. J.-C., de *M. Cornelius Cethegus* qui fut à l'origine d'une bonification en 160 av. J.-C. dans *l'ager pontinus* (Strazzulla, 1989).

Plus récemment, l'**investigation stratigraphique** conduite lors des fouilles géoarchéologiques [Essiccatolo (Maselli Scotti *et al.*, 1995) ; secteur du port fluvial (Carre et Zaccaria, 2001)] et les campagnes de carottages conduites dans le cadre du projet SARA ont permis de faire un large bilan sur l'évolution du paléoenvironnement d'Aquilée et sa région au cours de la Préhistoire, de la Protohistoire et de l'Antiquité romaine (**figure 5.8**). Les carottes SARA ont fait l'objet de plusieurs types d'analyse : lithologique, biostratigraphique, radiométrique et archéologique.

L'investigation du sous-sol a pu être complétée par des sondages géoélectriques au moins jusqu'à 12 m de profondeur. Les résultats ont été publiés par Maselli Scotti *et al.* (1999), Pugliese *et al.* (1999), Carre et Maselli Scotti (2001), Arnaud-Fassetta *et al.* (2003) et Siché *et al.* (2006). La

reconstitution d'un transect ouest-sud-ouest/est-nord-est (figure 5.9) indique que le sous-sol d'Aquilée est caractérisé par la **présence de dépôts fluviaux** (*i.e.*, banc de chenal ou plaine d'inondation) depuis la fin du Pléistocène.

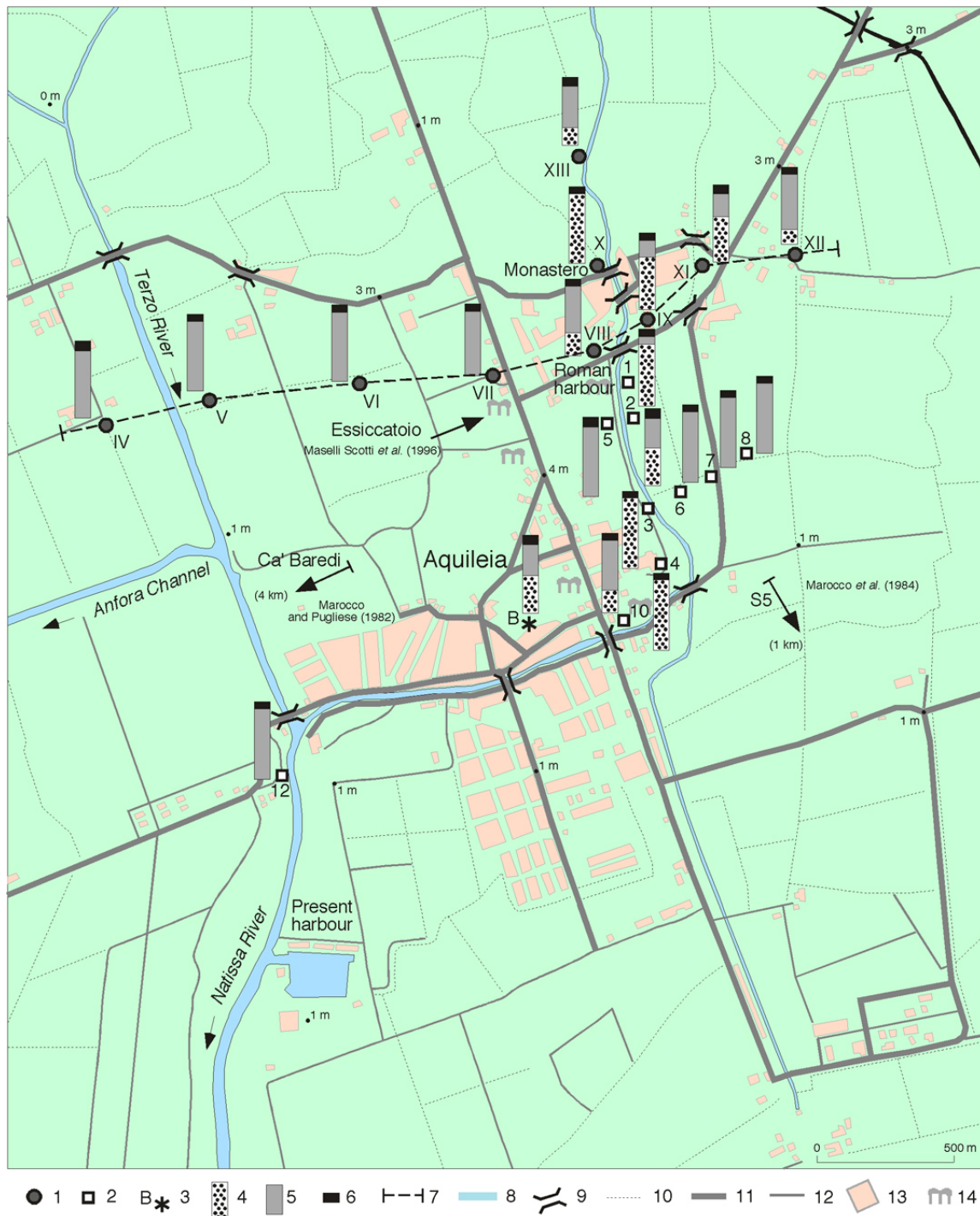


Figure 5.8 – Interprétation des environnements de dépôt à partir des carottes SARA et Brünner [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 1 = carotte SARA (année 1994) ; 2 = carotte SARA (année 1995) ; 3 = carotte Brünner ; 4 = dépôts grossiers de chenal (gravier dans matrice sableuse) ; 5 = dépôts alluviaux fins (sables, limons et/ou argiles) ; 6 = matériel remanié ; 7 = tracé de la coupe stratigraphique (figure 5.7) ; 8 = cours d'eau actuel ; 9 = pont actuel ; 10 = fossé de drainage actuel ; 11 = route actuelle ; 12 = chemin actuel ; 13 = installations humaines actuelles ; 14 = vestiges romains.

Des **conditions plus humides** sont décelées par la micro-paléontologie des dépôts fins à partir de 3500 av. J.-C., comme l'indiquent les résultats obtenus par fouille et sondages sur les sites Essiccatoio et Ca' Baredi (figure 5.9). La présence d'**environnements doux à saumâtres** a également été confirmée par les récentes données paléontologiques obtenues sur les carottes SARA 5/1995, 6/1995 et 7/1995 et lors de la fouille du port-canal. Enfin, l'épaisseur des sols pseudogleyifiés à faune d'eau douce, depuis -2,5 m jusqu'à la surface, quelquefois interstratifiés avec du mobilier archéologique protohistorique ou romain, confirme bien l'**ambiance humide dans laquelle s'est fait le développement du réseau hydrographique autour de la ville antique** (cf. *infra*, chapitre 7).

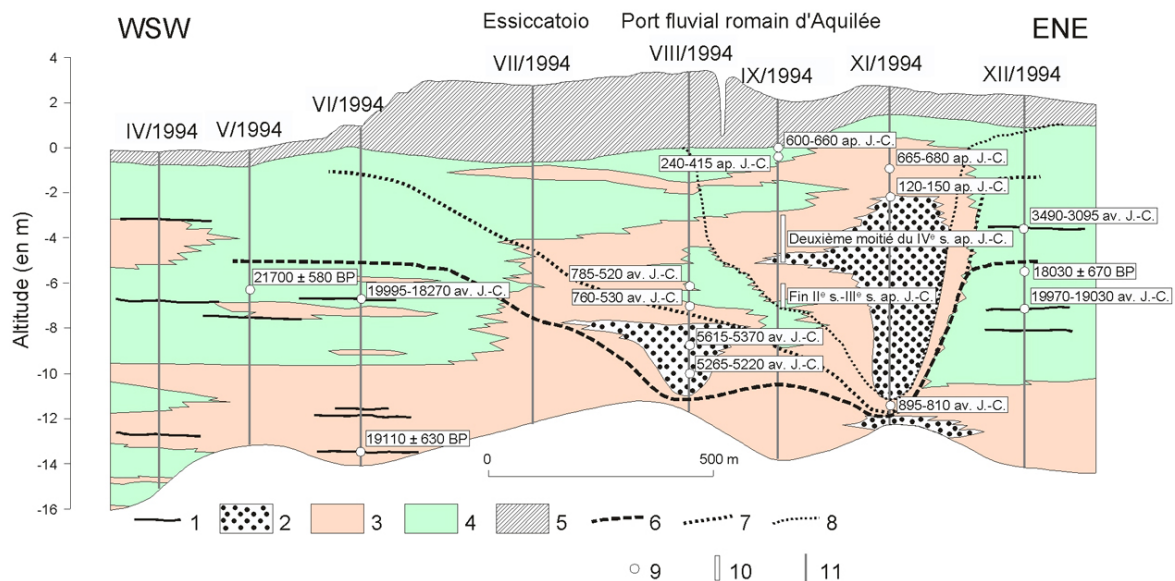


Figure 5.9 – Coupe lithostratigraphique WSW-ENE du site d'Aquilée (localisation des carottes sur la figure 5.8) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 1 = tourbe ; 2 = graviers ; 3 = sables ; 4 = pélites ; 5 = matériel remanié ; 6 = plancher alluvial post-18.030 ± 670 BP (tracé hypothétique) ; 7 = plancher alluvial post 3490-3095 av. J.-C. (tracé hypothétique) ; 8 = plancher alluvial post-785-520 av. J.-C. (tracé hypothétique) ; 9 = datation radiocarbone (cal.) ; 10 = datation archéologique ; 11 = carotte SARA (année 1994) ; 12 = paléochenal numéroté.

4.3 – Les facteurs de contrôle de la morphogenèse deltaïque

Les **conditions hydromorphodynamiques** de la plaine côtière d'Aquilée sont contrôlées par un faisceau de quatre facteurs : 1) les apports alluviaux et la dynamique fluviale, 2) les fluctuations eustatiques et la dynamique marine, 3) la néotectonique et les phénomènes de subsidence et 4) l'occupation du sol et les actions anthropiques sur le milieu.

4.3.1 – Les apports alluviaux et la dynamique fluviale

La plaine deltaïque d'Aquilée a été construite par les apports solides fournis par le **système TNI** et redistribués par les houles (figure 5.5).

Entre 2000 av. J.-C. et le tournant de notre ère, une abondante fourniture sédimentaire d'origine alluviale a contribué à la construction de **deux lobes deltaïques** bien individualisés (Marocco, 1989a, 1991). La composition minéralogique (minéraux lourds) des dépôts sableux confirme qu'il s'agit bien d'apports solides fournis par le système Torre-Natisone-Isonzo (Gazzi *et al.*, 1973 ; Marocco *et al.*, 1988 et 1989a ; Lenardon et Marocco, 1994 ; Siché, thèse en cours).

À partir de l'an mil, **un seul lobe subsiste**, à l'est, alimenté par les apports de l'Isonzo. D'abord actifs puis abandonnés lors de défluviations, ces lobes ont subi une lente subsidence, accentuant ainsi les effets de la remontée eustatique de l'Adriatique.

4.3.2 – Les fluctuations eustatiques et la dynamique marine

L'évolution du **front d'un delta** dépend pour beaucoup de la **dynamique marine**, à savoir le régime, la force et l'orientation des houles sur la côte. À plus long terme, les variations verticales du niveau marin peuvent modifier la géographie de ces champs de force et, au final, la position du trait de côte.

Concernant les **fluctuations eustatiques**, les données de premier ordre (âge ^{14}C des tourbes *versus* profondeur des dépôts) acquises sur la plaine deltaïque d'Aquilée restent en accord avec celles des autres sites de Méditerranée nord-occidentale (**figure 5.10**). En revanche, les données de deuxième ordre (âge ^{14}C des limons organiques et des coquilles de mollusque *versus* profondeur des dépôts) ne sont pas assez précises pour caler la position verticale du niveau marin relatif. La position du diagramme « âge-profondeur » obtenu sur le site d'Aquilée (**figure 5.10**) montre un décalage vers le bas par rapport aux courbes de référence, confirmant ainsi l'hypothèse de **mouvements du sol négatifs**.

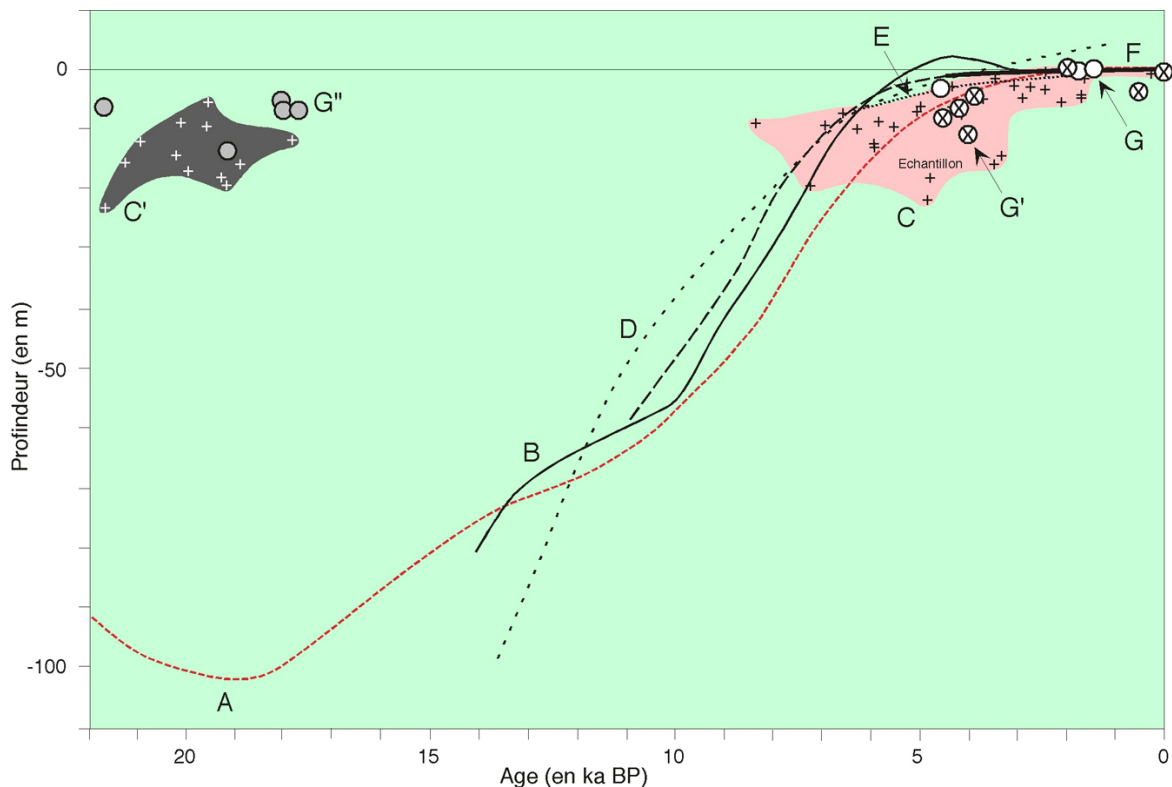


Figure 5.10 – Variations du niveau marin relatif en Méditerranée nord-occidentale depuis le dernier Maximum glaciaire [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. A : Roussillon/France (Labeyrie *et al.*, 1976) ; B : France du SW (Aloisi *et al.*, 1978) ; C : Plaine de Venise et basse vallée du Pô/dépôts holocènes (Bortolami *et al.*, 1977) ; C' : Plaine de Venise et basse vallée du Pô/dépôts pléistocènes (Bortolami *et al.*, 1977) ; D : Riviera française (Dubar et Anthony, 1995) ; E : Golfe de Fos, France (Vella et Bourcier, 1998) ; F : Côtes rocheuses du SE français (Laborel *et al.*, 1994) ; G : Plaine deltaïque d'Aquilée/tourbes holocènes (Marocco, 1991a ; S.A.R.A. project) ; G' : Plaine deltaïque d'Aquilée/dépôts marins holocènes (Marocco, 1991a) ; G'' : Plaine deltaïque d'Aquilée/tourbes pléistocènes (Marocco, 1991a).

Toutes les courbes (**figure 5.10**) montrent que la remontée du niveau marin relatif a été **rapide** entre 17.000 BP et 7000 BP, puis plus lente ensuite (Pirazolli, 1996). Autour de 5000 BP, le niveau marin relatif approche de sa position actuelle : la vitesse de remontée du plan d'eau **se réduit** et permet la progradation des systèmes deltaïques (Stanley et Warne, 1994). Dans la mesure où la présence de **paléo-cordons littoraux** situés en arrière des cordons actuels n'a pu être montrée, plusieurs auteurs (Pugliese et Marocco, 1984 ; Marocco, 1991a, 1994) considèrent que les dépôts littoraux actuels constitueraient l'*onlap* maximum holocène. De mon propre avis, cette hypothèse, pour être pleinement confirmée, appelle à un argumentaire plus robuste qu'il faudrait étayer par une investigation chronostratigraphique fouillée des sédiments de la plaine.

4.3.3 – Les mouvements négatifs du sol

Dans la plaine deltaïque d'Aquilée, l'activité néotectonique est confirmée par un phénomène de **subsidence**, dont les taux, relativement faibles, sont compris en moyenne entre 0,1 mm/a et 0,2 mm/a (Bondesan *et al.*, 1995). Cependant, des taux plus élevés sont observés à proximité des **chenaux fluviatiles** (~ 2.2 mm/a à l'embouchure de l'Isonzo), sans que l'on sache vraiment départager ce qui revient à la subsidence ou à la compaction des séries organo-sédimentaires. Le long des paléochenaux fluviatiles de la marge du delta du Nil, un phénomène comparable a été observé, mais il est attribué à la **fracturation** et à la **fluidisation** des dépôts alluviaux (Stanley, 2003).

Quoi qu'il en soit, les taux de subsidence sont plus **faibles** que ceux estimés dans d'autres secteurs de la côte adriatique. En particulier, les travaux de Mathers *et al.* (1999) ont montré de très forts taux de subsidence (2,5-10 mm/a) le long du rivage albanais. Là, le phénomène de subsidence contrôle l'essentiel de la dynamique géomorphologique des systèmes deltaïques. Ce n'est pas le cas de la plaine d'Aquilée où l'alluvionnement et l'eustatisme restent les principaux facteurs de son édification.

4.3.4 – L'occupation du sol et les actions anthropiques sur le milieu

Elles ont été nombreuses depuis au moins la Protohistoire. Selon Carre (2005), le rôle militaire et économique d'Aquilée reflète celui joué par son territoire avant l'arrivée des Romains comme le terminal de la « **route de l'ambre** », courant commercial reliant, à partir du Bronze final au moins, les régions de la Baltique à l'Adriatique (Maselli Scotti, 1996). Une occupation humaine est connue dès le Bronze récent : un habitat dont les premières phases sont datables entre les IX^{ème}-VIII^{ème} siècles et le V^{ème} siècle av. J.-C. semble perdurer malgré l'absence de structures conservées (Maselli Scotti, 1998a). Le territoire est occupé pendant quelques années par des peuples gaulois (**Gaulois transalpins**), puis de manière stable par les **Romains** qui y fondent (en 181 av. J.-C.) une colonie qui durera sept siècles. Cette fondation répond à de multiples **exigences politiques, militaires et économiques**.

Le choix de l'implantation de la colonie répond à une **contrainte littorale forte**, qui pousse les Romains à s'installer à l'intérieur des terres, sur un **fleuve navigable** depuis son embouchure, car la forte mobilité de la frange littorale ne permet pas l'installation d'un port maritime. La ville est intégrée, dès la conquête romaine, dans un **réseau de voies de communication** créées dans un souci stratégique et économique et qui visaient les marchés transalpins. Les vestiges archéologiques découverts entre Aquilée et la mer (Carre *et al.*, 2003) montrent la présence de **zones d'habitat**, de **nécropoles** et de **voies d'eau** à l'emplacement de la lagune actuelle.

Au cours des Temps Modernes, la plaine d'Aquilée va subir un aménagement et une transformation « classiques » des deltas de Méditerranée : **bonification, chenalisation, fixation des embouchures, artificialisation du trait de côte**, dans un contexte de fluctuations des apports solides et liquides et d'occupation croissante du milieu, par le développement des activités agricoles, touristiques et culturelles.

5 – CONCLUSIONS

Ce chapitre a permis de préciser le **contexte physique et humain** dans lequel s'est édifiée la plaine d'Aquilée au cours de l'Holocène récent (quatre derniers millénaires).

La **paléogéographie** de la plaine et les **conditions du milieu** ont pu être reconstituées par la mise en œuvre de méthodes multi-critères. L'approche hydrogéomorphologique a occupé une place déterminante et mon expérience de la pluridisciplinarité dans le delta du Rhône a certainement permis de progresser plus vite vers des synthèses paléoenvironnementales.

Le moteur de la **dynamique des paléoenvironnements deltaïques** associe plusieurs facteurs : le détritisme et la dynamique fluviale, les fluctuations eustatiques et la dynamique marine, la néotectonique et les phénomènes de subsidence, et les actions anthropiques sur le milieu. L'**alluvionnement** apparaît comme une variable de contrôle importante, moins du fait de la taille du bassin-versant de l'Isonzo que par sa position qui le situe en marge d'une zone encore tectoniquement active. Une attention particulière a été accordée au **réseau hydrographique** dont j'ai pu, avec l'aide de mes collègues italiens et de ma doctorante, avancer quelques résultats concernant les connexions amont-aval. La thèse d'Isabelle Siché, en cours d'achèvement, permettra certainement d'aller plus loin dans la compréhension des mécanismes d'évolution du réseau.

L'étude a également montré qu'**Aquilée se situe à un point de rencontre entre deux systèmes** : le système torrentiel en amont, représenté par de **grands cônes de déjection** (*megafans*) dont la géométrie a pu être précisée, et le système aval, sous influence du niveau de base marin et caractérisé par la présence de **lobes deltaïques** dont on a pu montrer l'évolution au cours des quatre derniers millénaires. Le point de rencontre entre les deux systèmes a évolué au cours de l'Holocène par le jeu d'ajustement des paramètres climatiques, qui ont eu une incidence sur la dynamique fluviale et les modalités de l'érosion dans le bassin-versant, et sur la position du niveau marin relatif en aval.

Les **sociétés**, qui ont investi la plaine au moins à partir de l'Âge de Bronze mais surtout à l'Antiquité, ont eu aussi une action sur la **géographie des zones humides** et l'**hydrographie locale**. Comme dans le cas du delta du Rhône, **l'analyse globale des paléoenvironnements et de la paléogéographie précède et permet de mieux asseoir l'étude du réseau hydrographique, les caractéristiques hydrauliques des paléochenaux et les rapports fleuve-sociétés** sur lesquels je reviendrai (cf. *infra*, chapitre 7).

CHAPITRE 6 – LES MÉTAMORPHOSES PAYSAGÈRES DE LA RIA FORMOSA DEPUIS 8000 ANS

1 – INTRODUCTION, CONTEXTE DE L'ÉTUDE ET PROBLÉMATIQUE

Le cas de la Ria Formosa, abordé dans ce chapitre, se distingue singulièrement des deux précédents exemples (delta du Rhône et plaine d'Aquilée) : situé en bordure de l'Océan Atlantique, la Ria Formosa est soumise à une dynamique fortement marquée par l'action des marées et des houles alors que les influences du bassin-versant et de l'arrière-pays en général sont peu significatives, du moins à l'échelle de temps à laquelle j'ai travaillé.

Située dans la partie nord-ouest du **Golfe de Cadiz**, baignée par les eaux de l'Atlantique Nord, la **Ria Formosa** occupe l'essentiel de la **Côte Sotavento**, qui s'étend entre Olhós de Agua (37°06'N, 8°19'W) et l'embouchure du fleuve Guadiana (37°12'N, 7°25'W) (**figure 6.1A**). Dominée au nord par les collines de dissection schisteuses de la **Serra**, puis par les voûtes anticlinales et les crêtes monoclinaux à dominante calcaire du Barrocal, enfin par les **glacis** polygéniques taillés dans les poudingues et les sables fluviatiles du Pléistocène récent (la formation de Quarteira ; Chester et James, 1995), la Ria Formosa peut être définie comme un **vaste ensemble lagunaire de 111 km²**, de type « expandable tidal lagoon » (Oertel, 1985), la variation de la surface inondée entre la basse mer et la pleine mer allant de 90 % lors des marées de morte eau à 450 % lors des marées de vive eau. Sous un climat de type « méditerranéen » et soumis à un **régime mésotidal** (marnage : 1,3-3,5 m), les **marais lagunaires** qui la constituent sont actuellement protégés par **cinq îles-barrières** (Barreta, Culatra, Armona, Tavira, Cabanas) et deux flèches sableuses (Anção, Cacula), séparées par **six passes** dont trois sont artificielles (San Luis, Barra Nova, Tavira ; **figures 6.1 B et C**).

L'histoire de la Ria Formosa, complexe, est celle d'un paysage lagunaire en constante mutation depuis le début de l'Holocène. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour restituer les principales étapes de son édification et les processus associés (Pereira de Sousa, 1914 ; Abecassis, 1926 et 1961 ; Weinholtz, 1964 ; Neves, 1974 ; Guillemot, 1979 ; Granja, 1984 ; Pilkey *et al.*, 1989 ; Andrade, 1990 ; Bettencourt, 1994). Si l'origine des transformations environnementales anciennes relève avant tout de la conjonction de trois facteurs – fluctuations eustatiques, variabilité climatique, mouvements du sol –, l'Homme s'inscrit sans conteste au rang des acteurs majeurs du façonnement du paysage lagunaire récent. En effet, **depuis deux à trois siècles, la Ria Formosa connaît une métamorphose environnementale rapide et sans précédent, liée au regain des activités humaines** (agriculture, équipements hydrauliques, urbanisation, aquaculture, tourisme ; Baron-Yellès *et al.*, 2001).

Aujourd'hui, la Ria Formosa présente une grande diversité d'environnements qu'il est possible de découper en **quatre unités physiographiques** distinctes (Bettencourt, 1994 ; Bertrand *et al.*, 2001) : l'unité proprement continentale des rives internes, l'unité fluvio-palustre (marais dulcicoles associés aux plaines d'inondation), l'unité laguno-marine (passes, deltas de marée, plateformes sableuses d'arrière-barrière, bassins de basse énergie comprenant les vasières et les marais salés) et l'unité marine (plages externes et dunes des îles-barrières).

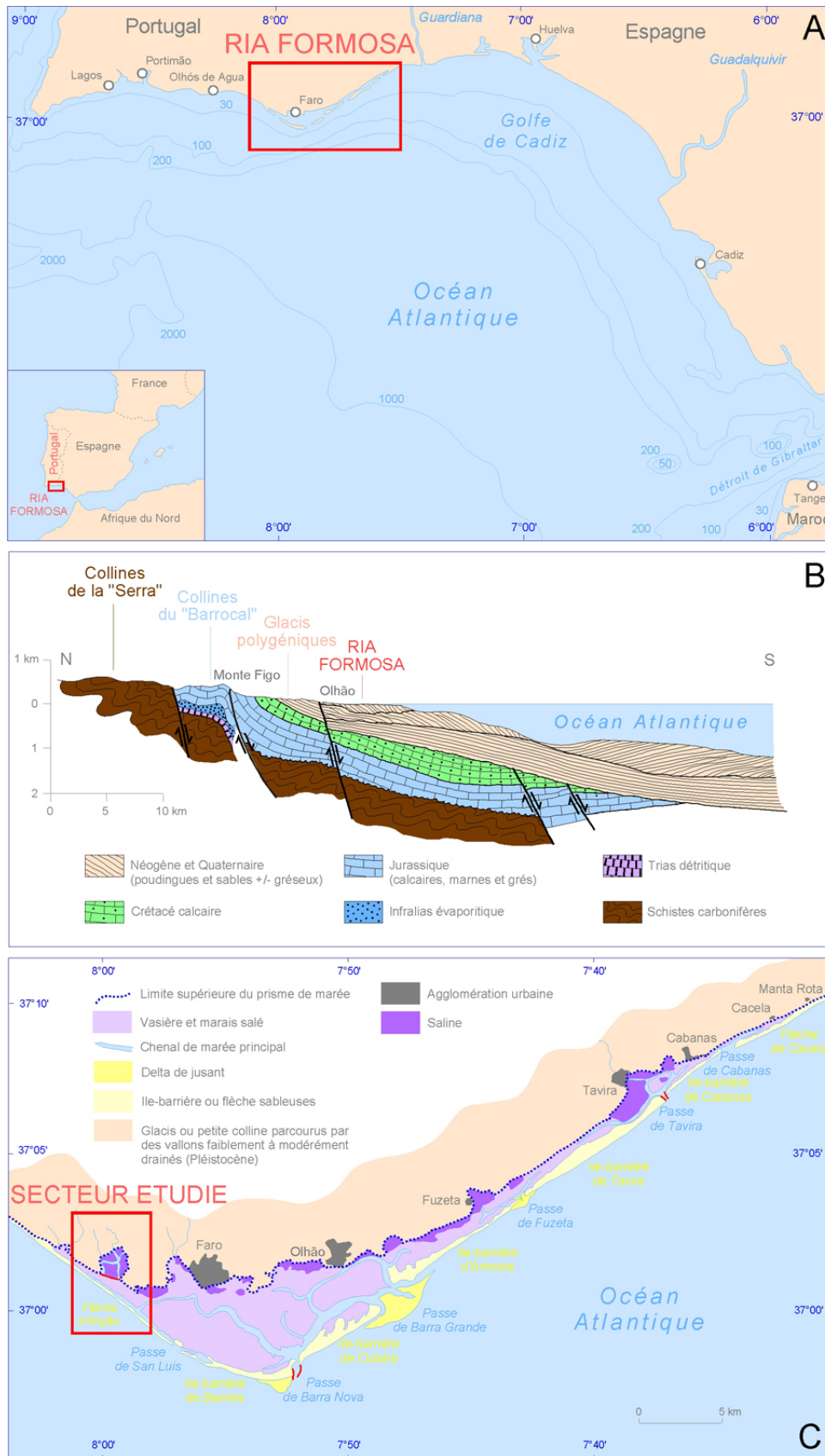


Figure 6.1 – Localisation de la Ria Formosa [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002, modifié]. A : Carte de localisation de la Ria Formosa. B : Coupe géologique nord/sud de l'Algarve oriental [d'après Bettencourt, 1994, modifié]. C : Carte des environnements sédimentaires et des principales zones de saliculture de la Ria Formosa ; localisation du secteur étudié.

Or, les marais lagunaires et dulcicoles, qui constituent plus des deux tiers de l'hydrosystème, évoluent depuis trois décennies sous l'influence d'une double contrainte, qui s'exprime d'une part par la forte pression économique et touristique, d'autre part par le fait que les marais sont actuellement protégés par des îles-barrières fragilisées par un déficit en sables (épis en amont-dérive), que la remontée du niveau marin relatif, estimée au cours du XX^{ème} siècle à 1,5 mm/a (Dias et Tabora, 1992), ne saurait que renforcer. **Ainsi, le postulat « sous-entendu » par les acteurs du tourisme et de l'économie de la Ria Formosa, selon lequel les marais constituent les éléments structurants d'un paysage pérenne et peu changeant, pourrait être remis en cause à l'échelle des prochaines décennies.**

Dans ce contexte géodynamique et humain, l'objectif de cette étude est de mettre en lumière les grandes étapes qui permettent d'expliquer la structuration du paysage lagunaire actuel. Ainsi, les questions posées sont les suivantes : quels sont les causes et les acteurs des grandes métamorphoses environnementales survenues à l'échelle de l'Holocène ? Celles-ci se sont-elles produites de façon graduelle ou brutale ? Les récentes perspectives d'aménagement vont-elles dans le sens d'un développement durable de la Ria Formosa ?

L'étude du **secteur du Ludo et de Gondra**, situé à l'ouest de l'hydrosystème lagunaire (**figure 6.1C**), a permis de répondre à ces interrogations. Ce secteur inclut la partie aval de deux vallées fluviales d'orientation dominante NNW-SSE, dominées par des interfluves (alt. : 15-30 m) faiblement à modérément drainés (densité des talwegs : 1-3,5 km/km²) et constitués de formations plio-quadernaires à forte érodabilité potentielle (argilites, sables et galets à matrice argilo-sableuse abondante), tronquées au sommet par des glaciers d'ablation polygéniques. Dans leur partie basse, les deux vallées, à fond plat (alt. : 1-5 m), ont été partiellement remblayées au cours du Quaternaire, de sorte que leur profondeur est aujourd'hui réduite (< 25 m). Le drainage de la vallée de Gondra est assuré par le Ruisseau de Gondra, au tracé largement modifié et rectifié, qui conflue avec le Saõ Lourençõ, fleuve côtier long de 20 km drainant un bassin-versant de 43 km² inscrit pour une large part dans les collines karstiques à fortes pentes du Barrocal. Le Saõ Lourençõ termine sa course dans la basse vallée du Ludo, avant de se métamorphoser en chenal de marée à son débouché dans les marais lagunaires du Ludo puis du Cul-de-sac d'Ançõo. Ces marais représentent aujourd'hui un site de haute valeur biologique (botanique, zoologie), inclus notamment dans le projet Biotopes du programme CORINE (SNPRCN, 1992 ; Pinto, 1995).

Le choix d'étudier le secteur du Ludo et de Gondra repose sur plusieurs raisons d'ordre géographique. Cette zone, dont le sous-sol a « archivé » les grandes étapes de l'édification holocène de la Ria Formosa, est représentative de la dynamique du milieu et des changements environnementaux perpétrés par l'Homme depuis 200 à 300 ans. Il s'agit d'un secteur très peu étudié, à la différence du cœur de la Ria Formosa, mieux connu (Bettencourt, 1994). Par ailleurs, si beaucoup d'études se sont intéressées au milieu marin (actuel ou passé) et au rapport entre les dynamiques marine et lagunaire (Andrade, 1990), peu de travaux proposent une mise en perspective de l'évolution des bassins lagunaires avec celles des marais dulcicoles ou des milieux terrestres. Enfin, nombreuses sont les recherches émanant des sciences de la Terre ou de l'Histoire à s'être portées sur l'étude du Quaternaire (Granja, 1984) ou la dynamique actuelle des milieux lagunaires (Andrade, 1990 ; Cabeleira et Fernandes, 1990 ; Fernandes, 1990), mais peu d'entre-elles ont jusqu'à présent tenté de combiner les deux approches.

L'étude a été réalisée dans le cadre du programme de recherche **APN-CNRS « Dynamique évolutive et utilisation d'un marais lagunaire d'Europe occidentale : la Ria**

Formosa (Algarve, Portugal) » (2000-2002), composé d'une équipe de géographes et coordonné par Frédéric Bertrand (université Panthéon-Sorbonne Paris 1, PRODIG).

2 – APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE

L'évolution des marais lagunaires et de leurs bordures a été abordée comme une **étude de géographie** intégrant les composantes **physiques** (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002) et **humaines** (Goeldner-Gianella *et al.*, 2003) du milieu.

Le recours aux **archives historiques** a permis de remonter jusqu'aux XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles (iconographie) et au Moyen Âge (textes). L'essentiel de l'iconographie ancienne consultée correspond à des cartes hydrographiques de la lagune de Faro-Olhão réalisées en 1870-1873 (1/2500), 1884 (1/40.000) et 1923 (1/50.000). Pour les cartes comme pour les textes anciens, on soulignera l'incohérence parfois de l'information fournie, ce qui nous a conduit à utiliser certains documents avec prudence, voire à en rejeter d'autres dès lors que les faits observés ou l'information qu'ils apportaient n'avaient pas pu être recoupés sur plusieurs documents. Par ailleurs, un corpus de **photographies aériennes verticales** (1958, 1990), monochromes ou couleur, complété par des **images satellitales SPOT** (1987, 1997), ont permis d'étendre l'analyse diachronique jusqu'à nos jours.

Des **observations** et des **enquêtes de terrain** ont été entreprises lors de quatre missions (02/2000, 06/2000, 11/2000, 03/2001). Elles ont permis la réalisation (1) de dix **sondages sédimentologiques**, (2) de plusieurs **levés géomorphologiques** au 1/25.000, (3) de nombreux **inventaires botaniques** en collaboration avec des biogéographes et (4) de **cartes diachroniques de l'utilisation du sol**. Ce travail a été complété par des **analyses en laboratoire**, afin d'identifier les **faciès sédimentaires** – par la granularité (granulomètre laser Coulter LS100 ; université Paris-Diderot Paris 7, UMR 8586 PRODIG CNRS) et la paléontologie – de mesurer les **taux de salinité** des eaux de nappe (université de Caen Basse-Normandie, UMR 6554 CNRS GEOPHEN) et de procéder à des **datations ¹⁴C** (université Claude-Bernard Lyon 1).

3 – RÉSULTATS

Même si j'ai beaucoup travaillé avec Lydie Goeldner-Gianella, spécialiste de géographie humaine (poldérisation et usages dans les zones humides), les résultats présentés ci-dessous relèvent de mon **travail personnel** sur l'évolution à moyen terme des paysages de la Ria Formosa, et en particulier, comment ces derniers se sont métamorphosés à deux reprises depuis 8000 ans.

3-1 – L'évolution des marais lagunaires jusqu'aux XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles

À l'image de la Ria Formosa, l'histoire du Ludo et de Gondra se caractérise durant les premiers millénaires de l'Holocène par une succession de phases de remblaiement et de déstockage sédimentaire, d'origine essentiellement climato-eustatique et secondairement tectonique. Puis les interventions graduelles de l'Homme vont amener celui-ci à jouer un rôle non négligeable dans la transformation des paysages lagunaires, voire prépondérant au cours des trois derniers siècles. Au total, **l'histoire de l'hydrosystème est marquée par deux métamorphoses environnementales, l'une ancienne d'origine climato-eustatique, l'autre plus récente d'origine essentiellement anthropique.**

3.1.1 – L'histoire environnementale ancienne

La datation au Carbone 14 des dépôts du remblaiement holocène de la Ria Formosa a permis de reconstituer les **principales étapes de l'évolution paléoenvironnementale** (Granja, 1984 ; Bettencourt, 1994) ; celle-ci reste discontinue pour la période antérieure aux Temps Modernes.

Vers 6000 av. J.-C., la remontée rapide du **niveau marin relatif** entraîne l'**ennoisement** des plaines alluviales situées au débouché des vallées fluviales, telles celle du Ludo, drainée par le Saõ Lourençõ, ou celle de Gondra, drainée par le ruisseau du même nom. À proximité du rebord du plateau continental, le remaniement des vastes accumulations sableuses conduit à former un système de **barres sableuses** migrant vers le continent (**figure 6.2A**).

Vers 4000 av. J.-C., la vitesse de remontée du plan d'eau marin se réduit, favorisant la mise en place d'un **premier prisme sédimentaire de type lagunaire**. Mais surtout, la hauteur d'eau devient suffisante pour que les eaux océaniques envahissent la partie aval des vallées fluviales. À l'image du Ludo et de Gondra, ces vallées se métamorphosent alors en **rias**, de type 2 selon la classification physiographique des estuaires (Fairbridge, 1980). À l'aval, la mise en place de puissantes **barres sableuses rétrogradantes** témoignent de la vigueur des transits sédimentaires vers la côte (**figure 6.2B**). Leur position signe la **phase d'onlap maximum**.

Il faut pourtant attendre **1000 av. J.-C.** pour que le prisme supérieur de marée pénètre au plus haut dans ces vallées. Le ralentissement de la vitesse de remontée du plan d'eau marin entraîne l'accumulation d'épaisses séquences sableuses rétrogradant sur la plaine côtière, correspondant au type 3 (Fairbridge, 1980). Les **barres sableuses** deviennent ainsi successivement des **îlots** puis, par accréation verticale et/ou latérale, des **îles-barrières**, dont les flancs internes séparent les vastes **bassins intertidaux** (vasière et marais salé) de la mer ouverte (**figure 6.2C**).

Pour l'époque romaine, la question souvent posée par les auteurs est celle de **savoir si la mer (ouverte) aurait pu pénétrer (ou pas) à l'intérieur des vallées**. De mon point de vue, pour valider la première hypothèse, il faudrait d'abord réussir à expliquer pourquoi, et par quels mécanismes, le système d'îles barrières et de marais associés, édifié au cours des phases précédentes, aurait été brutalement et totalement érodé, ce qui ne me paraît pas chose facile. D'autant que plusieurs sondages sédimentologiques que nous avons réalisés dans le Ludo, s'ils apportent effectivement les preuves morpho-sédimentaires d'une profonde pénétration des eaux salées à l'intérieur des rias, montrent surtout la présence d'un **épais remblaiement de type laguno-estuarien** (sables, vases) dont la mise en place pourrait s'être amorcé dès le début de notre ère (Bawedin, 2001). En fait, plus réaliste me semble la deuxième hypothèse.

À l'époque romaine, le processus de remblaiement sédimentaire des rias, qui s'intensifie à partir du II^{ème} siècle ap. J.-C., favorise le développement d'une **vaste lagune à vasière et marais salé**, protégée de l'océan par un **système d'îles-barrières** dont le front marin est situé bien en avant de l'actuel (Martins, 1946). En amont, les apports détritiques demeurent suffisants pour repousser, par exhaussement des plaines d'inondation, la limite supérieure du prisme de marée vers le sud. Les rias du Ludo et de Gondra, en partie remblayées, restent cependant reliées à la mer ouverte par de puissants **chenaux de marée** qui, à l'image de celui de Maria Nova, sont suffisamment larges et profonds pour autoriser une navigation aisée depuis les passes jusqu'aux villages en amont des rias (Pereira, Quinta do Ludo) (**figure 6.2D**).

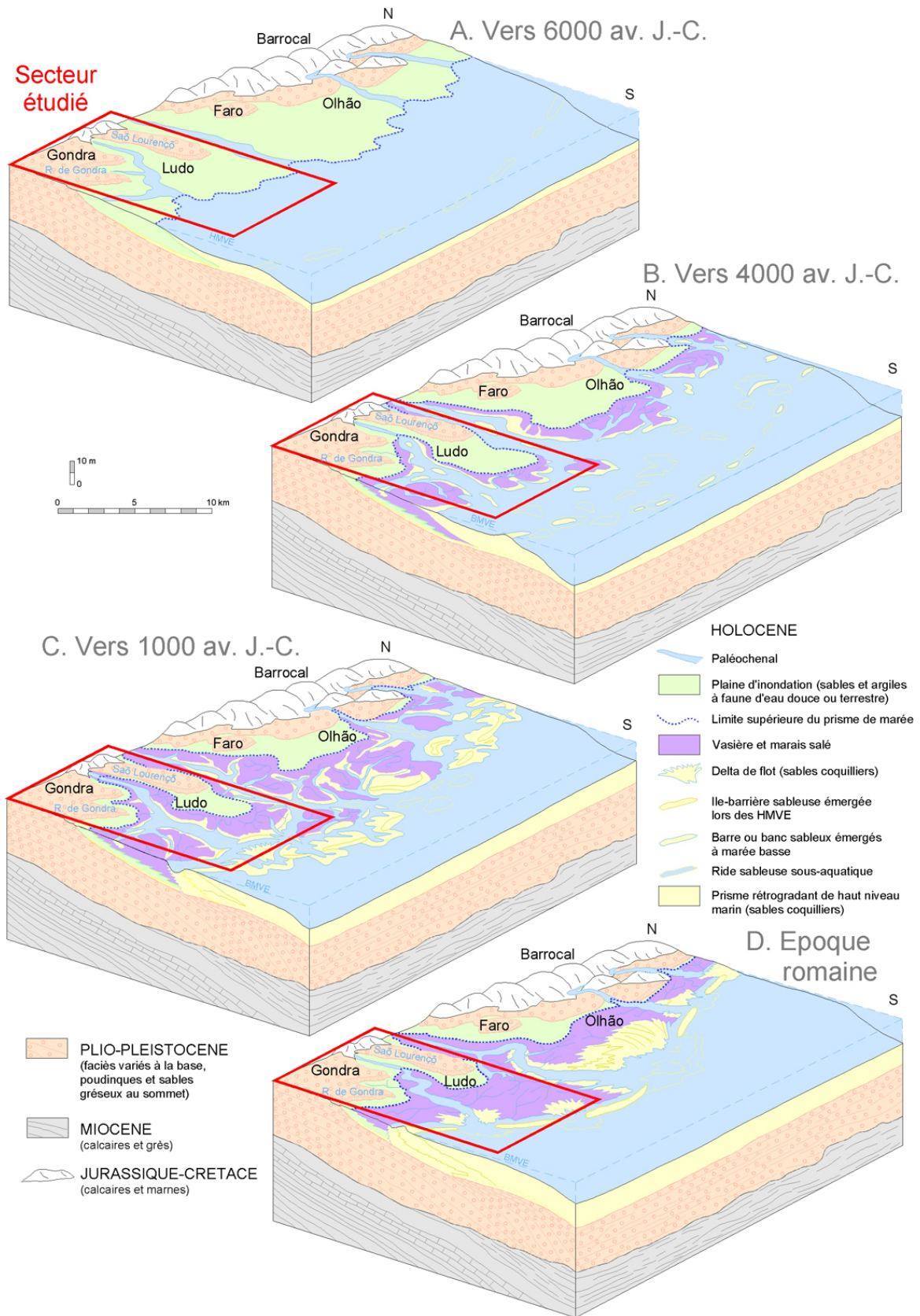


Figure 6.2 – Évolution du paléoenvironnement de la Ria Formosa à l'échelle de l'Holocène [d'après Bettencourt, 1994, modifié et Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. À noter, vers 4000 av. J.-C., la métamorphose d'origine glacio-eustatique des vallées fluviales du Saõ Lourençõ et de Gondra en rias.

Un hiatus chrono-stratigraphique existe entre l'époque romaine et les Temps Modernes. Mais les **archives historiques** disponibles ont permis de mettre en évidence quelques caractéristiques du fonctionnement hydrosédimentaire dans le secteur du Ludo et de Gondra.

Ainsi, les processus de remblaiement atteindraient leur **paroxysme** sous l'occupation arabe. Les références au problème d'ensablement et d'accès aux ports sont en effet constantes à partir du X^{ème} siècle (Oliveira, 1978 ; Belchior, 1988). C'est donc bien un **problème d'encombrement sédimentaire** de l'hydrosystème, plus que d'érosion, qui est alors au cœur des préoccupations. Deux zones sources contribuent à la fourniture en sédiments : les milieux infra- et intertidaux mais aussi le continent. Certains auteurs suggèrent d'ailleurs de corréliser la recrudescence des apports détritiques provenant de l'arrière-pays collinéen avec les **nombreux incendies** – probablement d'origine humaine – qui auraient provoqué une destabilisation/érosion massive des sols (Fernandes, 1990).

Dans le Ludo et Gondra, malgré l'encombrement sédimentaire des rias, le **chenal de Maria Nova** reste toujours navigable jusqu'à Pereira au XIV^{ème} siècle. Ce n'est que bien plus tard – à la fin du XV^{ème} siècle – que l'ensablement de ce port va entraîner le transfert de ses fonctions au port de Farroilhas, fondé plus au sud. Ce déplacement permet d'attester que le chenal de Maria Nova, s'il est en voie de remblaiement en amont de Farroilhas, reste encore actif et puissant en aval, en connexion aisée avec la mer au XVI^{ème} siècle.

3.1.2 – Le paléoenvironnement des Temps Modernes

Le fait que la partie occidentale de la Ria Formosa ne soit représentée sur les cartes anciennes qu'à partir de 1772 a été considéré par certains auteurs (Belchior, 1988 ; Fernandes, 1990) comme une preuve irréfutable de la formation de cette zone après le(s) **grand(s) séisme(s)** (magnitude > 7) de 1722, 1755 et/ou 1772, et aux **tsunamis** qu'ils provoquèrent (vagues de 15 m en 1755 ; Cabral, 1993). Leurs travaux s'opposent pourtant à ceux pour qui les îles-barrières auraient été édifiées bien avant et n'auraient eu à subir qu'un déplacement tangentiel vers le continent en réponse au(x) tremblement(s) de terre cité(s) *supra* (Bettencourt, 1994). Je partage cette deuxième hypothèse, qui du reste a été confirmée par mes propres données morpho-sédimentaires.

Dans le secteur du Ludo et Gondra, l'**influence marine** commence à décliner au cours de la seconde partie du XVIII^{ème} siècle. Des **apports sédimentaires** non négligeables (confinement lagunaire ? crise détritique ?) favorisent une nouvelle **progradation** du trait de côte, le déplacement des **îles-barrières** vers l'océan, voire la disparition de certaines d'entre-elles comme celle du Saõ Lourenço (Granja, 1984). Dès lors, la maturation des îles-barrières plus au sud va entraîner une réduction notable des échanges lagune/océan et favoriser de facto la dilatation du remblaiement lagunaire en arrière des cordons littoraux.

Aux tournants des XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles, le **remblaiement des rias** du Ludo et Gondra est assuré par des sables et des vases d'origine lagunaire (Bawedin, 2001) (**figure 6.3**). Sur cette vaste surface intertidale, vasières et marais salés sont isolés de la mer ouverte par la flèche sableuse d'Anção et l'île-barrière de Barreta, elles-mêmes séparées par la passe de San Luis, étroite et peu profonde. Le **prisme supérieur de marée** pénètre encore assez profondément à l'intérieur des rias, par l'intermédiaire d'un réseau de **chenaux de marée** hiérarchisé. Plus en amont, les fonds de vallée sont occupés par des **plaines alluviales** parcourues par des cours d'eau pérennes ou temporaires, dont les têtes de bassin découpent les collines karstiques du Barrocal au nord. Les interfluves méridionaux, recouverts d'une pineraie, sont constitués de glacis ou de collines entaillés de petits vallons et de ravins, qui se raccordent à des cônes de déjection à leur débouché dans les marais.

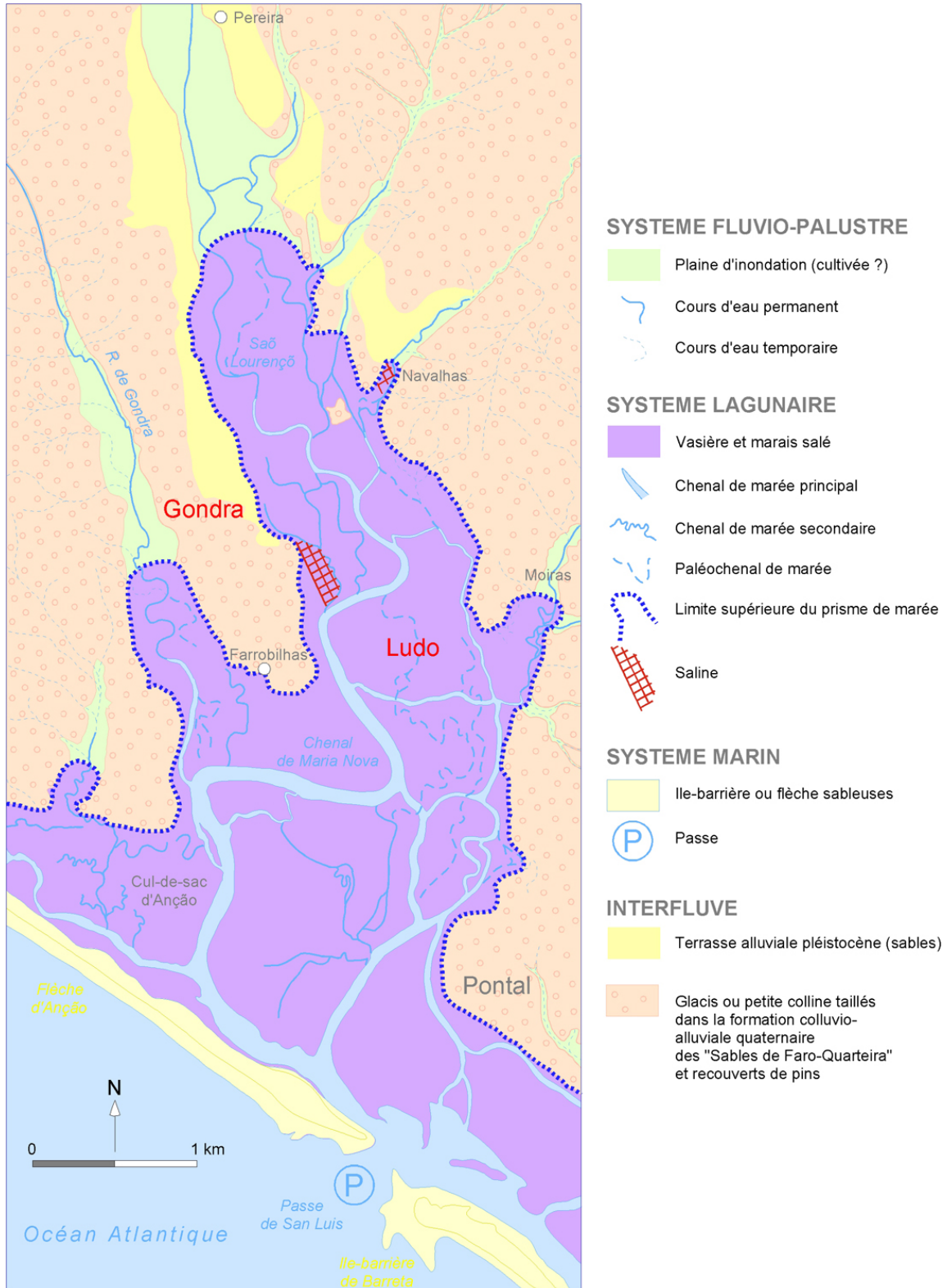


Figure 6.3 – Le paléoenvironnement des rias de Ludo et de Gondra aux XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002].

3.1.3 - Dynamique des marais et activités humaines

Si les trouvailles archéologiques ont apporté les preuves d'une occupation humaine ancienne (paléolithique avec la découverte d'un habitat sur l'interfluve de Gondra, puis romaine

et arabe avec l'exhumation d'un complexe industriel et d'une nécropole retrouvés à Quinta do Lago), l'information reste diffuse en ce qui concerne les activités humaines qui se sont développées dans les marais lagunaires du Ludo et de Gondra avant le Moyen Âge.

Il faut attendre les écrits médiévaux pour que la connaissance sur l'utilisation des marais lagunaires se fasse plus précise. Le **remblaiement des rias** - et des chenaux en particulier - y est très souvent décrit comme une **contrainte pour la navigation**. Ainsi, l'accessibilité du port de Loulé par voie fluvio-lagunaire est très rapidement apparue problématique (Belchior, 1988). C'est en réponse au remblaiement croissant du chenal de Saõ Lourençõ que Pereira devient dès 1337 le premier avant-port de Loulé. La fin de la navigabilité dans le secteur ne devient effective qu'aux tournants des XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles, avec la mise en place des digues de Gondra puis du Ludo.

Pour finir, si les problèmes de navigabilité intra-lagunaire restent entiers aux XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles, les rias du Ludo et de Gondra n'en demeurent pas moins attractives pour l'**exploitation du sel** (figure 6.3). Cependant, la saliculture n'en est encore qu'à ses débuts, réduite à quelques salines implantées dans la ria du Ludo, ce qui reste sans commune mesure avec l'extension qu'elles connaîtront plus tard.

3.2 – Transformations hydro-géomorphologiques et paysagères liées à la conquête et à la mise en valeur agricole des marais (XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles-début des années 1970)

Plusieurs générations de digues, mises en place entre la fin du XVIII^{ème} siècle et 1901, puis le développement des activités agricoles (figure 6.6 A et B) et salicoles jusqu'aux années 1970 (Goeldner-Gianella *et al.*, 2003), ont entraîné dans les rias du Ludo et de Gondra de profondes transformations hydro-géomorphologiques, que l'on peut qualifier de **métamorphose paysagère** (figure 6.4). Celle-ci s'exprime surtout par le passage de milieux salés/saumâtres à des milieux amphibies plus doux ou franchement terrestres, avec des gradients amont-aval de salinité et d'hydromorphie qui justifient un découpage en trois zones.

3.2.1 – Dans les marais de la zone amont

Construites aux limites supérieures du **prisme de marée**, les deux premières digues [Gondra (fin XVIII^{ème} siècle) ; Ludo (1822)] ont produit dans les fonds de vallée un **discontinuum longitudinal remarquable**, tant au niveau du réseau hydrographique que des transferts d'eau et de sédiments.

L'étanchéité des digues a conduit à dissocier eaux douces (en amont) et eaux saumâtres à salées (en aval). **En amont** des deux digues, l'environnement a évolué très rapidement d'une lagune estuarienne à un **milieu dulcicole** fonctionnant comme plaine d'inondation fluviale le plus souvent drainée et mise en culture. Les **fonds de vallée** ont connu un **exhaussement significatif**, d'une part car les digues ont joué un rôle d'obstacle transversal quasi infranchissable par les apports détritiques provenant de l'amont lors des crues, d'autre part (et surtout) à cause du remblaiement artificiel des talwegs par du matériel sablo-argileux qui fut extrait des carrières ouvertes sur les versants de la vallée du Saõ Lourençõ. La réalisation de plusieurs sondages superficiels à la tarière a permis d'estimer le volume du remblaiement artificiel, depuis la digue du Ludo (1822) jusqu'à la limite amont du prisme de marée avant l'aménagement du fond de vallée. En considérant une surface de 0,56 km² et une épaisseur moyenne de 30 cm, on estime à **170.000**

m³ le volume de matériaux qui a été nécessaire pour assécher et bonifier l'ancien marais salé, soit environ 5 % à 10 % du remblaiement total.

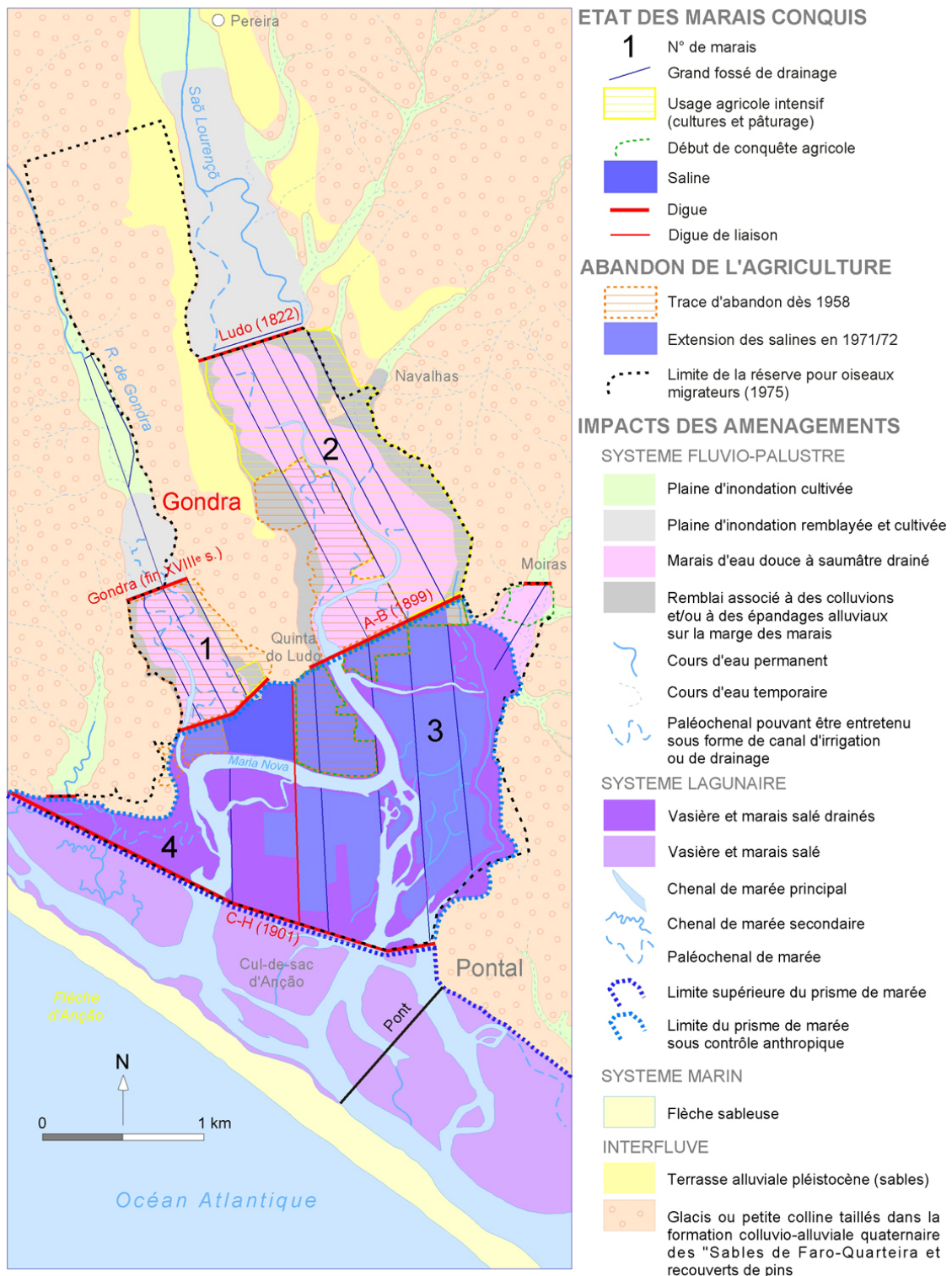


Figure 6.4 – La métamorphose paysagère des rias du Ludo et de Gondra des XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles à 1972, d'origine essentiellement anthropique [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. Le prisme supérieur de marée remonte toujours très haut dans les rias, permettant le développement de vasières et de marais salés, parcourus de chenaux de marée reliés à l'océan par la passe de San Luis. Les données relatives à l'utilisation du sol et à l'environnement s'appuient sur l'interprétation de la photographie aérienne verticale au 1/30.000 du 8 juillet 1958, complétée par des relevés de terrain et des données du PNRF.

Enfin, le maintien et l'entretien de certains paléochenaux, sous forme de canaux de drainage ou d'irrigation, et le remblaiement artificiel d'un petit nombre seulement de cours d'eau n'ont conduit qu'à une légère réduction de la **densité de drainage** en amont des digues. En aval, les chenaux ont été **déconnectés** de leur bassin-versant (ex. : le Saõ Lourençõ), provoquant ainsi une réduction des apports en sédiments fins (argiles) dans les bassins lagunaires de la Ria Formosa.

3.2.2 – Dans les marais de la zone intermédiaire

Dans la zone intermédiaire (marais 1 et 2), la **métamorphose paysagère** s'exprime différemment, avec la substitution cette fois des **marais dulcicoles à saumâtres** aux vasières et marais salés (**figures 6.6 C et D**). Cette métamorphose, **rapide** (moins d'un siècle), s'est faite grâce à l'étanchéité de la digue de Gondra (1899) et de la digue A-B (1899). Cette étanchéité a du reste été vérifiée par nos propres mesures de salinité réalisées à partir de prélèvements d'eau effectués en mars 2001 de part et d'autre de la digue A-B (1899). Les résultats ont montré que le taux de salinité des eaux en amont de l'ouvrage était de 0,43 ‰ alors qu'il atteignait 105 ‰ en aval.

Suite à la mise en place des digues, la zone amont (marais 1 et 2) a été définitivement déconnectée des entrées d'eau lagunaire. **Les échanges amont-aval se sont considérablement taris**, renforçant ainsi la tendance au **déficit sédimentaire** amorcée dès le début du XIX^{ème} siècle (cf. *supra*). De même, la fermeture ou le court-circuitage de nombreux chenaux ont entraîné une réduction sévère de la **densité de drainage**, qui passe de 5,1 km/km² (XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles) à 1,6 km/km² (1972) ; quelques rares paléochenaux ont été entretenus sous forme de canal de drainage ou d'irrigation. Par ailleurs, des **opérations de drainage** – la mise en place d'un réseau de canaux en particulier – ont été entreprises très rapidement dans les fonds de vallée – en fait deux à trois mois après la construction des digues –, afin de permettre leur mise en culture ou le développement des zones de pâture.

Signalons enfin que la multiplication des **zones d'extraction** de matériaux nécessaires à la construction des digues, associée à la fréquentation déjà importante du lieu, a été à l'origine d'une altération des interfluves (colluvionnement, ravinement).

3.2.3 – Dans les marais de la zone aval

Dans la zone aval (marais 3 et 4), la **métamorphose paysagère** a été tout aussi marquée, avec l'extension massive des salines et des canaux de drainage dans les vasières et les marais salés. Les **opérations de drainage**, en limitant considérablement la durée de submersion des schorres, ont conduit à une **réduction du volume des suspensions organo-minérales fines** qui participaient auparavant aux phénomènes d'accrétion dans les marais.

L'autre composante de la transformation paysagère concerne la réduction des surfaces parcourues par les **chenaux de marée**, qui s'est faite en réponse à l'extension des zones de saliculture. Le **réseau hydrographique** a été réduit à quelques chenaux seulement, pour une **densité de drainage** estimée en 1972 à 3,4 km/km², contre 4,4 km/km² aux XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles. La réduction du nombre de chenaux, associée au déficit sédimentaire provoqué par la mise en place des digues en amont, a finalement abouti à l'approfondissement, l'élargissement et l'érosion des **berges** des chenaux restants (ex. : chenal de Maria Nova).

En aval de la digue C-H (1901), la situation nouvelle du Cul-de-sac d'Anção, désormais plus éloigné de la passe de San Luis (fermée à la fin du XIX^{ème} siècle), dépourvu de toute possibilité d'alimentation sédimentaire par l'amont et soumis à l'effet de chasse produit par des courants de jusant puissants, a favorisé l'**élargissement des chenaux**, au détriment des surfaces occupées par les marais salés (**figure 6.6E**). **Ainsi, l'érosion des schorres apparaît déjà comme un phénomène d'actualité lorsque s'amorce la phase de développement touristique des années 1970.**

3.3 – Activités touristiques et dégradation des conditions environnementales depuis les années 1970

Dès le début des années 1970, le paysage fluvio-lagunaire du Ludo et de Gondra a pris une nouvelle physionomie, avec le développement des activités touristiques (stations balnéaires haut de gamme axées sur la pratique du golf) et de l'agriculture irriguée (Goeldner-Gianella *et al.*, 2003). Les principaux changements observés concernent tout autant le paysage et le réseau hydrographique que la qualité des eaux et le bilan hydrique des marais (**figure 6.5**).

3.3.1 – Impacts paysagers et hydrographiques

Partout, le **réseau hydrographique** a été réduit à minima et la plupart des cours d'eau ont été chenalisés. Cette **chenalisation** se marque dans la zone fluvio-palustre par une contraction des lits mineurs (ex. : zone amont de la vallée du Saõ Lourençõ), opérée dans le but premier d'augmenter les surfaces cultivées ou aménagées, et dans la zone lagunaire par un élargissement des chenaux (ex. : chenal de Maria Nova). Parfois même, les eaux fluviales ont servi à la création de lacs artificiels. Ainsi, la rétention de l'eau douce dans les lacs du golf de Gondra a permis l'installation de nouvelles salines dans le marais 1 en aval et le prisme de marée a repris l'ancienne extension qu'il occupait aux XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles (**figure 6.6F**).

Par ailleurs, la réduction de la **densité de drainage** et les nombreuses discontinuités amont-aval ont naturellement contribué à tarir presque définitivement les sources d'apports sédimentaires provenant du bassin-versant. Aujourd'hui, le transit sédimentaire est par exemple totalement interrompu dans la vallée de Gondra. En fait, les seuls apports mis en place depuis trente ans dans les plaines alluviales correspondent à des **remblaiements artificiels** qui, généralement, ont précédé les phases de mise en culture des champs d'inondation (ex. : zone amont de la vallée du Saõ Lourençõ) ou de construction des golfs (ex. : zone amont de la vallée de Gondra).

3.3.2 – Pollution des nappes

L'hydrosystème est aujourd'hui menacé par des **risques de pollution et de sur-exploitation des eaux douces superficielles et souterraines**. Depuis plusieurs années, les eaux superficielles et les systèmes aquifères des rias du Ludo et de Gondra sont en effet le siège d'une **pollution diffuse**, due à l'utilisation massive de produits fertilisants et de pesticides dans les golfs et dans les zones de cultures intensives (arboriculture irriguée). Si l'on ajoute à cela les rejets des troupeaux dans les zones de pâture, on conçoit assez facilement que les teneurs en nitrates des eaux superficielles et souterraines soient très élevées, comprises entre 19,4 mg/l et 26,9 mg/l (Henriques, 1993). Ces teneurs excèdent celles généralement mesurées dans d'autres « espaces naturels » et dépassent même la limite maximale admise par le décret-loi n°74/90 (07/03) relatif aux eaux destinées à la consommation humaine.

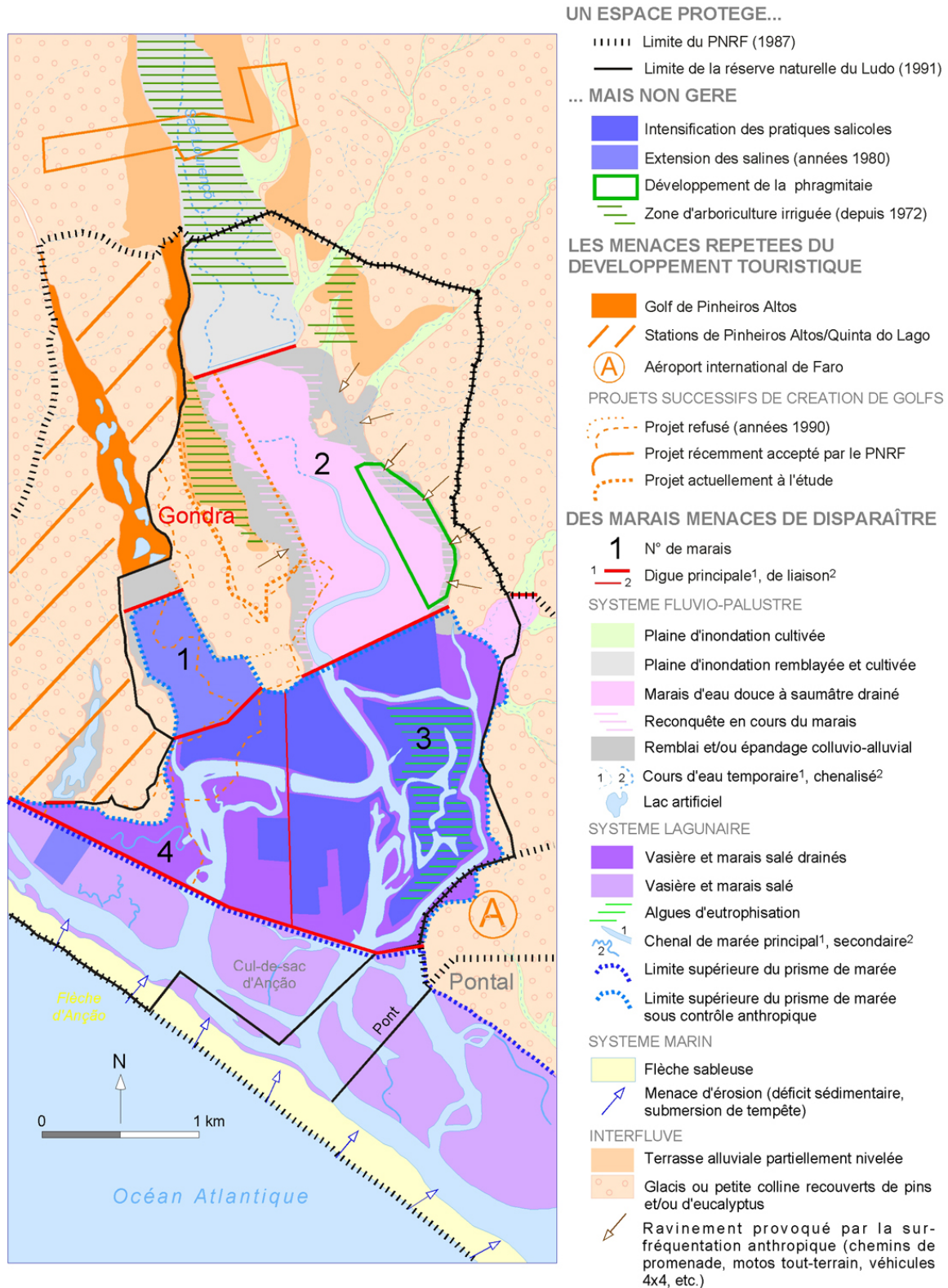


Figure 6.5 – L'impact du développement touristique et de l'agriculture intensive sur l'environnement des rias du Ludo et de Gondra depuis 1972 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. Les données relatives à l'utilisation du sol et à l'environnement ont été obtenues à partir de l'interprétation des images-satellites SPOT de 1987 et 1997, complétée par des relevés de terrain et des données du PNRF.

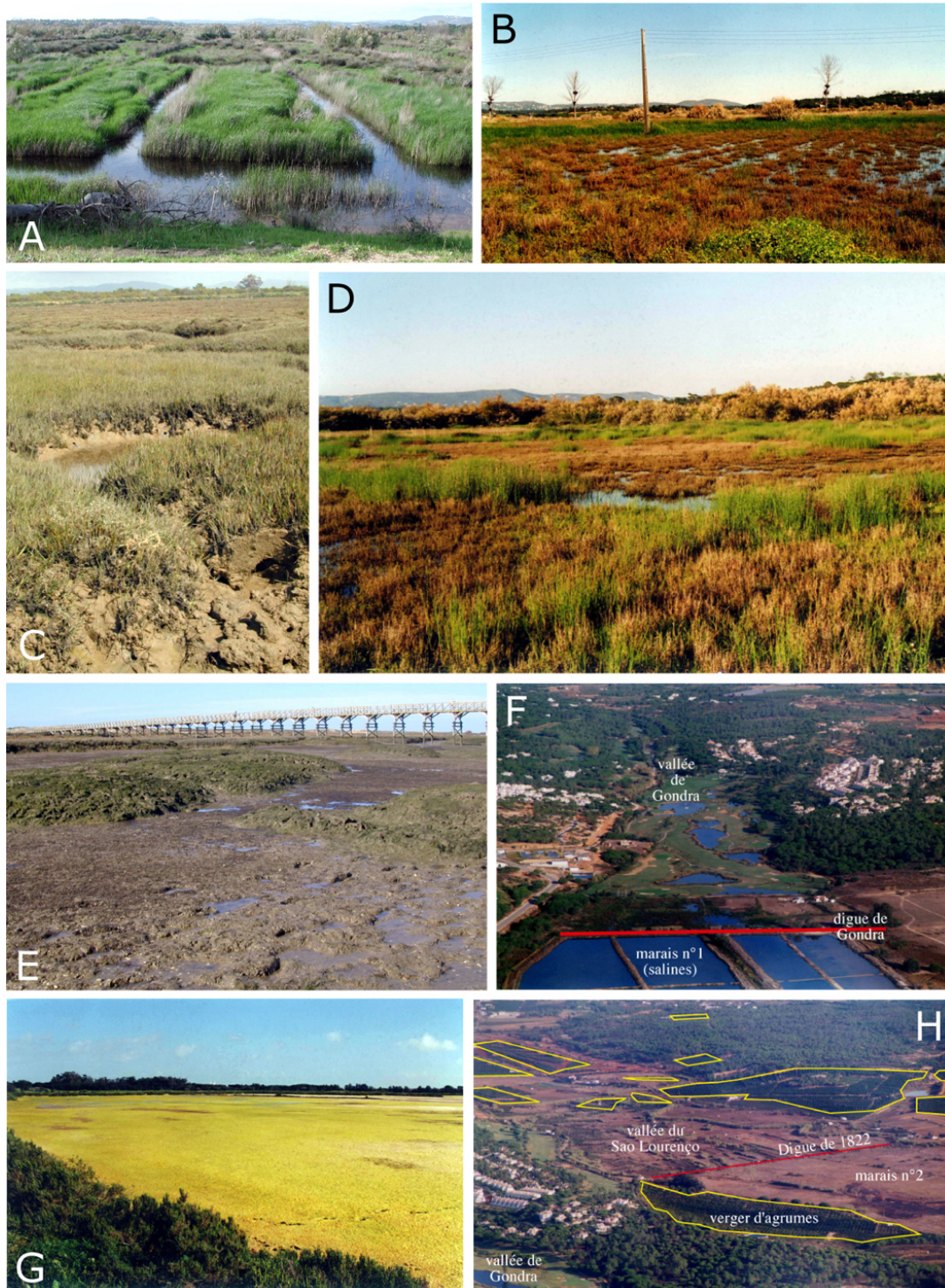


Figure 6.6 – Aménagement et transformation des marais du Ludo et de Gondra [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002, modifié]. **A** : Anciens fossé de drainage (sud du Marais 2 dulcicole ; cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001). **B** : Traces de cultures en billons (est du Marais 2 dulcicole ; cliché L. Goeldner-Gianella, 2001). **C** : Une substitution du marais salé (salicornes, spartines)... (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001). **D** : ... à un marais dulcicole à saumâtre à salicornes, *Carex* et *Tamarix* (SE du Marais 2 ; cliché L. Goeldner-Gianella, 2001). **E** : L'érosion du marais salé par renforcement hydrodynamique et déficit sédimentaire en aval des digues (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001). **F** : Le golf de Pinheiros Altos (1992) dans la vallée de Gondra, encadré par une station touristique de luxe (cliché L. Goeldner-Gianella, 2001). **G** : Phénomène d'eutrophisation dans les salines (Marais 3), liées à une pollution produite par les activités agricoles et touristiques (cliché L. Goeldner-Gianella, 2001). **H** : Un risque d'assèchement des marais du fait de pompages excessifs effectués dans les nappes pour irriguer les vergers (cliché L. Goeldner-Gianella, 2001).

Par voie de conséquence, la pollution de l'ensemble de l'hydrosystème (marais, lagune) par les **nitrate**s, mais aussi par les **phosphate**s, a conduit au développement de l'**eutrophisation** par la prolifération algale, phénomène aujourd'hui nettement perceptible dans le marais 3 (**figure 6.6G**). Ainsi, la contamination croissante des eaux apparaît comme un élément hautement perturbateur de la chaîne trophique des marais. Et si le site ne souffre pour l'instant pas d'un réel déficit hydrique, il est certain que la multiplication des formes de pompage dans l'eau des aquifères et des marais dulcicoles (irrigation au goutte-à-goutte des vergers, golfs, stations de Pinheiros Altos et de Quinta do Lago) pourraient à terme devenir un problème très difficile à gérer (**figure 6.6H**).

Pour finir, si le développement des activités touristiques a eu un impact non négligeable sur les marais, l'agriculture intensive et la multiplication des aménagements sur les interfluves, associée à leur forte fréquentation, ont également eu un coût pour la qualité de l'environnement : **nivellement des terrasses alluviales, dégradation des forêts, érosion des sols et phénomènes de ravinement exacerbés, recrudescence des déchets épars ou concentrés dans des décharges sauvages**.

Cependant, malgré l'altération profonde du paysage fluvio-palustre et de ses marges, quelques formes de mise en valeur conservatrices de la **biodiversité** subsistent. Ainsi, les salines du Ludo restent en eau en hiver de façon à pouvoir être utilisées par les oiseaux migrateurs comme zone d'alimentation. Le marais 2, qui connaît désormais une évolution quasi naturelle (pâturage extensif saisonnier), est quant à lui en voie de reconquête, même si la recrudescence des apports latéraux, liée à une intense érosion des sols sur les interfluves, pourrait en limiter son extension, notamment sur sa rive gauche (**figure 6.6**).

4 – CONCLUSIONS

À l'image de la Ria Formosa, les sites du Ludo et de Gondra ont connu des **transformations environnementales profondes** depuis le début de l'Holocène. **Deux métamorphoses** sont plus particulièrement mises en évidence, et en premier lieu celle du **Néolithique moyen/final (4000 av. J.-C.)**, au cours de laquelle les processus qui participent au développement des vasières et des marais salés s'intensifient, alors que dans le même temps, l'envasement des vallées fluviales par les eaux marines transforment celles-ci en **rias**, dont l'origine est le glacio-eustatisme. Dès lors, la morphologie et la dynamique des marais lagunaires n'auront de cesse d'évoluer, sous l'impulsion croisée des facteurs tectoniques, climatiques et anthropiques.

Pourtant, il faut attendre les **Temps Modernes (XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècles)** pour que survienne une **deuxième métamorphose** qui aboutit à la fossilisation brutale du paysage lagunaire des rias. Les milieux deviennent en effet résolument plus **dulcicoles**, voire terrestres en amont, mais **hyperhalins** en aval. L'origine de cette métamorphose est essentiellement **anthropique**, liée dans un premier temps au développement des activités agricoles et salicoles en particulier. Puis, le développement des activités touristiques et de l'agriculture intensive à partir des années 1970 va conduire à l'appauvrissement progressif des marais, malgré le maintien de quelques rares formes de mise en valeur conservatrices de leur biodiversité. Les résultats obtenus en **Camargue** et présentés précédemment ont abouti aux mêmes conclusions.

Au total, le bilan des atteintes à l'**équilibre de l'hydrosystème lagunaire**, auquel il faut ajouter les **risques** qui prévalent actuellement dans le marais du Cul-de-sac d'Anção, liés à

l'érosion de la flèche sableuse d'Anção – sa frange littorale recule depuis 50 ans à la vitesse de 1-2 m/a (Bettencourt, 1994) –, nous amène logiquement à poser la question du **devenir des marais** lagunaires et dulcicoles dans cette partie de la Ria Formosa, et à nous demander s'ils ne sont pas condamnés, à court ou moyen termes, à disparaître (cf. *infra*, chapitre 8).

En cela, l'étude de la **Ria Formosa** qui vient d'être présentée rejoint celle de la **Camargue** concernant la réduction prévisible de la **biodiversité** et la possible remise en cause, à très court terme, de la **pérennité des paysages**, due à l'**érosion côtière**. Mais dans la Ria Formosa, les phénomènes d'érosion risquent d'être encore plus rapides, en raison de la fragilité de la frange littorale face à la puissance de l'Atlantique et au non renouvellement des stocks sableux (le système est *quasi* fermé, sans gros apports alluviaux comme dans le cas du delta du Rhône).

CONCLUSION

Les travaux exposés dans la **DEUXIÈME PARTIE** de ce mémoire retracent l'**évolution paléoenvironnementale et paysagère à moyen terme (Holocène)** de trois plaines côtières : le **delta du Rhône** (DR ; chapitre 4), la **plaine d'Aquilée** (PA ; chapitre 5) et la **Ria Formosa** (RF ; chapitre 6). Ces plaines se distinguent par leur **genèse** (delta, marais lagunaire), leur **situation géographique** (Méditerranée, Atlantique), leur **taille** (DR = 1740 km² ; PA = 400 km² ; RF = 110 km²), le **régime tidal** (microtidal, mésotidal) auquel elles sont soumises, l'action des **houles** (modérée à très forte), la contribution des **apports fluviaux** (très faible à très forte), les **mouvements du sol**, qui restent somme toute de faible ampleur, mais aussi par le **contexte historique et culturel** (figure 6.7).

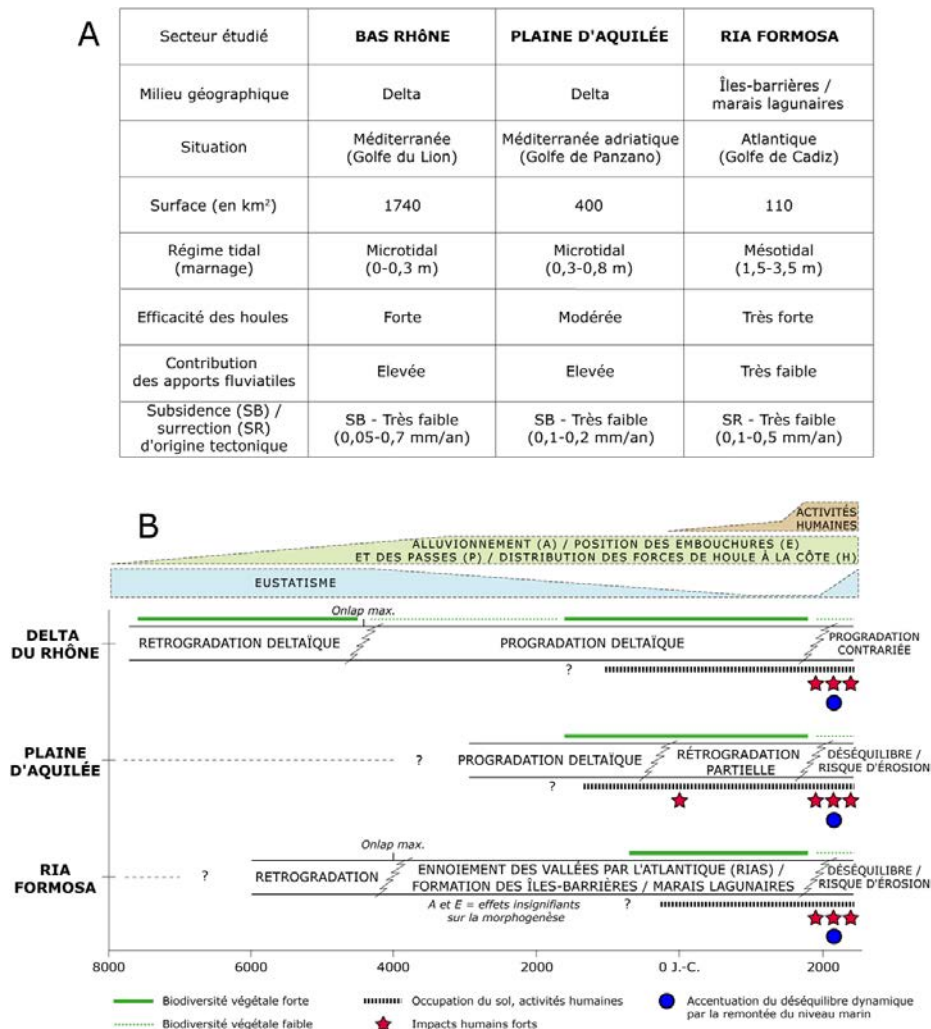


Figure 6.7 – Synthèse du fonctionnement morphodynamique de trois plaines côtières à l'Holocène (delta du Rhône, plaine d'Aquilée, Ria Formosa) : mise en perspective de l'évolution paléoenvironnementale avec les facteurs de contrôle « naturels », la biodiversité et les activités humaines.

Ces recherches ont été effectuées dans le cadre de **plusieurs programmes** dans lesquels une large place a été accordée aux **problématiques géographiques et environnementales**. Ma **participation active** [réflexion (pluri)disciplinaire, mise en place de protocoles méthodologiques, traitement de données, analyse factorielle, valorisation et diffusion des résultats] s'est faite en collaboration avec de nombreux partenaires issus de ma discipline ou de domaines connexes (archéologie, histoire, sciences de la Terre), mais aussi avec les parcs naturels régionaux ou nationaux. Plus spécifiquement :

- Le programme **IFB « Un atelier exceptionnel d'étude de la dynamique de la biodiversité végétale : la Camargue d'il y a 6000 ans à demain »** (2004-2006) visait à retracer précisément l'évolution de la diversité végétale du delta du Rhône au cours des six derniers millénaires – en fait, les données acquises ont permis de remonter pratiquement jusqu'au début de l'Holocène – en appréciant les incidences du climat avant l'installation humaine et les effets respectifs du climat et de la pression anthropique. Il m'a permis de m'intéresser plus finement que je ne l'avais fait auparavant aux relations entre dynamique deltaïque-sociétés-biodiversité, tout en ouvrant la période d'étude aux dix derniers millénaires, alors que mes précédentes recherches avaient porté sur 4000 ans (Arnaud-Fassetta, 2000). Ma contribution à ce projet s'est traduite par une synthèse cartographique et stratigraphique des données paléoenvironnementales existantes sur l'Holocène.
- Les programmes **SARA « Subacquea Archeologia Romana Aquileia »** (depuis 1994) et **PICS-CNRS « Recherches paléoenvironnementales sur le territoire d'Aquilée (Italie nord-orientale) dans l'Antiquité »** (2005-2007) ont eu pour objectif de retracer l'évolution des paysages récents dans des zones situées autour du port fluvial antique d'Aquilée, avec une attention particulière portée à la reconstitution paléohydrographique. Comme dans le cas de la Camargue, ma participation à ces deux programmes a été totale (travaux de fouille, carottages, recherche de référents sur l'actuel, rédaction des rapports, valorisation des recherches par le biais de séminaires, de colloques, de réunions et de publications ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003).
- Le programme **APN-CNRS « Dynamique évolutive et utilisation d'un marais lagunaire d'Europe occidentale : la Ria Formosa (Algarve, Portugal) »** (2000-2002), centré sur l'évolution et les conditions de conservation des marais de la Ria Formosa dont le statut de Parc National a été acquis en 1987, m'a permis de transposer et d'adapter au domaine atlantique des méthodes mises au point sur des sites méditerranéens. Par ailleurs, il m'a conduit à travailler avec des spécialistes de géographie humaine (Lydie Goeldner-Gianella ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002 ; Goeldner-Gianella *et al.*, 2003) et des biogéographes (Frédéric Bertrand ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006). Ma contribution à ce programme aura pris différentes formes : valorisation de la cartographie hydrogéomorphologique, étude paléoenvironnementale par le biais de carottages et leur interprétation, développement de protocoles et mesure des vitesses d'érosion et d'accrétion dans les marais à moyen terme.

Les **synthèses paléogéographiques** auxquelles j'ai largement contribué ont permis de révéler les **similitudes** entre les plaines côtières mais aussi, quelquefois, leurs **originalités**, en termes de mise en place, de fonctionnement et d'évolution paléoenvironnementale. Elles ont aussi permis de hiérarchiser les **facteurs de contrôle** à l'échelle des dix derniers millénaires.

Ainsi, l'**eustatisme** apparaît comme la variable déterminante de la morphogenèse des plaines côtières durant la première partie de l'Holocène. Le delta du Rhône et la Ria Formosa

enregistrent une **rétrogradation** des corps sédimentaires dès 5700 av. J.-C. dans le delta du Rhône et à partir de 4000 av. J.-C. dans la Ria Formosa, en liaison avec la remontée rapide des plans d'eau méditerranéen et atlantique. Ces dates signent respectivement les phases d'**onlap maximum**. Dans le delta du Rhône, le phénomène pourrait avoir été plus précoce que dans la Ria Formosa en raison de l'abondance des apports alluvionnaires qui contribuent à repousser plus facilement le trait de côte vers le sud. Autrement dit, l'ennoisement de la vallée rhodanienne par la mer aurait été d'ampleur et de durée plus réduite en raison des apports solides par le Rhône. En raison de la forte capacité de transport des cours d'eau alpins, ce phénomène a sans doute également prévalu dans la plaine d'Aquilée, ce qui, du reste, a été confirmé par l'analyse stratigraphique (remblaiement essentiellement alluvial).

À partir de 6000-5500 av. J.-C., le ralentissement de la vitesse de remontée des plans d'eau méditerranéen et atlantique a atténué graduellement l'influence de l'eustatisme, au profit d'autres variables : l'**alluvionnement** (A), la position des **embouchures** (E) et des **passes** (P) et la distribution des forces de **houle** à la côte (H). Dans la Ria Formosa, les deux premières (A et E) ont joué un rôle négligeable, en raison d'un bassin-versant et d'un arrière-pays participant peu à la morphogenèse lagunaire ; les processus de remblaiement vont s'intensifier, favorisant la formation d'un vaste prisme sédimentaire lagunaire isolé de l'océan par des îles-barrières. Les systèmes deltaïques vont commencer à **prograder**, à partir de 5700 av. J.-C. (delta du Rhône) et au plus tard vers 2000 av. J.-C. (plaine d'Aquilée). Au total, ces conditions vont conduire à une **diversification des milieux** (doux, saumâtres, salés) alors que le développement du **réseau hydrographique** va être favorable à l'installation des **sociétés** dans ou à proximité des zones humides.

À l'époque historique, si le delta du Rhône a continué de **prograder**, l'abandon de l'une des branches de l'Isonzo (sans doute le Natisso qui draine le port fluvial d'Aquilée) a entraîné le **recul** du front deltaïque dans la partie occidentale et permis le développement d'une vaste zone lagunaire (lagune de Grado). Dans la Ria Formosa, les **vasières** et les **marais salés** ont continué de s'étendre, alors que le **prisme supérieur de marée** pénètre encore assez profondément à l'intérieur des rias, par l'intermédiaire d'un réseau de chenaux de marée hiérarchisé.

Sur les derniers siècles, la **variable anthropique** a joué un rôle décisif dans le façonnement des paysages et le fonctionnement hydrogéomorphologique des plaines côtières. Une vaste opération d'endiguement des marais lagunaires (XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles) puis le développement des activités agricoles et touristiques sont à l'origine d'une véritable **métamorphose paysagère** de la Ria Formosa. Les deltas du Rhône et de l'Isonzo ont subi de profondes transformations (cloisonnement) suite à la construction de multiples digues (deuxième moitié du XIX^{ème} siècle) et à la mise en valeur agricole de la plaine, dans un contexte de réduction des apports fluviaux. La **progradation**, processus génétique, a été **contrariée** là où les fleuves n'apportent plus leurs alluvions, ou plus suffisamment. Aujourd'hui et demain, la lente remontée du niveau marin, en partie liée au réchauffement de la planète (effet de serre), risque d'aggraver l'érosion du littoral et de compromettre durablement le retour à l'équilibre morphosédimentaire et écologique de ces plaines.

La dynamique fluviale fait partie intégrante des agents de contrôle de l'évolution des paysages. Depuis 6000 ans, son rôle est fondamental pour comprendre l'évolution des fonds de vallées et des grandes plaines deltaïques. Elle mérite donc une attention particulière, qui lui est rendue dans la troisième partie qui va suivre.

**TROISIÈME PARTIE :
DYNAMIQUE DES SYSTÈMES FLUVIAUX
ET LAGUNAIRES, FACTEURS DE CONTRÔLE
ET RISQUES HYDROLOGIQUES,
D'HIER À DEMAIN**

**Chap. 7 – Dynamique et risques fluviaux
à l'Antiquité et au Moyen Âge**

**Chap. 8 – Dynamique des rivières, des fleuves
et des lagunes, risques de crue, d'érosion
et d'inondation aujourd'hui**

INTRODUCTION

Si la deuxième partie a insisté sur l'évolution paléoenvironnementale pluri-millénaire des plaines côtières, **cette troisième partie focalise sur la dynamique des systèmes fluviaux et lagunaires, sur la variabilité des facteurs de contrôle au cours du temps et sur les risques hydrologiques.** Les multiples développements méthodologiques (géomorphologie, hydraulique, cartographie appliquée, etc.) précisent comment aborder la dynamique fluviale et lagunaire sur différents pas de temps. La multiplicité des sites étudiés, leur contexte morphodynamique distinct témoigne de mon ouverture géographique depuis la réalisation de ma thèse sur le delta du Rhône. Une approche multi-temporelle sur le moyen et le court terme m'a permis de replacer l'évolution des hydrosystèmes sur une période suffisamment large pour mettre en évidence des ruptures hydrodynamiques liées aux changements climatiques globaux et/ou aux activités humaines. Cette prise en compte de la variabilité hydrosédimentaire est nécessaire dans la perspective d'une meilleure compréhension des aléas et des risques.

La notion de risque, qui fait référence à l'interférence d'un aléa naturel avec la vulnérabilité sociétale, a été au cœur de mes préoccupations. Le risque renvoie à un produit mathématique faisant intervenir l'exposition physique de l'Homme et ses biens à un phénomène naturel menaçant (l'aléa) et l'endommagement potentiel, c'est-à-dire le pourcentage de la population et/ou la valeur des biens exposés aux pertes, variables selon les contextes socio-économiques, politiques, techniques et culturels. Le risque engage donc un aléa naturel, dont la fréquence et la magnitude sont variables dans l'espace et le temps, et la vulnérabilité de la société, qui influence son comportement et sa capacité de résistance (résilience) face à l'aléa (Thouret, 1996 ; Dauphiné, 2001). L'application de ce concept sur deux pas de temps distincts, celui du moyen terme (Antiquité-Moyen Âge) et celui du court terme (les derniers siècles), m'a permis de préciser ce qu'ont pu être les risques de crue, d'érosion et d'inondation dans des milieux distincts (montagne, piémont, plaine), en contexte urbain ou rural.

Cette partie est subdivisée en deux chapitres. Dérivés de mes travaux géoarchéologiques dans le delta du Rhône et dans la plaine d'Aquilée, le **chapitre 7** porte sur la **dynamique et les risques fluviaux à l'Antiquité et au Moyen Âge**. Le **chapitre 8** aborde la **dynamique récente** des rivières (bassins du Guil, affluent de rive gauche de la Durance, et de l'Argent-Double, affluent de rive gauche de l'Aude), des fleuves (Bas-Rhône et Isonzo en Italie du Nord) et des lagunes (Ria Formosa, Portugal du Sud), replacée dans une perspective de **risque** de crue, d'érosion et d'inondation. **Cette partie est assortie d'une conclusion mettant en perspective les risques et la façon dont un géographe peut tirer parti d'une approche pluridisciplinaire pour les atténuer.**

CHAPITRE 7 – DYNAMIQUE ET RISQUES FLUVIAUX À L'ANTIQUITÉ ET AU MOYEN ÂGE

Au cours des dernières décennies, la **géomorphologie fluviale** a eu de nombreuses applications dans le vaste champ des **interactions entre les sociétés et leur environnement** (Mackay, 1945 ; Vita-Finzi, 1969 ; Potter, 1976 ; Butzer, 1982 ; Limbrey, 1983 ; Burrin et Scaife, 1988 ; Waters, 1988 ; Gilbertson *et al.*, 1992 ; Needham et Macklin, 1992 ; Barham et Macphail, 1995 ; Lewin *et al.*, 1995 ; Bravard et Presteau, 1997 ; Brown, 1997 ; Carcaud *et al.*, 1998 ; Macklin, 1999 ; Provansal *et al.*, 1999 ; Vermeulen et De Dapper, 2000 ; Bruneton *et al.*, 2001 ; Coulthard et Macklin, 2001 ; Cubizolle et Georges, 2001 ; Fouache *et al.*, 2001 ; Bintliff, 2002 ; Lespez, 2003 ; Lewin et Macklin, 2003 ; Schimmelmann *et al.*, 2003 ; Meier, 2004 ; Salvador *et al.*, 2004 ; Deckers, 2005 ; Arco *et al.*, 2006). De nombreux points communs émergent de ces études, en particulier le recours aux **trois approches hydromorphométriques** classiquement utilisées en géomorphologie fluviale (hydrographie, hydrologie, hydraulique). Cependant, l'analyse critique de la littérature montre que ces trois approches ont rarement été conduites simultanément en géoarchéologie fluviale.

L'état actuel des **recherches géoarchéologiques** permet également de s'interroger sur les **relations que les sociétés (rurales ou urbaines) du passé, venues s'installer à proximité des grands cours d'eau, ont entretenues avec le risque fluvial** (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Fouache, 2003 ; Bravard, 2004 ; Burnouf et Leveau, 2004 ; Allinne, 2005 ; Salvador, 2005). Dans la perspective d'un risque fluvial étudié à l'échelle des temps historiques, les recherches intègrent les concepts de seuil et de crise. Le concept de seuil, qui permet par exemple d'expliquer les ruptures dans la façon de s'exposer et de gérer le risque, reste étroitement lié à l'évolution des contraintes fluviales, elles-mêmes dépendantes de la variabilité hydroclimatique et de la morphogenèse en général. Pour les paléoenvironmentalistes, une crise hydrologique (ou un régime dominé par les crues) s'explique avant tout par une succession d'aléas hydroclimatiques plus fréquents, plus débordants et de magnitude plus élevée qu'auparavant. Cependant, l'impact des crues peut être absorbé par la société si sa résilience est forte. Inversement, les effets d'une crise hydrologique peuvent être exacerbés dans un contexte de faible résilience sociétale, qui dépend du degré de vulnérabilité. Ainsi, le risque fluvial peut être perçu et vécu différemment au cours des siècles sans que ne se produisent forcément des ruptures hydrodynamiques.

Parvenir à résoudre ces questions nécessite le développement d'une approche pluri-disciplinaire et un traitement de données multi-critères produites par les historiens, les archéologues et les naturalistes. Ainsi, l'aléa hydrologique est généralement étudié à partir de diverses sources historiques et de données sédimentaires acquises lors des fouilles géoarchéologiques. La quantification de la variabilité de l'aléa permet de réfléchir en termes de fréquence et de magnitude des crues et de leurs variations possibles dans le temps. Les variations climatiques peuvent modifier le régime d'un fleuve et créer, à proximité de celui-ci, des conditions plus ou moins contraignantes pour les sociétés riveraines. L'abandon d'un habitat peut être le signe (ou pas) d'un accroissement des contraintes hydrologiques, tant par excès d'eau douce (crues, hydromorphie) que par défaut (déficit hydrique, salinisation des terres). La géoarchéologie permet de retracer la nature et l'état de ces contraintes tout autant que la façon dont elles ont pu être gérées par les sociétés.

Par rapport à cette réflexion complexe sur le risque fluvial, j'ai privilégié deux études de cas centrées sur des sites deltaïques nord-méditerranéens (figure 7.1) : l'un à dominante rurale (le delta du Rhône), l'autre (péri)urbaine (Aquilée).

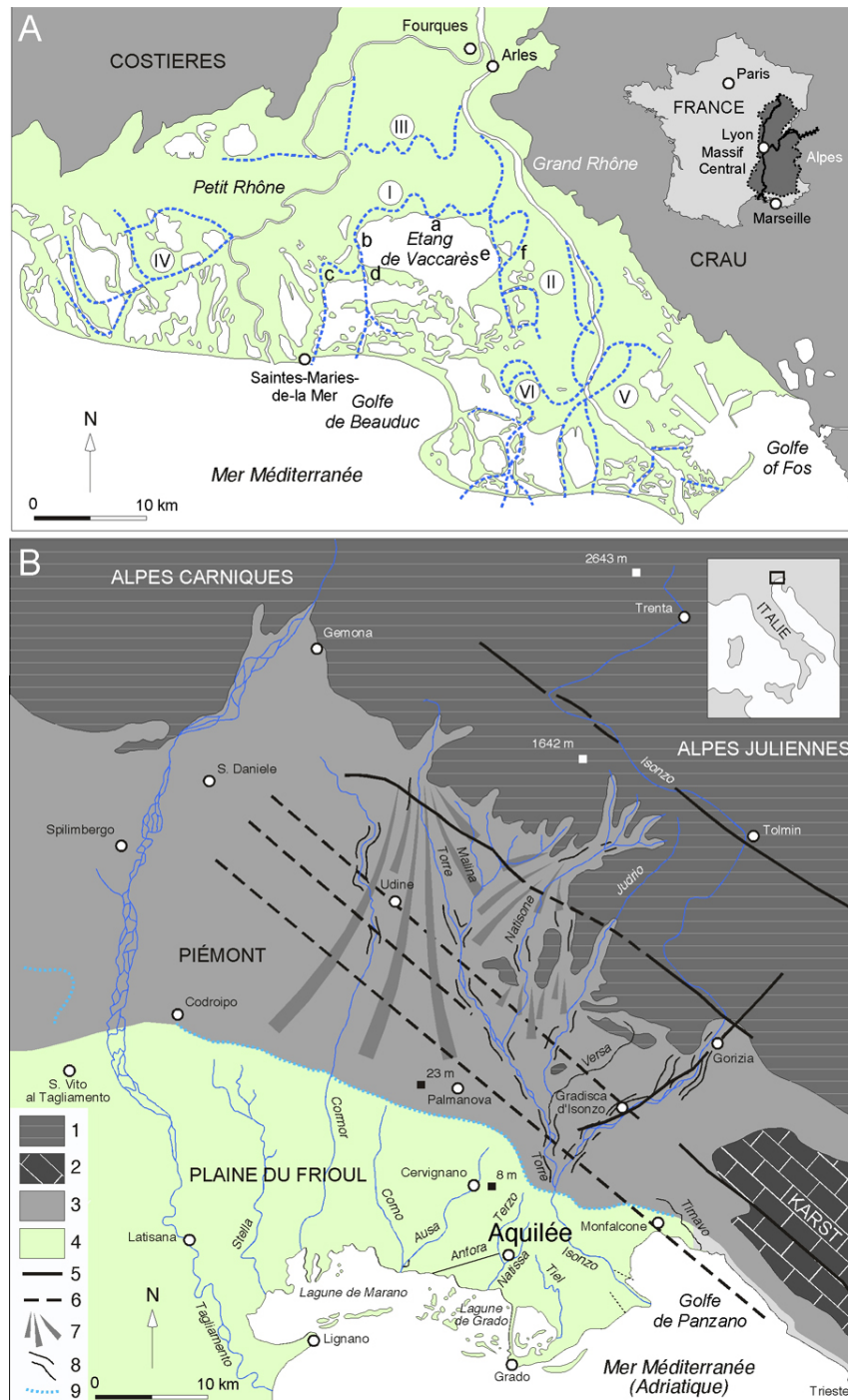


Figure 7.1 – Localisation des sites étudiés. A : Le delta du Rhône. I = Rhône de Saint-Ferréol ; II = Rhône d'Ulmet ; III = Rhône d'Albaron ; IV = Rhône de Peccaïs ; V = Rhône du Grand Passon ; VI = Rhône du Bras de Fer ; a = site de Cabassole ; b = site du Carrelet ; c = site des Combettes ; d = site de Mornès ; e = site du Pont Noir ; f = site de La Capelière. **B :** La plaine deltaïque d'Aquilée et sa région [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 1 = massifs montagneux calcaires et dolomitiques ; 2 = plateaux et massifs calcaires du Karst ; 3 = piémont (marnes calcaires, calcaires marneux, flyschs marno-calcaires) ; 4 = plaine (remblaiement fluvio-marine quaternaire) ; 5 = faille principale ; 6 = faille supposée (tracé hypothétique) ; 7 = cône alluvial ; 8 = vallée encaissée (non représentée dans les unités montagneuses) ; 9 = ligne de résurgence karstique.

L'antériorité de mes recherches en Camargue fait que les données que je vais présenter sont un peu plus développées que celles concernant la plaine d'Aquilon. Dans les deux cas, beaucoup de résultats sont encore à venir, issus de l'analyse des nouveaux carottages et des fouilles récentes, et une partie seulement des travaux est exposée ici.

L'histoire de ces deux sites s'est forgée à travers des siècles de lutte contre des aléas hydrologiques dont l'impact a varié en fonction du contexte climato-anthropique. La vulnérabilité sociétale a pu également évoluer pour de multiples raisons (économique, technique, sociale, politique, hydroclimatique). Les deux secteurs choisis présentent à la fois l'intérêt d'enrichir la connaissance sur les **fluctuations paléohydrologiques à l'échelle de l'Europe occidentale**, d'approfondir les **relations systémiques entre les fleuves et les sociétés urbaines et rurales** et d'apporter des éléments nouveaux sur l'histoire des **aménagements hydrauliques** dans les deltas.

L'objectif de l'exposé qui va suivre est également de montrer l'intérêt d'une **approche hydrogéomorphologique basée sur la paléohydrographie, la paléohydrologie et la paléohydraulique**, ceci afin de mieux caractériser l'aléa de crue dans la perspective d'une analyse du risque fluvial.

1 – MÉTHODES HYDROGÉOMORPHOLOGIQUES EN CONTEXTE GÉOARCHÉOLOGIQUE

Les recherches en **géoarchéologie fluviale** permettent de s'intéresser aux liens entre la dynamique fluviale et les sociétés humaines depuis la Protohistoire. Ces liens passent par la reconstitution de trois sets de données (paléohydrographie, paléohydrologie, paléohydraulique). Les données sources sont les archives textuelles et iconographiques, les images récentes (photographies aériennes, images satellites, cartes) et les relevés de terrain.

1.1 – La paléohydrographie, comme base de définition de l'image des cours d'eau

L'objectif de l'analyse paléohydrographique est de cartographier les anciens réseaux de drainage. Dans cette étude, les cartes paléohydrographiques du delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 2000) et de la plaine d'Aquilon (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003) ont été déduites de l'interprétation des données géomorphologiques, stratigraphiques et géoarchéologiques.

Les **données géomorphologiques** sont issues de l'analyse détaillée des cartes topographiques/géologiques (échelle 1/25.000 à 1/50.000) couplée à la photointerprétation. Selon la méthode exposée in Siché *et al.* (2006), les paléochenaux fluviaux de la plaine d'Aquilon ont été extraits d'un modèle numérique de terrain par photogrammétrie digitale et intégrés à un SIG. Dans chacune des plaines deltaïques, la **densité de drainage** (en km/km²) a été quantifiée en utilisant l'équation 7 de Horton (1932), présentée dans la partie 1, chapitre 3.

Les **données stratigraphiques** ont été acquises pour l'essentiel à partir de carottes profondes (long. 5-25 m) prélevées le long de transects perpendiculaires à l'axe d'écoulement des paléochenaux (**figure 7.2**). Les milieux de sédimentation et les lithofaciès ont été définis en ayant recours aux techniques d'analyse classiques préconisées par Leopold *et al.* (1964) et Miall (1996). Les changements verticaux et latéraux de faciès sont montrés par les variations granulométriques, l'évolution des structures sédimentaires, les composants biogéniques et l'abondance du matériel organique.

Les unités sédimentaires ont été datées par la méthode radiocarbone et les **vestiges archéologiques** (Carre et Maselli Scotti, 2001 ; Landuré *et al.*, 2004). Ces derniers sont quelquefois de bons indicateurs paléohydrographiques (ponts, structures portuaires, épaves).



Figure 7.2 – Acquisition des données hydrogéomorphologiques. **A** : Fouilles géoarchéologiques et acquisition des données sédimentaires par le biais de sondages et de coupes stratigraphiques (site de l'Abbaye d'Ulmet, delta du Rhône ; cliché M. Charlet, 2002). **B** : L'utilisation d'une tarière motorisée appartenant à l'université Paris 7/PRODIG (site de l'Abbaye d'Ulmet, delta du Rhône ; cliché M. Charlet, 2002). **C** : Le Rhône d'Ulmet à La Capelière (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001). **D** : Le Rhône d'Ulmet en aval de la Tour de Brau (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001). **E** : Le Rhône de Saint-Ferréol au Carrelet (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1994). **F** : Le Rhône du Bras de Fer (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1995). Les flèches indiquent la direction du drainage.

1.2 – La paléohydrologie, comme outil de caractérisation de la dynamique fluviale

La paléohydrologie a pour but de caractériser la dynamique fluviale et plus particulièrement le régime des cours d'eau. Dans cette étude, une méthode multi-critères, basée sur le croisement de plusieurs types de données acquises au moyen de carottages, de sondages à la tarière et de coupes stratigraphiques, a permis de définir les critères d'identification du **régime**

hydrosédimentaire des cours d'eau, à partir des dépôts du chenal et de sa plaine d'inondation adjacente (Arnaud-Fassetta, 1998).

Ce travail reprend en partie la **typologie des régimes établie par Erskine et Warner (1988)**, pour lesquels le régime d'un cours d'eau subit des variations qui le font successivement passer d'un « régime dominé par les crues » (*flood-dominated regime*) à un « régime dominé par les basses eaux » (*drought-dominated regime*). **En réalité, j'ai adapté cette typologie au contexte paléohydrologique méditerranéen, permettant ainsi de mieux ressortir sa complexité hydrologique.** Finalement, les reconstitutions paléohydrologiques m'ont permis de définir trois types de régime : entre les deux précédents s'intercalent les « régimes dominés par des crues irrégulières » (Arnaud-Fassetta, 1998).

Les **reconstitutions paléohydrologiques** sont basées sur l'analyse stratigraphique des sédiments de la plaine alluviale et deltaïque (nature du chenal, migration des formes ; Arnaud-Fassetta, 2006a). En particulier, l'évolution de la « compétence maximale » (Bravard et Petit, 1997) a pu être suivie en extrayant des courbes granulométriques le grain médian (D_{50}) des sédiments de chenal, que l'on a mis en fonction avec le percentile le plus grossier (D_{99}), selon la méthode de Passega (1957) et Bravard (1983). L'utilisation du **critère de compétence** a été complétée par l'estimation des paramètres hydrauliques.

1.3 – La paléohydraulique, comme outil additionnel dans les hydrosystèmes méditerranéens

Les **données paléohydrauliques** ont été obtenues par le biais d'équations intégrant plusieurs paramètres clés comme la **capacité du chenal**, son **débit** et sa **puissance fluviale**. Dans les bassins méditerranéens, les crues peuvent être très brutales (crues éclairs) et puissantes et **la reconstitution de leurs caractéristiques hydrauliques permet de fournir une bonne information sur leur occurrence par le passé.**

La méthode paléohydraulique que j'ai utilisée a été présentée dans la première partie (cf. *supra*, chapitre 3) : j'en rappelle ci-dessous les principales étapes. À noter qu'elle apparaît beaucoup plus précise que celle proposée par Van der Neut et Eriksson (1999), que je place pour rappel en annexe 2.

Les **reconstitutions paléohydrauliques** ont nécessité l'acquisition de plusieurs **sections transversales** dont la **géométrie** a été acquise au moyen de sections transversales reconstituées (carte topographique, sondages électriques, carottes sédimentaires) ; avec les **données stratigraphiques**, elles ont permis de reconstituer plusieurs paramètres hydrauliques (à pleins bords). La **capacité du chenal** (C ; en m^2) a été obtenue par l'équation suivante :

$$C = Wd \quad (43)$$

dans laquelle W = largeur du chenal (en m) et d = profondeur moyenne (en m). La **puissance spécifique** (ω ; en W/m^2) a été utilisée dans le but de quantifier la capacité de travail des cours d'eau, laquelle contrôle aussi leur instabilité latérale (Nanson et Croke, 1992). Son calcul s'est fait en utilisant l'équation de Bagnold (1966), dont l'expression a été présentée dans la partie 1, chapitre 3 (cf. *supra*, équation 15). La formule de la puissance spécifique intègre le **débit** (Q ; en m^3/s). Ce dernier a été estimé à partir de la moyenne des résultats obtenus avec trois équations, celles de Manning (1891 ; équation 17), de Williams (1978 ; équation 18) et de Rotnicki (1991 ; équation 19). L'estimation du **coefficient de rugosité de Manning** (n ; adimensionnel) a été nécessaire pour résoudre l'équation 19. Sa valeur a été déterminée par la formule de Strickler

(1923 ; équation 21) sur le paléo-Rhône et par la moyenne des résultats obtenus par l'équation 21, la table de Chow (1959) et la formule de Limerinos (1970 ; équation 22) sur le paléo-Isonzo.

En conclusion, les trois approches (paléohydrographie, paléohydrologie, paléohydraulique) reposent sur des méthodes qui leur sont propres et sur des attendus complémentaires. L'intérêt de les mener de front va apporter des résultats intéressants sur la caractérisation de la dynamique fluviale du Rhône et de l'Isonzo, replacée dans le cadre physique et humain de leur delta respectif.

2 – ALÉAS HYDROCLIMATIQUES, VULNÉRABILITÉ SOCIÉTALE ET RISQUE FLUVIAL EN MILIEU RURAL : LE DELTA DU RHÔNE DE L'ÉPOQUE GRECQUE AU HAUT MOYEN ÂGE

Le delta du Rhône (**figure 7.1**) est une vaste plaine de niveau de base dont l'édification holocène résulte de l'interaction entre plusieurs facteurs physiques (alluvionnement, eustatisme, mouvements du sol). La variabilité hydrosédimentaire y a joué un rôle majeur dans son développement. Génétiquement voué aux crues débordantes, aux défluviations et aux conflits eau douce/eau salée, ce delta constitue un milieu physique instable, fait de contraintes naturelles fortes (Arnaud-Fassetta, 1998). Pourtant, son occupation et sa mise en valeur à l'Antiquité et au haut Moyen Âge montrent l'intérêt qu'il a suscité auprès des sociétés humaines (Landuré *et al.*, 2004). Confrontées aux crues et à l'irrégularité du régime hydrologique du Rhône, ces dernières ont pu être exposées, tant physiquement que matériellement et ce à des degrés divers, au risque fluvial (Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003).

Dans cette synthèse, l'aléa est représenté par les crues et leurs effets morphodynamiques dans le delta rhodanien ; étroitement liées à la variable climatique, celles-ci sont considérées comme des aléas hydroclimatiques. Quant à la vulnérabilité, elle concerne les sociétés qui se sont développées sur les bourrelets alluviaux du Rhône. Il s'agit alors de se demander quelle a été la nature du risque fluvial au cours des deux derniers millénaires encadrant le changement d'ère (800 av. J.-C.-1000 ap. J.-C.). Quelle influence a-t-il exercé sur le développement économique et rural du delta ? A-t-il été constant ? La société lui a-t-elle été toujours aussi sensible ?

Depuis 1995, deux projets collectifs de recherche du Ministère de la Culture [« Delta du Rhône » (1995/1998) et « Rhône d'Ulmét » (1999/2001)], coordonnés respectivement par Michel Pasqualini et Corinne Landuré (Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA), ont permis de progresser dans ce questionnement, notamment dans la connaissance du développement des sociétés dans le delta du Rhône et de leurs interactions avec le fonctionnement et le régime du fleuve. Je me propose ici de dresser le bilan de ces sept années de recherches dans lesquelles j'ai été fortement impliqué, en abordant plus particulièrement 1) la caractérisation et la périodisation des aléas hydroclimatiques dans le delta du Rhône, 2) la nature de l'habitat, les modes d'occupation qui s'y rattachent et la vulnérabilité des sites et 3) l'évolution du risque fluvial entre l'époque grecque et le haut Moyen Âge.

2.1 – L'aléa hydroclimatique dans le delta du Rhône : caractérisation, impact hydromorphologique, variabilité pluri-séculaire à fine résolution

2.1.1 – L'aléa hydroclimatique, un phénomène naturel

L'aléa hydroclimatique est représenté par les **crues du Rhône** dans l'aire deltaïque. Dans le Bas-Rhône, les crues ont souvent une origine méditerranéenne. Mais, de par l'étendue et la diversité du bassin-versant, les crues peuvent se généraliser à l'ensemble du réseau hydrographique, qui devient alors vecteur d'inondations de grande ampleur. La récurrence de tels événements est généralement d'ordre trentennal à centennal. Moins violentes que les crues brutales (*flash floods*) qui affectent les affluents rhodaniens comme l'Ardèche et l'Ouvèze, les crues fluviales entraînent dans la plaine deltaïque des phénomènes de submersion lente, à cause du délai nécessaire à la concentration des eaux dans l'ensemble du bassin-versant. Leur vitesse d'écoulement est donc peu élevée, mais leurs impacts hydromorphologiques sont tels qu'elles peuvent provoquer d'importants dégâts lors des ruptures de berge, comme ce fut le cas en 1993-1994 et en 2003.

L'occurrence et l'impact hydromorphologique de l'aléa hydroclimatique dépendent de cinq principaux facteurs : (1) le régime hydrologique, (2) l'hydrographie, (3) la géométrie du chenal, (4) les possibilités de submersion de la plaine d'inondation et (5) la vitesse d'évacuation des flots de crue.

(1) La **variabilité du régime hydrologique du Bas-Rhône** conditionne la fréquence des débits extrêmes et la hauteur des inondations. Ainsi, l'aléa de crue apparaît fortement dépendant de la variabilité climatique historique ; il est plus fréquent en période de forte abondance hydrologique moyenne.

(2) La **subdivision du réseau hydrographique**, qui entraîne une hiérarchisation des différents bras (majeurs, mineurs), conditionne la géographie des risques fluviaux.

(3) La **géométrie du chenal**, en particulier sa capacité maximale d'absorption des flux de crue, dépend de la section mouillée à pleins-bords. Celle-ci est plus ou moins réduite selon la densité des bancs et des îles ; elle varie aussi selon le type de segment fluvial (section à méandres ou rectiligne, embouchure) et la hauteur des berges.

(4) Les **possibilités de submersion de la plaine d'inondation** dépendent en particulier de son relief (*sensu stricto*), de la géométrie du chenal (cf. *supra*, point 3) et des relations entre le chenal et le système phréatique. Dans le delta du Rhône, les niveaux phréatiques s'ajustent généralement à la hauteur d'eau moyenne du fleuve (*i.e.*, débit moyen). Cependant, d'autres facteurs peuvent intervenir, comme la perméabilité des alluvions de la plaine d'inondation et le bilan hydrique saisonnier.

(5) La **vitesse d'évacuation des flots de crue** dans la plaine deltaïque, rapide dans les secteurs de plus forte pente, est forcément plus lente lorsque la pente du chenal diminue, comme vers l'embouchure. Les conditions météo-marines jouent aussi un rôle important dans l'accroissement (vents de NW, décotes marines) ou la réduction (vents de SE ou de SW, surcotes marines) de la durée de submersion dans le delta.

Ainsi, si l'aléa hydroclimatique apparaît fortement dépendant de ces cinq facteurs, son expression géomorphologique se fait à travers l'occurrence isolée ou combinée de **trois phénomènes majeurs** : les épandages de la plaine d'inondation, les deltas de rupture de levée et les défluviations (Arnaud-Fassetta, 2000 ; Crichton et Siboni, 2001).

Les **épandages de plaine d'inondation** correspondent à des sédiments fins déposés par des crues débordantes. Le volume et la texture de ces dépôts est directement fonction de la topographie de la plaine, de la puissance fluviale, de la capacité de transport et de la productivité organique. Ils incluent les dépôts de plaine d'inondation proximale et distale (Arnaud-Fassetta, 1996).

Dans la plaine d'inondation proximale (*i.e.*, proche du chenal et de ses berges), les dépôts s'accumulent sous forme d'épandages ou d'éventails plus ou moins bosselés. Les sédiments sont composés de limons plus ou moins sableux, transportés par suspension. Le pourcentage de sables, variable, est en moyenne compris entre 25 % et 35 %, avec une médiane granulométrique comprise entre 0,01 mm et 0,05 mm. La variabilité granulométrique des dépôts est souvent fonction de la puissance de la crue. Les taux de sédimentation moyens sont en général faibles (< 2 mm/a) à l'échelle de plusieurs siècles mais plusieurs décimètres de sédiments peuvent s'accumuler au cours d'un seul événement (cf. *infra*, chapitre 8). Les processus de pédogenèse détruisent *quasi* intégralement les structures sédimentaires originelles.

Dans la plaine d'inondation distale, les sédiments sont constitués des grains les plus fins, déposés par décantation. Leur granularité est plus stable : elle est dominée par les limons argileux, avec une médiane comprise entre 0,005 mm et 0,01 mm. La fraction sableuse est négligeable, ne dépassant guère 10 %. La forte productivité organique, les faibles taux de sédimentation et la présence d'une nappe d'eau (*quasi*) permanente sont des conditions favorables à la bonne conservation des débris organiques et au développement de passées tourbeuses.

Les **deltas de rupture de levée** (*crevasse splays*) sont liés à l'ouverture de brèches lors de débits excessivement élevés et morphogènes. Localisés le long des chenaux distributaires, ils forment de larges lobes peu épais qui prennent la forme de langues sableuses étirées perpendiculairement ou tangentielllement par rapport au chenal principal en direction du bassin d'inondation (Reineck et Singh, 1980 ; Walderhaug et Prestholm, 1993). Les deltas de rupture de levée sont connectés au chenal principal par un chenal distributaire auquel se raccorde un système complexe de petits chenaux anastomosés conduisant les flots de crue vers le bassin d'inondation. L'énergie des écoulements décroît donc de la brèche jusqu'aux parties distales.

Les deltas de rupture de levée contribuent à accélérer les taux de sédimentation dans la plaine deltaïque (Aslan et Autin, 1999). Les processus dominants sont d'une part l'aggradation par dépôt de la charge de fond associée à la suspension et d'autre part la progradation vers le bassin d'inondation et les lagunes interfluviales (Galloway et Hobday, 1996). Le temps d'édification est très court, de quelques jours dans les hydrosystèmes anthropisés à quelques années en conditions « naturelles » (Smith *et al.*, 1989).

Les **défluviations** (*avulsions*) traduisent l'abandon d'un tronçon fluvial au profit d'un nouveau (Allen, 1965). Ce phénomène résulte d'un rapide déplacement latéral du chenal ou d'un processus plus lent lié au développement d'un delta de rupture de levée, dans un contexte d'aggradation du bassin d'inondation et de coalescence de plusieurs chenaux (Jones et Schumm, 1999). La fréquence de défluviations (*i.e.*, le temps nécessaire pour qu'une défluviations se produise et qu'un nouveau chenal s'établisse) peut être haute ou basse (Autin *et al.*, 1991 ; Tornqvist, 1994), variant d'un jour (Ning, 1990) à une décennie (Jones et Harper, 1998), voire des millénaires (Schumm *et al.*, 1996).

Les défluviations se répartissent en deux catégories : celles liées à la réoccupation d'un ancien chenal et celles mises en place par division du réseau hydrographique dans un bassin d'inondation (Smith *et al.*, 1989). L'ancien chenal peut être réoccupé si le processus d'aggradation est graduel, dans un contexte où la fourniture sédimentaire limite l'accroissement de l'espace d'accommodation (Aslan et Blum, 1999 ; Morozova et Smith, 1999). Les défluviations liées à la

division des chenaux dans le bassin d'inondation sont fréquentes quand les vitesses d'aggradation, modérées, permettent de délivrer un important espace d'accommodation (Perez-Arlucea et Smith, 1999).

Jones et Schumm (1999) ont établi une synthèse des causes possibles de défluviation dans les aires deltaïques. Dans le delta du Rhin-Meuse, la fréquence de défluviation à l'Holocène est dépendante de quatre principaux facteurs interagissant entre-eux : les fluctuations positives du niveau marin relatif, la néotectonique, un renforcement des débits liquides, la sédimentogenèse du chenal et les actions humaines (Stouthamer et Berendsen, 2000). Cependant, faire la part de ce qui revient à chacun de ces facteurs dans le processus de défluviation n'est pas chose facile. Les auteurs relativisent le rôle joué par l'aggradation (en relation avec la remontée du niveau marin relatif) et mettent plutôt en avant l'importance de la variabilité hydrosédimentaire entre 2800 BP et 1000 BP, ce qui correspond à la période étudiée ici. Mes travaux dans le delta du Rhône ont permis de montrer que les fréquences de défluviation sont comprises entre 850 ans et 2300 ans (moyenne : 1450 ans) au cours des huit derniers millénaires (Arnaud-Fassetta, 2004b).

En conséquence, **les épandages de plaine d'inondation, les deltas de rupture de levée et les défluviations n'ont pas la même valeur en termes de contraintes pour les sociétés.** Pour les premiers, ils ne représentent pas une contrainte fluviale forte mais plutôt un bienfait pour les sociétés rurales pratiquant l'agriculture et l'élevage dans la plaine deltaïque ; si contrainte il y a, elle résulte moins de l'alluvionnement que de la hauteur, de la puissance et de la durée de submersion des flots de crue. Les deltas de rupture de levée et les défluviations représentent quant à eux une contrainte fluviale forte, du fait 1) de l'énergie que libère l'inondation lorsqu'elle se produit sous cette forme, 2) des transformations géomorphologiques et spatiales qu'elle entraîne et 3) de l'imprévisibilité même du phénomène. Les traces d'anciens épandages de plaine d'inondation, de deltas de rupture de levée et de défluviations sont nombreuses dans le delta ; elles ont permis de reconstituer les grands traits du réseau hydrographique rhodanien à l'échelle du delta.

2.1.2 – Le cadre paléohydrographique

Dans le delta du Rhône, les données paléohydrographiques dérivent de l'interprétation de nombreuses carottes profondes couplées à la photointerprétation des formes fluviales récentes. Le réseau hydrographique a toujours été replacé dans son environnement deltaïque associé à ses marges continentales. Depuis la Protohistoire, les cartes paléohydrographiques montrent la vitesse à laquelle le réseau s'est développé avant l'achèvement des travaux d'endiguement à la fin du XIX^{ème} siècle. Sur la période qui nous intéresse, le réseau hydrographique est constitué par le paléo-Rhône d'Ulmet à l'est, le paléo-Rhône de Saint-Ferréol au centre et le paléo-Rhône d'Albaron-Peccais à l'ouest (**figure 7.3**). L'extension du réseau hydrographique est allée de pair avec la progradation de la plaine deltaïque, contrôlée par le ralentissement de la remontée du niveau marin relatif et l'alluvionnement du Rhône. La densité de drainage (*i.e.*, nombre et longueur des paléochenaux) a aussi évolué, ce qui, avec les fluctuations de régime, a certainement modifié l'impact des crues sur les communautés riveraines.

2.1.3 – Le régime hydrologique complexe du paléo-Rhône deltaïque

Selon les périodes, le régime hydrologique du Bas-Rhône, qui résulte, de façon séparée ou concomitante, d'une alimentation glaciaire, nivale et pluviale sur fond d'influences océanique et méditerranéenne, s'articule autour de trois états possibles, de type « régime diminué par les crues »

(RDC), « régime dominé par les crues irrégulières » (RDCI) et « régime dominé par les basses eaux » (RDBE).

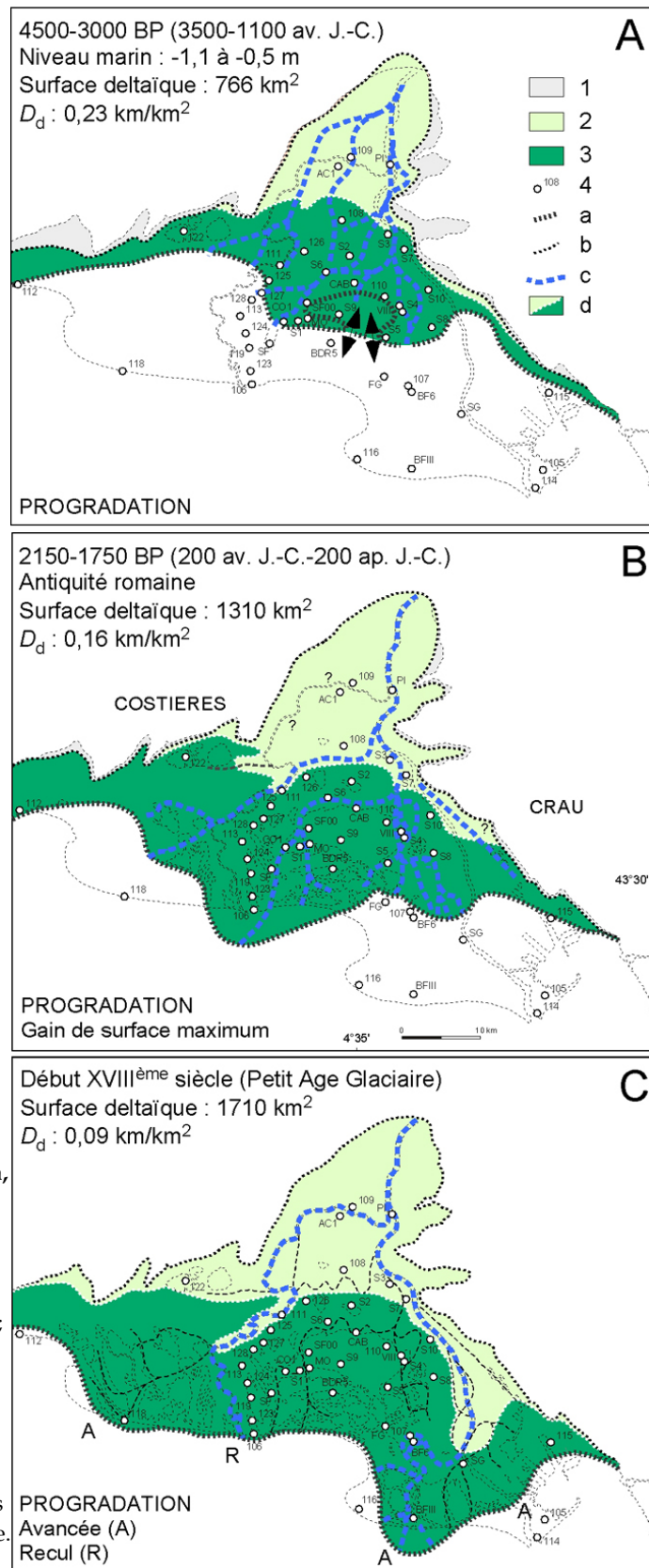


Figure 7.3 – Évolution hydrogéomorphologique et paléohydrographique dans le delta du Rhône de la Protohistoire aux Temps Modernes [d'après Arnaud-Fassetta, 2006, modifié]. 1 = environnement continental doux ; 2 = environnement deltaïque doux ; 3 = environnement deltaïque saumâtre-salé ; 4 = carotte sédimentaire ; a = trait de côte ; b = paléochenal du Rhône ; c = limite de l'aire deltaïque ; d = limite hypothétique entre les environnements deltaïques doux et saumâtres-salés. Noter le maximum de la progradation deltaïque entre 4500-3000 BP et 2150-1750 BP, et la réduction de la densité de drainage au cours des Temps Modernes, d'origine anthropique.

2.1.3.1 – Les périodes de RDC

Les RDC relèvent d'une forte activité hydrodynamique. Le régime hydrologique du Rhône est soutenu par des débits moyens élevés, accompagnés de fréquents épisodes de crue de haute énergie.

Dans le chenal, les processus de remblaiement sont très actifs, liés à des apports sédimentaires abondants et fréquents. Ils favorisent le développement d'un style divagant (*wandering pattern*), caractérisé par des bras multiples peu profonds, qui enserrant des bancs sableux relativement nombreux. Les sables moyens à fins qui les constituent impliquent une forte compétence du Rhône, qui peut atteindre 0,61 mm. Les chenaux partiellement remblayés favorisent le développement des défluviations et des deltas de rupture de levée.

Dans la plaine d'inondation, l'extension des paluds et le relèvement généralisé des niveaux phréatiques se font en accord avec un chenal peu profond et un débit moyen élevé. L'engorgement fréquent des sols limite la pédogénéisation de l'*alluvium*. Les séquences alluviales sont caractérisées par une grande homogénéité granulométrique et la présence régulière d'unités « grossières » (sables fins et limons) implique une compétence maximale élevée (0,2-0,27 mm) et constante des flots d'inondation. Les taux de sédimentation sont importants (2-5 mm/a), liés à une importante fourniture sédimentaire provenant de l'érosion des sols dans le bassin-versant et/ou à des débordements fréquents favorisés par un chenal en cours de remblaiement.

2.1.3.2 – Les périodes de RDCI

Lors de ces périodes, le régime hydrologique du Rhône est caractérisé par un débit moyen relativement bas, ponctué de quelques épisodes de crue de haute énergie, qui induisent temporairement le réhaussement des niveaux hydrologiques.

Dans le chenal, les dépôts alluviaux sont caractérisés par une alternance d'unités sableuses, déposées pendant les crues, et d'unités limono-sableuses mises en place en période de bas régime. La compétence maximale du Rhône ne dépasse jamais 0,5 mm. Les apports de crue sont trop rares pour permettre le remblaiement durable du chenal, de sorte que celui-ci reste soumis à une incision récurrente.

Dans la plaine d'inondation, la forte variabilité interannuelle des débordements se marque par des oscillations granulométriques significatives d'une séquence de crue à l'autre. Les dépôts grossiers (sables limoneux) alternent avec des dépôts très fins (limons argileux). La compétence maximale des flots d'inondation est comprise entre 0,19 mm et 0,26 mm. L'incision du chenal 1) limite les débordements, ce qui se marque par des taux de sédimentation faibles (0,6-1,6 mm/a) et 2) abaisse les niveaux phréatiques, de sorte que le bon drainage de la plaine d'inondation devient favorable à l'activité des animaux fouisseurs et au développement des biosols.

2.1.3.3 – Les périodes de RDBE

Les RDBE reflètent un régime hydrologique régulier ; les épisodes exceptionnels sont très rares, voire inexistants.

Dans le chenal, les alluvions sont plus fines, constituées de sables fins enrichis par une fraction limoneuse abondante : la compétence maximale du Rhône est faible (0,4-0,46 mm). Les débits moyens sont bas, en raison d'une alimentation réduite du bassin hydrographique et/ou de l'incision tendancielle du chenal. Le contexte de pénurie sédimentaire limite la présence des bancs sableux et le style fluvial évolue plutôt vers le méandrage ou l'anastomose.

Dans la plaine d'inondation, la mise en place de dépôts très fins (limons argileux) est liée à des processus de décantation prédominants. La compétence maximale des flots d'inondation est

faible (0,12-0,2 mm), en relation avec l'hydraulicité très atténuée du Rhône. Les taux de sédimentation sont très faibles (0,5-0,6 mm/a) car les processus d'érosion dans le bassin-versant sont limités et les débordements peu fréquents. Une fourniture sédimentaire peu abondante et de bas niveaux phréatiques augmentent les possibilités de pédogénéisation des alluvions.

2.1.4 – Les conditions paléohydrauliques

Des **estimations paléohydrauliques** m'ont permis de quantifier la **capacité** des paléochenaux ainsi que leur **débit** et leur **puissance spécifique**, pour deux périodes données : l'Antiquité tardive-haut Moyen Âge et le bas Moyen Âge (**figure 7.4**). Les calculs dérivés de la géométrie hydraulique du Rhône actuel ont servi de référents et de contrôle. Les résultats montrent qu'aujourd'hui, la capacité des deux bras du delta (Grand Rhône et Petit Rhône) approche à pleins bords 8895 m² (moyenne de 140 sections en travers ; Arnaud-Fassetta, 2003). Durant l'Antiquité tardive, les trois bras principaux (Saint-Ferréol, Ulmet et Peccaïs) ont eu une capacité à pleins bords estimée à 8695 m² ; cette valeur est donc très proche de la valeur actuelle. Au bas Moyen Âge, la capacité des chenaux du Rhône (Grand Passon, Saint-Ferréol, Ulmet, Peccaïs) n'a pas dépassé 3890 m² à pleins bords. Cette faible valeur pourrait signifier qu'une large part des flux liquides transitant dans la plaine deltaïque se fait en dehors des bras majeurs. Dans ce cas, l'impact de l'aléa a dû être plus marqué car les crues sont plus débordantes. Du reste, ces résultats sont confirmés par l'estimation des paléodébits. Durant l'Antiquité tardive-haut Moyen Âge, les puissances spécifiques sont bien réparties sur l'ensemble de la plaine deltaïque. Au bas Moyen Âge, elles se concentrent et s'accroissent dans la partie orientale du delta, *de facto* plus marqué par l'aléa de crue.

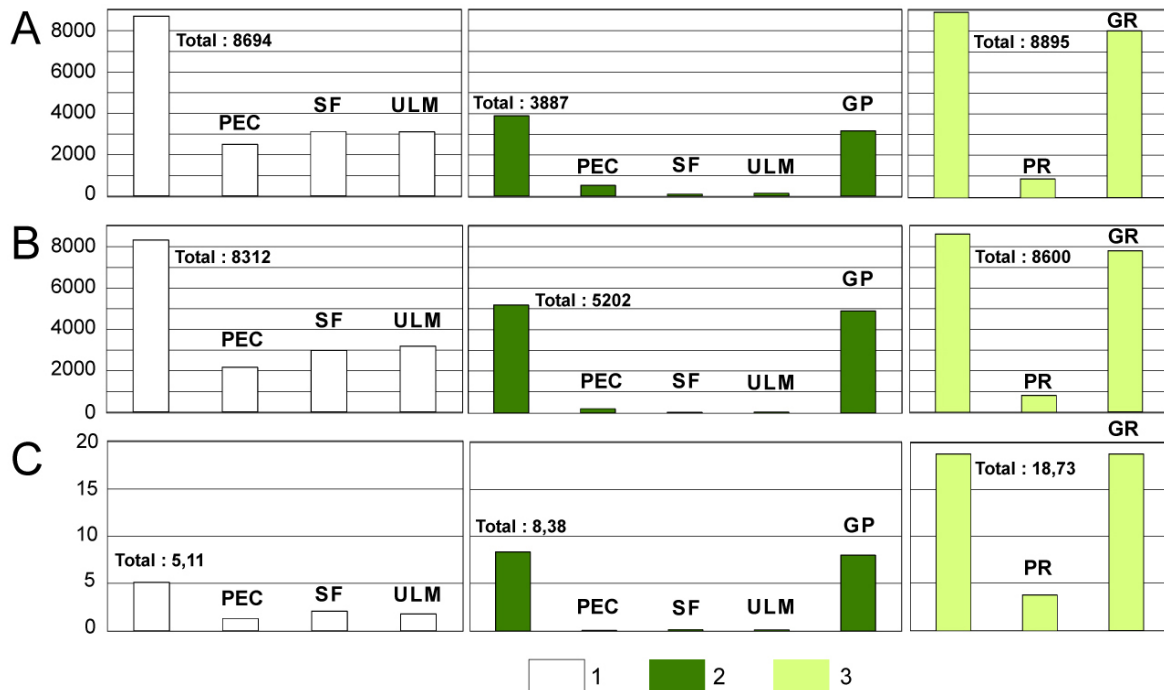


Figure 7.4 – Paléohydraulique de quelques paléochenaux du Rhône dans son aire deltaïque. A : Capacité du chenal à pleins bords (en m²). B : Débit de pleins bords (en m³/s). C : Puissance spécifique à pleins bords (en W/m²). 1 = Antiquité tardive-haut Moyen Âge ; 2 = bas Moyen Âge ; 3 = aujourd'hui ; SF = Rhône de Saint-Ferréol ; ULM = Rhône d'Ulmet ; PEC = Rhône de Peccaïs ; GP = Rhône du Grand Passon ; GR = Grand Rhône ; PR = Petit Rhône.

2.1.5 – Périodisation de l'aléa hydroclimatique de 800 av. J.-C. à 1000 ap. J.-C.

La synthèse de mes recherches réalisées sur les aléas hydroclimatiques dans le delta du Rhône aboutit à démontrer l'existence de fluctuations pluri-séculaires, en particulier trois périodes de RDC interrompues par des périodes de moindre activité hydrologique, de type RDCI ou RDBE (**figure 7.5**). Les flux du Rhône s'écoulent alors par trois bras majeurs : Ulmet à l'est, Saint-Ferréol au centre et Albaron-Peccais à l'ouest.

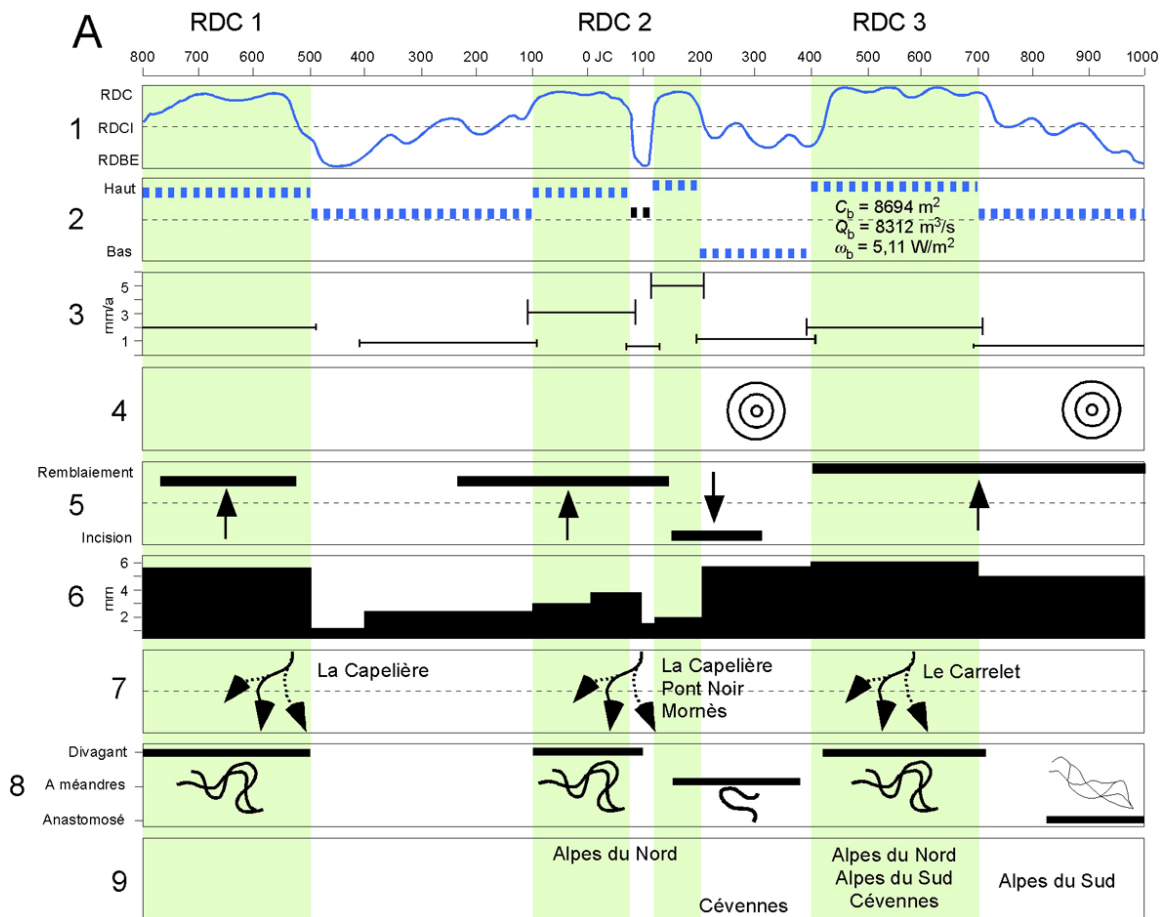


Figure 7.5 – Synthèse du fonctionnement paléohydrologique du Rhône dans son delta, révélant l'existence de trois périodes de « régime dominé par les crues » (RDC) entre 800 av. J.-C. et 1000 ap. J.-C. [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003, modifié]. 1 = régime hydrologique ; 2 = débit moyen et niveau phréatique ; 3 = taux de sédimentation dans la plaine d'inondation ; 4 = pédogenèse dans la plaine d'inondation ; 5 = géométrie du chenal ; 6 = compétence du chenal ; 7 = défluviations et deltas de rupture de levée ; 8 = style fluvial ; 9 = zones sources des sables du chenal.

2.1.5.1 – RDC 1 (800-500 av. J.-C.)

Il s'exprime sur le site de La Capelière par une forte instabilité latérale des paléochenaux du Rhône d'Ulmet, propice aux défluviations, aux deltas de rupture de levée et à la mise en place de vastes épandages sableux dans la plaine d'inondation proximale ; de hauts niveaux phréatiques favorisent l'extension des plaines palustres du nord au sud du delta (Cabassole, La Capelière).

2.1.5.2 – RDBE 1 (500-400 av. J.-C.)

Elle survient dans un contexte où l'activité alluviale s'atténue. Le chenal du Rhône d'Ulmet est affecté par quelques crues importantes, à l'origine de la mise en place d'épandages sablo-limoneux dans la plaine d'inondation proximale sur le site de La Capelière. Sur le site de Cabassole, les apports du Rhône de Saint-Ferréol sont très fins, la compétence maximale ne dépassant pas 0,12 mm dans la plaine d'inondation.

2.1.5.3 – RDCI 1 (400-100 av. J.-C.)

L'hydrologie du Rhône devient plus contrastée alors que sa compétence se renforce occasionnellement. Dans la plaine d'inondation (Cabassole), l'hétérogénéité des dépôts reflète un régime hydrologique calme entrecoupé de quelques crues violentes. La compétence maximale (0,24 mm) augmente mais les taux de sédimentation restent modérés (0,6-1,2 mm/a), ce qui suppose une faible fourniture sédimentaire du bassin-versant et/ou des débordements peu fréquents. La même tendance est observée sur le site de La Capelière.

2.1.5.4 – RDC 2 (100 av. J.-C.-200 ap. J.-C.)

Il s'organise en deux phases (RDC 2a, RDC 2b), entrecoupées d'une brève phase (50 ans) de RDBE 2 entre 75 et 125 ap. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 2002).

RDC 2a (100 av. J.-C.-75 ap. J.-C.). Vers 100 av. J.-C., le développement de deltas de rupture de levée sur les sites de Mornès et de La Capelière marque une phase d'instabilité importante du Rhône. Entre 30 av. J.-C. et 110 ap. J.-C., la montée des hauteurs d'eau moyennes du Rhône entraîne sur le site du Carrelet l'atterrissement latéral du chenal de Saint-Ferréol, dont les berges doivent être rehaussées et renforcées par un enrochement hydraulique (cf. *infra*). Entre 100 av. J.-C. et 75 ap. J.-C., le renforcement de la compétence maximale (0,25 mm) des flots d'inondation est enregistré sur le site de Cabassole. Les taux de sédimentation importants (2-4 mm/a) traduisent des débordements fréquents et/ou une fourniture sédimentaire élevée. Le développement des hydrophytes conforte l'image d'un delta plus dulcicole et plus humide, qui s'accompagne d'une phase de progradation significative.

RDBE 2 (75-125 ap. J.-C.). Un bref apaisement de l'activité alluviale se traduit sur les sites de Cabassole et des Combettes par la diminution de la compétence maximale (0,16 mm) des flots d'inondation du Rhône.

RDC 2b (125-200 ap. J.-C.). Une recrudescence de l'activité alluviale est enregistrée sur le site du Carrelet. Elle coïncide avec la mise en place de dépôts limoneux très épais (0,85 m) dans la plaine d'inondation du Rhône de Saint-Ferréol. La compétence maximale des flots d'inondation est constante mais ne dépasse pas 0,2 mm (*i.e.*, en deçà de celle atteinte durant RDC 2b). Les taux de sédimentation très élevés (6-13 mm/a) indiquent soit que la fourniture sédimentaire est importante, soit que l'aggradation de la plaine deltaïque est modérée, en réponse à la phase de progradation précédemment entamée.

2.1.5.5 – RDBE 2 (200-450 ap. J.-C.)

La charge solide (Q) disponible est insuffisante pour compenser la forte capacité de transport du fleuve. Ainsi, le plancher alluvial du Rhône de Saint-Ferréol au Carrelet connaît une

phase d'incision marquée entre 150 et 310 ap. J.-C. La compétence maximale du Rhône reste cependant soutenue (0,6 mm). Dans la plaine d'inondation (Cabassole, Carrelet, Combettes), la compétence maximale ne dépasse pas 0,19 mm et les dépôts sont constitués majoritairement de fines, malgré quelques niveaux plus grossiers qui attestent de crues plus dynamiques. L'absence de faciès de décantation signe des débordements peu fréquents. En fait, cette situation décrit un régime hydrologique calme, ponctuée de quelques épisodes de crue de forte magnitude. Les taux de sédimentation sont généralement faibles (0,8-1,6 mm/a), en relation avec le chenal incisé (*i.e.*, moins débordant). Entre le milieu du IV^{ème} siècle et le début du V^{ème} siècle ap. J.-C., la construction d'un établissement rural à Cabassole laisse supposer un bon drainage des basses terres.

2.1.5.6 – RDC 3 (450-700 ap. J.-C.)

La plupart des sites camarguais enregistrent une rupture hydrodynamique. Le chenal du Rhône de Saint-Ferréol subit un remblaiement important (Carrelet), favorisant le développement des deltas de rupture de levée (Carrelet, Combettes). La compétence maximale du Rhône atteint 0,61 mm alors que son débit et sa puissance spécifique à pleins bords sont respectivement de 8310 m³/s et 5,1 W/m². L'analyse des minéraux lourds montre que les sédiments transportés par le Bas-Rhône proviennent de l'ensemble du bassin-versant (Alpes, Massif Central ; Arnaud-Fassetta, 1998). Dans la plaine d'inondation, les dépôts deviennent plus grossiers, en relation avec l'augmentation de la compétence maximale qui atteint 0,24 mm. Les taux de sédimentation sont importants (1,3-2,7 mm/a), en relation avec un chenal plus débordant. L'augmentation très nette des espèces ligneuses, notamment celle de la ripisylve, traduit une recrudescence des apports d'eau douce dans la plaine alluviale.

2.1.5.7 – RDCI 3 (700-1000 ap. J.-C.)

Cette période correspond à une atténuation saccadée mais durable de l'hydrodynamique fluviale sur l'ensemble de la Camargue. Propre au delta, cette situation est consécutive de la réduction graduelle de l'activité des bras de Saint-Ferréol et d'Ulmet au profit du Rhône du Grand Passon, actif dès la fin du X^{ème} siècle. Dans le chenal, la compétence maximale diminue jusqu'à 0,5 mm. Sur les sites de Cabassole et du Carrelet, la plaine d'inondation enregistre une réduction de la compétence maximale, qui chute à 0,2 mm. Le taux de sédimentation s'atténue aussi très fortement (0,5-0,7 mm/a). Au bas Moyen Âge, le débit et la puissance spécifique à pleins bords du Rhône ne dépasseront plus guère 35 m³/s et 0,15 W/m² (Saint-Ferréol), 50 m³/s et 0,1 W/m² (Ulmet) et 200 m³/s et 0,1 W/m² (Peccaïs), alors que le Rhône du Grand Passon devient le bras le plus actif (5595 m³/s et 8,1 W/m²).

En conclusion, trois périodes de RDC ponctuent l'évolution paléohydrologique du delta du Rhône de 800 av. J.-C. à 1000 ap. J.-C. Elles sont associées aux dégradations des conditions climatiques, plus ou moins exacerbées par les activités humaines (figure 7.6).

- La phase d'intense paludification qui caractérise le RDC 1 (800-500 av. J.-C.) pourrait être l'expression d'un bilan pluviométrique excédentaire, reconnu comme tel dans presque tout le bassin-versant (Magny, 1992b ; Jorda et Provansal, 1996 ; Bravard *et al.*, 1997 ; Bruneton, 1999), associé à une oscillation fraîche du climat à l'échelle de l'Europe occidentale (Van Geel *et al.*, 1996).
- Les deux phases de RDC 2 (100 av. J.-C.-75 ap. J.-C. et 125-200 ap. J.-C.) pourraient être liées à une plus grande instabilité des conditions climatiques (*i.e.*, des aléas de crue plus fréquents). Elles apparaissent en phase avec le fonctionnement paléohydrologique du Rhône amont et moyen (Bravard *et al.*, 1997) et de ses affluents alpins (Peiry, 1997), mais

également avec le bassin-versant aval (Provansal *et al.*, 1999 ; Bruneton *et al.*, 2001). En revanche, ces RDC n'ont laissé que peu de traces significatives dans les archives sédimentaires du bassin durancien et des petits bassins provençaux (Provansal, 1995 a et b ; Jorda et Provansal, 1996).

- Le RDC 3 (450-700 ap. J.-C.) pourrait être mis en relation avec un accroissement de la pluviométrie associé à une récurrence fraîche, dans tout le bassin-versant du Rhône et son hydro-écorégion (Zoller, 1977 ; Magny, 1992a ; Patzelt, 1994).

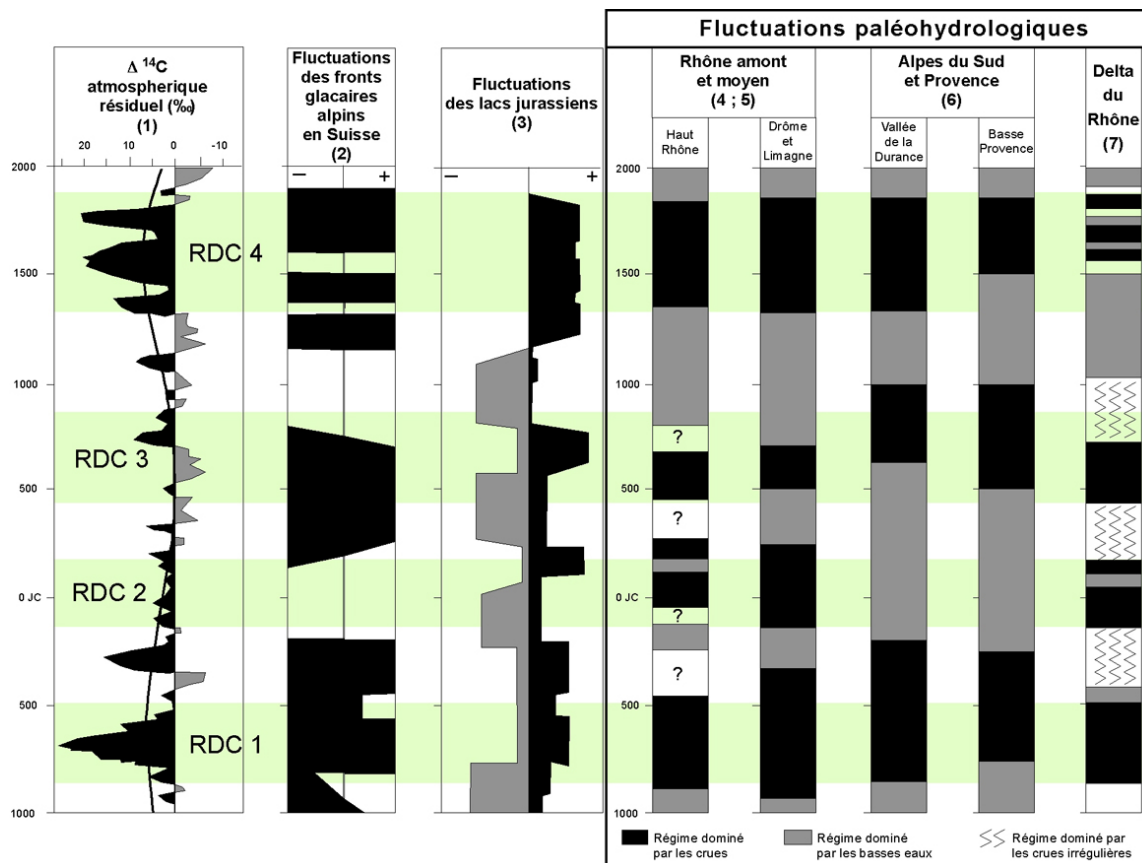


Figure 7.6 – Paléohydrologie du delta du Rhône et relations avec le bassin-versant et l'hydro-écorégion. 1 = Stuiver et Braziunas (1993) ; 2 = Patzelt (1994) ; 3 = Magny (1992) ; 4 = Bravard *et al.* (1992) ; 5 = Berger (1996) ; 6 = Jorda et Provansal (1996) ; 7 = Arnaud-Fassetta (2000).

Lors des dégradations climatiques, l'aléa hydroclimatique redouble d'intensité et de fréquence. Il peut alors devenir un facteur potentiel de renforcement de la vulnérabilité sociétale.

2.2 – La vulnérabilité des sociétés face à l'aléa hydroclimatique

En Camargue, le recensement de nombreux gisements archéologiques (Landuré *et al.*, 2004) a permis de s'interroger sur la nature et la fonction des sites découverts, ainsi que sur la vulnérabilité des sociétés antiques et médiévales face au fleuve, ses inondations, ses deltas de rupture de levée et ses défluviations (Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003).

2.2.1 – Les sites archéologiques recensés dans le delta : localisation, nature/fonction et évolution

Le recensement des gisements archéologiques, grâce notamment aux prospections pédestres, a permis de dénombrer cent cinquante-cinq sites, dont la date de création est comprise entre le VI^{ème} siècle av. J.-C. et le X^{ème} siècle ap. J.-C. (figure 7.7). En réalité, le nombre de sites pourrait avoir été sous-estimé, si l'on tient compte de l'enfouissement probable d'un certain nombre d'entre eux, dans un contexte fluvio-deltaïque où les processus d'alluvionnement restent très actifs. Du reste, ce problème de taphonomie des sites a été soulevé lors des fouilles géo-archéologiques conduites dans la moyenne vallée du Rhône (Berger et Jung, 1996).

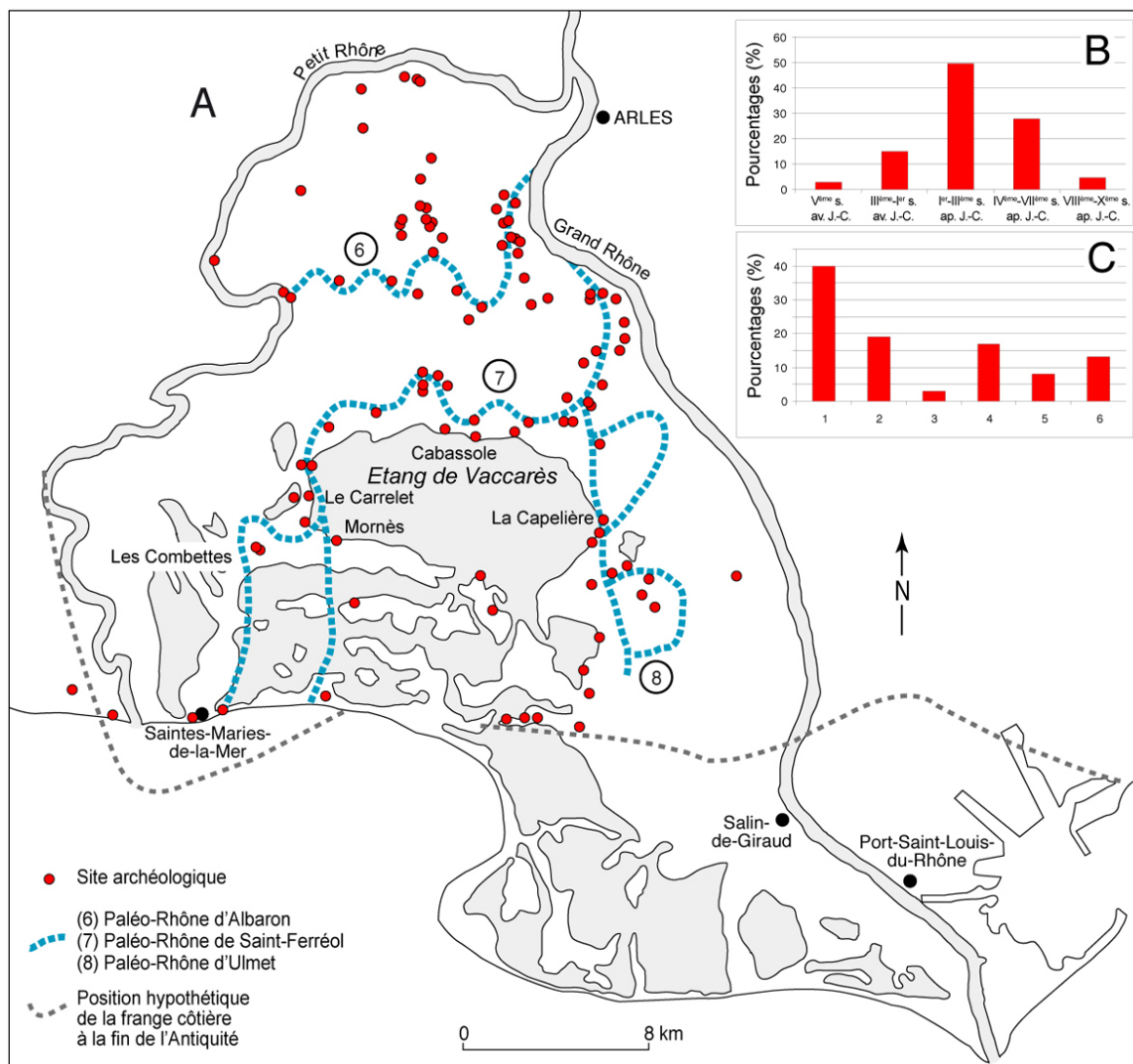


Figure 7.7 – Paléohydrographie et occupation du sol en Camargue [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. A : Carte générale des sites archéologiques recensés en Camargue entre le V^{ème} siècle av. J.-C. et le X^{ème} siècle ap. J.-C. B : Évolution du nombre (exprimé en %) de sites archéologiques entre le V^{ème} siècle av. J.-C. et le X^{ème} siècle ap. J.-C. C : Localisation des sites archéologiques dans la plaine deltaïque. 1 = sites à proximité du Rhône de Saint-Ferréol ; 2 = sites à proximité du Rhône d'Ulmet ; 3 = sites à proximité de la diffluence entre le Rhône de Saint-Ferréol et le Rhône d'Ulmet ; 4 = sites à proximité du Rhône d'Albaron ; 5 = sites à proximité du rivage côtier ; 6 = autres sites.

2.2.1.1 – Une occupation plus ou moins continue durant près de mille six cent ans

Les **premières traces** d'occupation en Camargue remonteraient au **VI^{ème} siècle av. J.-C.**, avec la découverte (ancienne) de fragments de céramiques attiques (Gantès, 2004). Cependant, les fouilles récentes n'ont pas permis de remonter au-delà du **V^{ème} siècle av. J.-C.** L'occupation grecque du delta s'appuie sur la découverte de cinq gisements repérés principalement en bordure des étangs de Vaccarès et du Fournelet, dans la plaine d'inondation du Rhône de Saint-Ferréol et du Rhône d'Ulmet.

Avec vingt-six gisements répertoriés, **la période entre le III^{ème} siècle et le I^{er} siècle av. J.-C. semble refléter l'amorce d'une dynamique de peuplement. Cette tendance se confirme entre le I^{er} siècle et le III^{ème} siècle ap. J.-C.**, avec un nombre de gisements en forte augmentation. Quelques sites sont interprétés avec certitude comme d'importantes *villae*. Ces dernières sont plus particulièrement localisées dans les plaines d'inondation de Haute Camargue dont la mise en valeur agricole est en relation avec le développement de la colonie romaine d'Arles (Leveau, 1993a, 1993b et 1999).

Le nombre des gisements recensés entre le IV^{ème} siècle et le VII^{ème} siècle ap. J.-C. est en diminution. Cependant, les établissements les plus importants de la période précédente demeurent habités alors que de nouveaux habitats sont créés dans des zones de la plaine d'inondation jusque-là inoccupées. Ces observations pourraient confirmer la continuité du peuplement, en relation avec l'importance de la cité d'Arles (Trément, 2001).

Entre le VIII^{ème} siècle et le X^{ème} siècles ap. J.-C., le nombre de sites continue de décroître. Peut-être ce résultat est-il lié 1) aux modes de construction émergents à cette époque, qui, en favorisant l'utilisation de la terre et des matériaux périssables, ont laissé peu de traces au sol (Kotarba, 1988) et/ou à un phénomène de restructuration du peuplement (regroupements de population ; Fossier, 1992 ; Schneider et Paya, 1995).

2.2.1.2 – Des sites implantés en priorité le long des bras du Rhône

En dépit du caractère supposé lacunaire du recensement, la superposition des gisements archéologiques avec la carte des paléochenaux du Rhône fait état d'une occupation humaine dont le mode de répartition est essentiellement tourné vers le fleuve. **Toutes périodes confondues, la majeure partie des gisements se situe le long des trois bras du Rhône en activité durant l'Antiquité et le haut Moyen Âge.**

Ainsi, soixante-trois sites (soit 40 % du total) ont été répertoriés dans l'aire d'influence directe du **Rhône de Saint-Ferréol** - sans doute le bras le plus actif mais aussi peut-être le plus stratégique durant la première partie de l'Antiquité -, vingt-neuf (soit 19 %) à proximité du **Rhône d'Albaron** et vingt-six (soit 17 %) en bordure du **Rhône d'Ulmet (figure 7.7)**. Quatre sites (soit 3 %) sont implantés dans la zone de confluence Rhône de Saint-Ferréol/Rhône d'Ulmet (Delta du Rhône, 1998). Parmi les sites restants, treize (soit 8 %) sont situés en bordure du littoral alors que les vingt derniers (soit 13 %) apparaissent à la fois éloignés du littoral et des trois bras du Rhône susnommés.

Au total, la proportion des gisements implantés en bordure des bras du Rhône atteint 79 %, confirmant que la proximité du Rhône est bien le principal facteur de localisation des sites dans

le delta. Ce choix a été guidé par les prérogatives économiques ; il pose évidemment le problème de la vulnérabilité des sites installés dans la zone inondable (cf. *infra*).

2.2.1.3 – Quels modes d'occupation pour quelles ressources / activités économiques ?

Les modes d'occupation et la nature des activités économiques pratiquées en Camargue de 600 av. J.-C. à 1000 ap. J.-C. ont pu être précisés grâce à la fouille géo-archéologique de cinq sites localisés sur les rives de deux anciens chenaux du Rhône (**figure 7.7**) : le Rhône de Saint-Ferréol [Le Carrelet (Martin, 1998 et 2004), Cabassole (Richier, 1996), Les Combettes (Landuré et Arnaud-Fassetta, 2004a), Mornès (Landuré et Arnaud-Fassetta, 2004b)] et le Rhône d'Ulmet [La Capelière (Landuré, 1997, 2000a et 2000b)].

Du point de vue des **modes d'occupation du sol**, les sites des Combettes, du Carrelet et de La Capelière ont été interprétés comme des **habitats groupés** ; le site de Mornès relève peut-être d'un **habitat temporaire** alors que celui de Cabassole correspond vraisemblablement à un petit **établissement rural**. Par ailleurs, les résultats des prospections et des recherches récentes menées sur un établissement gallo-romain dans le sud de la Camargue ont montré l'existence d'une mosaïque de grandes *villae* et d'établissements agricoles pour la période antique (Pasqualini, 1999 ; Excoffon *et al.*, 2002).

Concernant les **activités économiques**, les sociétés implantées dans le delta pratiquaient l'**agriculture**. La plaine d'inondation du Rhône a permis 1) la culture des céréales, comme en témoignent les analyses palynologiques (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2000) et la découverte de meules, et 2) le développement de la viticulture, pour laquelle on mentionnera une borne limite de propriété découverte sur le site du Carrelet, qui évoque la présence de vignes accompagnés de jardins (Gayraud, 1987). Les populations ont également pratiqué l'**élevage** et ce, dès le V^{ème} siècle av. J.-C., comme l'attestent les premiers résultats des fouilles de La Capelière (Forest, 2004).

D'autres activités économiques ont été reconnues, comme l'**artisanat**. Sur le site du Carrelet, des traces de métallurgie ont été datées de la fin du IV^{ème} siècle-début du V^{ème} siècle ap. J.-C. (Martin, 2004). Une activité liée à la fabrication de la soude ou du verre semble s'être développée sur le site de Cabassole aux IX^{ème}-X^{ème} siècles ap. J.-C. (Amouric et Foy, 1991 ; Richier, 1996).

Par ailleurs, **pisciculture** et **saliculture** ont été mises en évidence sur le site du Carrelet grâce à la découverte de bassins de salaison datés du V^{ème} siècle ap. J.-C. (Martin, 2004). Cette industrie de salaison a sans doute été favorisée par la géographie du site (*i.e.*, proximité des zones de pêche, des terres propices à l'exploitation du sel et d'une voie fluviale navigable pour assurer la diffusion de la production). Par ailleurs, on peut envisager dès le V^{ème} siècle ap. J.-C. la présence de marais salants dans la mesure où des salines sont mentionnées dans les textes, il est vrai sans localisation précise (Benoit, 1959). L'hypothèse de Stouff (1986), qui est que les salines médiévales mentionnées aux abords de l'étang de Vaccarès ont sans doute été exploitées antérieurement au XIII^{ème} siècle ap. J.-C., garde donc tout son sens.

Enfin, le Rhône a sans doute facilité les contacts entre les sites du delta et leurs possibilités d'approvisionnement en **matériaux de construction** – notamment les pierres qui étaient acheminées depuis Arles – et en denrées diverses. Son rôle d'interface entre les sites est d'ailleurs montré à travers la variété et l'abondance du matériel céramique retrouvé, reflétant ainsi des courants d'échanges privilégiés entre mer et continent par l'intermédiaire des ports de Marseille et d'Arles (Hirbec, 2004).

2.2.2 – Sur la vulnérabilité sociétale

2.2.2.1 – Une forte vulnérabilité, atténuée par l'installation des sites sur les reliefs les plus élevés de la plaine d'inondation

La **proximité du Rhône**, privilégiée pour des raisons économiques, a rendu les **sociétés vulnérables** dans la mesure où, situées dans les zones inondables, elles furent exposées aux crues dévastatrices et aux défluviations imprévues. **La vulnérabilité sociétale fut cependant atténuée par des lieux d'installation choisis sur les points hauts de la plaine d'inondation**, dès lors que la topographie (*i.e.*, le relief *sensu stricto*) le permettait. Quatre sites apportent les preuves de cette logique d'installation.

Sur le **site de La Capelière**, les traces d'un marécage d'eau douce à saumâtre daté des VIII^{ème}-V^{ème} siècles av. J.-C. (Lyon-1497/1498) ont été retrouvées entre -1,5 m et -1 m. Puis une phase de rapprochement (défluviation ?) du Rhône d'Ulmet entraîne le recouvrement du marécage par des épandages de crue sablo-limoneux. Ces derniers contribuent à donner un fort relief à la plaine d'inondation et forment peu à peu un point dominant entre le chenal principal situé à l'ouest du site et un chenal secondaire situé au nord. C'est au plus haut de cette éminence, à une altitude de -0,5 m, que furent implantés des bâtiments sur sablières basses et poteaux porteurs vers 500-475 av. J.-C., constituant ainsi les premières traces d'habitation sur le site (**figure 7.8**).

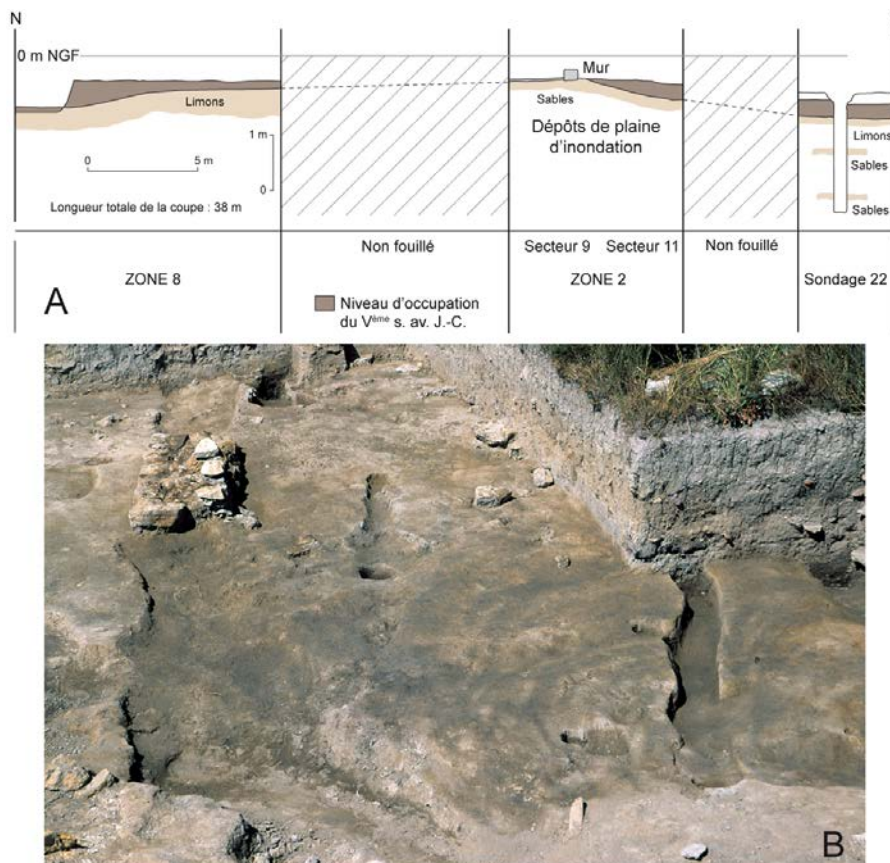


Figure 7.8 – Caractéristiques de l'occupation du sol sur le site de La Capelière [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. A : Coupe synthétique du site de La Capelière, montrant la topographie générale sur laquelle s'est implanté l'habitat à l'époque grecque. B : Niveaux d'occupation du V^{ème} siècle av. J.-C. (cliché C. Landuré, 2001). Noter les traces en négatif des sablières basses et poteaux porteurs installés dans les limons sableux.

Sur le **site de Cabassole**, les résultats des travaux géoarchéologiques illustrent des conditions d'implantation comparables. L'installation des hommes sur le site date de la période grecque (V^{ème}-IV^{ème} siècles av. J.-C.). Elle est représentée par un épandage de céramiques d'environ 300 m² étendu sur une couche de limons d'inondation dont le toit est situé à la cote -0,4 m. Ici aussi, deux facteurs ont favorisé l'installation humaine : 1) le passage d'un environnement palustre à une plaine d'inondation mieux drainée et 2) l'exhaussement de la surface topographique de la plaine d'inondation consécutif au dépôt de 20 centimètres de limons.

Sur le **site des Combettes**, l'installation humaine au VI^{ème} siècle ap. J.-C. est favorisée par les mêmes conditions paléoenvironnementales. Vers 90-190 ap. J.-C. (Ly-7760), le site est occupé par un marécage situé entre -3,1 m et -2,4 m. Puis la mise en place d'une plaine d'inondation associée à une levée de berge exhausse la surface topographique de 2,3 m jusqu'à la cote -0,1 m. Associé à un milieu mieux drainé, cet exhaussement des terrains fournit alors des conditions favorables à l'implantation de l'habitat.

Le **site de Mornès** est également implanté sur une hauteur (0,6 m), à savoir des limons de crue surmontant l'une des anciennes barres d'embouchure du Rhône de Saint-Ferréol. Comme pour les autres sites, l'habitat est très proche du Rhône, présent ici sous la forme d'un bras secondaire. Cependant, malgré sa position « en altitude », supérieure à celles des autres sites qui lui sont contemporains, le site ne sera occupé que pendant quelques décennies dans le courant du I^{er} siècle av. J.-C., peut-être en raison de l'abandon du chenal secondaire.

En conclusion, la proximité du fleuve, convoitée par les Hommes sans doute essentiellement pour des raisons économiques mais également stratégiques, imposait de construire dans des zones topographiquement élevées, afin de limiter la durée et la hauteur de l'inondation des sites, et par là même leur vulnérabilité. Les secteurs privilégiés furent les levées de berge (La Capelière, Les Combettes, Le Carrelet), les zones hautes de la plaine d'inondation (Cabassole) et secondairement les barres d'embouchure fossiles surmontées de limons de débordement (Mornès). D'autres mesures furent prises pour se protéger des crues ou, du moins, en atténuer leurs effets destructeurs.

2.2.2.2 – Les autres mesures préventives pour minimiser la vulnérabilité des sites : les enrochements de berge et les fossés de drainage dans la zone inondable

Les plus courantes furent la construction des enrochements de berge et le creusement de fossés de drainage dans la plaine d'inondation.

Les **enrochements de berge**. Sans doute très discontinus à cette époque, ils étaient constitués de blocs de pierre décimétriques non-solidaires les uns des autres, disposés sur la face interne des levées de berge afin d'en limiter l'érosion par affouillement lors des forts débits. Celui découvert au Carrelet (Martin, 2004) est tout à fait caractéristique. Sur ce site, un sondage à la pelle mécanique pratiqué sur la berge de rive gauche (concave) du Rhône de Saint-Ferréol a mis en évidence un enrochement constitué de blocs dont la taille varie de 0,3 m à 0,6 m (**figure 7.9 A à C**). Suivi sur une longueur de 6 m, il présente une largeur de 2,5 m pour une hauteur de 1,5 m et son sommet atteint la cote de -0,6 m. Il scelle la partie sommitale de la berge qui a été datée par le radiocarbone entre 30 av. J.-C. et 110 ap. J.-C. (Lyon-360). Cet équipement hydraulique, installé vraisemblablement entre les RDC 2a et 2b (cf. *supra*), a eu deux fonctions, celle évidente de protéger la berge concave des phénomènes de sapement et celle plus hypothétique de protéger des zones d'habitat (qui restent à localiser).

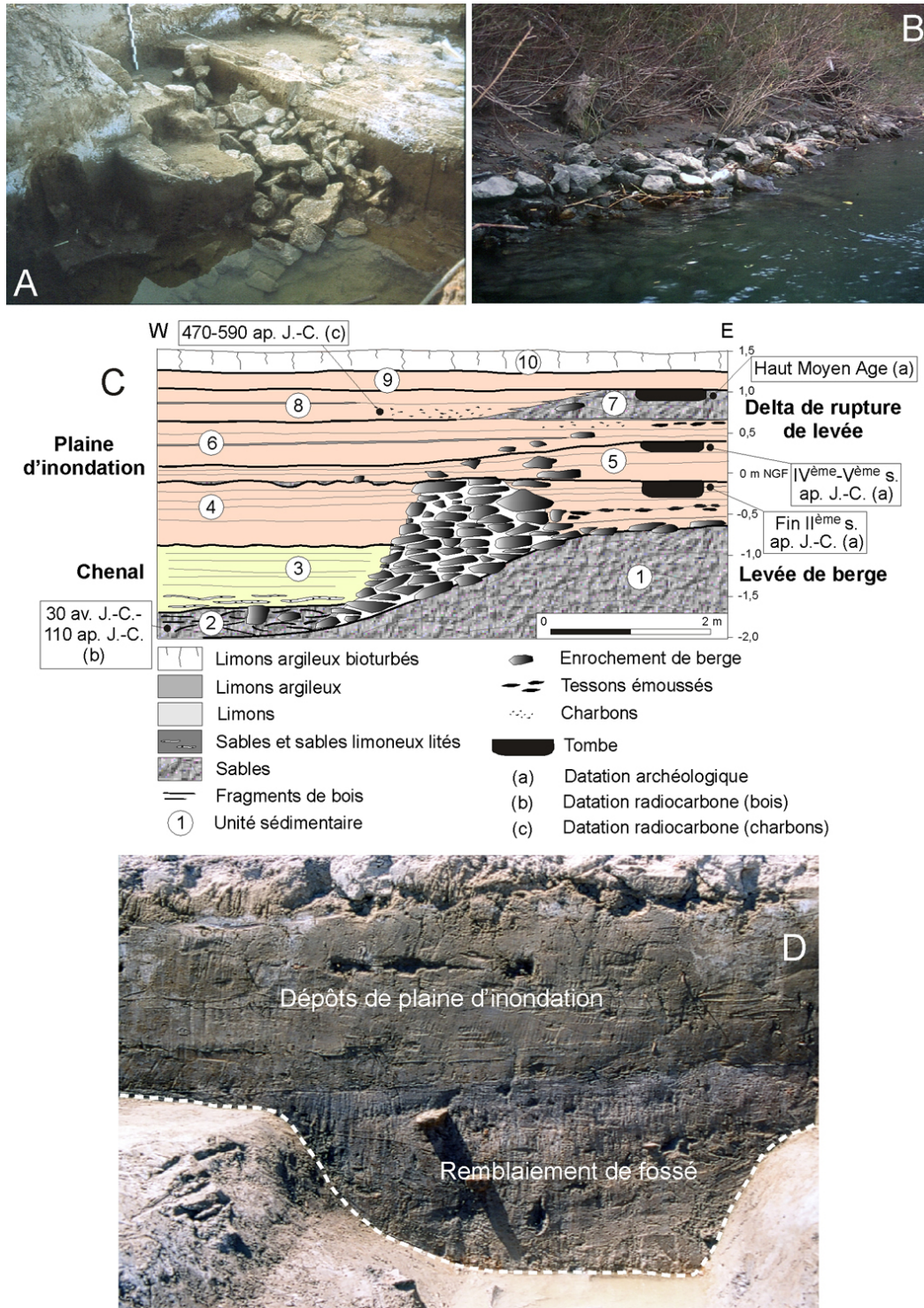


Figure 7.9 – Les équipements hydrauliques anciens et modernes dans le delta du Rhône [d'après Arnaud-Fassetta 1998, complété]. A : Enrochement de berge (30 av. J.-C.-110 ap. J.-C.) découvert au Carrelet (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1995). B : Enrochement de berge actuel du Petit Rhône, montrant des analogies évidentes avec l'enrochement antique du Carrelet (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1995). C : Coupe stratigraphique du Carrelet montrant la succession de quatre types d'environnements : une levée de berge supportant un enrochement hydraulique daté de 30 av. J.-C.-110 ap. J.-C., la marge du chenal du Rhône de Saint-Ferréol, dont le remblaiement (sur la coupe) date du II^{ème} siècle ap. J.-C., une plaine d'inondation, occupée entre le II^{ème} siècle ap. J.-C. et le haut Moyen Âge, et un delta de rupture de levée daté 470-590 ap. J.-C. D : Exemple de fossé de drainage (I^{er} siècle av. J.-C.) découvert sur le site de La Capelière (cliché C. Landuré, 2001).

Les **fossés de drainage**. Creusés à la périphérie des habitats, ils permettaient la plupart du temps d'abaisser les niveaux phréatiques afin de favoriser l'émersion permanente ou temporaire des zones hautes de la plaine d'inondation. Le caractère hydromorphique des terrains dans lesquels ils ont été creusés permet de trancher avec d'hypothétiques canaux d'irrigation. Plusieurs exemples de fossés de drainage ont été mis en évidence sur les sites fouillés.

Sur le site de Cabassole, un fossé (FO 2011) a été dégagé sur une longueur de 5 m. D'une largeur de 3,5 m pour une profondeur de 0,5 m, il présente des parois obliques et un fond plat. Son comblement, datant des VIII^{ème}-X^{ème} siècles ap. J.-C., est constitué de limons auxquels se mêlent tuiles, scories et ossements animaux. Ces caractéristiques n'ont cependant pas permis de connaître sa vocation précise. C'est durant la même période qu'un autre fossé (FO 2077) assez similaire au précédent est comblé. Large de 3,5 m et profond de 0,6 m, sa base est constituée de couches de cendres issues de la vidange de fours situés à proximité. Ce niveau est scellé par un remblaiement de 0,5 m d'épaisseur, qui montre une alternance d'unités sableuses (huit au total) et de passées argileuses carbonatées, attestant d'un fonctionnement hydraulique et d'une mise en eau régulière du fossé. Les phases de mise en eau et d'écoulement rapide sont matérialisées par les lamines sableuses, alors que les passées argileuses carbonatées sont associées à des phases de décantation puis d'évaporation. Ce fossé, d'orientation N5, a sans doute permis d'évacuer les eaux du Rhône (au nord) vers l'étang de Vaccarès (au sud). La granularité du remblaiement sédimentaire est révélatrice de la puissance des eaux de débordement du Rhône, capables de déplacer des sables dans la plaine d'inondation habitée. La puissance du remblaiement et le nombre d'unités sableuses attestent la répétition du phénomène.

Sur le site de La Capelière, un fossé (FO 7026) délimite l'habitat du I^{er} siècle av. J.-C. (**figure 7.9D**). D'orientation N45, il a permis de prolonger vers l'ouest (*i.e.*, dans les dépressions marécageuses situées à -1 m) l'évacuation des eaux du Rhône situé à l'est du site. Large de 1,7 m au sommet, profond de 1 m et de forme en U, il est remblayé par des limons homogènes à structure massive, permettant d'envisager un comblement très rapide, sans doute à la suite d'une succession de plusieurs crues.

2.3 – Évolution du risque fluvial dans le delta du Rhône (600 av. J.-C.-1000 ap. J.-C.)

2.3.1 – La plupart du temps, les sites furent occupés quel que soit le rythme des crues du Rhône

De façon générale, la fluctuation des rythmes de crue dans la plaine d'inondation du Rhône n'a pas eu d'impact direct sur la durée d'occupation des habitats. Ainsi, l'habitat de Cabassole, implanté dans la plaine d'inondation du Rhône de Saint-Ferréol, s'est trouvé exposé, durant toutes les phases d'occupation (VI^{ème}-IV^{ème} siècles av. J.-C., I^{er} siècle av. J.-C.-I^{er} siècle ap. J.-C., IV^{ème}-V^{ème} siècles ap. J.-C., V^{ème}-VI^{ème} siècles ap. J.-C., VIII^{ème}-X^{ème} siècles ap. J.-C.) à des crues plus ou moins fréquentes. L'irrégularité des débordements est montrée par des taux de sédimentation relativement variables, tantôt forts durant les RDC 2 (2-4 mm/a) et RDC 3 (1,3-2,5 mm/a), tantôt faibles durant les RDCI 1 (0,6-1,2 mm/a), RDCI 2 (0,8-1 mm/a) et RDCI 3 (0,5 mm/a).

Au total, aucune corrélation significative ne peut être mise en évidence entre le rythme des crues et l'évolution/durée de l'occupation du sol. L'occupation du site durant les V^{ème}-IV^{ème} siècles av. J.-C., IV^{ème}-V^{ème} siècles ap. J.-C. et VIII^{ème}-X^{ème} siècles ap. J.-C. peut avoir été favorisée par la rareté des débordements (RDBE 1, RDCI 2, RDCI 3). Les phases d'occupation des V^{ème}-IV^{ème} siècles av. J.-C. et du I^{er} siècle av. J.-C.-I^{er} siècle ap. J.-C. sont restées diffuses et/ou temporaires, dans des contextes hydrodynamiques pourtant radicalement opposés, de type RDC pour la

première et de type RDBE pour la seconde. Enfin, aucun vestige d'habitat en place n'a pu être identifié durant le RDCI 2 (I^{er} siècle av. J.-C.-I^{er} siècle ap. J.-C.), alors que les niveaux d'occupation des V^{ème}-VI^{ème} siècles ap. J.-C. sont au contraire parfaitement conservés durant le RDC 3.

Par ailleurs, l'habitat des Combettes, installé sur une levée de berge, a dû, de la même façon, faire face aux inondations du Rhône de Saint-Ferréol durant toute la période d'occupation (VI^{ème}-X^{ème} siècles ap. J.-C.). Pourtant, l'étude du matériel céramique des sols d'occupation intercalés entre -0,1 m et 0,6 m dans les dépôts de crue a montré que les inondations n'ont provoqué aucun hiatus dans l'occupation, qui reste *quasi* continue durant plus de quatre siècles. Comme à Cabassole, l'abandon du site se produit alors que l'alluvionnement s'est considérablement ralenti, du fait de la réduction de l'hydraulicité du Rhône de Saint-Ferréol.

En conclusion, **le déterminisme du milieu apparaît relativement faible**. Lorsque l'aléa ne s'exprime que par les débordements du Rhône, quelle que soit la fréquence de ces débordements, il ne représente pas une contrainte à l'occupation durable de la plaine d'inondation. En revanche, lorsque l'aléa s'exprime par des débordements accompagnés de deltas de rupture de levée et de défluviations, il peut entraîner une remise en question de l'occupation et contraindre à l'abandon des sites ou à leur non-occupation pendant plusieurs décennies.

2.3.2 – Quelques cas de non-occupation ou d'abandon de site reconnus lors des RDC

Les périodes de RDC ont pu être localement caractérisées par de violentes inondations entraînant la mise en place de deltas de rupture de levée et de défluviations et l'abandon définitif ou partiel des habitats. Les sites de La Capelière et du Carrelet livrent deux exemples d'abandon et de non-occupation d'un habitat à la suite d'événements hydromorphologiques de ce type.

Sur le **site de La Capelière**, l'occupation fut discontinuée du V^{ème} siècle av. J.-C. au VII^{ème} siècle ap. J.-C. Elle se marque par la présence d'un petit habitat rural implanté dès son origine sur des épandages de crue sablo-limoneux (cf. *supra*). Sa situation géographique (*i.e.*, au sud de l'une des concavités du Rhône d'Ulmet et à l'aval immédiat d'une confluence entre le chenal principal et l'un de ses bras secondaires) a rendu le site extrêmement vulnérable aux inondations et aux ruptures de berge (**figure 7.10**). Ainsi, les niveaux d'occupation du I^{er} siècle av. J.-C. sont totalement recouverts par des limons sableux épais de 0,1 m au sommet de l'habitat et 0,4 m sur ses marges. Ces dépôts d'inondation, qui se raccordent à des sables (delta de rupture de levée) vers le nord du site, ont totalement ennoyé une pièce interprétée comme un entrepôt, dans laquelle deux amphores ont été abandonnées (**figure 7.11**). À la suite de ces crues catastrophiques, probablement survenues dans la seconde moitié du I^{er} siècle av. J.-C., l'habitat est abandonné, avant d'être réoccupé à peine quelques décennies plus tard (~ 30 ap. J.-C.).

Sur le **site du Carrelet**, des limons sableux d'inondation d'une puissance de 0,8 m ont fossilisé un enrochement reposant sur une berge mise en place entre 30 av. J.-C. et 110 ap. J.-C. Aucune trace d'habitat n'a pu être attestée durant cette phase de RDC 2 (cf. *supra*), même si l'existence d'habitations contemporaines de l'enrochement de berge est hautement probable. Seule une tombe a été retrouvée au sommet du dépôt d'inondation, datant de la fin du II^{ème} siècle ap. J.-C. (Martin, 2004).

En fait, la phase d'occupation principale du site est contemporaine du IV^{ème} siècle ap. J.-C., c'est-à-dire du RDCI 2 (cf. *supra*), au cours duquel les inondations ont été peu nombreuses et les deltas de rupture de levée plus rares. L'occupation du IV^{ème} siècle ap. J.-C. se marque par le

développement d'un habitat interprété comme un important *vicus* dont la superficie est estimée à 1-2 ha (Martin, 2004). À partir du V^{ème} siècle ap. J.-C., le chenal du Rhône est remblayé par des apports hydrosédimentaires importants [RDC 3 (cf. *supra*)]. Ce contexte devient alors favorable à l'accroissement du rythme des débordements et à la mise en place de deltas de rupture de levée. Les constructions du IV^{ème} siècle ap. J.-C. sont fossilisées sous 1 m de limons sableux (dépôt d'inondation) et de sables limoneux (delta de rupture de levée) (figure 7.9C).

Au sortir du RDC 3 (vers les VII^{ème}-VIII^{ème} siècles ap. J.-C.), le site a perdu sa vocation d'habitat et les seuls vestiges recensés correspondent à deux tombes en pleine terre qui trahissent une présence humaine sporadique.

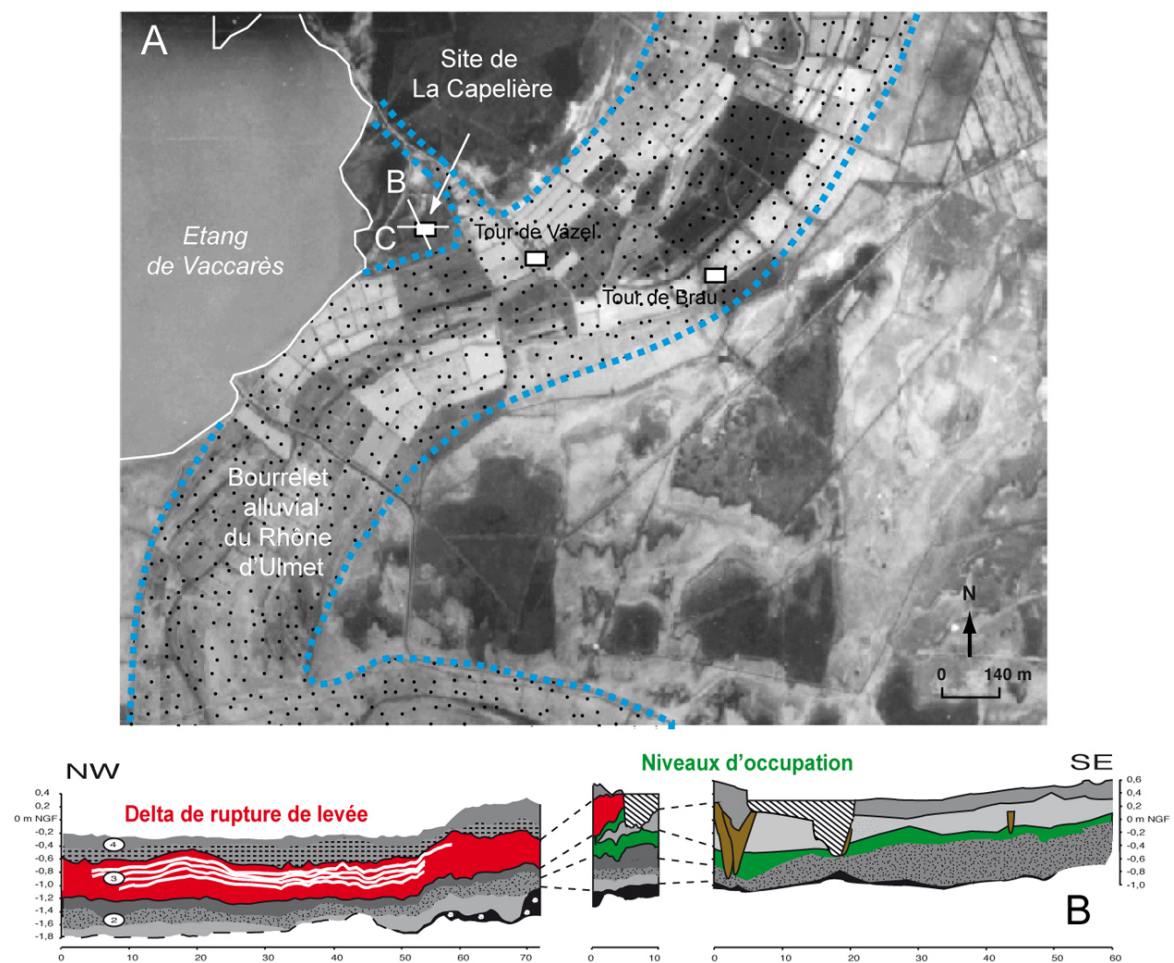


Figure 7.10 – Résultats des récentes fouilles géoarchéologiques à La Capelière, delta du Rhône (première partie) [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. Ceux-ci illustrent comment la convergence de plusieurs facteurs hydromorphodynamiques ont pu conduire, au tournant de notre ère, à l'abandon temporaire (plusieurs années) d'une zone habitée à proximité d'un paléochenal actif du Rhône. **A** : Localisation du site archéologique sur le bourrelet alluvial du Rhône d'Ulmet (cliché Armée américaine, 1944). **B** : Coupe stratigraphique générale, précisant la succession paléoenvironnementale [palustre, fluviale (plaine d'inondation, delta de rupture de levée)].

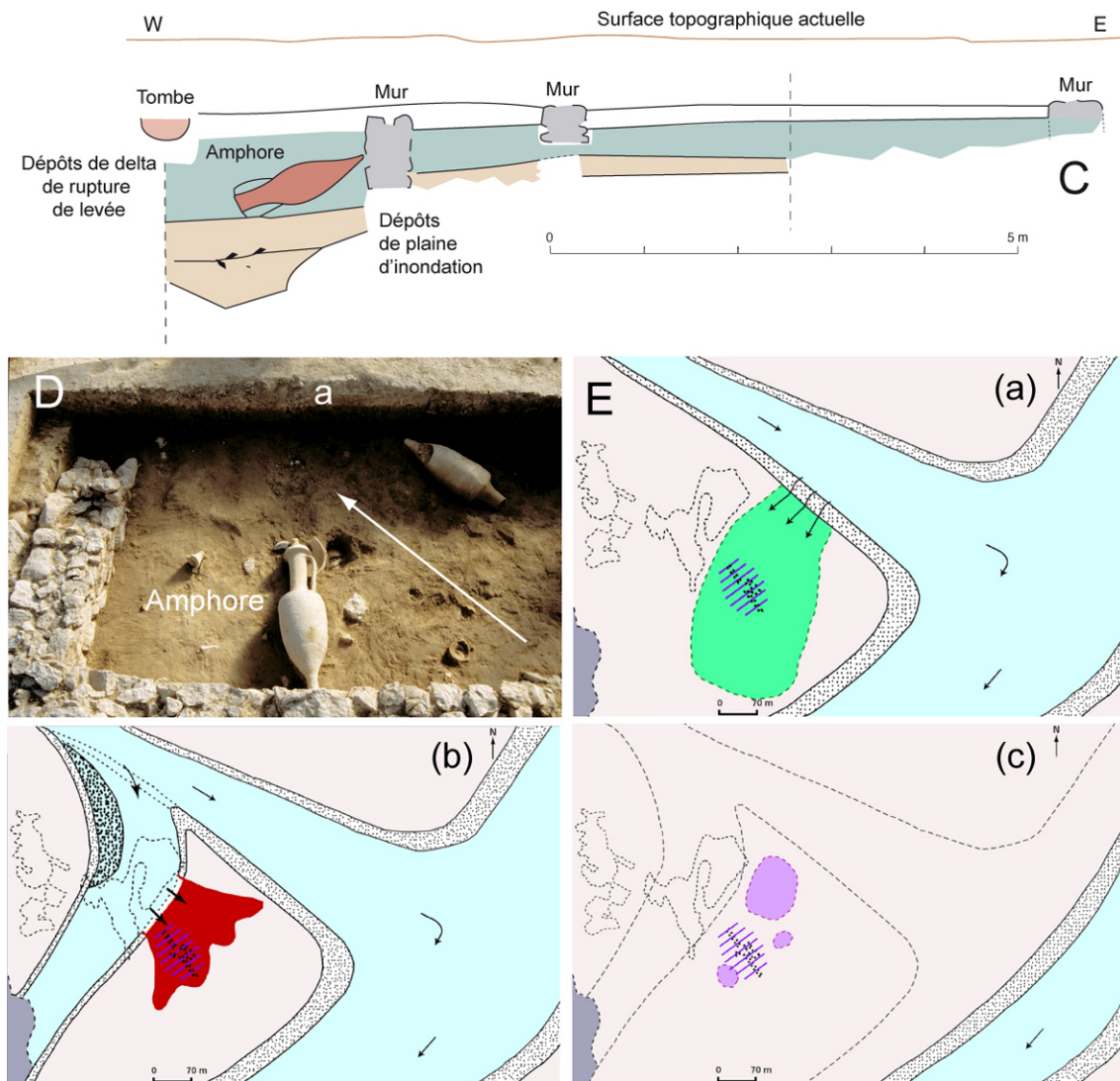


Figure 7.11 – Résultats des récentes fouilles géoarchéologiques à La Capelière, delta du Rhône (deuxième partie) [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. C : Détail de la coupe stratigraphique B montrant l'enfouissement des structures archéologiques (fin du I^{er} siècle av. J.-C.) par les dépôts d'un delta de rupture de levée. **D :** Photographie de deux amphores (fin du I^{er} siècle av. J.-C.) et de murs (fin du I^{er} siècle av. J.-C.) recouverts par (a) des dépôts alluviaux (plaine d'inondation, delta de rupture de levée ; cliché C. Landuré 1999). La flèche indique la direction des paléoflux de crue. La présence d'une amphore fermée est le signe que le site a été rapidement abandonné, probablement après une grosse crue survenue à la fin du I^{er} siècle av. J.-C. **E :** Cartes montrant l'évolution hydrographique autour du site archéologique. a = V^{ème}-I^{er} siècles av. J.-C. ; b = fin du I^{er} siècle av. J.-C. ; c = V^{ème} siècle ap. J.-C. Noter la présence d'un delta de rupture de levée dont les dépôts limono-sableux recouvrent complètement le site habité à la fin du I^{er} siècle av. J.-C. Cet événement catastrophique entraînera l'abandon de l'habitat jusqu'à 30 ap. J.-C.

2.3.3 – Bilan sur le risque fluvial

Les quelques cas que nous avons pu examiner révèlent une situation extrêmement complexe. **Les crues du Rhône ont parfois eu un effet néfaste sur la pérennité des habitats ruraux.** Ce fut le cas sur le site de La Capelière où la mise en place d'un delta de rupture de levée provoque l'abandon de l'habitat durant plusieurs décennies, de la fin du I^{er} siècle av. J.-C. jusqu'à 30 ap. J.-C. Sur le site du Carrelet, c'est aussi dans un contexte de nombreuses crues fortement débordantes que l'habitat antique finit par être enseveli sous un mètre de limons sableux. **Mais l'impact des crues est loin d'être aussi univoque et généralisable à l'ensemble du delta.** Ainsi,

sur les sites des Combettes et de Cabassole, l'habitat se développe et s'épanouit dans des contextes de RDC. Des crues débordantes fréquentes ont bien eu lieu sur ces sites, mais celles-ci ne semblent pas avoir eu de conséquences majeures sur la pérennité de l'habitat.

En fait, **la pérennité des habitats ruraux dépend pour beaucoup de la manière dont s'exprime l'aléa dans la zone inondable**. Ainsi, le phénomène de submersion de crue dans la plaine alluviale – même lorsqu'il est très fréquent, comme en période de RDC ou, dans une moindre mesure, de RDCI – ne constitue à lui seul qu'un facteur secondaire de remise en cause de l'occupation des sites et des activités économiques qui s'y rattachent. **Trois paramètres physiques jouent en fait un rôle majeur dans l'affirmation du risque fluvial pouvant entraîner l'abandon des habitats ruraux :**

(1) **l'aléa hydroclimatique lorsqu'il s'exprime sous la forme du triptyque « débordements-deltas de rupture de levée-défluviations » en période de RDC**. La fréquence à laquelle se répètent les grosses crues joue alors un rôle décisif dans le remblaiement (parfois très rapide ; quelques décennies à 200 ans) des chenaux fluviaux et le développement des systèmes de deltas de rupture de levée et de défluviations. Dans ce contexte, l'énergie délivrée par l'aléa est telle qu'il engendre un véritable danger pour les vies humaines et une remise en question de la géographie du site (*i.e.*, destruction des fonctions économiques, sociales, stratégiques et politiques du territoire), considérée comme propice avant l'événement.

(2) **la paludification de la plaine d'inondation**. Elle constitue une contrainte tout aussi forte que la contrainte fluviale *sensu stricto* présentée en (1), dans la mesure où la présence d'une nappe d'eau sub-affleurante perturbe la viabilité des habitats et les possibilités de mise en culture de la plaine d'inondation. Par exemple, les travaux de Arnaud-Fassetta *et al.* (2000) ont bien montré que l'arrêt de la céréaliculture sur le site du Pont Noir fut consécutive d'une phase de paludification dans la plaine d'inondation du Rhône d'Ulmet vers le I^{er} siècle av. J.-C. D'autres travaux (voir Arnaud-Fassetta, 2000) ont aussi montré que l'installation humaine sur les sites de Cabassole, de La Capelière et du Pont Noir avait été consécutive à la substitution de milieux mieux drainés (plaine d'inondation) à des environnements hydromorphes (marais).

(3) **l'hydraulicité et la morphologie des chenaux**. Les activités économiques pratiquées dans le delta se sont (en partie au moins) appuyées sur le réseau fluvial. La profondeur et la largeur des chenaux, la puissance fluviale moyenne ou bien encore la possibilité d'emprunter des bras secondaires ont donc eu toute leur importance en matière de navigation. Mais leur intégration dans la fonction du risque reste ambiguë, dans la mesure où l'abandon des sites pouvait se faire dans des contextes hydrodynamiques radicalement opposés, consécutivement à 1) une trop faible hydraulicité du chenal (Les Combettes, Cabassole) ou 2) une trop forte hydraulicité, qui s'accompagne alors d'un développement des deltas de rupture de levée (La Capelière) et/ou du remblaiement des chenaux, poussant à l'utilisation ou au creusement de chenaux secondaires (creusement du Canal de Marius par exemple).

Cette recherche aboutit alors à cet apparent paradoxe : **c'est au plus fort du risque fluvial que les bras actifs du Rhône (Saint-Ferréol, Ulmet) ont attiré et fixé les sociétés qui ont alors été très vulnérables face aux crues (figure 7.12)**. L'abandon des habitats et des activités économiques associées est survenu de façon 1) brutale mais temporaire lors de l'apparition de deltas de rupture de levée et de défluviations ou 2) graduelle mais durable lors de la remontée des systèmes phréatiques. Au contraire, lorsque le risque fut faible, les bras moribonds ont joué en faveur d'un retrait de l'occupation et de l'abandon des sites, alors que la vigueur de l'aléa et le risque devenaient très atténués.

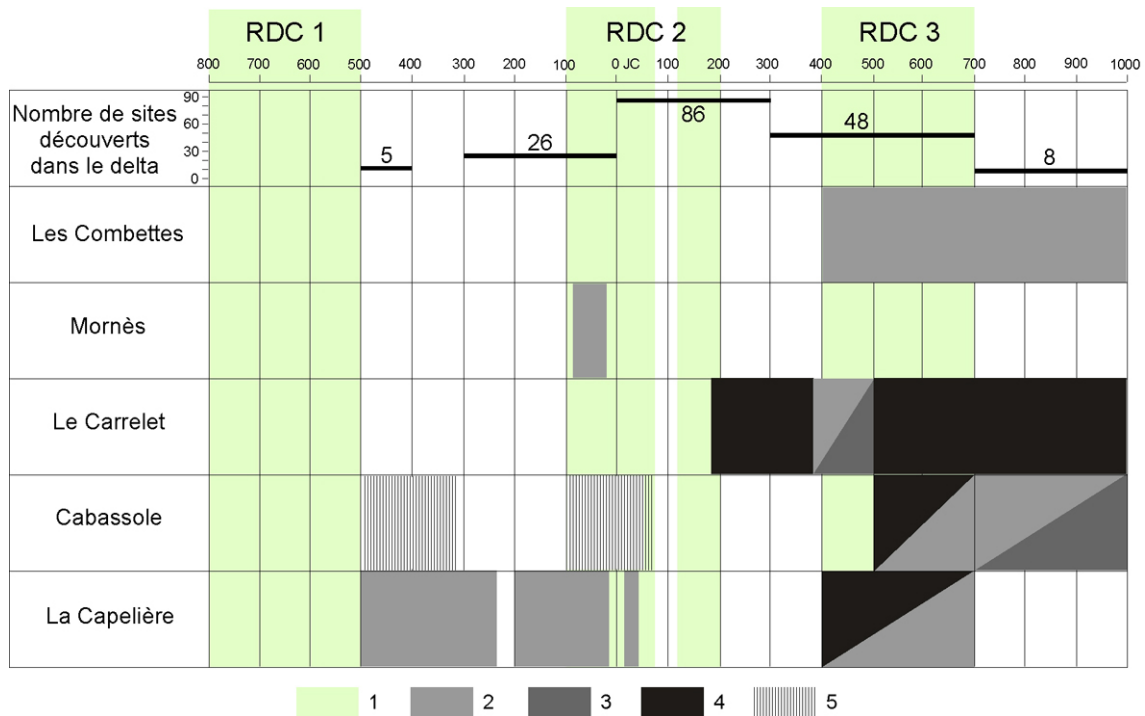


Figure 7.12 – Corrélations entre le régime hydrologique du Rhône et l'occupation du sol dans la plaine deltaïque entre 800 av. J.-C. et 1000 ap. J.-C. [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. 1 = « régime dominé par les crues » (RDC) ; 2 = habitat ; 3 = artisanat ; 4 = nécropole ; 5 = fonction indéterminée. Noter l'absence de corrélation entre les fluctuations du régime du Rhône et le nombre de sites.

À ce stade de la réflexion, il nous paraît utile de faire intervenir les **notions de seuil/vulnérabilité/résilience des systèmes sociétaux et environnementaux**. La notion de seuil est étroitement liée à l'état des contraintes naturelles (climat, hydrologie) et à la manière dont elles s'expriment (régime hydrologique, processus de rupture de levée et de défluviation, aquifère alluvial). L'effet de ces contraintes peut être absorbé par le système sociétal si sa résilience est suffisamment élevée pour qu'il puisse rapidement revenir à son état initial, suite à la contrainte qu'il a subie. Si les contraintes fluviales excèdent la capacité de résilience de la société, on franchit alors un seuil qui conduit les sociétés vers un nouvel équilibre.

Sur le site de La Capelière, ce n'est qu'à partir du moment où l'aléa dépasse une certaine ampleur et un certain degré d'énergie (*i.e.*, débordements fréquents, deltas de rupture de levée, défluviations) qu'il exerce une réelle contrainte sur les biens et très certainement sur les personnes. La dynamique du milieu devient alors insupportable et le risque inacceptable pour les populations locales, entraînant l'abandon puis la mise en place, quelques décennies plus tard, d'une action de restauration du site. Dans ce cas, le seuil est brutalement franchi et la vulnérabilité des populations est forte. De même, la résilience du système sociétal est faible dans la mesure où il faudra plusieurs décennies avant que le site ne soit restauré et de nouveau habité, alors qu'il n'aura fallu par exemple que quelques semaines à quelques mois pour réagir localement aux crues du Rhône de 1993/94 ou de 2003.

Autrefois, la résilience du système sociétal a pu être plus forte, permettant ainsi de repousser le seuil qui fait passer le système environnemental d'acceptable à inacceptable. Par exemple, nous avons montré que le bras de Saint-Ferréol perd de son hydraulité et se colmate dès le VIII^{ème} siècle ap. J.-C. Pourtant, ses rives ont été occupées au moins jusqu'au X^{ème} siècle ap. J.-C., c'est-à-dire pendant au moins deux siècles durant lesquels les populations ont dû faire face aux problèmes 1) de la discontinuité du linéaire fluvial et de la difficulté de se déplacer par voie fluviale dans cette partie du delta (sans compter l'entretien sous forme de curage que cela

supposait), 2) des eaux stagnantes [odeurs, maladies, etc. (voir Rossiaud, 1994)] et 3) de la remontée des nappes salées et de l'approvisionnement en eau douce du fait d'une alimentation en eau fluviale insuffisante.

2.4 – Conclusions

Le **Rhône** apparaît comme un **élément structurant** de l'implantation des **habitats** et du développement des **sociétés** dans le delta. La **vulnérabilité** des sociétés est **forte** - 79 % des sites sont situés dans la zone inondable des paléochenaux fluviaux - mais elle est **atténuée** par 1) une installation sur les points hauts de la plaine alluviale, 2) le creusement de fossés de drainage et 3) l'édification d'ouvrages de protection des berges contre l'érosion fluviale.

La **durée d'occupation** d'un site est fonction de la **durée de fonctionnement** d'un paléochenal. Les sites occupés durant plusieurs siècles l'ont été en bordure de paléochenaux eux-mêmes pluriséculaires à plurimillénaires. Le site de Mornès, installé en bordure d'un chenal de défluviation qui n'a fonctionné que très temporairement, n'a été en revanche occupé que pendant quelques décennies vers la fin du I^{er} siècle av. J.-C.

La **pérennité de l'habitat** apparaît moins conditionnée par l'**inondation** *sensu stricto* que par 1) l'occurrence d'événements vigoureux de type **delta de rupture de levée** ou **défluviation**, 2) la remontée des **nappes phréatiques** et la **paludification** de la plaine d'inondation et 3) l'**hydraulicité** et la **morphologie** des chenaux, dans la mesure où ces deux derniers paramètres conditionnent les possibilités de **navigation** et d'approvisionnement en **eau douce**. Une trop faible hydraulicité ou une trop forte hydraulicité peuvent néanmoins avoir les **mêmes effets** et provoquer l'**abandon** des habitats.

Le risque fluvial est fort quand :

- du point de vue de l'aléa hydroclimatique, 1) les crues, dans un contexte de RDC, entraînent le remblaiement des chenaux et la mise en place de delta de rupture de levée et de défluviations et 2) le renforcement des débits moyens entraîne la remontée généralisée des systèmes phréatiques et la paludification de la plaine alluviale.
- du point de vue de la vulnérabilité sociétale, 1) des habitats sont présents près du Rhône ou dans des zones de recoupement des chenaux de crue, 2) les mesures de protection efficaces contre la submersion ou l'érosion fluviale sont insuffisantes et 3) le contexte sociopolitique est (supposé) défavorable.

Le risque fluvial est faible quand :

- du point de vue de l'aléa hydroclimatique, 1) dans un contexte de RDBE ou de RDCI, le chenal incisé a une capacité suffisante pour contenir la plupart des flux de crue, ce qui réduit la probabilité d'occurrence des deltas de rupture de levée et des défluviations, 2) le chenal a une trop faible hydraulicité et 3) de bas niveaux moyens du fleuve entraînent l'abaissement du système phréatique, suffisamment pour permettre un bon drainage de la plaine deltaïque, mais pas trop non plus, pour éviter d'être confronté au problème de la salinisation des terres.
- du point de vue de la vulnérabilité sociétale, les habitats sont 1) rares près du Rhône ou 2) présents dans le cas où les mesures de protection contre la submersion ou l'érosion fluviale sont efficaces et 3) lorsque le contexte socio-politique est (supposé) favorable.

Cette étude a permis de préciser le statut du risque fluvial entre l'époque grecque et le haut Moyen Âge. Ce risque a pu être :

- **Relatif.** Dans certains cas, le risque fluvial a pu être parfaitement géré par les populations installées près du Rhône. Il n'y a en fait pas de déterminisme strict du milieu et l'on exclut une relation de cause à effet systématique entre « développement/abandon des sites » et le régime

hydrologique du Rhône. La diversité physique et biologique des milieux fluvio-deltaïques a sans doute laissé un large choix d'installation des habitats et autorisé des ajustements spatiaux/géographiques face à l'aléa de crue. Par ailleurs, hormis dans des contextes de manifestations brutales et violentes de l'aléa (delta de rupture de levée, défluviation), la montée lente des eaux du Rhône donnait sans doute aux hommes le temps de réagir face à l'arrivée de l'aléa de crue dans le delta.

- **Subi.** Même lorsque le risque fluvial était bien réel, très peu de mesures de protection ont finalement été prises pour s'en prémunir. Seules des traces sporadiques d'enrochement de berge ont été retrouvées, mais aucune trace d'ouvrages réellement efficaces contre les inondations, comme les endiguements, sans parler de l'absence d'un système cohérent de gestion des crues à l'échelle de tout le linéaire fluvial. Les seules mesures préventives contre l'inondation sont localisées et concernent la mise en place de fossés de drainage qui, moins que des « protections », sont surtout une façon d'accélérer la décrue et d'en limiter les effets néfastes. Les quelques traces d'enrochement de berge attestent quant à elles les moyens mis en œuvre pour atténuer l'érosion des sites, mais ne privent pas le Rhône de déborder : les sites restent donc vulnérables face à la submersion, malgré une volonté certaine d'en atténuer les effets.

- **Accepté ?** La question peut être posée dans la mesure où l'intérêt économique apparaît comme la raison essentielle de l'installation des sociétés dans la plaine alluviale du Rhône (cf. *supra*). Les sociétés avaient-elles un recul, les moyens technologiques, une organisation sociale suffisants pour analyser le risque afin de n'avoir pas d'autres choix que de l'accepter ? De même, la gestion du risque fluvial en milieu rural a-t-elle vraiment été une priorité (et si oui, à quelle échelle) au cours des deux millénaires étudiés ?

3 – PALÉOHYDROGRAPHIE, CONTRAINTES HYDROSÉDIMENTAIRES ET RISQUE FLUVIAL EN MILIEU (PÉRI)URBAIN : LE SITE D'AQUILÉE AU COURS DE L'ANTIQUITÉ ROMAINE

Situé dans la partie orientale de la plaine du Frioul, le **delta de l'Isonzo** (400 km²) correspond à l'exutoire d'un bassin-versant de 3400 km² (**figure 7.1B**). **Son histoire holocène est marquée par les phénomènes de défluviation et/ou de capture qui ont modifié considérablement l'image du réseau hydrographique entre hier et aujourd'hui.** Aujourd'hui, il est drainé par deux types de cours d'eau : dans ses parties centrale et occidentale, quelques **petits cours d'eau locaux** prennent naissance en aval d'une ligne de résurgence karstique située au contact entre le piémont et la plaine ; dans sa partie orientale, l'Isonzo ($Q = 230 \text{ m}^3/\text{s}$) est un **fleuve allogène** à la charge gravelo-sableuse, dont la source est située dans l'unité montagneuse (Alpes juliennes). D'un point de vue historique, le delta a connu une première phase de peuplement à partir des XIX^{ème}-XIII^{ème} siècles av. J.-C., avant d'être occupé par les Gaulois transalpins (II^{ème} siècle av. J.-C.) puis par les Romains qui y implantèrent la colonie d'Aquilée en 181 av. J.-C. Situé sur le tracé de la Route de l'Ambre, **Aquilée a été l'un des ports fluviaux les plus importants de l'Empire romain.**

La problématique du risque fluvial est très récente à Aquilée. Jusqu'aux années 1980-1990, les projets de recherches sont restés assez « monodisciplinaires », tant du point de vue de l'archéologie que des géosciences. Le projet SARA (depuis 1994) puis une convention de recherches signée en 2001 entre la Surintendance archéologique de Trieste, les universités de Trieste et de Paris 7 et l'Ecole Française de Rome ont contribué à l'ouverture des recherches sur l'interdisciplinarité. **Les résultats présentés ici découlent de ma collaboration avec ces multiples partenaires,** qui a donné lieu à plusieurs publications collectives (Maselli Scotti *et al.*, 1996 ;

Pugliese *et al.*, 1999 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003 ; Carre *et al.*, 2003). Ainsi, ils complètent mes travaux sur le risque fluvial en milieu rural, conduits dans le delta du Rhône.

Après avoir décrit la **paléohydrographie** du delta de l'Isonzo, l'évolution du **régime hydrologique** et les **conditions paléohydrauliques** des cours d'eau autour d'Aquilée, je développerai une réflexion sur les **relations entre la contrainte fluviale et le développement de la cité romaine**.

3.1 – Le réseau hydrographique autour d'Aquilée à l'Antiquité

Des cartes paléohydrographiques ont été produites à l'échelle de la **plaine deltaïque**, par analyse multispectrale haute résolution complétée par l'analyse paléoenvironnementale. La cartographie du réseau a pu être affinée autour de la **ville romaine** par l'utilisation et l'interprétation paléoenvironnementale de nombreux carottages sédimentaires réalisées dans les paléochenaux fluviaux, associées aux relevés micro-topographiques et photogrammétriques ainsi qu'aux sources historiques et épigraphiques (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003).

3.1.1 – L'apport des sources historiques et épigraphiques

Les sources historiques nous fournissent quelques informations sur l'hydrographie du territoire d'Aquilée (Carre, 2005). Pline (I^{er} siècle ap. J.-C.) signale qu'un **fleuve** constitué par la confluence du **Natisone** et du **Torre** coulait près d'Aquilée. Deux dédicaces votives du II^{ème} siècle ap. J.-C., trouvées sur le cours actuel de l'Isonzo, évoquent ce cours d'eau comme une divinité fluviale portant le nom **Aesontius**. D'autres sources littéraires, toutes tardives, rappellent le **Frigidus** (à identifier avec le Vipacco) et l'**Isonzo** dans ses variantes graphiques **Isontius** et **Sontius**. Signalons enfin un bas-relief où, aux pieds de la Tyche d'Aquilée avec la corne d'abondance, représentation symbolique de la **prospérité de la ville dont le fleuve est la source**, se tient une divinité barbue et cornue (selon l'iconographie classique des fleuves), étendue sur la **rive d'un cours d'eau** et tenant à la main un **roseau de marais**.

3.1.2 – Les données paléoenvironnementales et le traitement d'images

Les études géomorphologiques et minéralogiques montrent que les cours d'eau présents autour du site antique d'Aquilée étaient connectés au **bassin-versant du Torre-Isonzo** (figure 7.13). Cette situation a perduré jusqu'au haut Moyen Âge où la **contraction** importante des chenaux, en particulier celui de la Natisa dans le secteur du port fluvial (largeur < 15 m), atteste la **déconnection** des cours d'eau au système torrentiel de haute énergie en amont. En fait, une **migration vers l'est** du réseau hydrographique s'est très certainement produite par capture de l'Isonzo aval ou par défluviation.

Jusqu'à l'Antiquité, la **largeur des paléobourrelets alluviaux** varie de 80 m à 400 m (figure 5.7), ce qui correspond à la gamme des valeurs aujourd'hui mesurées sur la **bande active du Torre**, plus à l'est. L'analyse détaillée de la topographie (MNT) montre que **la cité antique est située sur l'un de ces bourrelets alluviaux**. En fait, Aquilée a été construite sur la **rive concave d'un fleuve à méandres**, à proximité de **zones palustres**, comme l'attestent les données historiques (cf. *supra*) et stratigraphiques.



Figure 7.13 – Le réseau hydrographique dans le delta de l'Isonzo, déduit de la télédétection et du traitement d'images [d'après Siché, thèse en cours]. L'image satellite correspond à une scène Landsat TM (décembre 1996). Le cadre localise la figure 7.14.

En amont d'Aquilée, le réseau hydrographique se subdivisait en **deux bras fluviaux** (figure 7.14). Le premier venait du nord et drainait le site *via* le Pont romain : ce chenal a fonctionné dès la Protohistoire puisqu'il est contemporain d'un habitat daté du IX^{ème}-VII^{ème} siècles av. J.-C. (Maselli Scotti *et al.*, 1996). Le second, aujourd'hui à l'état de petit cours d'eau de résurgence karstique, venait du nord-est ; ses dépôts ont été mis en place entre l'Âge du Fer et l'Époque impériale : il est donc présent lors de la fondation d'Aquilée, en 181 av. J.-C. Les investigations géoarchéologiques ont permis de préciser l'évolution de sa géométrie hydraulique, en particulier sa contraction progressive jusqu'au haut Moyen Âge (figure 7.15).

Les deux paléochenaux se prolongeaient vers le sud, comme en témoignent les dépôts de galets fluviaux repérés par la prospection géophysique du sous-sol entre Aquilée et la mer (Stefanini et Cucchi, 1976). Situées au sud de la ville fortifiée, **leurs embouchures sont aujourd'hui en mer**, au-delà de l'actuelle lagune de Grado. La connexion entre la mer et le port fluvial d'Aquilée était assurée par des chenaux fluviaux navigables, naturels ou artificiels (Canal Anfora). L'orientation de la **centuriation romaine** est globalement conforme à la direction nord-est/sud-ouest des chenaux artificiels ou de certains chenaux dits naturels (Terzo, Ausa).

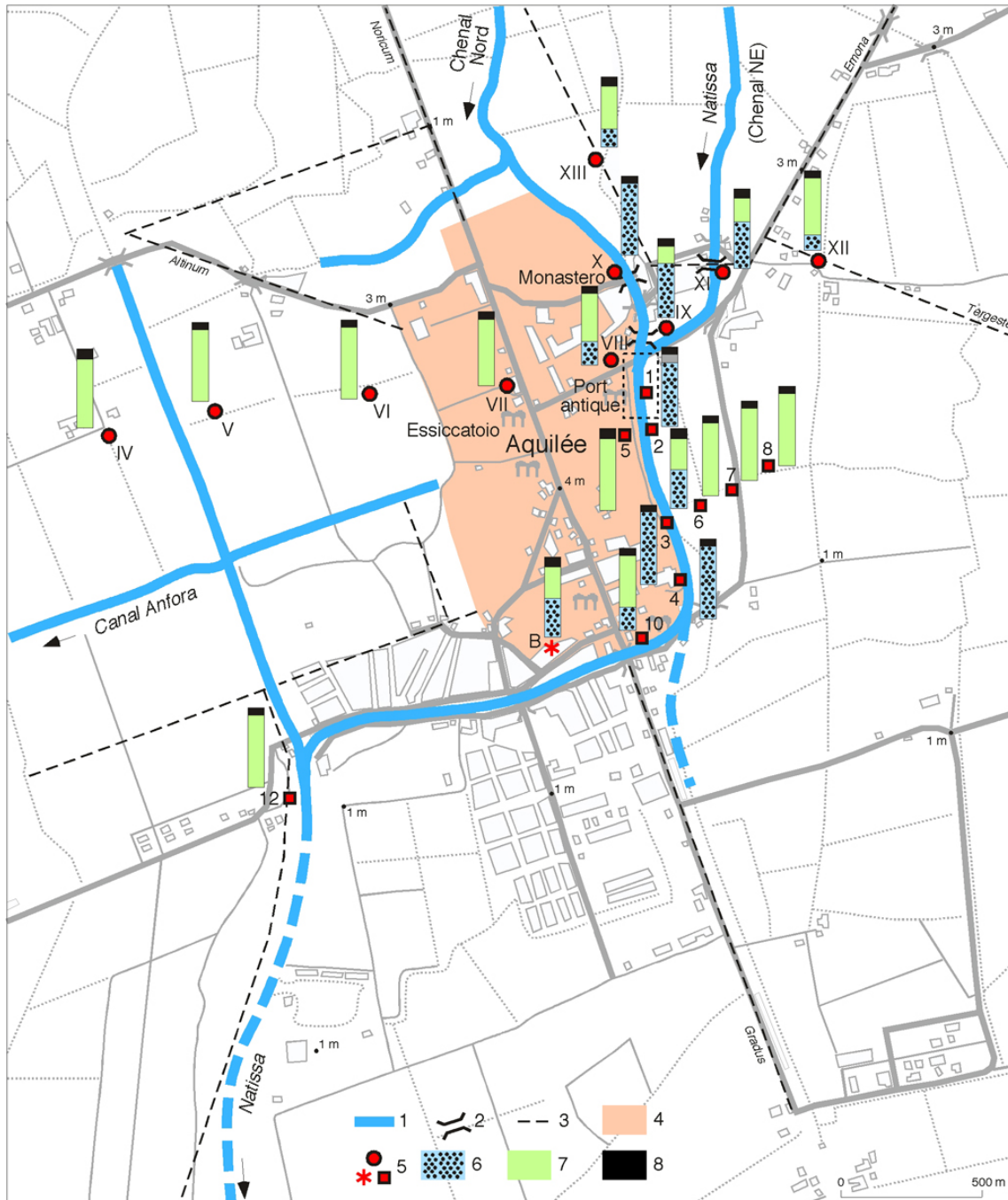


Figure 7.14 – Interprétation paléohydrographique autour d'Aquilée durant l'Antiquité [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 1 = paléochenal fluvial romain ; 2 = pont romain ; 3 = route romaine ; 4 = cité romaine ; 5 = sondages profonds ; 6 = dépôt de chenal ; 7 = dépôt de plaine d'inondation ; 8 = dépôt remanié. Le cadre localise la figure 7.15.

Les deux paléochenaux se prolongeaient vers le sud, comme en témoignent les dépôts de galets fluviaux repérés par la prospection géophysique du sous-sol entre Aquilée et la mer (Stefanini et Cucchi, 1976). Situées au sud de la ville fortifiée, **leurs embouchures sont aujourd'hui en mer**, au-delà de l'actuelle lagune de Grado. La connexion entre la mer et le port fluvial d'Aquilée était assurée par des chenaux fluviaux navigables, naturels ou artificiels (Canal Anfora). L'orientation de la **centuriation romaine** est globalement conforme à la direction nord-est/sud-ouest des chenaux artificiels ou de certains chenaux dits naturels (Terzo, Ausa).

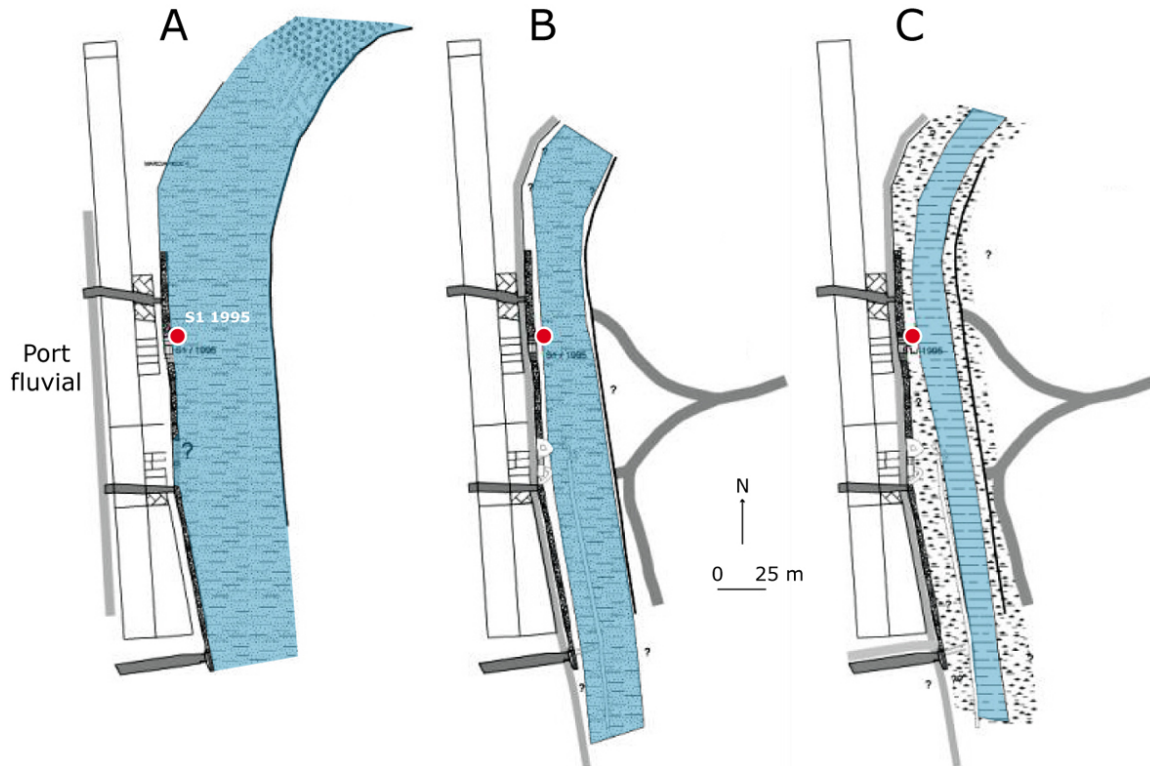


Figure 7.15 – Évolution de la largeur du paléochenal du port antique entre la fin du I^{er} siècle ap. J.-C. et le haut Moyen Âge [d'après Siché, thèse en cours]. A = Fin du I^{er} siècle ; B = IV^{ème} siècle ; C = haut Moyen Âge.

3.2 – Le régime hydrologique des paléochenaux

Au cours de l'Âge du Bronze jusqu'au début de l'Antiquité, la **plaine deltaïque** d'Aquilée est parcourue par des cours d'eau dont le **régime hydrologique à caractère « torrentiel »** est attesté par la nature de la charge (grossière) qu'ils transportaient. L'importance de l'alluvionnement a contribué à la progradation et à l'aggradation de la plaine deltaïque.

Plusieurs opérations de carottage ont été réalisées dans l'environnement du **port fluvial** romain (figure 7.14). L'interprétation de ces carottes et leur corrélation stratigraphique auxquelles j'ai activement participé confirme la présence de **cours d'eau de haute énergie, au style en tresses** et au **régime de type torrentiel**. La carotte S1 résume les principales caractéristiques de la série alluviale (figure 7.16). D'abord très énergiques (charge graveleuse), les cours d'eau sont devenus progressivement moins actifs, se remblayant *in fine* de sédiments limono-argileux riches en matière organique et en artefacts humains. **En particulier, l'activité des chenaux atteint son paroxysme entre la fin de l'Âge du Fer et le début de l'Antiquité, avant de décroître jusqu'au haut Moyen Âge.**

L'accroissement de la compétence fluviale et l'affirmation d'un « régime dominé par les crues » (RDC) au tournant de notre ère ont été également mis en évidence dans le **bassin du Rhône**, interprétés comme le signe d'une plus grande instabilité des conditions climatiques (cf. *supra*).

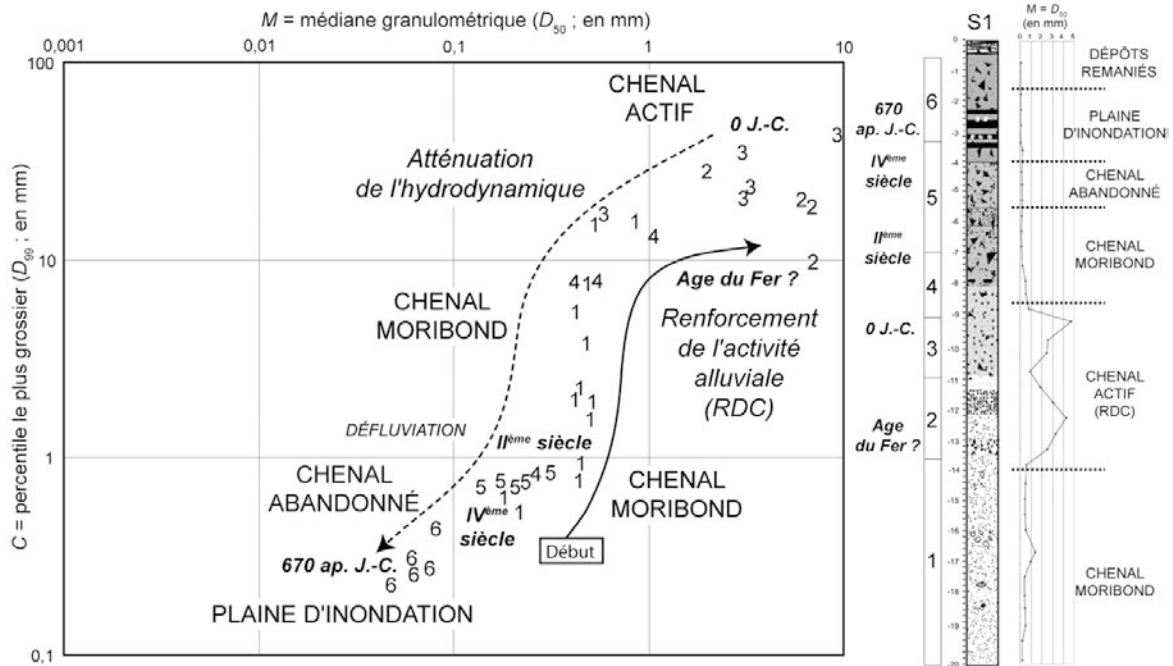


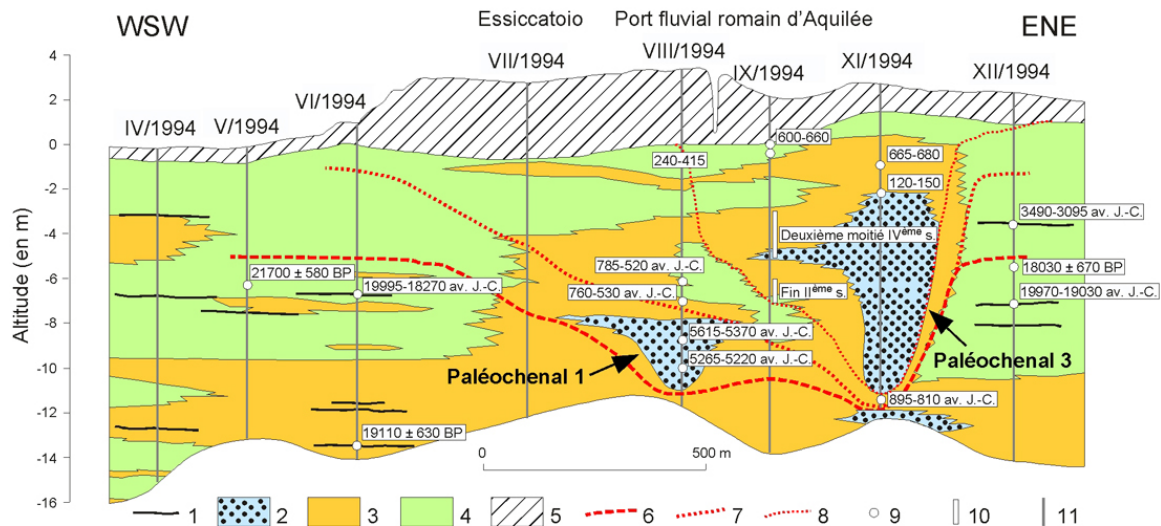
Figure 7.16 – Paléohydrologie de la Natissa (port fluvial d'Aquilée) entre l'Âge du Fer et le haut Moyen Âge, déduite de l'interprétation des données chronostratigraphiques et des images CM [d'après Siché, thèse en cours]. Noter la compétence maximale du paléochenal au tournant de notre ère, *i.e.*, après la fondation d'Aquilée en 181 av. J.-C.

3.3 – Retour sur les conditions paléohydrauliques

Dans le secteur central de la ville, la prospection stratigraphique et géophysique du sous-sol montre la présence de **trois paléochenaux emboîtés**, mis en place entre 5615 av. J.-C. et 150 ap. J.-C. (**figure 7.17**). Le paléochenal le plus récent (*i.e.*, **paléochenal 3**) possède la **compétence la plus élevée**. La largeur de sa bande active est estimée à 300-400 m, pour une profondeur moyenne de 2 m. Ses caractéristiques géométriques permettent de le comparer à l'actuel Isonzo, en aval de la confluence avec le Torre, dont le style fluvial s'apparente à du tressage.

Des **calculs hydrauliques**, celui de la puissance fluviale en particulier, confirment cette hypothèse. En utilisant l'équation de Bagnold (1966), la **puissance spécifique** (ω) du paléochenal 3 a été estimée à 201 W/m^2 , avec une largeur (w) égale à 423 m (**figure 7.17**), une profondeur moyenne du chenal (d) de 2 m, une section mouillée (A) de 1058 m^2 , une pente (s) égale à 0,25 % et un coefficient de rugosité (n) de 0,03. La comparaison avec la **puissance fluviale actuelle de l'Isonzo**, à un kilomètre en aval de la confluence avec le Torre (*i.e.*, à 17 km en amont de l'embouchure) montre des valeurs relativement comparables : $\omega = 258 \text{ W/m}^2$ à pleins bords, avec $w = 287 \text{ m}$, $d = 3,6 \text{ m}$, $A = 802 \text{ m}^2$, $s = 0,2 \%$ et $n = 0,03$ (Siché, 2002). Selon la classification de Nanson et Croke (1992), ces valeurs sont celles d'une **plaine alluviale à chenaux multiples, sur laquelle la migration des drains est rendue possible par la progradation des bancs de chenal, dans un contexte d'excédent de charge favorisant l'exhaussement du plancher alluvial**.

La position de la **paléoligne de rivage** à l'époque de fonctionnement du paléochenal 3 devait donc se situer à cette distance (autour de 17 km), ce qui, du reste, a été confirmé par les données historiques.



Variables hydromorphologiques

	Paléochenal 1	Paléochenal 3	Isonzo actuel (17 km en amont de l'embouchure)	
<i>d</i>	1,5	2,0	3,6	<i>d</i> = profondeur moyenne du chenal (en m) ;
<i>W</i>	420	423	287	<i>W</i> = largeur du chenal (en m) ;
<i>s</i>	0,0025	0,0025	0,0020	<i>s</i> = pente (en m/m) ;
<i>A</i>	539	1058	802	<i>A</i> = section mouillée (en m ²) ;
<i>P</i>	313	589	291	<i>P</i> = périmètre mouillé (en m) ;
<i>R</i>	1,72	1,80	2,76	<i>R</i> = rayon hydraulique (en m) ;
<i>n</i>	0,03	0,03	0,03	<i>n</i> = coefficient de rugosité de Manning (Strickler, 1923 ; Limerinos, 1970 ; Chow, 1959) ;
<i>D</i> ₅₀	50	49	51	<i>D</i> ₅₀ = médiane granulométrique (en mm) ;
<i>D</i> ₈₄	100	102	99	<i>D</i> ₈₄ = taille du grain pour lequel 84 % des particules sont plus fines (en mm) ;
<i>D</i> ₉₀	122	117	120	<i>D</i> ₉₀ = décile le plus grossier (en mm) ;
<i>U</i>	2,4	2,9	3,5	<i>U</i> = vitesse d'écoulement (en m/s ; Manning, 1891 ; Rickenmann, 1991 ; Koulinski, 1994) ;
<i>Q</i>	1201	2441	2227	<i>Q</i> = débit instantané (en m ³ /s ; Manning, 1891 ; Rotnicki, 1991) ;
<i>ω</i>	130	201	258	<i>ω</i> = puissance spécifique (en W/m ² ; Bagnold, 1966 ; Bagnold, 1980) ;
<i>ω</i> _c	7	8	8	<i>ω</i> _c = puissance critique (en W/m ² ; Bagnold, 1980 ; Costa, 1983) ;
<i>τ</i> _o	63	66	81	<i>τ</i> _o = force tractrice globale (en N/m ² ; Du Boys, 1879) ;
<i>τ</i> _c	6	6	6	<i>τ</i> _c = force tractrice critique (en N/m ² ; Lane, 1953 ; Costa, 1983).

Figure 7.17 – Reconstitution des conditions paléohydrauliques sur le site d'Aquilée [d'après Arnaud-Fassetta, 2006]. 1 = tourbe ; 2 = graviers ; 3 = sables ; 4 = pélites ; 5 = matériel remanié ; 6 = plancher alluvial post-18.030 ± 670 BP ; 7 = plancher alluvial post-3490-3095 av. J.-C. ; 8 = plancher alluvial post-785-520 av. J.-C. ; 9 = datation radiocarbone (cal.) ; 10 = datation archéologique ; 11 = carotte SARA (année 1994). La série alluviale montre la présence de trois paléochenaux emboîtés, datés de 5615 av. J.-C. à 150 ap. J.-C. La géométrie hydraulique du paléochenal 3, entre l'Âge du Fer et le début de l'Antiquité romaine, permet de le comparer au chenal en tresses actuel de l'Isonzo, en aval de la confluence avec le Torre. L'estimation de la puissance spécifique confirme cette hypothèse, indiquant *in fine* l'existence, au début de l'Antiquité (*i.e.*, fondation d'Aquilée) d'une plaine deltaïque à chenaux multiples soumise à des défluviations rendues possibles par la progradation des bancs gravo-sableux et l'aggradation du plancher alluvial. Détail des équations hydrauliques dans le texte ; localisation des carottes sur la figure 7.14.

3.4 – Contraintes fluviales, aménagement hydraulique et développement urbain

Prouvée au moins depuis l'Âge du Bronze, l'occupation humaine de la plaine d'Aquilée connaît un essor sans précédent à l'Antiquité. **En même temps qu'elle s'adapte aux contraintes hydrologiques naturelles, la présence romaine va permettre, d'une part de contrôler l'extension des environnements hydromorphes, et d'autre part d'agir sur l'état (géométrie, hydraulicité) des**

cours d'eau, ce que montrent les ponts, les quais, l'extension du port et la volonté de maintenir la navigabilité des chenaux fluviaux.

3.4.1 – L'adaptation de la cité romaine à l'hydrographie et aux environnements hydromorphes

À Aquilée, la **colonisation romaine** fut caractérisée par une **radicale planification territoriale**. En témoignent les formes géométriques orthogonales de la **centuriation**, dont les limites étaient constituées par des **routes** et des **canaux** orientés par rapport aux **cours d'eau** antiques (Prenc, 2000). Un **canal navigable** (Canal Anfora) garantissait l'évacuation des eaux, de la ville vers l'exutoire (Canale Anfora, 2000). La planification urbaine intégra dès le début le **port fluvial**, avec quelques contraintes évidentes dues aux conditions hydrotopographiques : à l'**est**, il fallait maintenir une **distance adéquate au fleuve**, et donc du port fluvial, qui fut raccordé au centre de la ville (le *forum*) par trois rues parallèles (*decumani*) ; à l'**ouest**, la ville au début n'est pas construite sans doute par **contrainte hydromorphique** ; cette partie de la plaine ne fut utilisée que plus tard pour les édifices de spectacle, théâtre, amphithéâtre, cirque, qui exploitèrent la topographie déprimée naturelle (Strazzulla, 1989).

Sur le site du Monastero, les trouvailles archéologiques ont permis d'identifier **deux phases majeures d'occupation** (IX^{ème}-VII^{ème} siècles av. J.-C. et II^{ème} siècle av. J.-C. ; Maselli Scotti *et al.*, 1996). Les analyses sédimentologiques et paléontologiques ont montré que la colonisation du site par les Romains s'est faite dans un **environnement de marais lagunaire**, quelquefois influencé par des **apports d'eau douce**. Le recours à des **techniques de construction adaptées** a été nécessaire pour implanter l'**habitat en zone humide**. Les fouilles ont révélé que certaines constructions (en particulier dans le secteur du port fluvial) sont fondées sur un dense réseau de **pieux de bois** ou sur des **remblais** de tessons de briques et d'amphores (Brusin, 1934). Des traces de l'utilisation d'un système de **bonification** au moyen d'amphores disposées en files horizontales ou verticales sous les rues ou les bâtiments ont également été retrouvées (Maselli Scotti, 1998b), ce qui n'est pas sans rappeler la nature du matériel retrouvé sur les berges du Rhône à Arles (Arcelin *et al.*, 1999).

À partir de la fin du II^{ème} siècle ap. J.-C. et surtout au III^{ème} siècle ap. J.-C., la **destruction** progressive de l'Etat romain va compromettre le délicat **équilibre environnemental**, qui avait constitué l'un des facteurs essentiels du **développement urbain**. Quelques indices en apportent la preuve (Carre, 2005) : quatre documents épigraphiques datés de 238 ap. J.-C. attestent que l'empereur Maximim le Thrace fait restaurer et consolider deux des **routes** qui sortaient au nord de la ville, dont l'**effondrement** était dû à une longue **action érosive des eaux**. Plus tard, probablement dans les premières décennies du IV^{ème} siècle ap. J.-C., une autre restauration intervient pour réhabiliter la *via Annia*, rendue inutilisable à cause du manque de **manutention** et de l'invasion du secteur par l'eau des **marécages**. Enfin, à la fin de l'Antiquité, la **place de la ville** dans les échanges adriatiques se réduit (Sotinel, 2001), certes à cause des **problèmes militaires**, mais aussi probablement à cause des **difficultés de navigation** dues au remblaiement du chenal fluvial principal.

3.4.2 – Le remblaiement artificiel de quelques chenaux de basse énergie

En contexte « naturel », les processus de **défluviation** conduisent à l'abandon de sections de chenal plus ou moins longues et en aval du point de défluviation, la décroissance de la compétence provoque le **remblaiement du chenal** par des sédiments fins. Mais dès lors que

l'hydrodynamique se réduit, certains paléochenaux peuvent être **artificiellement remblayés**, afin d'accroître par exemple la **surface des zones urbanisables**. Une telle situation a été mise en évidence à proximité du site du Monastero (X/1994), avec le remblaiement artificiel d'un paléochenal fluvial profond de 4 m, et à proximité du *forum* romain.

En effet, une carotte sédimentaire (VII/1994 ; **figure 7.14**) a été collectée au **nord-ouest du forum**, dans l'ambulacre devant la colonnade. La partie inférieure (20-17,66 m) correspond à un **chenal fluvial de haute énergie** (graviers et sables grossiers). À cette phase de sédimentation grossière succède un environnement fluvial de plus faible énergie dans la partie médiane (17,66-2,38 m). La succession typique sables, limons, argiles, tourbe permet d'identifier un bourrelet alluvial constitué d'un chenal et de sa plaine d'inondation. Les premiers dépôts (sables et limons) contiennent des foraminifères (*Trochammina inflata*, *Protelphidium anglicum*, *Ammonia tepida*, *Criboelphidium sp.*) caractéristiques des **milieux fluvio-palustres de haute énergie** (Pugliese *et al.*, 1999). Les suivants (argiles et tourbes) contiennent l'ostracode *Ilyocypris gr. gibba*, qui traduit la présence d'une **plaine d'inondation** soumise à de fréquentes exondations entrecoupées d'apports d'eau douce (marécage). La partie supérieure de la carotte (2,38-0 m) correspond à un **paléochenal dont le remblaiement s'artificialise à l'Époque républicaine**.

Un dernier cas de remblaiement artificiel est attesté sur le **site de l'amphithéâtre**, situé dans l'angle sud-ouest de la ville, à l'intérieur de la muraille impériale, au nord d'un paléochenal antique. La localisation, transmise par la toponymie, a été confirmée par quelques fouilles partielles entre la fin du XVIII^{ème} siècle et le début du XX^{ème} siècle. L'affaissement marqué dans la partie centrale pourrait montrer que cet amphithéâtre, comme d'autres, a été aménagé dans une **dépression naturelle (paléochenal ?)**. La découverte, à proximité immédiate de ce bâtiment et le long du *cardo maximus*, d'une **bonification** composée de six rangées d'amphores superposées, peut être interprétée comme le remplissage de cette dépression (Maselli Scotti, 1998b).

3.4.3 – L'aménagement systématique des chenaux de haute énergie

Dans la ville antique, d'autres **travaux hydrauliques** ont été effectués afin de **chenaliser** les cours d'eau de haute énergie. À l'image des **quais du port fluvial** découverts en bordure du fleuve Natissa (**figure 7.18**), des aménagements de berge ont été réalisés dès la fondation de la cité au début du II^{ème} siècle av. J.-C. (Carre et Zaccaria, 2001). L'essentiel des aménagements a consisté à canaliser le lit de la Natissa sur une longueur probable de plusieurs kilomètres (Carre *et al.*, 2003). Au cours du I^{er} siècle après J.-C., la largeur du fleuve atteint pratiquement 50 m, lui permettant de former un très grand plan d'eau axé sur le *forum* (Carre et Maselli Scotti, 2001). Des opérations de **dragage** ont sans doute eu lieu durant la phase de chenalisation. Les différentes générations de remparts construits sur les quais fluviaux, toujours plus vers l'axe du paléochenal atteste la **contraction artificielle** du paléochenal entre le III^{ème} siècle et le IV^{ème} siècle ap. J.-C., dans un contexte qui a été favorisé par l'**atténuation des conditions hydrodynamiques naturelles** (**figure 7.15**).



Figure 7.18 – Portion de quai découverte sur le site du port fluvial romain d'Aquilée [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. La structure délimite la rive droite du paléochenal du fleuve Natissa (cliché G. Brusin, 1934).

Par ailleurs, une carotte prélevée à proximité de l'édifice Brünner a été étudiée afin de **replacer les aménagements urbains dans leur contexte paléohydrographique et les mettre en perspective avec la contrainte fluviale** (figure 7.14).

Le remblaiement alluvial déduit de la carotte Brünner correspond à une séquence à granoclassement positif (**figure 7.19A**), que l'on peut décomposer en trois unités sédimentaires (Bresson, 2001). Entre 15 m et 6,35 m, l'unité 1 correspond à un dépôt de chenal de haute énergie, composé de sables graveleux transportés par charriage et saltation (1a et 1b). La présence de spicules d'oursin dans 13,9 et 7,3 traduit certainement la proximité d'une embouchure, avec de possibles incursions du coin salé dans le chenal. De nombreux galets mous (*mud balls*) atteste le processus d'érosion de berge en relation avec l'élargissement du chenal. La partie supérieure de l'unité (1c) enregistre une atténuation de l'hydrodynamique. Entre 6,35 m et 1,85 m, l'unité 2 correspond à des limons sableux mis en place dans un chenal moribond ou une plaine d'inondation proximale. Entre 1,85 m et le sommet, l'unité 3 correspond à des limons remaniés contenant un abondant matériel archéologique (romain).

En conclusion, la carotte Brünner a permis de montrer que l'**amphithéâtre romain** était situé à proximité d'un **paléochenal de haute énergie fortement instable**. Restait à établir un lien entre le paléochenal « Brünner » et celui mis en évidence dans la carotte 10/1995 (**figure 7.14**). L'analyse comparative des dépôts alluviaux (**figures 7.19**) a montré que le paléochenal « Brünner », dominé par une charge de fond sablo-graveleuse, était plus puissant que le second à charge plus fine (sableuse ou occasionnellement graveleuse-sableuse). La datation précise des

remblaiements alluviaux est maintenant nécessaire afin de corroborer la synchronicité (ou pas) du fonctionnement des deux paléochenaux.

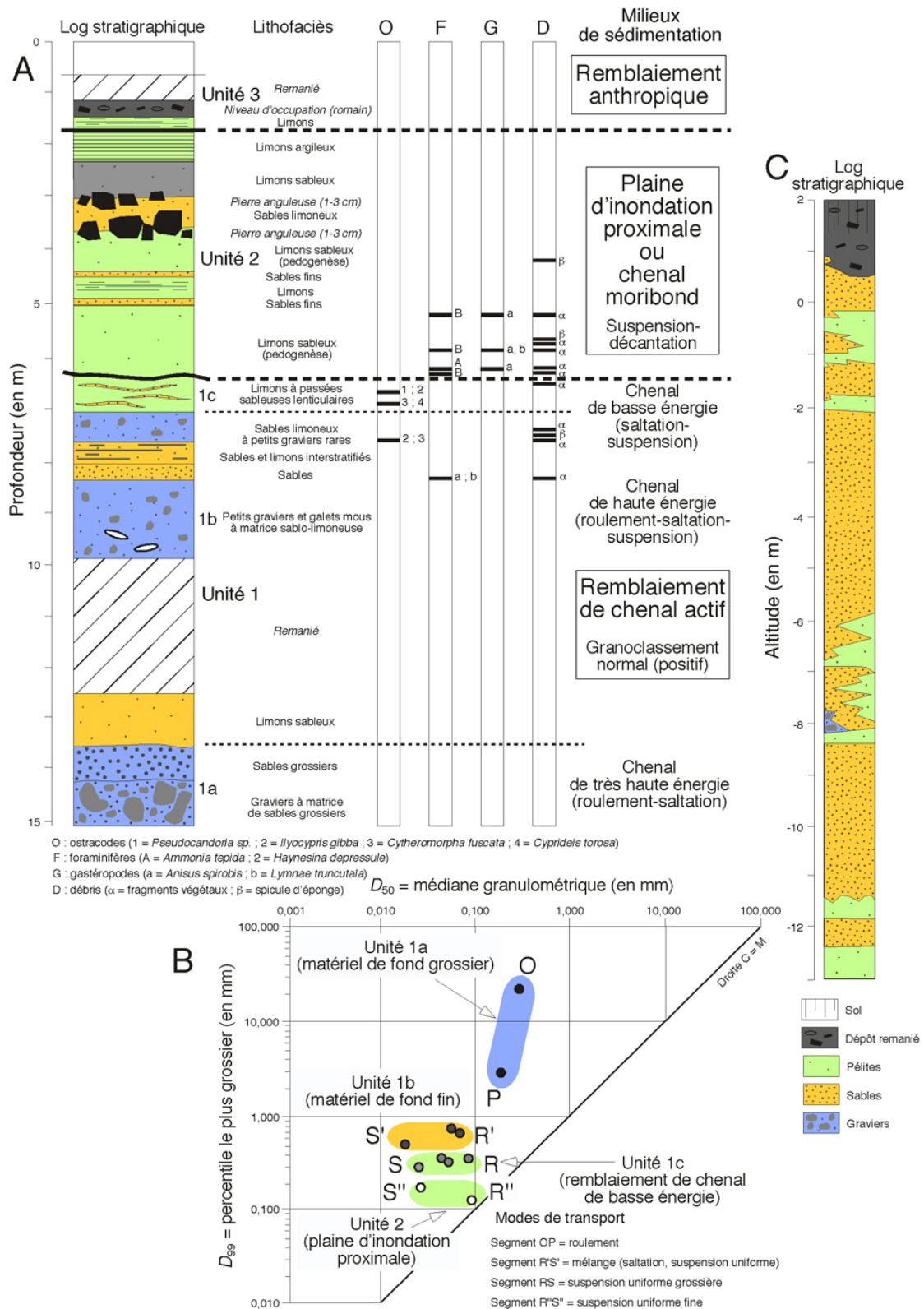


Figure 7.19 – Analyses sédimentaires et faunistique des carottes Brunner et 10/1995 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. **A** : Log stratigraphique, unités sédimentaires, analyse paléontologique et milieux de sédimentation déduits de la carotte Brunner. **B** : Diagramme CM des sédiments de la carotte Brunner. **C** : Log stratigraphique et unités sédimentaires de la carotte S10/1995.

3.5 – Conclusions

Les données archéologiques et historiques montrent que le site d'Aquilée fut l'un des plus importants ports fluviaux de l'Empire romain. **Les recherches multidisciplinaires récentes auxquelles j'ai activement participé ont permis de retracer le cadre paléohydrographique des structures archéologiques, mais aussi de quantifier l'évolution du régime hydrologique des paléochenaux et des conditions paléohydrauliques dans la partie septentrionale de la ville antique.**

L'étude **paléohydrographique** montre la présence d'un **important réseau hydrographique** dans la plaine d'Aquilée à l'Antiquité. Lorsque les Romains s'installent, les rivières sont surtout présentes dans la **partie centrale de la plaine** et leur **compétence est beaucoup plus élevée** que celle qu'elles ont aujourd'hui. L'analyse stratigraphique déduite de nombreux carottages et de coupes stratigraphiques montre la présence d'au moins **deux cours d'eau**, au nord et à l'est d'Aquilée. Le plus ancien (au nord) avait un tracé orienté N-S, le plus récent (à l'est) une orientation NE-SW. Les deux cours d'eau transportaient une **charge grossière** (graviers et sables grossiers), ce qui n'est plus le cas dès lors que l'on se déplace au sud et à l'ouest d'Aquilée, en direction du littoral. Depuis l'Antiquité, l'érosion du front deltaïque fait que **les paléochenaux fluviaux situés au sud d'Aquilée sont maintenant en partie en mer**, ce qui complique leur investigation. Il faudra pourtant s'y atteler afin de parfaire la connection entre l'amont et l'aval du réseau hydrographique antique. La thèse en cours d'Isabelle Siché devrait certainement pallier ce manque.

À l'échelle de la plaine deltaïque, **le déplacement des bras fluviaux vers l'est s'explique à la fois par des facteurs naturel et anthropique**. La **progradation** de la plaine (*i.e.*, décroissance de la **penne** des paléochenaux), favorisée par le ralentissement de la vitesse de remontée de l'**Adriatique**, et la **néotectonique**, liée au rejeu de certaines failles au NE du delta (Marocco, 1989), ont certainement influencé la **paléohydrographie**, toute comme la **variabilité climatique** a joué un rôle non négligeable sur l'**hydrodynamique fluviale**. Mais l'évolution de la **carte paléohydrographique** est également le fruit d'une **intervention anthropique** sur le réseau, marquée notamment dès l'Antiquité par le **remblaiement artificiel** de certains chenaux, le **dragage** pour d'autres, et par l'**ouverture artificielle de canaux**. Ce phénomène, également attesté en **Camargue** seulement à partir du **Moyen Âge** (Rossiaud, 1994 ; Arnaud-Fassetta, 1998), pourrait donc avoir été **plus précoce** dans la plaine d'Aquilée.

L'interaction entre la **paléohydrographie** du site, la **paléohydrologie** des cours d'eau et l'**aménagement de la ville romaine** est clairement démontrée. Les **stratégies de développement urbain** évoluent en fonction de la **dynamique fluviale**. Certains paléochenaux ont été **artificiellement remblayés** dans la **phase finale de leur activité**, afin d'accroître la surface des **zones urbanisables**. D'autres **travaux hydrauliques** ont été effectués afin de **chenaliser** les cours d'eau de haute énergie, comme les attestent les **quais du port fluvial**, construits sur la rive droite du fleuve Natissa. **En même temps qu'elle s'est adaptée aux contraintes hydrologiques « naturelles » de la plaine deltaïque, la société romaine a contrôlé en fait l'extension des environnements hydromorphes ainsi que la géométrie et l'hydraulicité des cours d'eau afin de maintenir de bonnes conditions de navigabilité.**

4 – SYNTHÈSE, DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Mes recherches sur la **dynamique fluviale** à moyen terme (Holocène) ont trouvé un large champ d'application dans le domaine des **interactions nature-sociétés**. Deux plaines deltaïques, celles du **Rhône** et de l'**Isonzo** (Italie du Nord), ont été le support de mes études. En dépit de leurs caractéristiques physiques et humaines spécifiques, ces deux deltas ont en commun une **fluctuation récurrente du régime des cours d'eau, dans un contexte profondément marqué par la modification du réseau hydrographique et d'impact variable de l'aléa de crue, dont la fréquence et la magnitude ont varié en fonction des paramètres climatiques globaux**. Ces études ont également permis une analyse comparée des **relations sociétés-milieus fluviaux en contexte rural et urbain**. Elles apportent des « faits » dérivés des **archives historiques** mais surtout des **données de terrain** sur le comportement des **sociétés riveraines** de deux fleuves face au **risque hydrologique en domaine méditerranéen**.

Mes recherches ont été effectuées dans un cadre pluridisciplinaire (géographie, histoire, archéologie, sciences de la vie et de la Terre). Mon apport dans ces recherches est quadruple :

- **Développement de méthodes** fondées sur des **données de première main**, que j'ai acquises au cours de missions de terrain (chantiers géoarchéologiques, campagnes de carottage, sondage et forage, sondages géoélectriques, plongées en scaphandre autonome...), couplées à la **photointerprétation** et au **traitement d'images diverses** (photographies aériennes, images satellite, cartes anciennes). Je me suis également investi dans l'**analyse des données au laboratoire** (ouverture de carottes et levé des logs stratigraphiques, échantillonnage, analyses sédimentologique et minéralogique, corrélation stratigraphique...) et sur la **façon de restituer l'information**, par des cartes (à différentes échelles) ou sous bien d'autres formes visuelles. Enfin, j'ai réalisé les **études hydrauliques de paléochenaux**, à la lumière des travaux que je mène sur les **cours d'eau actuels**, basées sur des équations dont l'utilisation est loin d'être systématique, demandant un ajustement des protocoles selon l'énergie du système fluvial étudié. J'ai pour cela collaboré avec des **géographes hydrauliciens** tels que François Petit (université de Liège).
- **Définition, caractérisation et impact de l'aléa, par une approche hydrogéomorphologique ajustée aux contextes géoarchéologiques**, basée outre sur la compréhension et la quantification des **processus morphogénétiques**, sur les **reconstitutions paléoenvironnementales** et plus spécifiquement sur la **paléohydrographie**, la **paléopaléohydrologie** et la **paléohydraulique**. Mes résultats ont généralement abouti à caractériser la **dynamique fluviale locale**, au moyen de **paramètres quantitatifs**, et de la confronter avec les tendances observées à l'échelle des **bassins versants**, permettant ainsi d'étayer la connaissance sur les **fluctuations hydroclimatiques holocènes** à l'échelle de l'**Europe occidentale**.
- **Collaboration avec les historiens et les archéologues**. Celle-ci m'a permis d'aborder la question de la **vulnérabilité** des sociétés anciennes, mais aussi des **moyens déployés pour lutter contre l'aléa** ou en atténuer ses effets, en **ville** ou la **campagne**.
- Ma formation de **géographe** m'a conduit à introduire et développer la **problématique du risque fluvial** dans les projets géoarchéologiques dans lesquels j'ai été impliqué.

Ainsi, il ressort que la façon de s'affranchir des effets de l'aléa hydrologique et de gérer le risque fluvial a été distincte, selon que l'on soit en ville ou à la campagne.

L'exemple du **delta du Rhône** a montré qu'à la campagne, durant l'Antiquité et le haut Moyen Âge, l'aménagement hydraulique de la plaine s'est fait au travers de l'emploi de « techniques douces », ne modifiant qu'*a minima* le milieu (on compose avec le milieu « naturel »). L'intervention plus lourde sur l'hydrographie ne se fera que plus tard, à partir du bas Moyen Âge. Les lieux d'installation de l'habitat sont choisis en fonction de la proximité des bourrelets alluviaux et des levées de berge, qui font gagner l'altitude nécessaire (quelques décimètres à quelques mètres) pour s'affranchir des inondations banales. Le but étant aussi de contrôler et exploiter au mieux les ressources naturelles (eau, sel, bois, pêche...), on en reste donc au plus près. Les actions se limitent à l'amélioration des conditions de drainage dans la plaine d'inondation et à la consolidation des berges en bordure des chenaux s'écoulant à proximité des *villae*. La vulnérabilité reste donc forte lorsque l'aléa devient plus fréquent et plus morphogène, au sens où je l'ai défini plus haut. Pourtant, il n'existe pas de déterminisme strict et permanent du milieu, même si les sites habités ne sont pas à l'abri de catastrophe (inondation brutale par rupture de berge) lors de certaines phases de « régime dominé par les crues ».

En ville, à l'image du **site d'Aquilée**, les mesures prises pour limiter l'impact des crues ont été souvent plus précoces (début de l'Antiquité), plus radicales et quelquefois irréversibles quant au fonctionnement hydrosédimentaire et aux impacts sur le milieu : chenalisation, contraction du lit fluvial, curage et dragage, remblaiement artificiel de chenaux. En ville, les enjeux sont évidemment tout autres qu'à la campagne et les moyens mis en œuvre sont plus conséquents, afin d'assurer la pérennité du site, des aménagements et d'un grand nombre de personnes. Le risque n'est pas nul, mais il reste au second plan par rapport aux avantages (économique, stratégique, politique) que l'on peut tirer de l'exploitation et l'utilisation d'un fleuve.

Au total, les liens de causalité entre l'aléa et la vulnérabilité sociétale relèvent de processus multi-factoriels complexes et n'ont pas toujours été strictement linéaires.

Dans le **delta du Rhône**, si l'impact des changements de régime hydrologique et d'état du chenal fluvial, comme entre le I^{er} siècle av. J.-C. et le II^{ème} siècle ap. J.-C., a eu des répercussions fortes sur l'habitat (abandon brutal, hiatus dans la fréquentation des sites) en raison d'un aléa trop pesant (« régime dominé par les crues »), cela n'a pas été une entrave à l'extension de l'occupation du sol dans le delta, qui s'est traduite au cours de la même période par la multiplication des zones habitées (*i.e.*, plus grand nombre de sites créés) et ce, dans un contexte de progradation importante (*i.e.*, gain de surface maximal) de l'aire deltaïque. De même à d'autres périodes, l'occupation a pu perdurer malgré la récurrence des inondations, ou à d'autres moments se rétracter sans que le risque d'inondation ne soit le véritable moteur de ce repli.

À **Aquilée**, on a vu que la société romaine était finalement capable de maîtriser et d'aménager le lit d'un fleuve quel que soit son état hydrologique (actif, moribond). Mais la défluviation des principaux cours d'eau qui drainaient la ville, dans le courant de l'Antiquité, a sans aucun doute eu une incidence sur la fonction de grand port fluvial du site d'Aquilée.

À ce stade de la recherche, ces réflexions m'encouragent à poursuivre la collaboration non seulement avec les archéologues et les historiens mais aussi avec les géosciences, et à l'ouvrir à d'autres disciplines, la sociologie en particulier, afin de mieux définir, à travers l'étude

des relations pratiques sociales-environnement, la part respective des facteurs physiques, socio-économiques et politiques dans la **dynamique du risque fluvial**.

Ces perspectives de recherche, si elles entrent dans le cadre des études à moyen terme que je viens de présenter, permettent aussi de faire le lien avec la dynamique du risque fluvial sur le court terme, abordée dans le chapitre qui va suivre (chapitre 8).

CHAPITRE 8 – DYNAMIQUE DES RIVIÈRES, DES FLEUVES ET DES LAGUNES, RISQUES DE CRUE, D'ÉROSION ET D'INONDATION AUJOURD'HUI

« Faites des digues, pas la guerre »

Slogan repris à l'occasion
du Jazz & Heritage Festival
de la Nouvelle-Orléans
(28 avril-7 mai 2006)

Les **dynamiques hydromorphologiques actuelles** ne peuvent s'apprécier que si on les replace dans **cadre temporel plus large**, pluri-décennal à pluri-séculaire, de façon à mieux quantifier la **part des facteurs de contrôle** agissant sur la dynamique. À l'échelle des derniers siècles, deux variables clés, en plus des variables locales (position du niveau marin relatif et actions des houles en aval), ont joué un rôle essentiel dans le fonctionnement des hydrosystèmes (fourniture sédimentaire, hydraulité) : il s'agit des **actions anthropiques** et de la **variabilité hydro-climatique**, liée au contexte du Petit Âge Glaciaire (PAG) et du réchauffement post-PAG enregistré à partir de la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle. L'impact hydroclimatique a pu être **plus fort** dans des bassins versants génétiquement fragiles, de par leur position en altitude (montagne) et leurs caractéristiques structurales, qui ont contribué à une alimentation récurrente en eau et en débris. *A contrario*, dans d'autres bassins versants, la forte pression anthropique sur le milieu a contribué à **atténuer voire masquer les effets** de la variabilité hydro-climatique, qui n'a donc engendré que des changements hydromorphologiques modestes.

Il est vrai que les bords de **rivières**, des **fleuves** et les **lagunes** ont été **occupés très tôt** et quelquefois **profondément modifiés par les actions humaines**, pour les besoins de la **navigation** et l'exploitation des **ressources naturelles** mais aussi pour atténuer l'impact des **aléas hydro-climatiques**, sans pour cela réussir à **réduire le risque à 0**. D'autant que le souvenir de l'aléa a pu s'estomper dans des phases pluri-décennales de moindre activité hydrodynamique, et l'habitat de s'installer dans des zones (potentiellement et/ou devenues) inondables. Par ailleurs, les aménageurs et les ingénieurs hydrauliens ont pu fonder leurs actions sur une **« fausse loi » de la Nature**, qui voudrait que la dynamique des milieux prise en compte au moment des aménagements reste la même après, ce qui en soit est un contre-sens même de la définition de « dynamique ». Aujourd'hui, il est difficile de revenir à des **plans d'occupation** qui éliminent totalement le **risque** dans les fonds de vallée et à leur exutoire, même pour ceux dans lesquels des **actions de protection** contre les risques liés à l'eau ont été entreprises. Il s'agit plutôt de chercher des **solutions** destinées à **atténuer l'aléa**, en termes de surfaces affectées et d'impact hydromorphologique sur les populations, pour *in fine* **minimiser ou retarder le risque**, qui s'exprime selon deux modalités : l'**érosion** et l'**inondation**.

Travailler sur la **dynamique récente des hydrosystèmes** et sur la **question des risques** ne peut donc se faire qu'à partir d'études permettant de **caractériser les processus** et d'en **quantifier leurs effets**. J'ai pu conduire et développer une telle approche dans les **différentes zones** (*i.e.*, à dominante érosion, transfert ou dépôt) **des bassins versants**, depuis les têtes de bassin aux grandes vallées fluviales et aux exutoires lagunaires. Ainsi, plusieurs **sites européens** (Italie, France, Portugal) ont été étudiés (**figure 8.1**), selon des **méthodes** que je détaillerai dans chacun

des points les concernant. Les résultats présentés ici portent sur les bassins du **Guil** dans les Hautes-Alpes et de l'**Argent-Double** dans le département de l'Aude (point 1), sur la basse vallée du **Rhône** à partir de la confluence avec l'Ardèche (point 2) et sur les marais lagunaires de la **Ria Formosa** située au sud du Portugal (point 3). Chacune des études insiste sur le fonctionnement récent de l'hydrosystème et les variables contrôlant la dynamique à court terme. Dans les hydrosystèmes fluviaux, les résultats sont étayés par l'étude de quelques crues récentes (Aude 1999, Guil 2000, Rhône 2003). La synthèse des résultats (point 4) inclura mes travaux sur l'**Isonzo** (Italie du Nord) et sur l'**Yerres** (Bassin parisien).

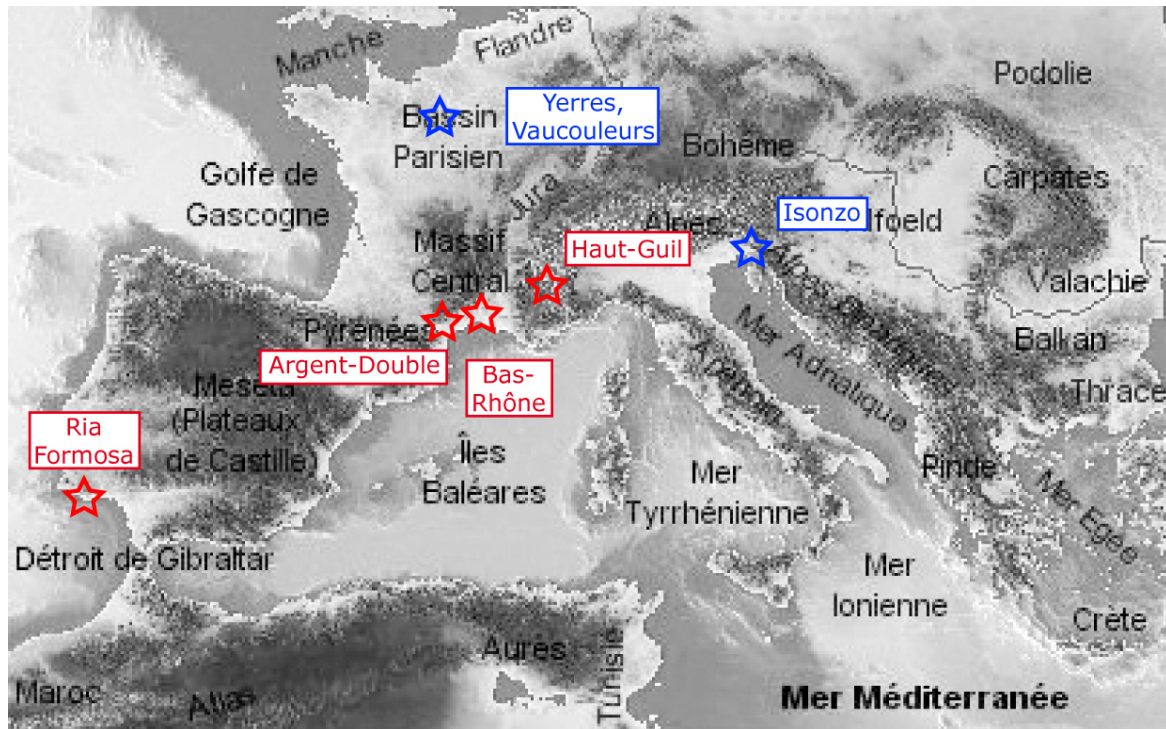


Figure 8.1 – Carte de localisation des sites où la dynamique et les risques fluviaux et lagunaires ont été étudiés. En rouge : sites présentés dans ce mémoire.

1 – DYNAMIQUE TORRENTIELLE ET RISQUE (CRUE, ÉROSION) DANS LES MONTAGNES MÉDITERRANÉENNES ET SUR LEUR PIÉMONT

Réputées pour leur brutalité et leur irrégularité, les crues méditerranéennes ont de tout temps provoqué des effets morphodynamiques dévastateurs dans les plaines alluviales (Alexander, 1993 ; Antoine *et al.*, 2001). Les contrastes topographiques, les fortes pentes, les sols ténus et la faible densité du couvert végétal, conjugués à la violence des précipitations et au renforcement localisé des conditions météorologiques par effet orographique, expliquent l'efficacité des processus d'érosion (Neboit, 1991). **Lorsqu'elles affectent des zones rendues vulnérables par la présence humaine, les crues méditerranéennes représentent un risque potentiellement générateur de catastrophe** (Tricart, 1963 ; Fabre, 1989 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993).

Cette partie synthétise les études conduites depuis 1999 dans deux bassins torrentiels du sud de la France : le bassin du **Haut-Guil** (Hautes-Alpes) et celui de l'**Argent-Double** (Aude). **Replacer le fonctionnement actuel des cours d'eau méditerranéens dans l'évolution qu'ils ont**

connue au cours des derniers siècles est nécessaire pour mieux comprendre le contexte dans lequel surviennent les aléas de crue et mieux gérer le risque de crue.

1.1 – Le haut bassin du Guil (Queyras, Alpes françaises du Sud)

1.1.1 – Introduction et problématique

Au cours des vingt dernières années, de nombreuses études réalisées sur les **cours d'eau alpins** ont montré que leurs **bandes actives** ont subi de **profonds changements hydrogéomorphologiques** à la fin du XIX^{ème} siècle (Jorda, 1985 ; Bravard et Peiry, 1993 ; Salvador, 1993 ; Gautier, 1994 ; Peiry et Nougouier, 1994 ; Miramont *et al.*, 1998 ; Ballandras, 2002). En particulier, les **flux sédimentaires** se sont réduits en liaison avec un certain nombre de facteurs : épuisement des stocks sédimentaires hérités du Petit Âge Glaciaire (PAG), réduction du nombre de crues basse fréquence-haute magnitude (BFHM), atténuation des pics de crue annuels par le reboisement des interfluves et des fonds de vallée, grands travaux d'hydraulique et déprise agropastorale. Ainsi, la tendance observée depuis la fin du PAG, et plus généralement à l'échelle du XX^{ème} siècle, va dans le sens d'une **contraction des bandes actives** et d'une **réduction des taux de tressage**. L'accélération de la contraction des cours d'eau préalpains entre 1950 et 1970 est attribuée par Liébault et Piégay (2002) aux **changements d'utilisation des sols** (reboisement, déprise agricole).

Cependant, on peut s'interroger sur le fait que les **hauts bassins montagnards** ont pu, à la différence des vallées alpines et préalpines de moyenne altitude, suivre un **modèle d'évolution beaucoup moins contraint par les actions anthropiques**, en raison de leur connexion directe avec les zones fournisseuses de débris et de la vigueur des aléas hydro-climatiques auxquels ils sont soumis. **Monique Fort et moi-même** avons choisi de tester cette hypothèse sur l'un des affluents majeurs de la Haute-Durance, le **Guil (figure 8.2)**, qui offre l'opportunité d'apprécier l'impact respectif du climat (associé à l'hydrologie) et des actions anthropiques sur la dynamique de la bande active d'une rivière torrentielle.

Après avoir précisé le **contexte morphosédimentaire** et humain du bassin-versant et les **méthodes d'étude**, la **variabilité spatiale 2D de la bande active** du Haut-Guil sera quantifiée sur la période **1855-2005**, avant de discuter des **facteurs hydro-climatiques et anthropiques** à l'origine des changements observés. Cette première étape sera nécessaire pour mieux comprendre dans quel contexte est survenue la **crue trentennale de juin 2000** que nous avons également étudiée. De magnitude plus faible que la crue de juin 1957 (Q_{125}), la crue de 2000 a toutefois causé de **sérieux dommages** (~ 4,6 millions d'euros) aux infrastructures et dans les zones bâties dans le fond de vallée. Les **caractéristiques de cet événement**, ses **impacts** et les **mesures de restauration** du lit du cours d'eau après la crue seront décrits, avant de proposer **quelques solutions** qui puissent **atténuer le risque torrentiel** dans le bassin.

1.1.2 – Cadre hydro-morpho-sédimentaire et humain

Les recherches ont porté sur le **tronçon supérieur du Guil**, qui s'étend sur près de 30 km entre le Lac Lestio (2510 m) et Château-Queyras (1350 m). Le bassin (317 km²) reçoit en moyenne 828 mm/a (Abriès) à 714 mm/a (Château-Queyras) de précipitations, valeurs sans doute nettement supérieures en altitude. Les précipitations tombent sous forme de neige pendant l'hiver et de pluies lors de l'incursion fréquente, à la fin du printemps ou au début de l'automne, des masses d'air humides provenant de la Méditerranée (*i.e.*, « **coups de Lombarde** »).

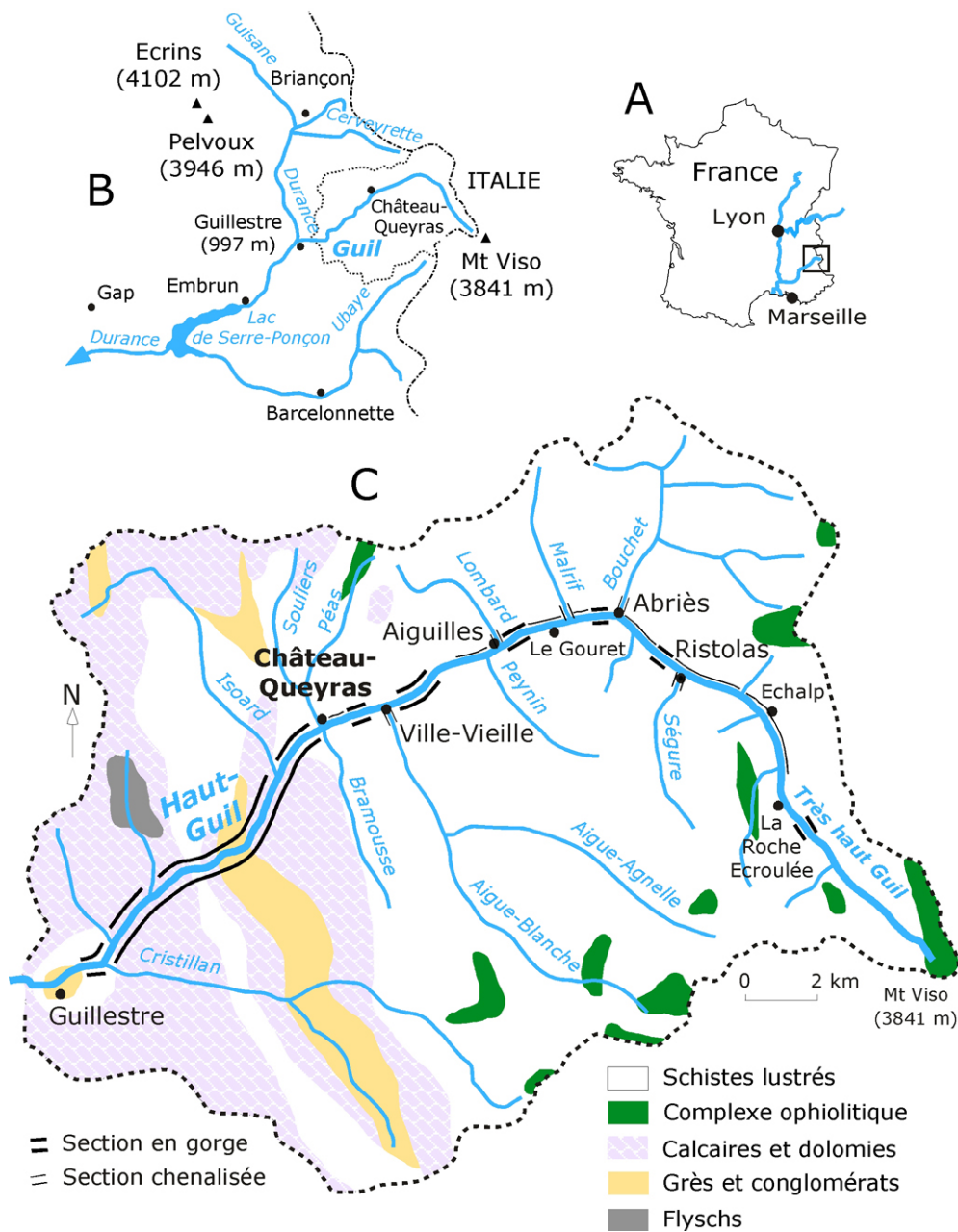


Figure 8.2 – Localisation (A et B) et caractéristiques structurales et hydrographiques du bassin du Guil [d'après Arnaud-Fassetta et Fort, 2004]. Le secteur étudié est situé en amont de Château-Queyras.

Le régime du Haut-Guil est donc de type nivo-pluvial. Le réseau hydrographique est caractérisé par une organisation proche du type rectangulaire (Howard, 1967). Le bassin est drainé à 77 % par Les cours d'eau à écoulement permanent dont l'ordination (Strahler, 1957), associée à celle des écoulements temporaires, donne au Haut-Guil un rang 5 à Château-Queyras. Le drainage se concentre pour l'essentiel (90 %) dans la tranche d'altitudes 1400-2700 m, avec un maximum situé entre 2000 m et 2200 m (28 %) ; la plupart des sous-bassins du Guil (Bouchet, Lombard, Ségure, Peynin, Aigue-Agnelle...) se situe à ces altitudes. La densité de drainage (Horton, 1932 ; équation 7), qui à l'échelle de tout le bassin est de 1,09 km/km², dépasse 1,24 km/km² en amont de Château-Queyras, la zone étudiée. Celle-ci est aussi caractérisée par un rapport de confluence (Horton, 1932 ; Schumm 1956 ; équation 8) supérieur à la moyenne (1,89), notamment entre les ordres 2 et 3 (2,01) et les ordres 3 et 4 (2,24). Largement guidé par la trame structurale du bassin et

secondairement par la présence de puissants cônes torrentiels dans le fond de vallée, le Haut-Guil présente un tracé sub-rectiligne, avec un indice de sinuosité moyen (Brice, 1964) de 1,08 en juin 2000 (figures 8.2 et 8.3).

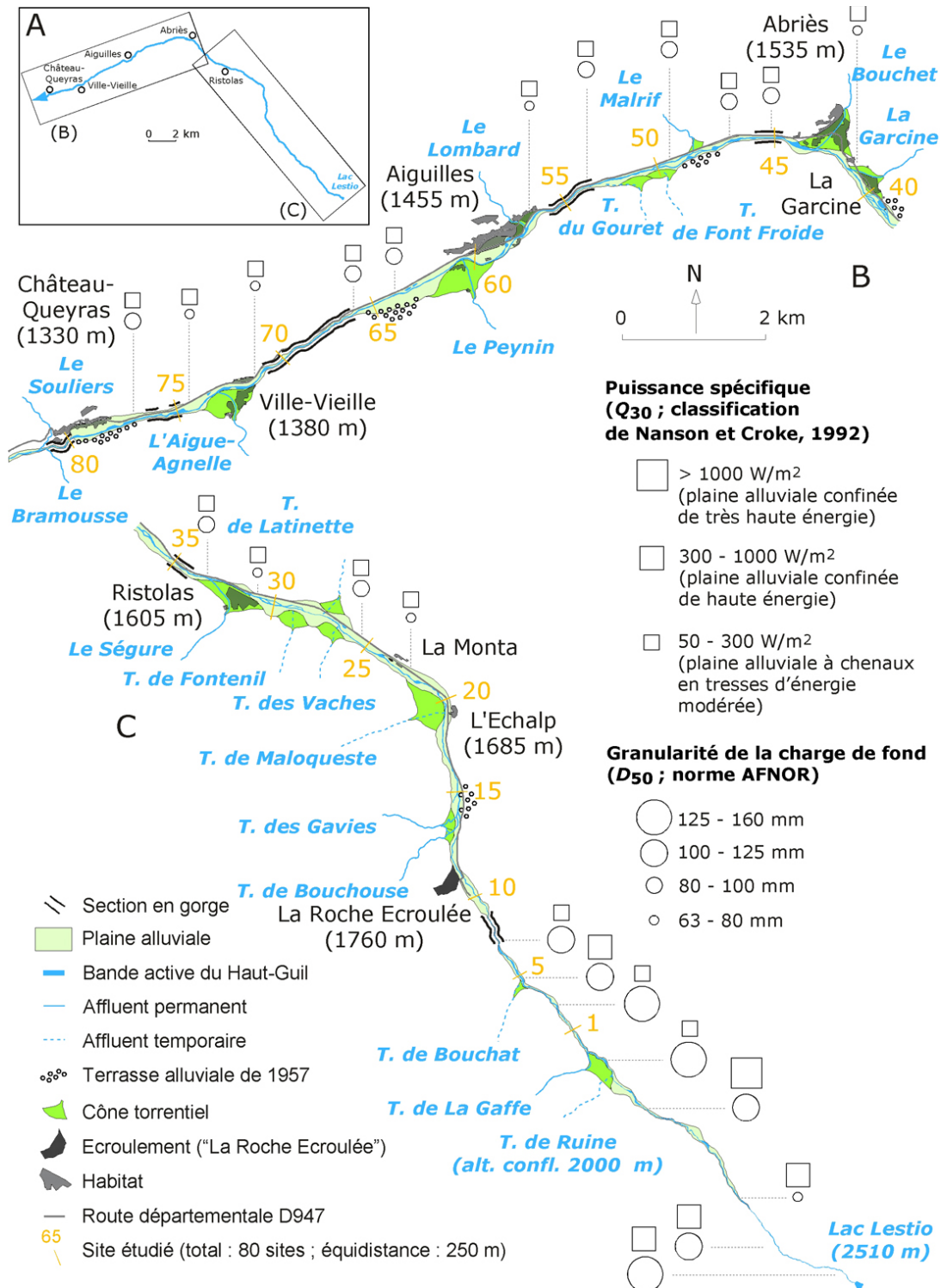


Figure 8.3 – Caractéristiques morpho-sédimentaires, hydrauliques et anthropiques du fond de la vallée du Haut-Guil. A : Localisation générale. B et C : Sections aval et amont, respectivement.

Le haut bassin du Guil s'inscrit à 90-95 % dans les schistes lustrés de la zone intra-alpine ; le reste de la lithologie est représenté par des ophiolites, des calcaires et des dolomies (figure 8.2).

Très sensibles au gel et se délitant facilement du fait de leur forte tectonisation, les schistes fournissent une quantité considérable de débris – essentiellement des « plaquettes » décimétriques et de la « nite » –, qui parviennent par des relais de dynamique et de processus (avalanches, coulées de débris, glissements de terrain) aux bandes actives des drains de rang inférieur puis au Guil. La vallée est marquée par une forte dissymétrie des reliefs, les versants orientés vers l'ouest et le nord-ouest, modérément inclinés et sub-parallèles au pendage des schistes, s'opposant aux versants tournés vers l'est et le sud-est, très raides et à contre-pendage. Ainsi, lors des « coups de Lombarde », les pluies arrivant par le sud-est ont un impact morphologique accru sur les versants de la deuxième catégorie, localisés surtout en rive gauche du Haut-Guil.

La classification de Schumm (1977) place le Haut-Guil parmi les rivières en tresses à une forte instabilité latérale. En période d'hydrologie modérée, la bande active du Haut-Guil passe de secteurs à chenaux divisés (plaines d'accumulation) à des secteurs à chenal unique (anciennes gorges de raccordement sous-glaciaires et zones de contournement des cônes torrentiels). Le profil en long du Haut-Guil est caractérisé par une succession de forts gradients (15-26 %), plus fréquents cependant dans la zone amont, et de secteurs à pente modérée (1-6 %) où il prend alors pleinement les caractéristiques d'une rivière torrentielle. La charge de fond est dominée par les galets ($63 \text{ mm} < D_{50} < 172 \text{ mm}$; **figure 8.3**). Il n'existe pas de véritable gradient granulométrique longitudinal, même si les alluvions les plus grossières sont déposées dans la partie supérieure du bassin. Les recharges sédimentaires par les affluents sont importantes, sans que celles-ci n'induisent un renforcement systématique de la médiane granulométrique (D_{50}) en aval des confluences, comme cela a été démontré sur les drains inférieurs du bassin (Fort *et al.*, 2002). En période de crue, le Haut-Guil est capable de modifier fortement la géométrie de sa bande active, du fait d'une compétence et d'une capacité de transport très élevées (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005). Au total, le Haut-Guil atteint des puissances spécifiques considérables lors des crues ($50 \text{ W/m}^2 < \omega < 1130 \text{ W/m}^2$; moyenne $\sim 245 \text{ W/m}^2$; **figure 8.3**), ce qui le classe parmi les cours d'eau les plus énergiques selon la typologie proposée par Nanson et Croke (1992).

Les archives historiques mentionnent de nombreuses crues catastrophiques sur le Guil et ses affluents. Ces crues ont eu un impact variable, affectant seulement quelques sous-bassins et les secteurs de confluence, ou bien l'ensemble du bassin et les villages du Queyras, comme en 1408, 1431, 1791, 1810, 1948 et 1957 (archives RTM; Tivollier et Isnel, 1938; Tricart, 1958; Fanthou, 1994). **Les archives sédimentaires** associées à d'autres enregistreurs (troncs d'arbre fossiles) des crues témoignent de l'activité torrentielle au moins depuis 4000 ans (Fort *et al.*, 2002). La présence de ces séries alluviales très épaisses dans lesquelles s'emboîtent les dépôts torrentiels de 1957 et 2000, reflètent des phases de déstabilisation des bassins versants en relation avec des « crises détritiques » (Jorda, 1985; Ballandras, 2002).

Comme la plupart des bassins versants des Alpes du Sud, le bassin du Haut-Guil a subi des décennies durant les effets induits et cumulés des actions anthropiques sur le milieu : déprise agro-pastorale, reboisement des interfluvies et travaux de correction des torrents conduits par le Service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) et l'Office National des Forêts (ONF), développement des activités touristiques hivernales et estivales. Dans la bande active, ces actions se sont traduites par 1) la mise en place d'infrastructures routières (remblai de la D947, parking, chemins forestiers) et autres ouvrages d'art (ponts), 2) l'extension de certains équipements (zone d'habitation, camping, zone artisanale) dans la plaine alluviale, 3) le développement des pistes de ski et des remonte-pentes et 4) des actions sur l'hydraulique (rectifications, endiguements, seuils, canaux, prise d'eau). Après la crue de 1957, de lourds investissements ont été alloués à la restauration du lit du Haut-Guil mais surtout à celui de ses affluents (Le Ségure, La Garcine, Le

Bouchet, Le Lombard, L'Aigue Agnelle), de sorte que l'essentiel du gros équipement hydraulique présent dans la vallée date quasi-exclusivement de cette époque. On recense actuellement dans la vallée près de 1250 habitants permanents, regroupés dans plusieurs villages dont Ristolas (78 hab.), Abriès (354 hab.), Aiguilles (441 hab.) et Ville-Vieille/Château-Queyras (350 hab.). Ces chiffres sont souvent multipliés par 10 ou 15 au cours de la saison touristique. Enfin, la coordination des opérations d'aménagement dans la vallée est assurée par le Parc Naturel Régional du Queyras ; c'est à lui que revient notamment l'élaboration et la mise en application d'un Contrat de Rivière.

1.1.3 – Protocoles méthodologiques

Les méthodes d'étude concernent la quantification de l'évolution en plan de la bande active et l'analyse de la crue de 2000, en termes de morphogénèse et d'impact sur les structures.

1.1.3.1 – Évolution en plan de la bande active entre 1855 et 2005

L'évolution en plan de la bande active au cours des 150 dernières années a été retracée à partir de l'analyse de quatre **cartes anciennes** [1855 (1/25.000) ; 1889-1895 (1/25.000) ; 1928-1933 (1/25.000) ; 1975 (1/25.000)] et de quatre séries de **photographies aériennes** [1956 (1/25.000) ; 1957 (1/15.000) ; 1999 (1/25.000) ; 2000 (1/8000) ; **figure 8.4**]. Chacun des documents sélectionnés a été numérisé avec une résolution de 1200 dpi. La qualité visuelle des clichés – essentiellement le contraste – a été améliorée avec le logiciel Photoshop. Quatre points d'appui ont été choisis de façon à rectifier la géométrie de chaque photographie, en référence aux cartes topographiques IGN au 1/25.000 de Guillestre et du Mont Viso. Sur chaque document, quatre-vingt sites, sélectionnés tous les 250-300 m, ont permis l'étude d'un tronçon de 23 km (total : 640 mesures). Le taux de couverture du Haut-Guil atteint donc 81 %, les tout premiers kilomètres en amont n'ayant pu être pris en compte car non photographiés lors des missions de 1956, 1957 et 2000.

Chaque site a fait l'objet de mesures réalisées sur des transects orientés perpendiculairement à l'axe de la bande active. Quatre variables géomorphologiques ont été quantifiées à partir de la photo-interprétation : la **surface** et la **largeur** de la **bande active**, l'**indice de tressage** et l'**indice de sinuosité**. La bande active (Osterkamp et Hedman, 1982) correspond à l'emprise des chenaux en eau et des bancs de galets non végétalisés (Rundle, 1985). Les mesures de largeur ont été effectuées directement à l'écran de l'ordinateur ; la précision de l'ajustement des points de départ et d'arrivée de chaque transect a été facilitée par un agrandissement des clichés de l'ordre de 800-1600 % par rapport à l'échelle initiale. Les calculs de surface ont été obtenus en déduisant la superficie des îles boisées de la courbe enveloppe de la bande active. Les calculs métriques ont été réalisés avec le logiciel Canvas permettant la mise à l'échelle précise des images traitées et des objets géographiques qui en sont extraits. La validité des mesures de la largeur de la bande active a été vérifiée en comparant les valeurs acquises à partir des photographies aériennes avec celles réalisées *in situ* à l'aide d'un théodolite (**figure 8.5**). La marge d'erreur obtenue est relativement satisfaisante, avec des variations de l'ordre de $\pm 8\%$ (moyenne : 4%). L'indice de tressage utilisé est celui proposé par Howard *et al.* (1970), l'un des mieux adaptés à la problématique (Thorne, 1997) : il correspond au nombre moyen d'anabranches par section en travers - 1. L'indice de sinuosité est celui défini par Brice (1964) comme le rapport entre la longueur du chenal et la longueur de la vallée « à vol d'oiseau ». Dans le cas du Guil, l'indice de sinuosité est une moyenne de la sinuosité mesurée sur trois segments (de la source à l'Échalp, de l'Échalp à Abriès et d'Abriès à Château-Queyras), de façon à minimiser l'exagération des valeurs due à l'effet de forme (rectangulaire) de la vallée.

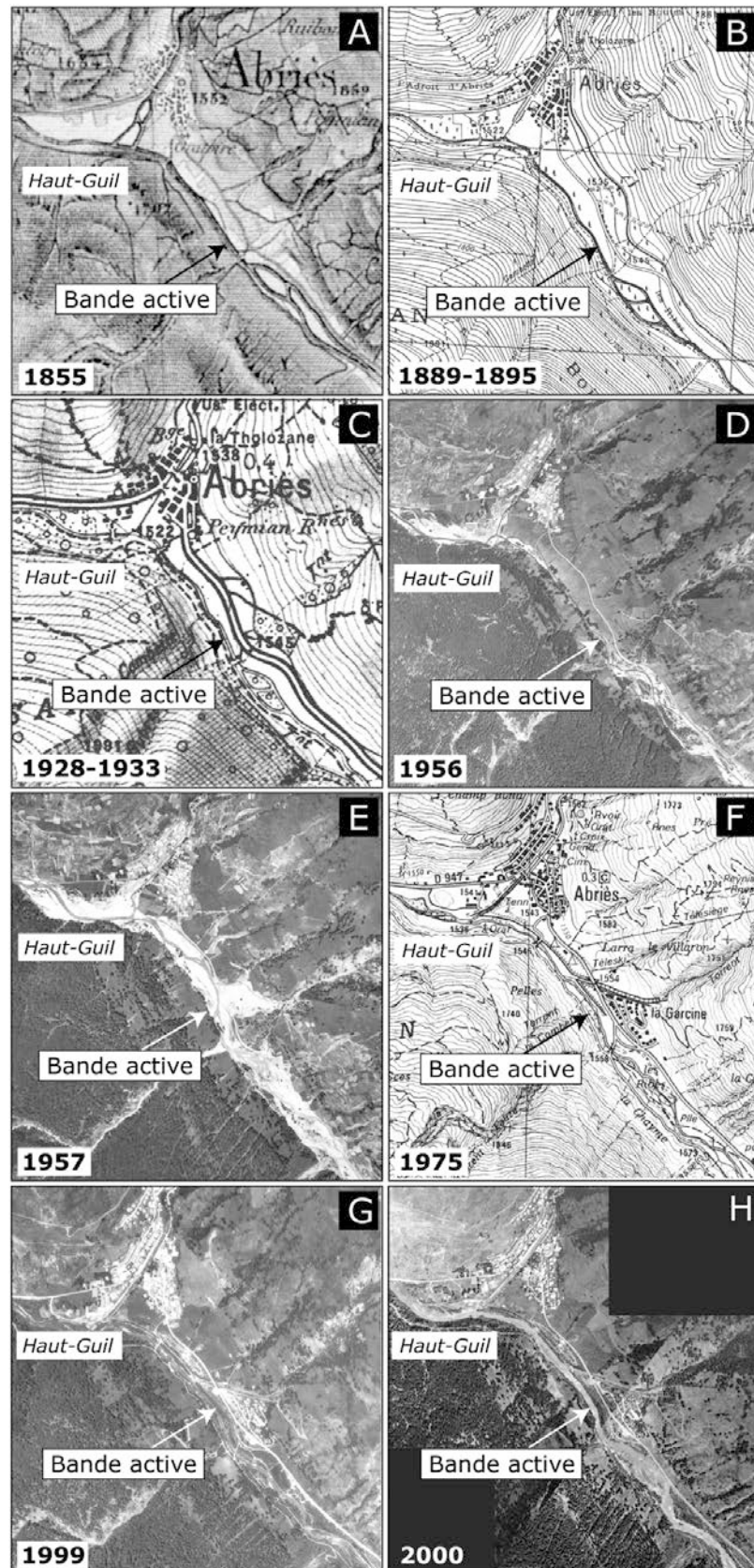


Figure 8.4 – Évolution récente (1855-2000) de la bande active au Haut-Guil dans le secteur La Garcine-Abriès. A, B, C et D : Noter la relative stabilité de la bande active. **E :** La crue de juin 1957 a contribué à l'élargissement considérable de la bande active. Noter l'importance des apports latéraux sur les deux versants et la destruction *quasi* systématique de la ripisylve. **F et G :** La route départementale D947 empiète à présent sur la plaine alluviale. En l'absence de crue BFHM, la forêt riveraine s'est reconstituée et le Haut-Guil adopte un style « sobre » (*i.e.*, chenal unique ou tressage à deux chenaux). **H :** La crue de juin 2000 contribue une nouvelle fois à l'élargissement de la bande active. Noter la destruction généralisée de la ripisylve et l'élargissement de la bande active en amont de La Garcine.

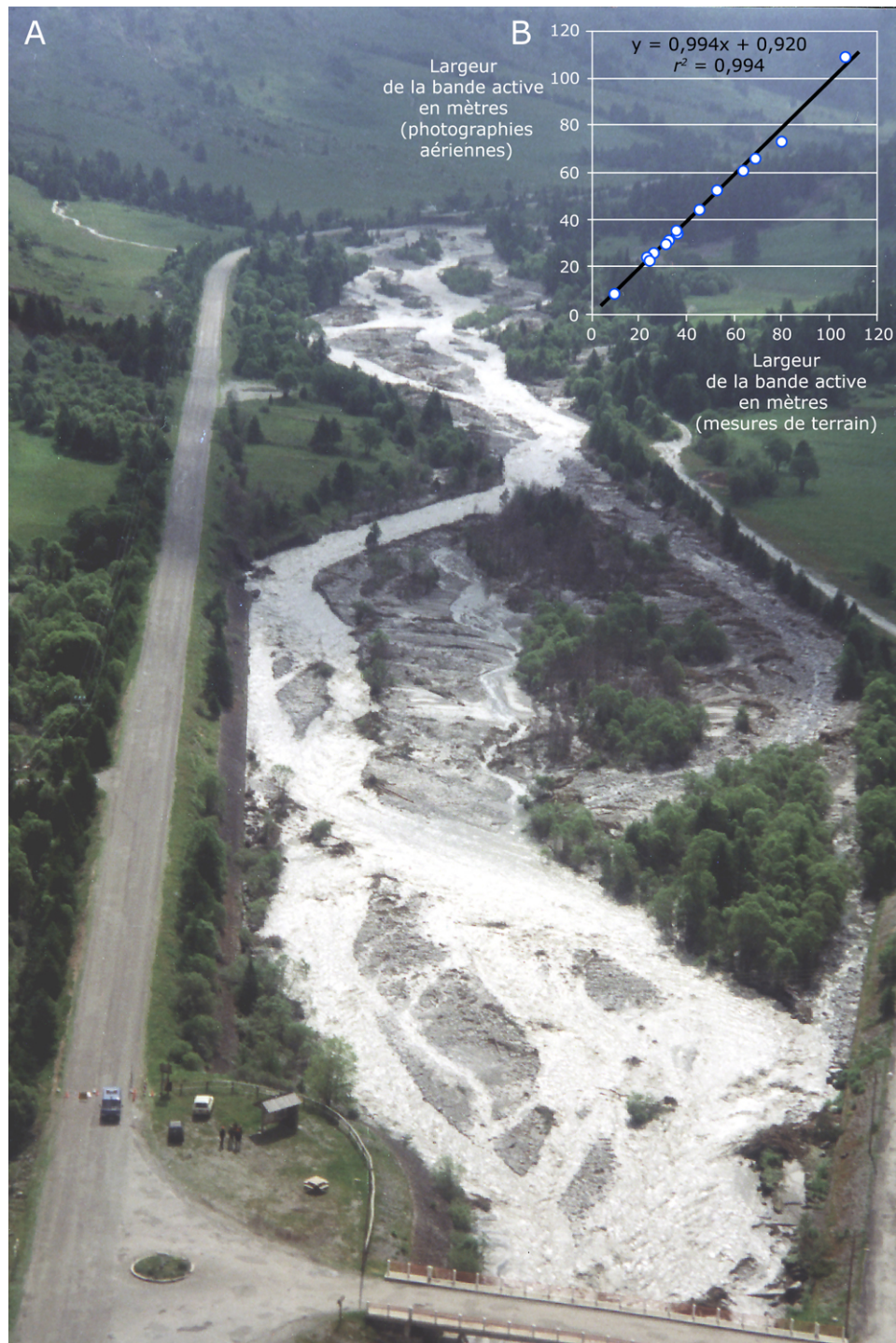


Figure 8.5 – La bande active du Haut-Guil. A : Section en amont de Ristolas immédiatement après la crue de juin 2000 (cliché RTM). **B :** Corrélation entre les valeurs de largeur de la bande active obtenues par mesure directe sur le terrain et celles déduites des photographies aériennes (crue de 2000) [d’après Arnaud-Fassetta et Fort, 2004].

De **vieilles photographies (fin XIX^{ème}-début XX^{ème} siècle) prises au sol** dans les principaux villages de la vallée du Guil (Ferrand *et al.*, 2003) ont été comparées aux photographies des mêmes sites, prises en juillet 2005 (**figure 8.6**). Les données acquises par photointerprétation ont été étayées par des observations et des données de terrain accumulées entre 1999 et 2005.

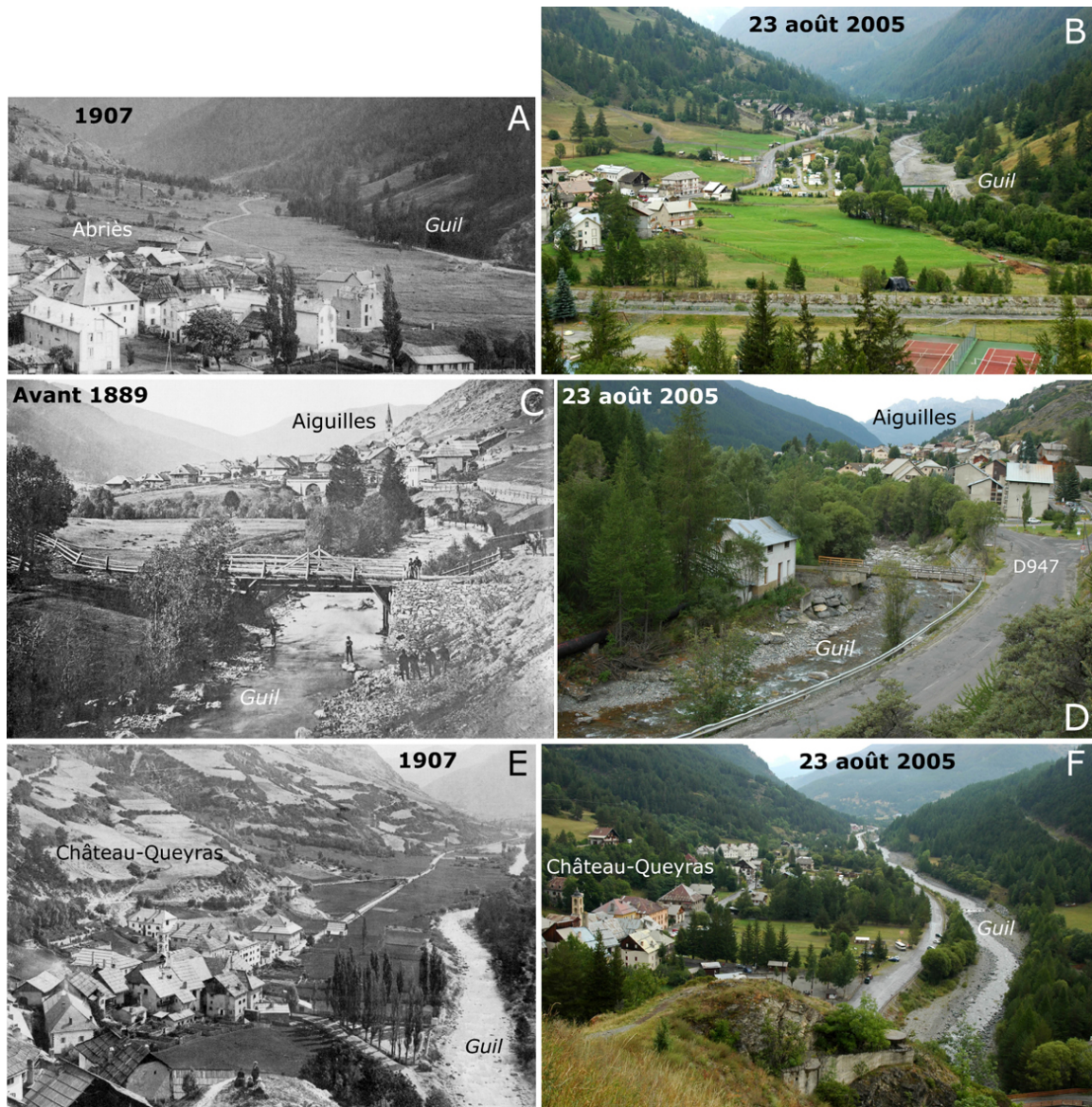


Figure 8.6 – Évolution de la vallée du Haut-Guil entre la fin du XIX^{ème}-début du XX^{ème} siècle et 2005, montrée par la comparaison de deux séries de photographies. A : Noter la bande active relativement étroite, la présence de la ripisylve mais des versants et fond de vallée peu boisés en raison d'une mise en culture importante (cliché Ferrand *et al.*, 2003). **B :** Noter la recolonisation forestière sur les versants et dans le fond de vallée. La largeur de la bande active est *grosso modo* la même que celle de la fin du XIX^{ème} siècle, malgré la mise en place du remblai de la D947 (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2005). **C :** Noter le chenal étroit au pied du versant de rive gauche, la ripisylve éparse, le fond de vallée et les versants (surtout en rive droite) occupés par des champs, et l'habitat groupé sur le cône du Bouchet (cliché Ferrand *et al.*, 2003). **D :** Le chenal, qui s'est élargi, est à présent bordé par une dense ripisylve, alors que l'habitat occupe une partie du fond de vallée, notamment en rive droite. Noter également le développement des activités touristiques (terrain de tennis sur le cône du Bouchet) et le reboisement des versants, lié à la déprise agricole et aux campagnes de reboisement conduites par la RTM et l'ONF (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2005). **E :** Noter les nombreux prés de fauche sur les versants et la présence d'une étroite bande active proche du village (cliché Ferrand *et al.*, 2003). **F :** Le Guil a toujours la même largeur, mais il s'est déporté vers la gauche (effet de la crue de 1957). Les versants sont beaucoup plus boisés alors que l'habitat et les activités touristiques se sont développés dans le fond de vallée (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2005).

Concernant l'impact humain, il a fallu déterminer le rôle joué par les aménagements et les activités humaines dans la dynamique de la bande active du Haut-Guil. Plusieurs variables semi-quantitatives ont été prises en compte : **expansion des pâturages, reboisement, mise en place de barrages de contrôle sur les affluents, rectification du chenal, constructions et structures dans le fond de vallée, pistes de ski.** Sur le demi-siècle passé, le **remblai** de la route départementale (D947) joignant Château-Queyras à La Roche Ecroulée, construit en rive droite du Guil, a joué un rôle essentiel tant au niveau de la contraction que de l'élargissement de la bande active. Sa participation au phénomène a pu être quantifiée (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004).

1.1.3.2 – Impacts hydromorphologiques des crues et risque

L'analyse diachronique des photographies aériennes (juin-juillet 1956 (IGN ; A23/3537-3697 ; 1/25.000), juin-juillet 1957 (IGN ; FR-086/150 ; 1/15.000), 22 septembre 1999 (IGN ; FD05/250 ; 1/25.000), 16 juin 2000 (RTM ; AERIAL 08-00.1266/732 ; 1/8.000) a permis de caractériser les impacts hydromorphologiques de la crue de juin 2000, et de les comparer à ceux de la crue de 1957. Cette action s'est faite après numérisation et rectification géométrique de tous les jeux de photos. L'analyse a été conduite dans deux buts : cartographie hydrogéomorphologique à grande échelle de sites spécifiques et analyse systématique des effets de la crue sur la bande active et des opérations de restauration du chenal par les aménageurs après la crue. La méthode reprend celle détaillée plus haut (paragraphe 1.1.3.1).

Des observations de terrain ont été réalisées avant (mai 1999 ; mai 2000) et après la crue (juillet 2000 ; mai et juillet 2001 ; mai, juillet et septembre 2002 ; mai 2003 ; mai et juillet 2004 ; mai 2005 ; août 2005 ; mai et juin 2006 ; mai et juin 2007). En particulier, celles-ci ont permis le levé systématique d'une **carte géomorphologique fine** au 1/6.000 intégrant les ajustements du lit du Haut-Guil et des versants après les crues de 2000.

Les **volumes nets accumulés** sur la surface des cônes torrentiels ont été quantifiées en reconstituant la géométrie 3D des épandages graveleux (Bourbon, 2002 ; Fort *et al.*, 2002 ; Debail, 2003 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005). La surface de référence pré-2000, à partir de laquelle s'est faite l'aggradation, a été identifiée par la présence de débris organiques et de sols enfouis. L'extension des dépôts a été mesurée sur le terrain et par photointerprétation. Le calcul du **volume sédimentaire total accumulé** sur un cône alluvial donné (VT ; en m^3) repose sur l'équation suivante :

$$VT = (SC \times EM) - VE \quad (44)$$

où SC = surface du cône alluvial actif durant la crue (en m^2), EM = épaisseur moyenne de sédiments accumulés (en m) et VE = volume érodé par les chenaux (en m^3).

Ce travail a été complété par la réalisation de nombreux **profils en travers** (32 sur le Guil, 19 sur dans le bassin du Ségure et 19 dans le bassin du Peynin). Les sections en travers ont été levées perpendiculairement à l'axe d'écoulement des flots de crue des principaux chenaux, en ayant recours à l'utilisation d'appareils de mesure (niveau, lasermetre, DGPS ; Thorne, 1998). Chaque section a fait l'objet d'une caractérisation granulométrique et hydraulique.

La **granularité des alluvions** mobilisées durant la crue a été déterminée après échantillonnage sédimentaire sur les sections transversales. Concernant la masse de graviers et de galets à échantillonner, Church *et al.* (1987) précisent que le percentile le plus grossier (D_{99}) ne doit pas excéder 1 % du poids total de l'échantillon. Dans l'étude, D_{99} n'a pas dépassé 5 %. Les mesures granulométriques ont été réalisées sur le terrain et au laboratoire en ayant recours aux techniques courantes recommandées par Wolman (1954), Folk (1980), Koulinski (1994) et Thorne (1998). Le grand axe des particules > 5 mm a été mesuré *in situ* en utilisant un pied à coulisse. Les particules < 5 mm ont été prélevées et analysées par tamisage à sec (norme AFNOR). Chaque échantillon a

été caractérisé par les valeurs de D_{30} , D_{50} et D_{90} , qui représentent le diamètre des particules pour lesquelles 30 %, 50 % et 90 % de la distribution granulométrique sont respectivement plus fins. Les valeurs représentant le mieux les caractéristiques de la distribution sont celles du D_{50} (Doyle et Shields Jr., 2000). Les trois percentiles cités ci-dessus ont été utilisés dans les calculs hydrauliques.

Plusieurs **paramètres hydrauliques** (puissance fluviale, force tractrice, capacité de transport) ont été quantifiés afin de déterminer les conditions hydrodynamiques et le volume de la charge de fond mobilisé par le Guil et ses affluents durant la crue de 2000.

La **puissance spécifique** (ω ; en W/m^2) a été calculée par la formule de Bagnold (1966 ; équation 15). Les données n'étant pas disponibles sur chacun des sites étudiés, le **débit de pointe** (Q ; en m^3/s) in Eq. 15 a été estimé par la formule de Rotnicki (1991 ; équation 19). L'équation de Jarrett (1984 ; équation 22) a été utilisée pour déterminer le coefficient de rugosité de Manning (n). La **puissance critique** (ω_{cr} ; en W/m^2) a été définie par la formule de Bagnold (1980), formalisée in Martin et Church (2000) par l'équation 30, et celle de Costa (1983 ; équation 31). La **force tractrice unitaire** (τ_0 ; en N/m^2) exercée par les flux de crue sur le fond des chenaux a été calculée par la relation de du Boys (1879 ; équation 13). La **force tractrice critique** (τ_{cr} ; en N/m^2) nécessaire à la mise en mouvement de la charge de fond dépend principalement de la granularité, en accord avec les relations de Costa (1983 ; équation 32) et de Lane (1953 ; équation 35).

L'absence de mesures directes a nécessité que soit estimée la **capacité de transport de la charge de fond** (Gilvear et Bradley, 1997 ; Ham et Church, 2000). Bathurst *et al.* (1987) puis Gomez et Church (1989) ont conclu que la formule de Schoklitsch (1962 ; équation 37) était la mieux adaptée aux chenaux graveleux de haute énergie. Les résultats obtenus avec cette équation ont été comparés avec ceux obtenus avec celle de Lefort (1991 ; équation 39).

1.1.4 – L'évolution récente du fond de vallée (1855-2005)

1.1.4.1 – Tendances générales

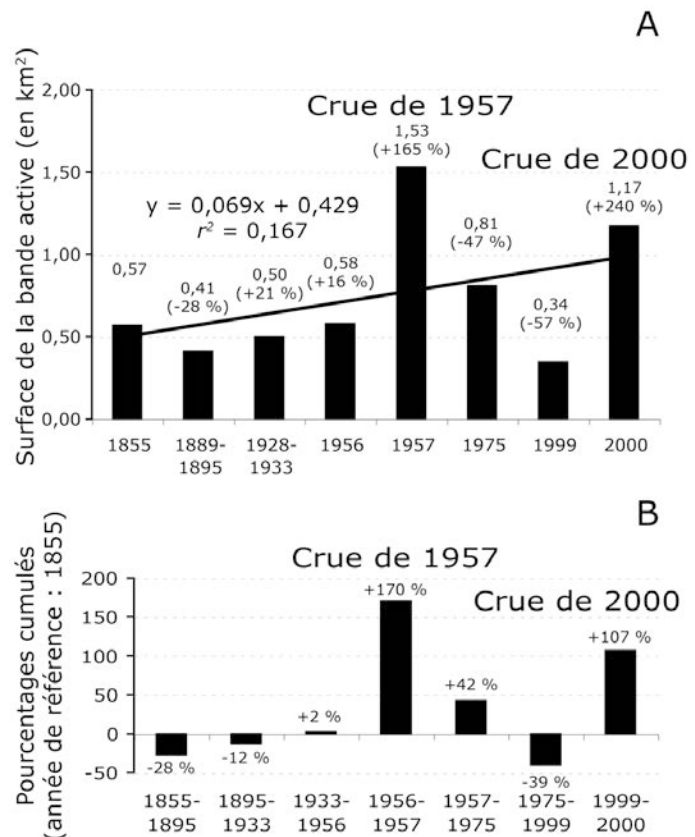
De façon générale, aucune tendance n'est statistiquement validée (**figure 8.7A**). On constate une forte variabilité longitudinale de la surface [coefficient de variation ($V = s/x = 0,560$) et de la largeur ($V = 0,583$) de la bande active et de l'indice de tressage ($V = 1,104$) entre 1855 et 2000. Le coefficient de variation de la sinuosité est faible ($V = 0,022$). La bande active s'élargit en même temps que l'indice de tressage se renforce dans les secteurs de plaine alors qu'elle se contracte dans les gorges ou dans les secteurs de confluence, là où le taux de tressage tend précisément à se réduire, voire à s'annuler. Des facteurs locaux (ponts) peuvent intervenir en réduisant sa largeur ou au contraire l'accentuer, comme en aval du cône du Peynin où l'onde de crue du Guil est réfléchi depuis le remblai de la D947 vers le front du cône en aval du pont. La variabilité spatiale 2D de la bande active dépend enfin pour beaucoup de l'évolution du régime hydrosédimentaire du Haut-Guil. La périodisation qui suit va permettre d'analyser le rôle des crues et la capacité de récupération (*i.e.*, temps de relaxation) de la rivière entre deux événements hydro-climatiques majeurs.

1.1.4.2 – Périodisation

Entre 1855 et 1956, le bassin du Haut-Guil a été affecté par onze crues. Dix d'entre-elles [1858 ; juillet 1897 (Guil) ; 19-25 septembre 1920 (Guil) ; 22 juin 1941 (Brasc) ; 29 août 1946 (Brasc) ; 12 août 1947 (Brasc) ; 24 juillet 1952 (Brasc) ; 8 juin 1953 (Peynin, Guil) ; 29 septembre 1953 (Guil) ; 21 août 1954 (Brasc)] ont été d'intensité modérée et d'extension variable. La crue des 12-15 mai

1948 (Bouchet, Guil) est certainement la plus intense de la période ; elle affectera plusieurs hameaux et communes du bassin-versant, dont Le Roux, Abriès, Aiguilles, Château-Ville-Vieille.

Figure 8.7 – Évolution de la surface de la bande active du Haut-Guil entre 1855 et 2000. A : Noter l'absence de tendance significative et l'impact des crues de 1957 et 2000 (augmentation de +165 % et +240 %, respectivement). B : Noter le cycle contraction-élargissement et le rôle prépondérant des grosses crues. En 2000, la bande active s'est accrue de 107 % par rapport à 1855.



Au total, plusieurs crues de faible magnitude affectent le bassin du Guil entre 1855 et 1956 ; leur fréquence se renforce entre 1941 et 1954. Aucune grosse crue n'affecte le bassin comme cela va être le cas pour la période suivante. La surface de la bande active a varié de 0,57 km² (1855) à 0,58 km² (1956), augmentant ainsi de seulement 2 % (figure 8.7A). La largeur prédominante est comprise entre 10 m à 20 m, jusqu'en 1956 où elle passe à 20-30 m, en raison du passage de plusieurs crues modérées quelques années auparavant, dont la crue de 1948 (figure 8.8).

Les 13-14 juin 1957, la vallée du Guil est balayée par une crue considérée comme l'aléa hydro-climatique de référence (débit maximal > Q_{100} ; 220 m³/s à Abriès, 315 m³/s à Aiguilles ; Koulinski et Lefort, 2000). La crue affecte la quasi-totalité du fond de vallée, provoquant, par sa compétence extrême (*i.e.*, blocs de 35 tonnes charriés dans les gorges de Château-Queyras), une forte remobilisation du matériel du lit ainsi que de nombreux sapements de berge et autres avalanches, glissements de terrain et coulées de débris sur les versants (Tricart, 1958 et 1961b). L'importance des apports sédimentaires par les drains inférieurs aboutit à une forte aggradation des cônes torrentiels. Au total, l'ensemble de l'hydrosystème subit de profonds changements hydromorphologiques et de lourds dommages, estimés à 100 millions de francs (Tricart, 1961a), soit ~ 15 millions d'euros. Dans les mois qui ont suivi le passage de la crue, une vaste opération d'aménagement du lit du Guil (chenalisation, remblai de la D947) et de celui de ses affluents a été menée là où les dégâts matériels avaient été importants (cf. *infra*).

L'analyse déduite des photographies aériennes montre que la crue de juin 1957 contribue à accroître fortement la surface (1,53 km²) de la bande active du Haut-Guil ; celle-ci augmente de 165 % par rapport à celle de 1956. L'élargissement est généralisé sur tout le tronçon, mais très variable selon les secteurs. Des variations importantes sont enregistrées non seulement dans les secteurs de

plaine (Les Faisans, La Chayme, Aiguilles, Les Planissaux, Château-Queyras) mais aussi dans l'axe des cônes torrentiels (La Garcine, Le Lombard, L'Aigue Agnelle) dont les fronts, qui constituent de véritables resserrements sédimentaires lors du pic de crue, sont sapés en fin de crue. Les variations maximales de largeur se situent au niveau des cônes, celui de l'Aigue Agnelle en particulier. On notera que les valeurs extrêmes d'élargissement progressent graduellement vers l'aval, conformément à l'accroissement de la capacité de la rivière.

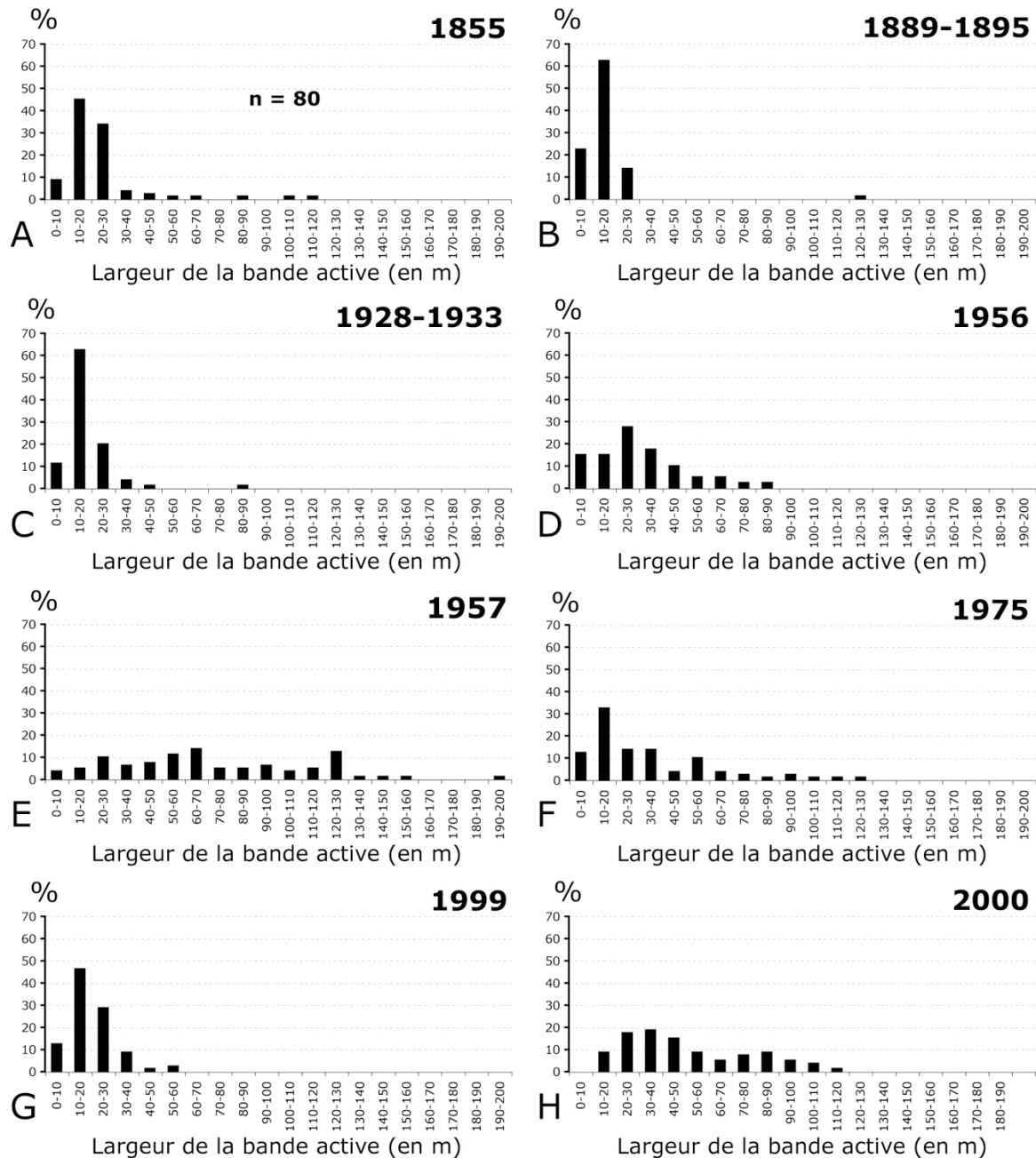


Figure 8.8 – Distribution en fréquences de la largeur de la bande active du Haut-Guil à différentes dates (1855, 1889-1895, 1928-1933, 1956, 1957, 1975, 1999, 2000), dérivée de 80 mesures pour chaque date. À noter les trois types de distribution : type 1 = tri et mode bien marqués, correspondant aux situations de rare crue (exemples : 1855, 1889-1895, 1928-1933, 1999) ; type 2 = étalement des histogrammes (mauvais tri), distribution plurimodale, correspondant aux situations de crue (exemples : 1957, 2000) ; type 3 = situation de relaxation en cours quelques années après le passage d'une à plusieurs crues d'ampleur modérée (exemples : 1956, 1975).

La période 1957-1999 est représentative de l'évolution de la bande active du Haut-Guil entre deux crues BFHM. Deux crues d'intensité modérée ont affecté le bassin, celles du printemps 1973 (Aigues-Agnelle) et du 26 juin 1994 (Aigues-Agnelle). En juin 1999, la surface de la bande active (0,34 km²) ne représente plus que 23 % de la surface en juin-juillet 1957 (**figure 8.7A**). Ce phénomène s'accompagne d'une contraction systématique de la bande active dont la largeur prédominante redevient de 10 m à 20 m (**figure 8.8**). Hormis sur quelques rares sites, l'intensité de la contraction est telle qu'elle permet à la bande active 1999 de rester en deçà des limites de celle en 1956. Ainsi, sa surface en 1999 représente seulement un peu plus de la moitié (58,6 %) de celle en 1956. On explique cette exacerbation de la contraction 1) par les aménagements (*i.e.*, le remblai de la D947) mis en place postérieurement à la crue de 1957 et 2) par l'absence d'événements hydro-climatiques véritablement morphogènes durant la période.

Du 10 au 14 juin 2000, le bassin du Haut-Guil est le siège d'une nouvelle crue BFHM. De fortes pluies, associées comme en 1957 à un phénomène de Lombarde, sont à l'origine de cet aléa. Contrairement à juin 1957, où les pluies ont été généralisées à l'ensemble du bassin, les cellules pluvieuses de juin 2000 se fixent essentiellement dans le secteur amont du Haut-Guil, autour du Mont-Viso, alors que la plupart des versants sont déjà déneigés.

Au total, l'impact hydro-géomorphologique de cette crue de récurrence trentennale (débit maximal à Abriès : 120 m³/s) est important : submersion et engravement des plaines alluviales, sapements de berge répétés, modifications significatives du tracé des chenaux, gros dégâts matériels estimés pour les seuls ponts, endiguements, remblais et route D947 à ~ 4,6 millions d'euros (Fort *et al.*, 2002 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005). Les effets morphodynamiques de cette crue sont d'autant plus remarquables que celle-ci est survenue après une phase de « calme hydrologique », à la différence de 1957, où la déstabilisation de l'hydrosystème avait été préparée par la série de crues entre 1941 et 1954 (cf. ripisylve discontinue et clairsemée sur les photographies aériennes de 1956).

La crue de juin 2000 entraîne une augmentation considérable de la surface de la bande active (1,17 km²), soit un accroissement de 240 % par rapport à celle de 1999 (**figure 8.7A**). L'augmentation en surface de la bande active s'accompagne d'un accroissement de sa largeur, qui atteint en moyenne 30-40 m, avec des variations comprises entre 10 m et 120 m (plaine de La Chayme ; **figure 8.8**).

Au total, on constate la bande active du Haut-Guil a plus que doublé (107 %) entre 1855 et 2000 (**figure 8.7B**). Sur la même période, on constate aussi une corrélation positive entre la largeur de la bande active et l'indice de tressage, alors que la sinuosité tend à se réduire durant les crues BFHM (**figure 8.9**).

1.1.4.3 – Bilan : quelle part attribuer à la variabilité hydro-climatique et au facteur humain?

De façon générale, la morphogenèse des milieux haut-alpins est étroitement dépendante de la fréquence et de la magnitude des aléas hydro-climatiques. En effet, les violents orages d'été ou d'automne sont capables d'un renforcement rapide de la compétence et de la capacité de transport des écoulements, aboutissant 1) sur les versants, à l'extension des ravinements latéraux et à la multiplication des coulées de débris – surtout en l'absence de couvert forestier protecteur – et 2) dans les fonds de vallée, à l'ajustement durable de la géométrie (élargissement, aggradation/dégradation) des lits torrentiels et à l'aggradation importante des cônes de déjection. Les coupes stratigraphiques récemment datées dans le bassin du Peynin (affluent de rive gauche du Haut-Guil) témoignent de la récurrence de tels phénomènes depuis au moins 4000 ans. Dans le

bassin du Haut-Guil, l'impact des aléas hydro-climatiques a pu être exacerbé 1) par les contraintes topo-structurales (*i.e.*, raideur des versants à contre-pendage tournés vers l'est et le sud-est) et lithologiques (*i.e.*, présence de schistes lustrés) et 2) plus localement par l'action des communautés agro-pastorales, sans que l'on puisse pour autant quantifier, sur le long terme, les effets morphogènes induits par chacun de ces paramètres. Néanmoins, le fait que ce haut bassin montagnard 1) soit longtemps resté en marge des grandes zones de peuplement et 2) ait toujours conservé des secteurs inexorablement voués à l'érosion et à la fourniture de débris (couloirs/cônes d'avalanche et cônes d'éboulis en contrebas de corniches schisteuses, ravinements sur des pentes > 50 %, incision et sapements latéraux dans les lits torrentiels) permet d'accorder *a priori* un poids plus important au facteur hydro-climatique dans l'évolution morphodynamique à long terme de la vallée.

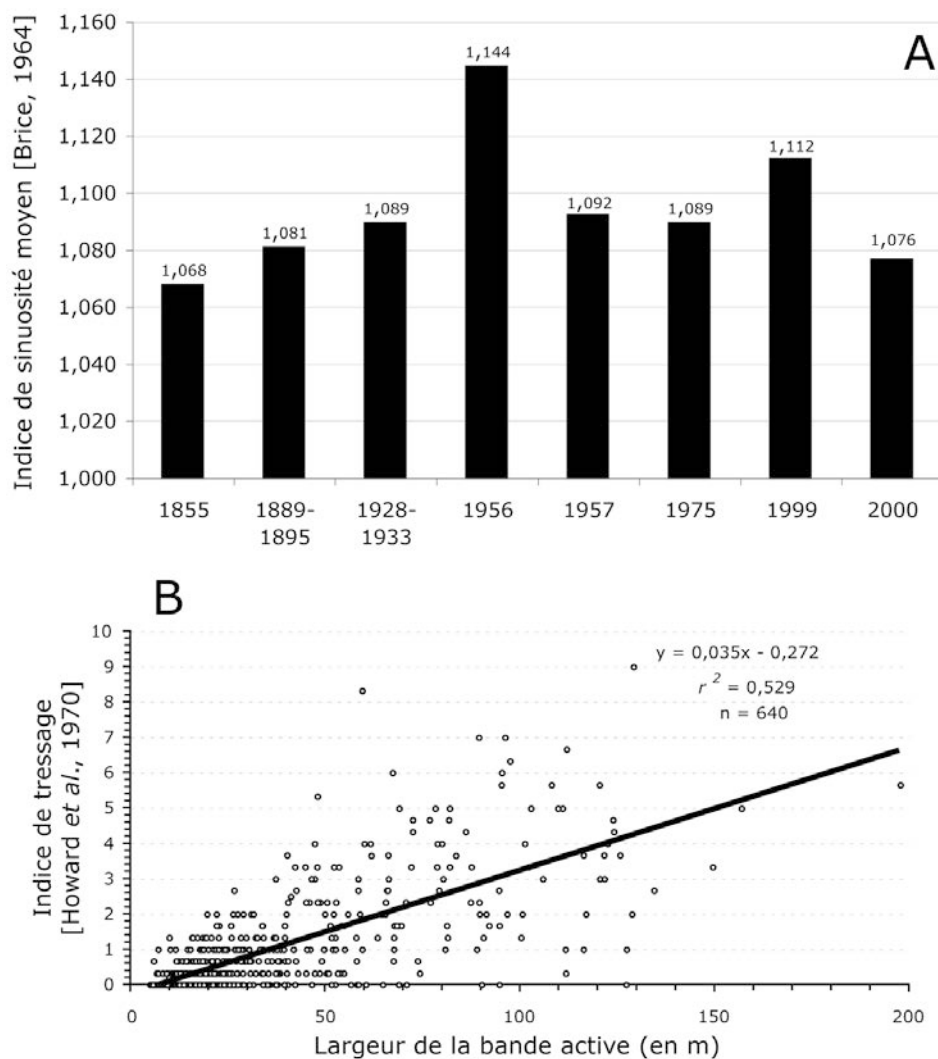


Figure 8.9 – Évolution de la sinuosité et du tressage en fonction de la largeur de la bande active dans le Haut-Guil. A : Évolution de l'indice de sinuosité entre 1855 et 2000. Entre 1855 et 1956 puis, dans une moindre mesure entre 1957 et 1999, la sinuosité augmente en raison de l'absence de crues majeures. La sinuosité décroît brutalement après le passage des grosses crues (1957 et 2000). Le chenal est légèrement moins sinueux en 2000 qu'en 1957. **B :** Corrélation entre la largeur de la bande active et l'indice de tressage entre 1855 et 2000. On note une assez bonne corrélation entre les deux variables, le coefficient de détermination (r^2) étant significatif avec un risque d'erreur (α) égal à 0,02 [d'après Arnaud-Fassetta et Fort, 2004].

L'action humaine : un facteur secondaire. Depuis 150 ans, le bassin a été l'objet d'une anthropisation dont les modalités sont rappelées sur la **figure 8.10**. Les actions anthropiques sur le milieu ont eu des effets hydro-morphologiques variables. L'extension des cultures, des pâturages mais surtout des pistes de ski a contribué à augmenter les pics de crue et le développement des coulées de débris et des glissements de terrain. *A contrario*, le reboisement des versants a réduit les pics de crue et l'extension des coulées de débris et des glissements de terrain. La pause de barrages de contrôle dans le talweg des affluents du Guil a atténué la pente hydraulique ainsi que la puissance spécifique, la capacité de transport potentielle et la compétence des cours d'eau. Ce phénomène est contrecarré par les effets inverses liés à la rectification des chenaux (augmentation de la capacité du chenal, réduction de la compétence, de la puissance spécifique et de la capacité de transport). La construction de zones bâties dans la plaine alluviale a contribué à tasser les sols, atténuant ainsi la capacité d'infiltration des sols, et à réduire la largeur de la bande active et les zones de dissipation. Ces dernières ont surtout été réduites par la mise en place du remblai de la D947, qui a renforcé *de facto* les pics de crue, la compétence, la puissance spécifique, la capacité de transport, l'incision du chenal, tout en contribuant à une importante diminution de la largeur de la bande active du Guil.

En fait les actions anthropiques ont produit des effets souvent opposés. Mais le seul effet réellement décisif des actions humaines dans la vallée a été la pause du remblai de la D947. Omniprésente, cette structure a été construite en rive droite du Haut-Guil, dans les gorges, au niveau de la concavité basale des versants, voire même dans la plaine alluviale (**figure 8.11**). Elle constitue assurément la structure la plus contraignante dans le fond de vallée et sa présence a eu des implications tant du point de vue de l'élargissement que de la contraction de la bande active du Haut-Guil. L'impact qu'il a produit sur le fonctionnement du fond de vallée a été quantifié. Constitué de matériaux meubles, le remblai de la D947 se comporte comme un « fusible » permettant à la bande active du Haut-Guil de gagner rapidement en largeur lors des crues BFHM. Sa destruction a été quasi-générale en 1957 mais plus spécifique de la partie amont du Haut-Guil en 2000, conformément à la vigueur de l'événement, plus élevée en amont. Lorsque le remblai a résisté, il a repoussé l'élargissement sur la rive opposée, et l'a même renforcé en cas de réflexion de l'onde de crue sur la structure. Par ailleurs, le remblai intervient en rompant le contact entre les versants et la plaine alluviale. L'alimentation latérale ne se fait plus qu'en des secteurs précis (cônes, sections sans remblai).

Enfin, le remblai de la D947 a participé au phénomène de contraction entre 1957 et 1999 (**figure 8.11C**). La structure a été construite dans l'emprise de la crue de 1957 et en a réduit la largeur de la bande active de 28 % par rapport à 1957. C'est donc un facteur de contraction non négligeable mais celui-ci ne permet pas d'expliquer 100 % du phénomène. L'autre facteur important reste le fait qu'**aucun événement hydro-climatique BFHM** n'a affecté la vallée du Haut-Guil durant cette période, hormis celui du printemps 1973, de magnitude largement inférieure à celles de 1957 ou 2000. Il faut donc tenir compte de ces deux facteurs (*i.e.*, absence de grosses crues, déconnexion artificielle d'une partie de la plaine alluviale) pour expliquer la contraction de la bande active entre 1957 et 1999. Une recolonisation du fond de vallée par la **végétation** a pu s'opérer et jouer comme **facteur aggravant** de la contraction.

La variabilité hydro-climatique : une action décisive. Les crues BFHM jouent un rôle déterminant dans la dynamique latérale de la bande active et plus largement dans la morphogenèse du fond de vallée. Ceci a pu être montré par deux fois en 150 ans, lors des crues de 1957 et de 2000. L'impact hydro-géomorphologique des crues BFHM est en général proportionnel à la magnitude de l'aléa. Ainsi, la crue de 1957 a été globalement plus morphogène que celle de 2000.

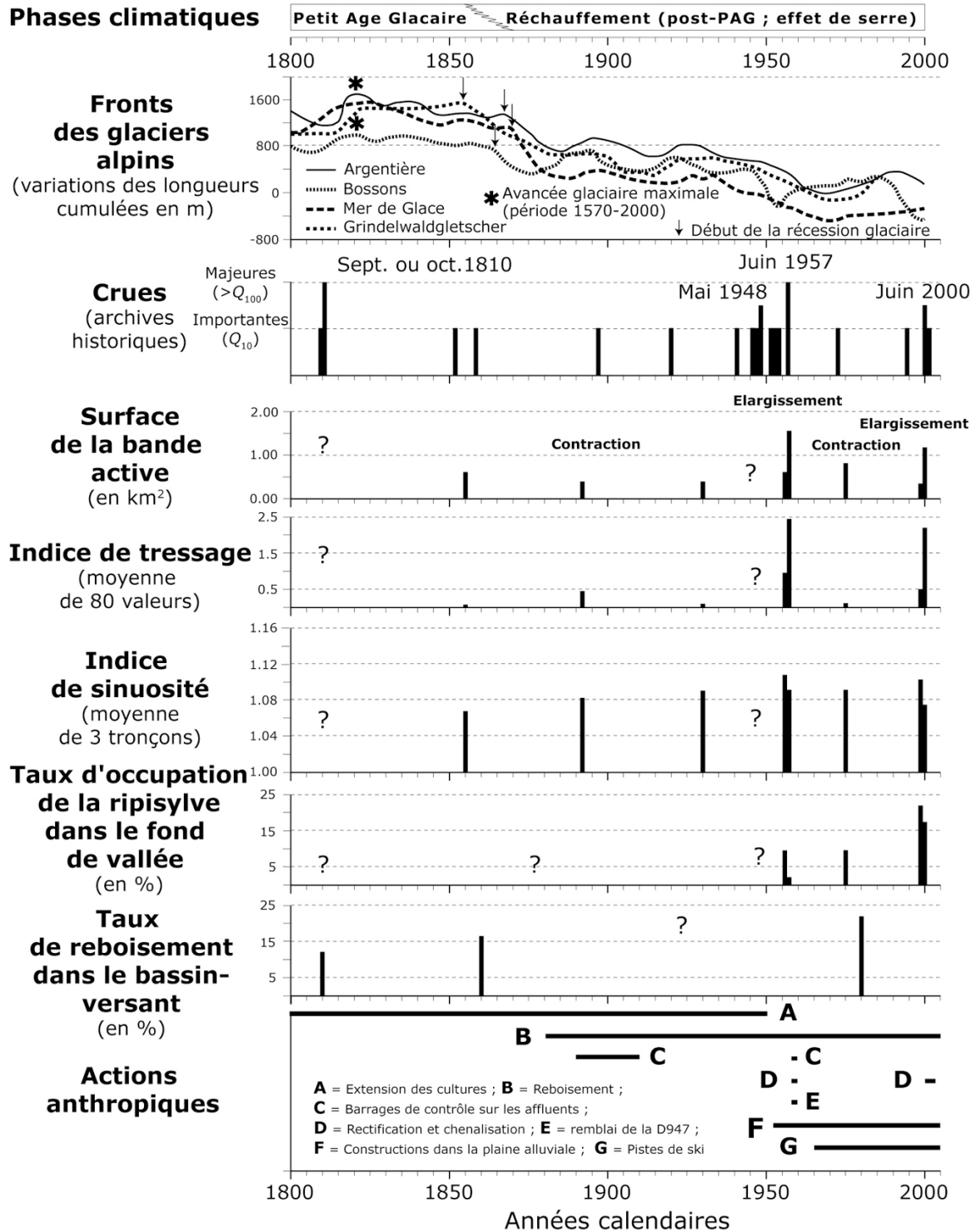


Figure 8.10 – Synthèse et mise en perspective de l'évolution récente de la bande active du Haut-Guil avec les facteurs climatiques et humains.

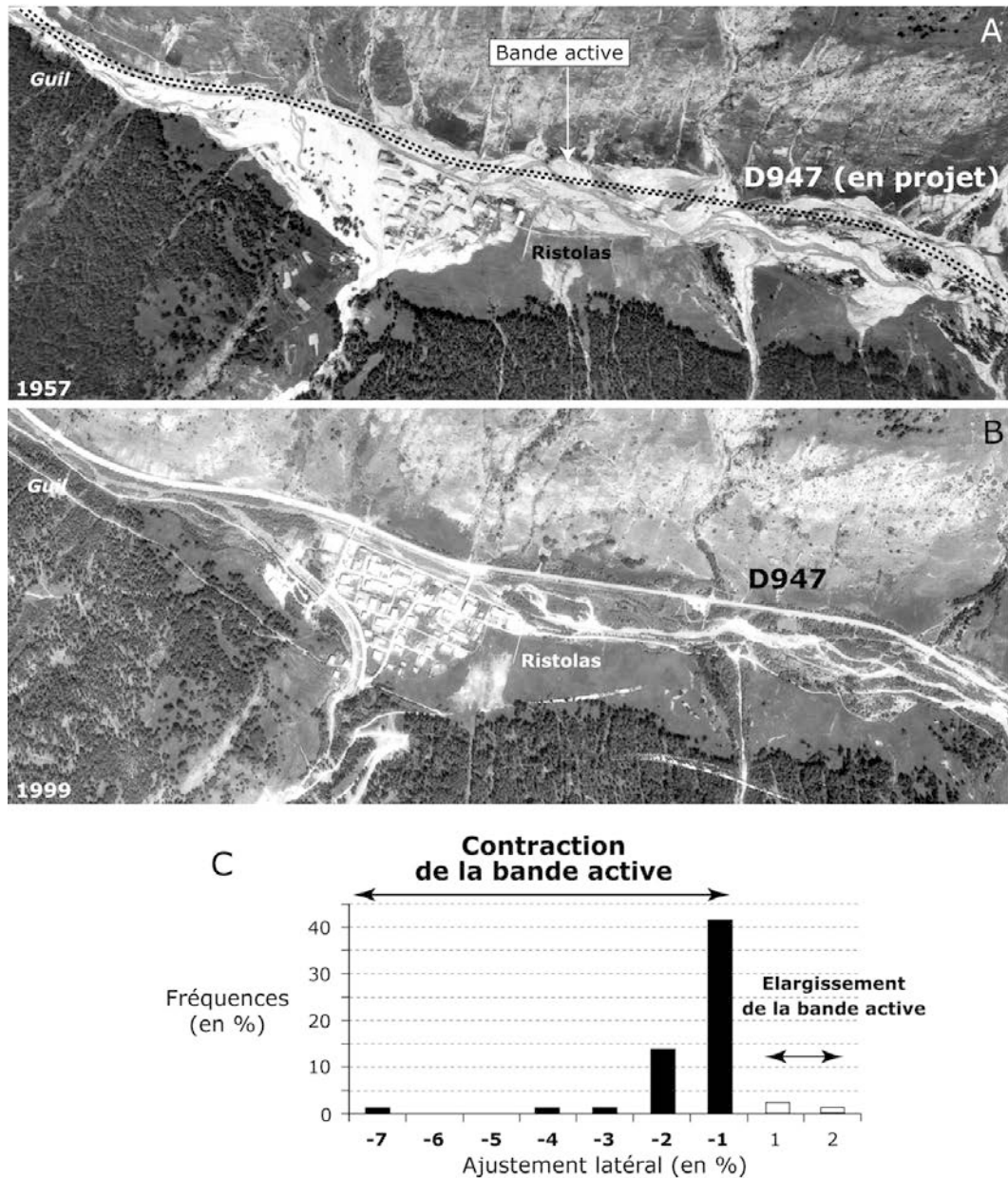


Figure 8.11 – Contraction de la bande active du Haut-Guil entre 1957 et 1999. A et B : Impact du remblai de la D947 (clichés IGN). **C :** Ajustement de la largeur de la plaine alluviale du Haut-Guil suite à la mise en place du remblai de la D947 en 1957 (quantification à l'échelle des 23 km étudiés). La bande active s'est le plus souvent contractée de 0 à 33 % par rapport à 1957 (mode -1 = 42 %). -7 = contraction de 75,00-77,78 % (/ 4-4,5) ; -6 = contraction de 71,43-75,00 % (/ 3,5-4) ; -5 = contraction de 66,67-71,43 % (/ 3-3,5) ; -4 = contraction de 60,00-66,67 % (/ 2,5-3) ; -3 = contraction de 50,00-60,00 % (/ 2-2,5) ; -2 = contraction de 33,33-50,00 % (/ 1,5-2) ; -1 = contraction de 0,00-33,33 % (/ 1-1,5) ; 1 = élargissement de 0-50 % (x 1-1,5) ; 2 = élargissement de 50-100 % (x 1,5-2).

Cependant, on notera que la crue de 2000, même si elle n'a pas atteint le débit record de celle de 1957, reste quand même l'aléa qui a engendré la plus grande variation de surface de la bande active (+240 % entre 1999 et 2000 contre +165 % entre 1956 et 1957). Ce résultat est bien sûr à nuancer dans la mesure où, à la différence de la situation en 2000, la crue de 1957 est survenue dans un contexte où la bande active avait été élargie lors du passage, quelques années auparavant (entre 1941 et 1954), par plusieurs crues de magnitude modérée, dont la crue de 1948. Malgré cela, par rapport à la crue de 1957, la crue de 2000 a été plus morphogène dans le quart amont du Haut-

Guil. Ceci est confirmé par l'indice de tressage, dont les valeurs en 2000 dépassent celles de 1957 et par les variations 1957-2000 de la largeur de la bande active, généralement positives et de plus forte amplitude dans la partie amont du bassin. Plusieurs facteurs contribuent à expliquer cette situation : 1) la présence en 2000 de cellules pluviométriques centrées sur la partie amont du bassin, 2) le caractère réduit, en 2000, du couvert neigeux, y compris sur les versants amont, alors qu'en 1957, l'enneigement était encore très abondant (Tricart, 1958) et 3) une contrainte latérale moins forte en 2000, due à des cônes torrentiels moins développés qu'ils ne le furent en 1957. En aval de l'Echalp, certains secteurs ont été élargis en 2000, de sorte que la limite de la bande active a pu parfois légèrement dépasser celle de 1957. Il en a été ainsi dans la plaine des Praynas puis entre la plaine des Ribes et la plaine d'Aiguilles (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005). Ces élargissements localisés expriment le besoin qu'a le Haut-Guil de dissiper son énergie et sa puissance dans les secteurs de moindre pente (*i.e.*, essentiellement dans les plaines).

Ainsi, on attribue le dépassement des limites de la crue de 1957 non pas à une hydrologie plus abondante mais aux effets de la réduction (sur place et/ou en amont) de la surface des zones de dissipation naturelles suite à la mise en place du remblai de la D947 et de la réduction de la sinuosité. La morphogenèse du fond de vallée est donc liée avant tout à la magnitude de l'aléa, mais le facteur humain peut en atténuer ou en renforcer les effets.

1.1.5 – Aléas de crue, vulnérabilité et risque torrentiel

À partir de relevés précis de terrain complétés par l'analyse de photos aériennes (Fort *et al.*, 2002 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005), les impacts hydromorphologiques des crues de 1957 et de 2000 ont pu être détaillés dans les sous-bassins et dans la plaine alluviale du Guil et les secteurs vulnérables cartographiés, permettant ainsi un regard croisé sur les risques dans la vallée et la façon dont ils doivent être traités.

1.1.5.1 – L'impact hydromorphologique dans les sous-bassins torrentiels

Lors de la crue de juin 2000, les drains de premier ordre fonctionnèrent en **laves et/ou écoulements torrentiels hyperconcentrés**, transportant une abondante charge mixte composée de fines et de blocs dont certains dépassaient $3,65 \text{ m}^3$ dans le talweg de la Peyronelle. La granularité des blocs observés a permis de quantifier la compétence maximale (2,7 m), pour une puissance spécifique des flux de crue estimée à 5489 W/m^2 (Fort *et al.*, 2002). Le Plan de l'Alpe du Ségure fut recouvert d'épandages de 50 cm d'épaisseur moyenne sur une superficie de $0,1 \text{ km}^2$. Les torrents affluents de rive gauche du Peynin (Peyronelle, Trois Arbres, Four à Chaux) furent particulièrement actifs (**figure 8.12**). Une grande partie de ces débris s'accumulèrent au niveau des ruptures de pente ; 12.000 m^3 de sédiments ont par exemple été déposés sur le cône de la Peyronelle. À l'important volume de charge abandonnée sur ce cône s'ajoute l'imbrication spectaculaire des blocs au front des coulées, qui rend compte de la puissance des flux (**figures 8.12 et 8.13**). Les placages de boue et les écorces arrachées sur parfois plus d'un mètre cinquante de hauteur au-dessus des dépôts montre aussi l'effet de « peigne » exercé par les arbres. Enfin, les multiples chenaux creusés dans la partie inférieure du cône ont permis des apports substantiels aux drains principaux.

Au niveau des confluences s'observe le plus souvent une concentration de blocs métriques, double effet de la rupture de pente et d'un changement dans les modalités de transport (passage des coulées de débris/écoulements hyperconcentrés au charriage torrentiel ; **figure 8.12**). Une grande partie des alluvions mobilisées par les drains inférieurs a rejoint les affluents du Guil (Peynin, Ségure), dans lesquels les processus alternent entre érosion (défonçage du pavage) et

remblaiement (accumulation de bancs graveleux à blocs décimétriques). La décroissance granulaire des débris vers l'aval, observée sur de courts segments, est en fait contrecarrée par la recharge en blocs de gros calibre, réinjectés dans le système au niveau des confluences (rive gauche), par sapement de berge et/ou par apports directs des versants (glissements) comme cela a été observé dans les gorges aval du Maloqueste, du Ségure et du Peynin.

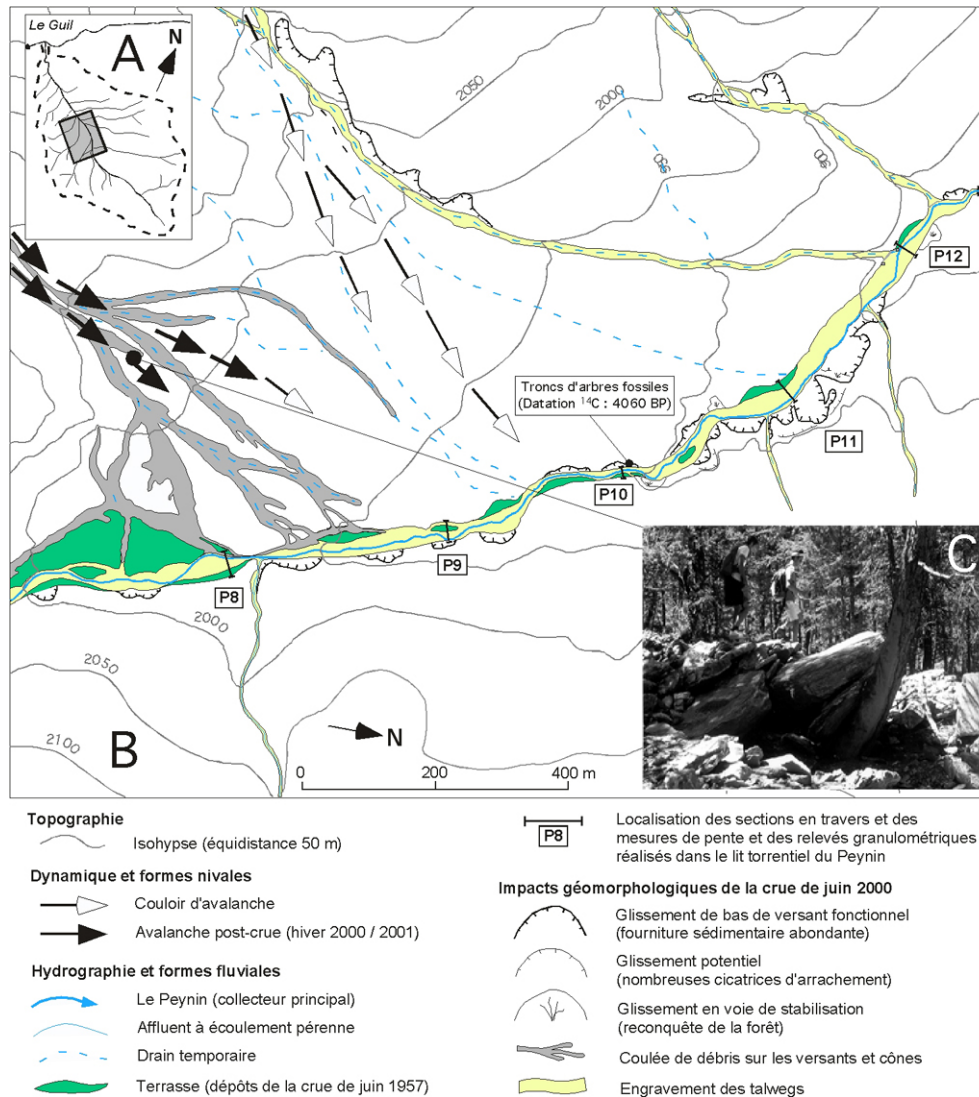


Figure 8.12 – Croquis morpho-hydrologique des impacts de la crue torrentielle du 13 juin 2000 dans la partie médiane du bassin du Peynin (levés de terrain 2000-2001) [d'après Fort *et al.*, 2002]. A : Localisation du secteur étudié dans le bassin du Peynin. B : Carte géomorphologique. C : Imbrication de blocs pluri-métriques déposés dans le mélèzin de la Peyronelle (cliché M. Fort, 2000).

La concentration des eaux, grossies par les eaux peu chargées des versants de rive droite, a permis à la fois la **mobilisation** de la **charge de fond** et l'**érosion** des **berges** d'une part, le **dépôt** dans le **chenal** de bancs de matériaux très grossiers et mal triés d'autre part. Sur le Ségure, les engrèvements déposés par la crue de 1957 ont été en grande partie repris par la crue de juin 2000, mais les apports directs des versants ont été limités en aval du fait des travaux de correction réalisés après 1957. Dans les gorges aval, non corrigées, du Maloqueste et du Peynin en revanche, les versants ont abondamment alimenté ces torrents en charge solide (mélange de très gros blocs et de fines), engendrant des pulsations de laves torrentielles dont les dépôts ont atteint l'apex des cônes de confluence avec le Guil.

L'énergie torrentielle délivrée dans les bassins d'altitude fut donc considérable (figure 8.13) : le long du torrent du Peynin, nous avons estimé les puissances spécifiques entre 227 W/m^2 et 1404 W/m^2 , alors que sur le Ségure, elles ont été estimées légèrement en deçà, de 121 W/m^2 à 1350 W/m^2 . Ces valeurs sont proches mais supérieures à celles qui ont été estimées dans la partie amont du Haut-Guil (63 W/m^2 to 1128 W/m^2). Toutes ces valeurs sont minimales. Au total, le torrent du Peynin a acquis au cours de la crue une capacité de transport comprise entre 112.952 m^3 (équation 37) et 152.036 m^3 (équation 39). Celle du Ségure fut moindre [45.147 m^3 (équation 39) à 50.286 m^3 (équation 37)], sans doute en raison des ruptures de charge imposées par les ouvrages de correction du lit torrentiel, mis en place après 1957. Dans la partie amont du Haut-Guil, la capacité de transport a été estimée entre 37.133 m^3 (équation 39) et 63.999 m^3 (équation 37).

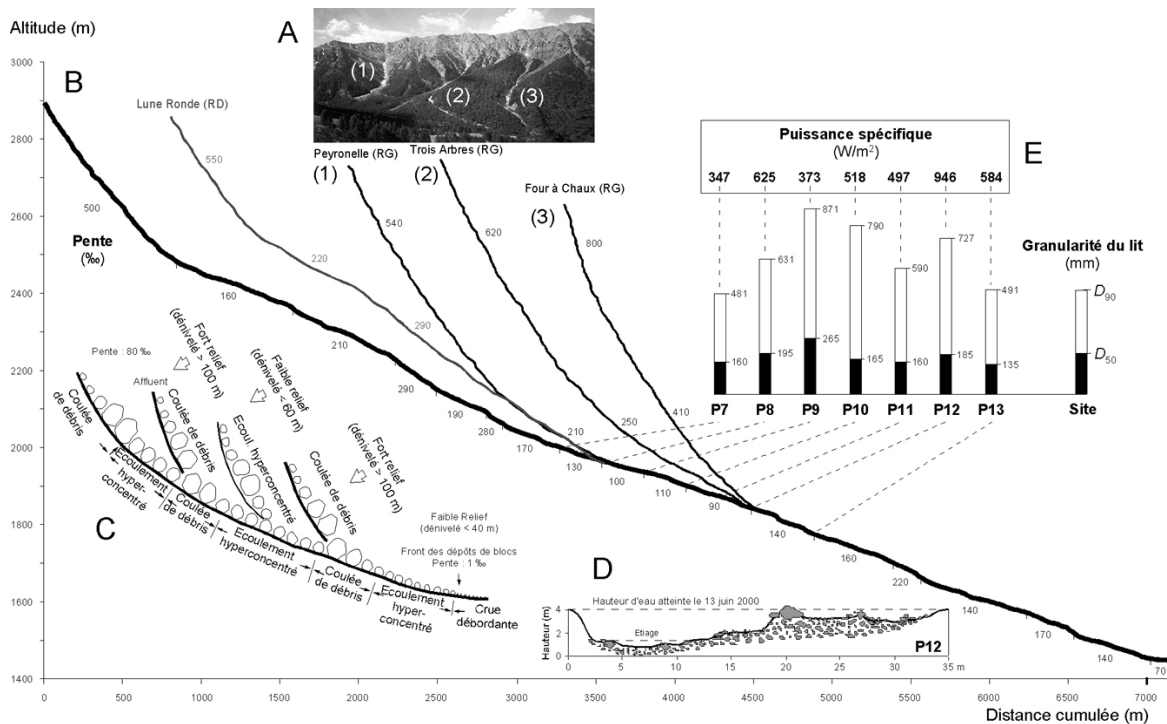


Figure 8.13 – Caractéristiques hydrosédimentaires de la crue du 13 juin 2000 dans le bassin-versant du Peynin [d'après Fort et al., 2002]. A : Vue des bassins de la Peyronelle des Trois Arbres et du Four à chaux (cliché M. Fort, 2000). **B :** Profils longitudinaux des talwegs. **C :** Modèle proposé par Ohmori et Shimazu (1994) pour définir dans les bassins montagnards les relations entre énergie du relief, pente longitudinale et modalités d'écoulement. **D :** Exemple de section en travers ayant permis de mesurer la granularité du lit et d'estimer les puissances spécifiques. **E :** Estimation des puissances spécifiques dans le torrent du Peynin en juin 2000.

1.1.5.2 – Les impacts hydromorphologiques dans la plaine alluviale du Guil

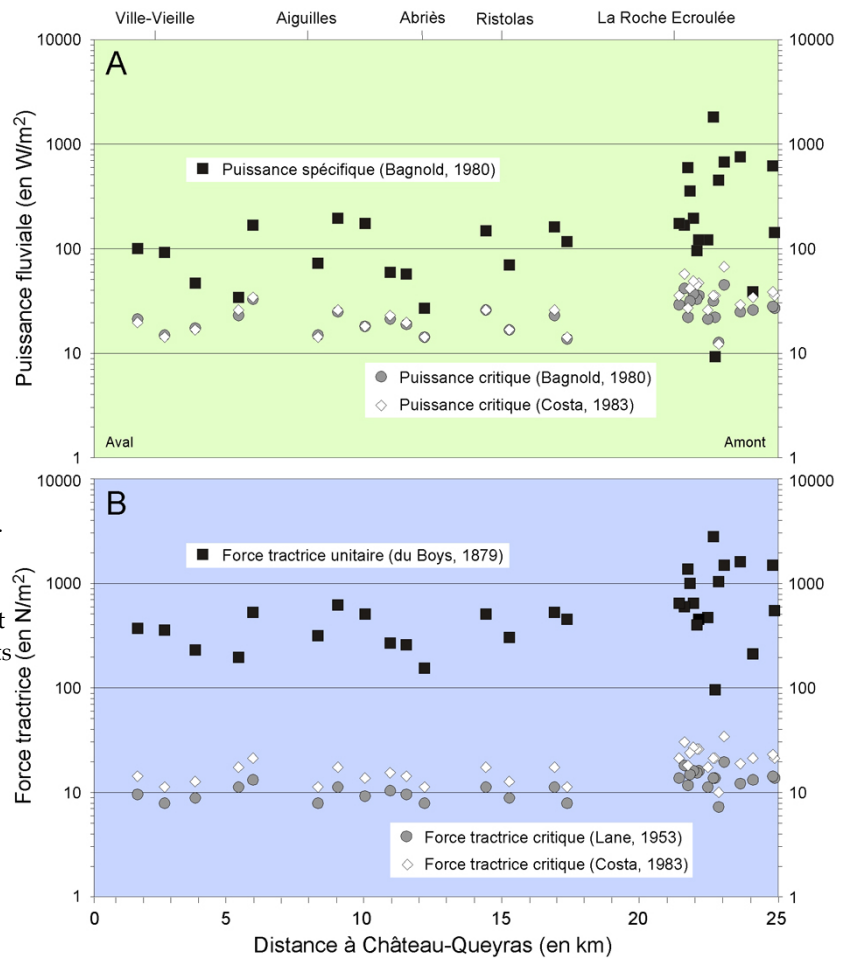
En aval de la Roche Écroulée, la crue de juin 2000 a atteint un débit estimé à $120 \text{ m}^3/\text{s}$ à Abriès et à $180 \text{ m}^3/\text{s}$ à Aiguilles (1957 : $315 \text{ m}^3/\text{s}$; Koulinski et Lefort, 2000), pour un débit moyen annuel de $6 \text{ m}^3/\text{s}$ et un débit moyen en juin de $18 \text{ m}^3/\text{s}$ à Aiguilles. La puissance spécifique ($71\text{-}276 \text{ W/m}^2$), toujours supérieure à la puissance critique (figure 8.14), explique la très forte capacité de transport, estimée entre 17.242 m^3 (équation 37) et 19.603 m^3 (équation 39).

L'un des impacts majeurs de la crue de juin 2000 a été l'engravement d'une grande partie de la plaine alluviale et le sapement généralisé des berges. Très localement, les terrasses de 1957

ont été érodées. D'une façon plus systématique, des changements de tracé ont permis à la rivière de réoccuper *pro parte* un espace investi au cours des dernières décennies par des équipements variés (endiguements, captages d'eau, routes, campings, zones artisanales, pistes de ski...). En fait, le Guil a réoccupé un « espace de liberté » qu'il avait lui-même façonné et envahi lors de précédentes crues. Le Guil a aussi modifié son style fluvial : en 1999, le Guil s'écoulait dans un chenal unique, localement chenalisé, bordé par la ripisylve et des bancs graveleux. Après la crue de 2000, le chenal devient tressé et beaucoup plus large, alors que la ripisylve est arrachée en de nombreux endroits et les structures hydrauliques sérieusement endommagées.

Figure 8.14 – Variation longitudinale des puissances fluviales (A) et des forces tractrices dans le Haut-Guil en juin 2000 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005].

La fluctuation importante des conditions hydrauliques est liée aux variations de pente. Les puissances et les forces critiques ont partout été dépassées lors de la crue, expliquant ainsi l'abondance des sédiments mobilisés et la forte capacité de transport estimée.



Les plus lourds dommages furent enregistrés dans le **village d'Aiguilles** où les eaux du Guil, au sortir des gorges de Preyt, s'engouffrèrent avec vigueur dans la Plaine des Ribes et ouvrirent un nouveau chenal en rive gauche du Pont de Peynin, détruisant au passage plusieurs installations commerciales (**figures 8.15 et 8.17**). En rive droite du pont, les débordements détruisirent une piscine et endommagèrent un restaurant. Un kilomètre plus en aval, le Guil a été repoussé sur sa rive droite par les apports du Peynin ($15.000\ m^3$ de sédiments déposés sur son cône ; Beaudouin, 2001 ; **figure 8.16**), entraînant la destruction d'une partie du remblai de la D947 (**figure 8.15B**).

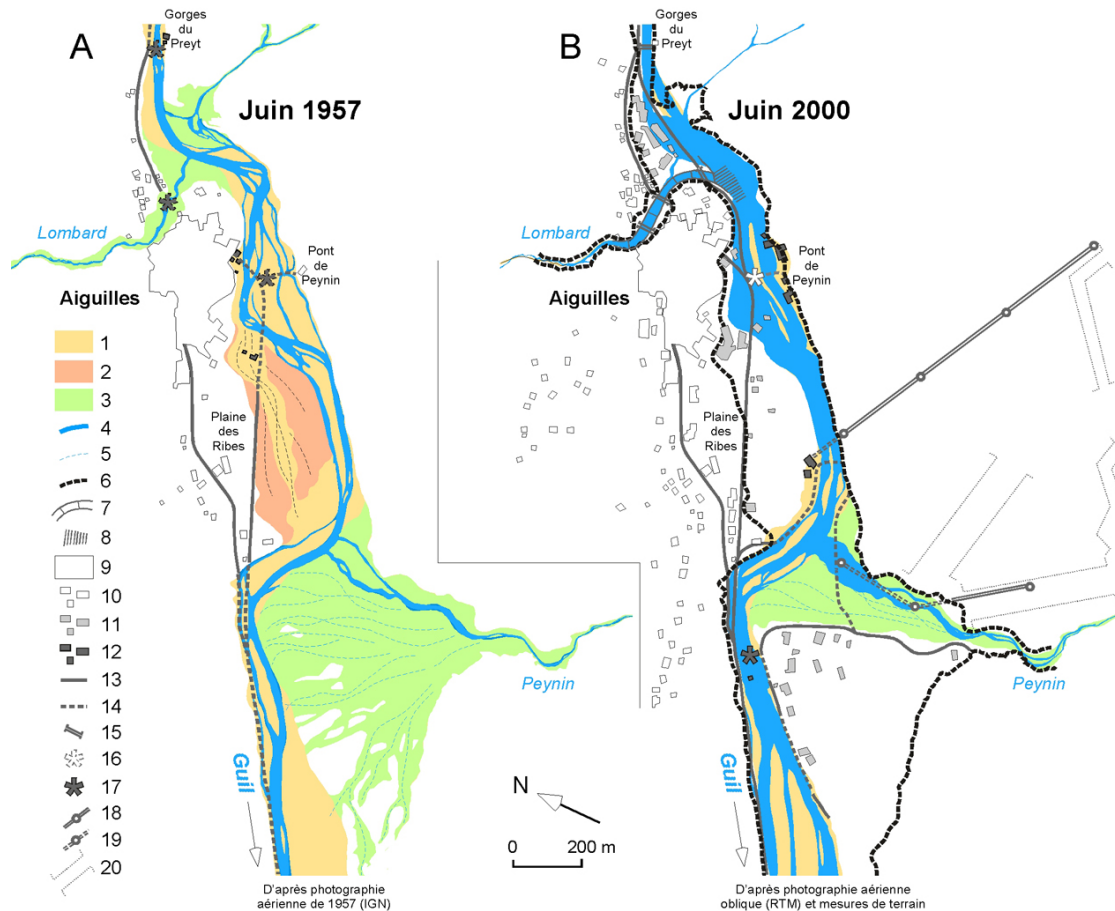


Figure 8.15 – Cartes comparatives montrant l'impact hydromorphologique des crues du Guil et les changements d'occupation du sol dans la Plaine des Ribes (Aiguilles) entre 1957 et 2000 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005]. La construction de nombreuses habitations et l'implantation de zones d'activités dans l'emprise de la crue de 1957 ont accru la vulnérabilité humaine dans la plaine alluviale du Guil et sur le cône torrentiel du Peynin. 1 = bande active de 1957 ; 2 = plaine alluviale ; 3 = zone d'aggradation (cône torrentiel) ; 4 = chenal principal ; 5 = chenaux secondaires ; 6 = limite de la plaine d'inondation de 1957 ; 7 = structure de contrôle des crues (enrochements, seuils) ; 8 = structure de contrôle de l'incision du chenal (pavage de blocs) ; 9 = village ; 10 = constructions mises en place dans la plaine d'inondation depuis 1957 ; 11 = constructions présentes en 1957 et non inondées en 2000 ; 12 = habitat endommagé ; 13 = route ; 14 = route endommagée ou détruite ; 15 = pont ; 16 = pont remblayé ; 17 = pont endommagé ou détruit ; 18 = télésiège ; 19 = télésiège endommagé ou détruit ; 20 = piste de ski.

Figure 8.16 – Série séquentielle de photographies montrant les changements produits sur le cône torrentiel du Peynin avant (A), pendant (B), quelques heures après (C) et quelques semaines après la crue de juin 2000 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005]. Avant la crue de 2000, le cône était partiellement occupé par une zone artisanale (rive gauche) et par des pistes et des structures pour le ski (rive droite). Le 13 juin au matin, la rive droite est engravée par les flots de crue. La capacité de transport



du Peynin, renforcée au débouché des gorges étroites en amont, explique l'abondance des débris subitement déposés. Quelques semaines après, un chenal rectiligne est artificiellement ouvert en rive gauche, alors que la rive droite est nivelée par les bulldozers afin de restaurer la piste de ski (A : cliché PNRQ, 1999 ; B : cliché Chris de B., 2000 ; C : cliché RTM, 2000 ; D : cliché M. Fort, 2000).



Figure 8.17 – Le Pont de Peynin à Aiguilles pendant et après la crue de juin 2000 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005]. A : 13 juin 2000. Vue aérienne oblique montrant le Pont de Peynin partiellement remblayé et la défluviation du Guil sur la rive gauche ; la section mouillée du chenal est de 82 m² (cliché RTM, 2000). B : 14 juin 2000. Détail du Pont de Peynin remblayé aux trois quarts par les alluvions du Guil avant la défluviation ; la section mouillée sous le pont est réduite à 8,68 m² (cliché PNRQ, 2000). C : Juillet 2000. L'ancien chenal du Guil a été restauré (creusement à la pelle mécanique) ; ses déblais graveleux servent à la construction de merlons sur les deux rives et au remblaiement artificiel du chenal de défluviation située dans une zone d'activités (cliché M. Fort, 2000). D : Mai 2002. Le creusement à la pelle mécanique du chenal du Guil a provoqué un phénomène d'érosion régressive qui affecte les piles du pont. Des enrochements de berge ont été construits pour protéger la rive droite et l'hôpital d'Aiguilles en aval alors que la rive gauche n'a pas été équipée (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2002).

1.1.5.3 – Discussion : le rôle de l'anthropisation dans l'hydrodynamique et l'impact des crues

L'anthropisation du fond de vallée se marque par des interventions directes dans le lit des cours d'eau et par des modifications récentes de l'occupation des sols.

Les aménagements hydrauliques post-1957 : une efficacité relative. De façon générale, l'étude comparée des conséquences morphologiques des crues de 1957 (Tricart, 1958 et 1961) et de 2000 montre l'efficacité des ouvrages de correction réalisés après 1957 sur le Ségure, le Lombard et l'Aigue Agnelle. Les effets sur l'aval habité de ces bassins versants, fortement atteints par la crue, n'ont été que minimales ; la dégradation du chenal endigué de Ville-Vieille en 2000 est davantage imputable à un entretien défectueux qu'à une mauvaise conception de l'ouvrage (**figure 8.18**).

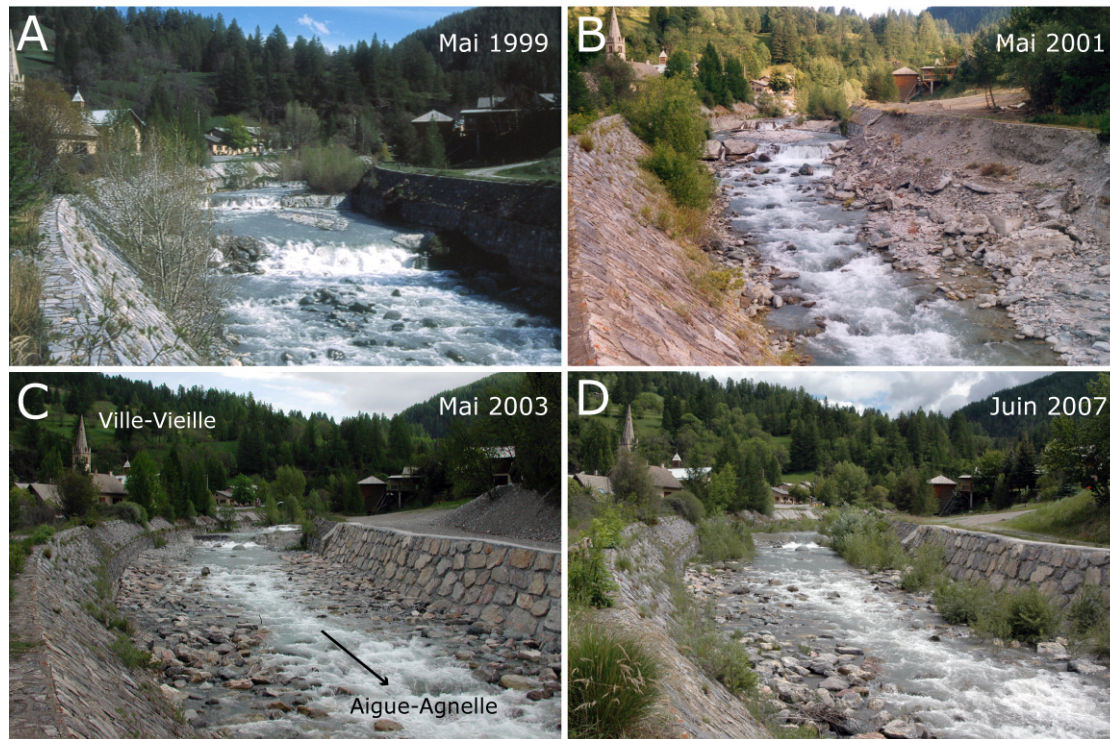


Figure 8.18 – L'équipement hydraulique de l'Aigue-Agnelle sur son cône torrentiel à Ville-Vieille [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005, complété]. A : Équipements hydrauliques (berges maçonnées, seuils ; cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999). B : Noter les importants dégâts causés aux structures lors de la crue de 2000, dus à l'incision et à l'élargissement du chenal en rive gauche (convexe ; cliché M. Fort, 2001). C : Durant l'été 2002, le plancher alluvial a été enroché, réduisant substantiellement la section mouillée du chenal ; tous les seuils n'ont pas été reconstruits (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2003). D : Le lit s'encombre de débris alors que la ripisylve est en train de se développer, accroissant la rugosité du lit et réduisant encore la section mouillée (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2007).

Mais son efficacité contre une crue de plus forte magnitude que celle de 2000 peut être réellement mis en doute, dans les conditions actuelles de restauration. En fait, les dégâts se sont surtout produits sur le cône du Peynin non aménagé alors même que des expertises en avaient montré la vulnérabilité (Koulinski, 2000). Enfin, les ponts sous-calibrés ou les discontinuités amont-aval des structures hydrauliques ont été des facteurs aggravants de l'impact de la crue. À Aiguilles, le Pont de Peynin est responsable de la défluviation du chenal du Guil en rive gauche (figure 8.17 A et B).

L'extension de l'occupation du sol dans la plaine alluviale et ses impacts hydrodynamiques. Les modifications récentes de l'occupation des sols ont joué un rôle évident dans le déroulement et les effets de la crue de juin 2000, en restreignant les possibilités de respiration de la rivière et en accroissant les enjeux liés aux mutations économiques (touristiques en particulier) des quarante dernières années. La comparaison des situations en 1957 et en 2000 montre le rôle joué par les changements d'occupation des sols comme facteurs aggravants de l'impact des crues. Avec l'abandon de l'activité agro-pastorale au profit des activités touristiques d'hiver et d'été, de nombreuses constructions et infrastructures se sont développées dans la zone inondable. Implantés dans la plaine d'inondation, les campings peuvent être inondés en période de crue, comme cela s'est produit dans le Camping du Gouret en juin 2000. Certaines structures installées dans la plaine alluviale ont réduit la capacité des chenaux : c'est le cas des parkings (Roche Ecroulée, Echalp) et des pistes de ski de fond, généralement construites sur des remblais. Une contraction artificielle des chenaux s'est également produite dans les sections en gorge, avec

la mise en place du remblai de la D947 et des structures transversales (barrages). Situées en rive droite du Guil, elles ont exacerbé les phénomènes d'érosion (arrachement, glissement, sapement). La conséquence en a été l'accroissement des écoulement hypersaturés en fines et le renforcement de la morphogénèse dans les plaines alluviales aval (**figure 8.15 A et B**).

1.1.5.4 – Conclusions : les mesures actuellement appliquées et celles préconisées pour atténuer le risque de crue

Le long des sections naturelles ou urbanisées, l'une des actions très rapidement conduite après la crue de 2000 a été la **contraction du chenal** par des merlons construits avec la charge de fond du Guil (**figure 8.19A**). Ces levées graveleuses, placées parallèlement au chenal, ont été construites afin de limiter le tressage et forcer la rivière à inciser, réduisant ainsi la fréquence des débordements. Cependant, cette action sur la dynamique torrentielle peut paraître illusoire pour plusieurs raisons : le pavage réduit considérablement l'incision durant les crues annuelles ; s'il est défoncé, l'incision provoquée augmente la hauteur critique des berges qui deviennent ainsi plus exposées au sapement/glissement ; entre les merlons, la capacité du chenal reste insuffisante pour absorber les crues décennales à trentenales ; durant les crues extrêmes, les merlons offrent peu de résistance car ils sont construits avec des alluvions que la rivière a largement la compétence de remanier. Dans ces conditions, le chenal a tendance à s'élargir et à se remblayer, maintenant un risque fort dans la plaine alluviale (**figure 8.19A**).

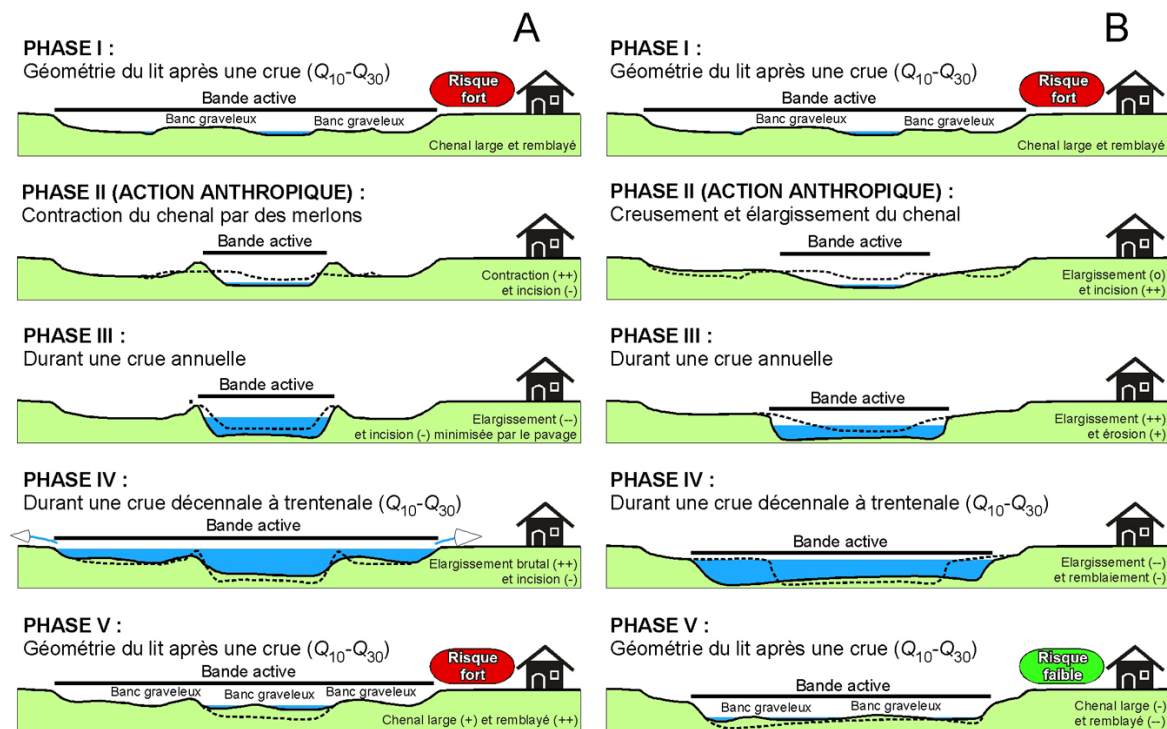


Figure 8.19 – Deux façons de concevoir la gestion des écoulements torrentiels dans la haute vallée du Guil, avec des effets distincts en termes hydromorphodynamiques et de risque [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005]. A : Les actions conduites actuellement (corsetage du chenal d'étiage, remblaiement des marges de la bande active de juin 2000). **B :** Nos préconisations (élargissement du chenal). Noter que la section mouillée est identique dans les deux cas.

Une approche alternative à la précédente est basée sur l'**élargissement du chenal** du Guil, afin de maintenir une capacité suffisante pour permettre l'écoulement de la crue trentennale (**figure 8.19B**). Cette approche reste encore à l'état de préconisation. Pourtant, c'est bien sur elle que

repose la conception des ouvrages mis en place après 1957, la plupart d'entre-eux ayant été correctement calibrés pour la crue trentennale. Reste que de façon générale, dans les hydrosystèmes montagnards, il est préférable d'éviter de construire dans le fond de vallée et les structures (ponts, endiguements, enrochements...) mises en place doivent être ajustées à la dynamique de la rivière.

1.1.6 – Conclusions

Une approche basée sur les documents d'archives, les stratigraphies alluviales, la photointerprétation et l'hydraulique torrentielle, a permis de montrer que **le Haut-Guil échappe au fonctionnement séculaire décrit sur les cours d'eau préalpins**. Depuis 1855, la bande active du Haut-Guil a connu une alternance de courtes phases d'élargissement et de tressage actif, liées au passage de crues BFHM (celles de 1957 et de 2000 en particulier), et de phases plus longues de contraction durant lesquelles la recolonisation forestière dans le fond de vallée accompagne la réduction du taux de tressage (**figure 8.20**). Cette thèse relativise donc le rôle joué par les actions humaines, considérées comme facteurs aggravants ou atténuateurs de la variabilité hydro-climatique, privilégiée comme le paramètre de contrôle essentiel du fonctionnement hydromorphodynamique de la plaine alluviale.

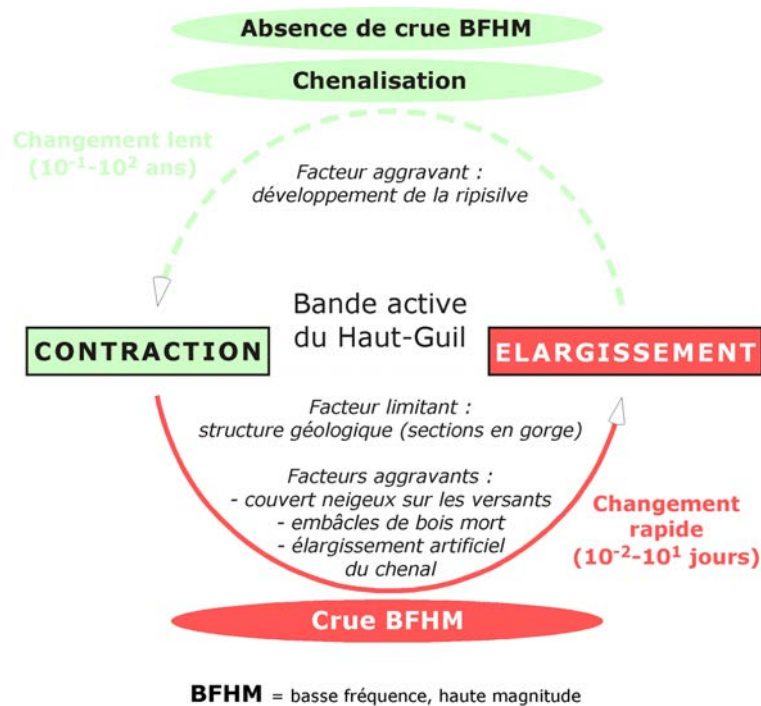


Figure 8.20 – Mode de fonctionnement de la bande active du Haut-Guil [d'après Arnaud-Fassetta et Fort, 2004].

Les travaux réalisés sur les crues de 1957 et de 2000 ont permis de **cartographier les impacts hydromorphologiques**, de quantifier les **bilans d'érosion** sur les versants, dans les talwegs des sous-bassins, sur les cônes de déjection et dans la plaine alluviale du Haut-Guil. Ils ont aussi permis d'apprécier la **vulnérabilité humaine et matérielle** dans le fond de vallée et de juger de l'efficacité des structures destinées à atténuer l'impact des crues et le risque torrentiel. En particulier, les mesures préconisées par les bureaux d'étude et adoptées par les autorités compétentes ne vont pas toutes dans le sens d'une atténuation efficace et significative des risques de crue. Nos travaux ont proposé un **modèle de restauration de la plaine alluviale et des lits**

torrentiels, qui intègre le fonctionnement du Guil en crue, et non pas seulement, comme c'est le cas actuellement, celui des hautes eaux ordinaires.

Cette réflexion générale sur le fonctionnement des plaines alluviales et l'aménagement du lit des cours d'eau haut alpins rejoint, on va le voir, les problématiques posées dans d'autres rivières méditerranéennes, notamment celles qui drainent le bassin de l'Aude, pourtant situées dans des tranches d'altitude plus basses.

1.2 – Le bassin de l'Argent-Double (Aude, Montagne Noire/piémont du Minervois)

1.2.1 – Introduction et problématique

Aujourd'hui, les hydrosystèmes doivent être aménagés à travers des logiques qui intègrent le concept de développement durable (Werrity, 2006). Ce positionnement implique que les travaux hydrauliques réalisés dans les plaines alluviales par les ingénieurs soient à la fois de bonne qualité et efficaces pour réduire le risque de crue à sa valeur minimale. Dans l'aire méditerranéenne, il est difficile de réduire ce risque car les crues sont brutales et souvent très destructrices. Les événements survenus au cours des vingt dernières années dans le sud de la France ont confirmé ce point de vue. Durant l'automne 1999, plusieurs départements du sud-est français ont été touchés par des crues et des inondations de grande ampleur, les plus importantes depuis celle de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine le 22 septembre 1992. Après la crise, la situation a mis en lumière l'urgence de mesures destinées à atténuer l'impact de tels événements dans la plaine alluviale. Pour cela, le recours à des solutions durables a été plus que jamais requis. **Les objectifs de cette étude sont de définir les aléas de crue dans le bassin de l'Argent-Double (affluent de rive gauche de l'Aude) et de montrer quelles sont les mesures qui ont été adoptées après la crue de 1999 et celles qui restent souhaitables afin de réduire l'impact des grandes crues et minimiser le risque torrentiel.**

Plusieurs raisons nous ont conduit, **Monique Fort, Albert Plet et moi-même**, à choisir le bassin-versant de l'Argent-Double comme secteur d'étude : son **fonctionnement hydromorphodynamique** pendant la crue de 1999 fut comparable à celui des autres proches affluents de rive gauche de l'Aude (Orbiel, Ognon, Cesse) ; les effets de la crue ont pu être mesurés dans deux unités morphostructurales et biogéographiques distinctes (**montagne** et **piémont**) ; le bassin s'inscrit dans la zone qui a reçu **les plus fortes précipitations** (400-500 mm) lors de l'événement ; le **Canal du Midi** a entravé sérieusement l'écoulement des flux de crue dans la partie aval ; le bassin hydrographique est équipé à la Redorte d'une **station hydrologique** dont les données d'archives ont permis le calcul des hauteurs d'eau et débits de référence ; la **dynamique récente de l'occupation du sol** est représentative de la région du Minervois (extension des bourgs ruraux, des vignobles et des vergers) ; le Syndicat Intercommunal de l'Aménagement Hydraulique des Berges de l'Argent-Double (**SIAHBAD**) est l'unique structure en place à même d'apporter une réflexion et une action dans le domaine de la gestion du risque hydrologique à l'échelle du bassin-versant.

1.2.2 – Caractéristiques physiques et humaines du bassin-versant

Affluent de l'Aude, l'Argent-Double [longueur : 36 km ; ordre 4 (Strahler, 1957)] est un cours d'eau à méandres (indice de sinuosité : 1,7) au régime de type méditerranéen torrentiel. Il

draine un bassin-versant de 113 km² qu'il est possible de découper en deux unités hydromorphodynamiques distinctes (figure 8.21).

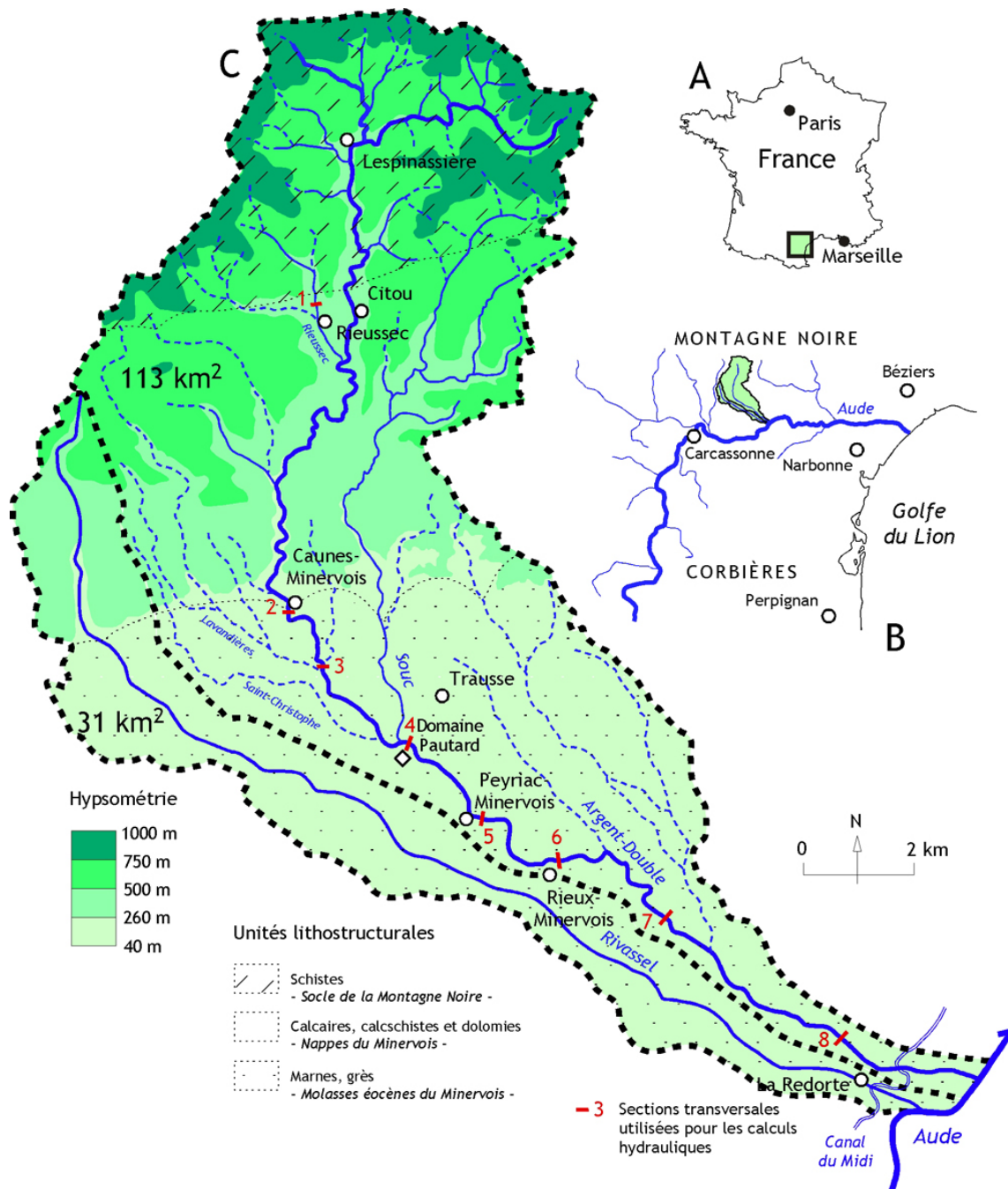


Figure 8.21 – Caractéristiques du bassin-versant de l'Argent-Double [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002, modifié]. A : Localisation de l'Argent-Double dans le bassin de l'Aude. B : Physiographie, hydrographie et lithostructure du bassin-versant de l'Argent-Double.

Dans la **partie montagneuse** du bassin [de la source (1050 m) à Caunes-Minervois (180 m)], l'Argent-Double, qui s'écoule en deux branches lors des tous premiers kilomètres, devient unique à partir de Lespinassière où il reçoit de nombreux affluents d'ordre 1-2 comme le Ruisseau de Rieussec. Son tracé s'inscrit dans les terrains schisteux et sédimentaires de la Montagne Noire. La puissance des écoulements lors des crues est soutenue par un chenal à forte pente (1,7-21 %). Très encaissé dans les passages en gorge, le fond de vallée s'assoit dans le substrat géologique ou

sur un tapis peu épais d'alluvions grossières. Le stockage sédimentaire est limité aux secteurs élargis de la plaine alluviale, entre deux passages en gorge. Des villages flanqués sur les versants en pente raide (ex. : Citou), ou situés à la confluence des lits torrentiels (ex. : Rieussec), alternent avec des habitats isolés le plus souvent implantés au contact entre les bas de versants et la plaine alluviale, ou parfois dans le lit majeur. Au total, les nombreuses possibilités de reprise des alluvions et des colluvions quaternaires, l'ablation des lits rocheux eux-mêmes, associées à la forte instabilité des pentes schisteuses (foirages), font de cette partie amont du bassin-versant la principale zone de fourniture en débris pour la partie aval, et en premier lieu pour le piémont.

Sur le **piémont** [de Caunes-Minervois à La Redorte (53 m)], l'Argent-Double conserve un tracé en méandres peu encaissés dans les roches le plus souvent tendres de l'Eocène ou dans les anciennes formations alluviales quaternaires. L'amointrissement de la pente (0,3-1,5 %), et la rupture de charge sédimentaire qui en découle, profitent à la plaine alluviale qui s'épaissit et s'élargit brusquement (150-500 m). Les lits fluviaux, occasionnellement encombrés de bancs sablo-graveleux dans la convexité des méandres, bénéficient ainsi d'un espace de liberté et de possibilités plus grandes de divagation lors des crues débordantes. L'Argent-Double reçoit en rive gauche son principal affluent, le Ruisseau du Souc (longueur 13 km, ordre 3), susceptible de venir grossir ses apports sédimentaires lors des fortes crues (**figure 8.22A**). En aval de La Redorte, l'Argent-Double s'écoule sous le Canal du Midi avant de confluer avec l'Aude à 38 m d'altitude.

Dans la **plaine alluviale** de l'Argent-Double, plusieurs types d'**enjeu** sont concernés par les aléas de crue. Quatre bourgs ruraux (**figure 8.22 B à E**) sont traversés ou situés à proximité du cours d'eau. À Caunes-Minervois (1510 hab.), l'Argent-Double traverse axialement le village mais l'essentiel de l'espace bâti est situé sur la terrasse moyenne. Peyriac-Minervois (1014 hab.) et Rieux-Minervois (2106 hab.) se développent en rive droite de cette même terrasse mais leur bas-quartiers sont situés dans la plaine d'inondation, de part et d'autre des ponts qui permettent de franchir le cours d'eau. Enfin, le cas de La Redorte (1051 hab.) est à part : relativement éloigné de Rieux-Minervois par une vaste plaine cultivée, il est aussi légèrement perché en rive droite et son expansion s'arrête sur l'obstacle du Canal du Midi, dont le tracé est perpendiculaire à celui de l'Argent-Double et du Rivassel. La vulnérabilité vient ici de l'extension récente de lotissements et d'une maison de retraite située dans la plaine d'inondation du Rivassel, rivière située au sud de l'Argent-Double. Partout ailleurs, les espaces vulnérables sont situés à l'aval des localités et correspondent à des installations de type collectif : terrains de sports, tennis, piscine, campings, stations de pompage, stations d'épuration. Hormis des secteurs d'habitat concentré, quelques corps de bâtiments isolés se trouvent dans la plaine d'inondation entre Caunes-Minervois et Peyriac-Minervois, comme au Vivier, à Pautard (confluence Souc/Argent-Double), au Moulin de Pautard et dans la plaine des Agales.

En dehors de la traversée des bourgs, l'Argent-Double est bordé par une **ripisylve** (peupliers, acacias, roseaux) susceptibles de provoquer des embâcles durant les crues. Les **pratiques culturelles** sont dominées par quelques secteurs d'arboriculture fruitière implantés dès le début des années 70. Mais le plus remarquable reste l'occupation progressive du lit majeur par les vignobles. Les plantations en occupent en effet tout ou partie, descendant parfois jusqu'au ras des berges, ou en arrière du rideau végétal constitué par la ripisylve. La vigne est conduite soit en ceps sur gobelets, soit sur fils (par palissage), ce qui augmente alors la rugosité de la plaine et favorise les embâcles lors des crues. Enfin, des regroupements de jardins familiaux (*i.e.*, les « hortos ») sont localisés en rive gauche de l'Argent-Double à Peyriac-Minervois et à Rieux-Minervois. Leur extension est figée depuis le début des années 70. Le dessin du parcellaire montre une organisation en micro-parcelles de quelques dizaines de mètres carrés, cloisonnées et

desservies par des rigoles d'irrigation cimentées (*i.e.*, les « béals »), alimentées par des prises d'eau sur l'Argent-Double.

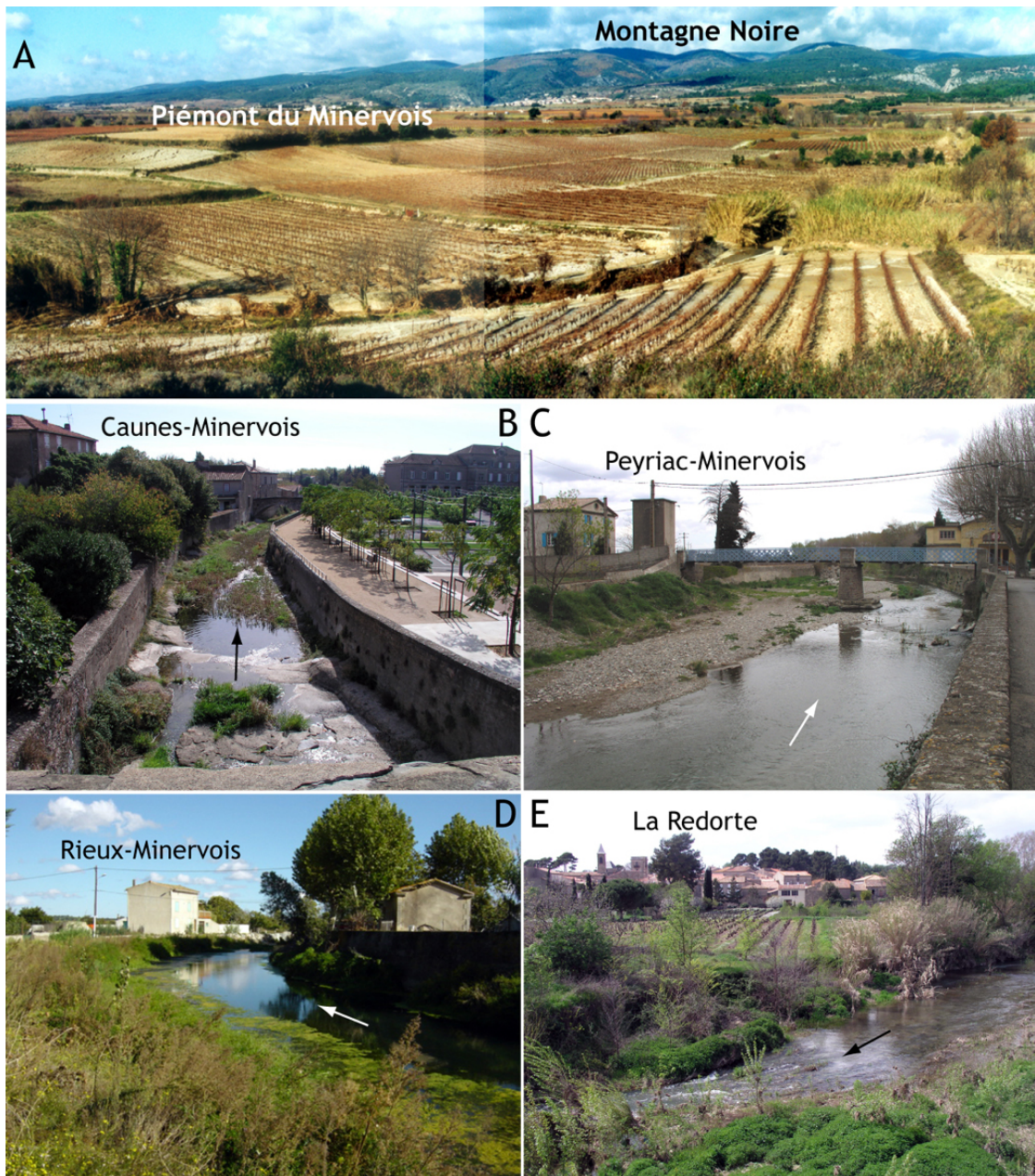


Figure 8.22 – Le bassin-versant de l'Argent-Double et les enjeux humains en quelques photographies. A : Vue panoramique du contact entre la Montagne Noire et le piémont du Minervois, après la crue de novembre 1999. Au premier plan, le lit du Souc, affluent de l'Argent-Double (cliché M. Fort, 1999). **B :** Caunes-Minervois (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2003). **C :** Peyriac-Minervois (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2004). **D :** Rieux-Minervois (cliché S. Solly, 2003). **E :** La Redorte (cliché M. Fort, 2004).

L'équipement hydraulique de l'Argent-Double date de la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle et de la première moitié du XX^{ème} siècle, période marquée par une récurrence des crues (**figure 8.26**). Des longueurs de murs en maçonnerie ont été édifiées localement, suite aux crues de 1930, pour protéger les berges. Un profil longitudinal levé en 1938 montre que la plupart des seuils existait déjà : ce sont soit des seuils de fond bétonnés pour contrôler le niveau d'enfoncement du cours d'eau, soit des seuils de prises d'eau pour l'irrigation. D'autres

techniques font appel aux digues bétonnées et aux gabions métalliques pour fermer les brèches et/ou pour éviter les phénomènes d'affouillement à la base des structures. L'utilisation des enrochements est plus rare.

À partir de juin 1963, l'aménagement hydraulique du bassin de l'Argent-Double a été confié au **Syndicat Intercommunal pour l'Aménagement Hydraulique du Bassin de l'Argent-Double (SIAHBAD)**, suite à la crue de novembre 1962 (Plet *et al.*, 2002). Ce syndicat a ainsi pour but l'aménagement du territoire des communes situées dans le bassin de l'Argent-Double. Les objectifs annoncés sont : d'une part l'hydraulique fluviale, l'aménagement du lit et des berges de la rivière, la régularisation de son débit et la protection contre les crues, d'autre part l'hydraulique agricole et quelques travaux annexes (aménagement des affluents et des ruisseaux du bassin). Seul, le premier objectif sera privilégié. En effet, entre 1963 et 1996, les huit opérations effectuées se sont surtout concentrées sur le lit mineur du cours d'eau (recalibrage, réparation et création de seuils pour maintenir l'alimentation des béals d'irrigation, enlèvement de végétation encombrant le lit, suppression d'atterrissements, protection des berges). La seule technique préconisée pour les réparations et les protections de berge est alors celle des enrochements, qu'ils soient liés ou pas avec du béton. L'objectif est en effet de maintenir les eaux dans le lit mineur, d'accélérer leur écoulement et d'éviter les débordements sur la plaine alluviale.

Ainsi, **les équipements hydrauliques sont localisés là où il y a des enjeux**, à savoir dans la traversée des bourgs ou à proximité de certains corps de bâtiments ; le cours d'eau alterne ainsi des berges artificielles et des tronçons où il dispose d'un espace de liberté plus important. L'artificialisation est prépondérante de Caunes-Minervois à Rieux-Minervois mais plus modérée en direction de La Redorte. Ceci traduit un manque de cohérence au niveau du fonctionnement et des prises de décision du Syndicat, ce qui s'explique pour deux raisons : (1) un riverain a toujours la possibilité – dans la pratique, celle-ci est rarement exploitée – de procéder à l'entretien et la protection des berges, et (2) les décisions sont prises en considération des demandes effectuées dans le cadre communal, ignorant les conséquences tant en aval qu'en amont. Ce contexte est relativement proche de celui des autres bassins versants de rive gauche de l'Aude (Orbiel, Ognon, Clamoux).

1.2.3 – Méthodes d'étude

1.2.3.1 – Dynamique récente de la plaine alluviale

La dynamique récente du chenal (variations de tracé et de largeur) a été définie à partir de l'analyse de quatre **cartes anciennes** (1878, 1900, 1936, 1944) et de cinq séries de **photographies aériennes** (1948, 1971, 1976, juillet 1999, novembre 1999). Les documents ont été numérisés avec une résolution variant de 360 dpi (cartes) à 800 dpi (photos) puis importés dans un logiciel de SIG (Esri Arcmap 9.0). Les points de contrôle ont été choisis de façon à rectifier les documents par rapport aux cartes topographiques IGN au 1/25.000 « Peyriac-Minervois » et « Carcassonne » de 2003. Soixante-dix sites ont été sélectionnés tous les 250 m le long du chenal de l'Argent-Double., permettant l'étude d'un tronçon de 17,5 km entre Caunes-Minervois et La Redorte. La largeur du chenal a été mesurée directement à l'ordinateur.

Les changements en plan du tracé du chenal de l'Argent-Double ont fait l'objet d'une étude plus poussée entre Le Vivier et le Domaine Pautard (longueur : 2 km), dans le but de définir l'**espace de mobilité fonctionnel** du cours d'eau. Deux étapes ont été nécessaires à cela. La première a consisté à définir l'espace de liberté potentiel ou espace de mobilité maximal, c'est-à-

dire l'espace total susceptible d'être inondé et/ou atteint par les déplacements de la rivière (migration de méandre, divagation et/ou ouverture d'un chenal en tresse). En cela, ce travail n'est pas très différent de celui réalisé dans le cadre de la cartographie réglementaire associée à l'élaboration d'un PPRI (carte de l'aléa inondation ; Garry *et al.*, 2002). La deuxième étape a consisté à effectuer une sectorisation longitudinale prenant en compte l'instabilité latérale potentielle, afin de repérer les tronçons les plus aptes à un contrôle hydrologique et éventuellement écologique. Cette sectorisation a permis d'évaluer quels étaient les secteurs les plus instables, ceux susceptibles de donner lieu à des modifications importantes de la géométrie du lit de la rivière.

L'analyse iconographique a été complétée par l'étude des **sources historiques** et l'interprétation des **archives sédimentaires**. La chronologie des crues, déduite des chroniques, des cartes postales et des photographies anciennes, a permis de couvrir la période 1306-2006. Par ailleurs, deux coupes stratigraphiques, parmi les nombreuses observées *in situ*, ont été sélectionnées afin de comprendre la magnitude et la fréquence des événements hydrologiques inhérents à la construction de la nappe alluviale aux cours des Temps Modernes. Les unités sédimentaires mises en évidence sur chacune d'entre-elles ont fait l'objet d'une caractérisation structurale et granulométrique. Un âge relatif a pu être quelquefois proposé grâce aux vestiges archéologiques retrouvés dans les dépôts.

1.2.3.2 – Impact hydromorphologique des crues

La méthodologie combine la photointerprétation, la cartographie hydrogéomorphologique de terrain et les calculs hydrauliques.

Les effets de la crue de 1999 ont été étudiés trois semaines après l'événement, puis durant huit missions de terrain (avril 2001, octobre 2002 et 2003, avril et octobre 2004, septembre 2005, octobre 2006 et 2007). Les **investigations de terrain** ont notamment permis un levé géomorphologique au 1/5000 sur certains sites représentatifs de la morphogénèse fluviale.

Définir les **conditions hydrauliques** et celle du **transport sédimentaire** constitue un autre préalable essentiel avant toute opération de restauration de la rivière. Sur chaque site étudié (**figures 8.21 et 8.28**), la géométrie hydraulique du chenal et de la plaine d'inondation a été déduite de sections en travers. Les équations hydrauliques utilisées ont nécessité la mesure de la taille (D_{30} , D_{40} , D_{50} , D_{90}) du matériel de fond de chenal.

Les conditions limites du transport sédimentaire ont été définies dans la montagne et sur le piémont, à l'aide de trois paramètres : la vitesse critique d'écoulement (U_{cr} ; en m/s ; Costa, 1983 ; équations 28 et 29), la puissance critique (ω_{cr} ; en W/m^2 ; Bagnold, 1980 et Costa, 1983 ; équations 30 et 31) et la force tractrice critique (τ_{cr} ; en N/m^2 ; Costa, 1983 ; équation 32).

Les conditions hydrauliques durant la crue de 1999 ont été estimées par la vitesse moyenne d'écoulement (U ; en m/s ; Manning-Strickler ; équation 9), le débit de pointe (Q ; en m^3/s ; Williams, 1978, ajusté ; équation 18), la puissance spécifique (ω ; en W/m^2 ; Bagnold, 1966 ; équation 15) et la force tractrice (τ_o ; en N/m^2 ; du Boys, 1879 ; équation 13). Concernant Q , plusieurs formules ont été testées, parmi lesquelles celles de Manning (1891 ; équation 17), de Williams (1978 ; équation 18) et de Rotnicki (1991 ; équation 19). Les équations 17 et 19 ont montré une surestimation manifeste des pics de crue, ce que j'ai pu mettre en évidence en comparant les puissances spécifiques avec (équation 15) ou sans (équation 16) intégration du débit. En revanche, il a fallu ajuster les résultats obtenus avec l'équation 18 : +6 % dans les sections de montagne et -20 % sur le piémont.

Aucune formule n'étant universelle, j'ai eu recours à deux types d'équations (Schoklitsch, 1962 et Lefort, 1991 ; équations 37 et 39) pour estimer la capacité de transport de la charge de fond dans des conditions d'écoulements hyperconcentrés. Les deux équations utilisées ont permis de comprendre l'évolution amont-aval des conditions hydrauliques et leur impact sur la morphogénèse du lit (*i.e.*, accroissement vers l'aval de la capacité de transport = incision ; décroissance vers l'aval de la capacité de transport = remblaiement).

1.2.4 – Le fonctionnement récent du fond de vallée

Le bassin-versant de l'Argent-Double, comme bien d'autres situés sur le pourtour de la Méditerranée, est génétiquement exposé aux crues, dans un contexte de forte variabilité hydrologique. La morphogénèse de la plaine alluviale dépend pour beaucoup de la fréquence et de la magnitude des aléas hydroclimatiques. Les violents orages sont capables de renforcer rapidement la puissance fluviale et la capacité de transport des rivières, provoquant des phénomènes de ravinement et des glissements de terrain sur les versants et un ajustement de la géométrie (élargissement, remblaiement/incision) des lits fluviaux. Les archives historiques (cartes et texte) et sédimentaires ont apporté les preuves de ce fonctionnement paléohydrologique.

1.2.4.1 – Évolution en plan du chenal de l'Argent-Double (1878-1999)

Depuis 1878, les **variations de tracé**, déduites de l'analyse des cartes anciennes et des photographies aériennes, s'observent surtout dans **quatre secteurs** (aval de Caunes-Minervois, de Peyriac-Minervois et de Rieux-Minervois et amont de La Redorte ; **figure 8.23**). Elles s'expriment par des recoupements ou des dédoublements de méandre, des défluviations et des migrations latérales de chenal (**figure 8.24**).

Entre 1948 et juillet 1999, la **largeur moyenne de la bande active** de l'Argent-Double, mesurée à partir des photographies aériennes, ne montre **pas de très grandes variations** (**figure 8.25**) : elle est de 19,2 m en 1948, 17,6 m en 1971, 14,7 m en 1976 et 17,3 m en juillet 1999. Le fait significatif est l'**augmentation** très forte de la largeur moyenne de la bande active (40,9 m) après le passage de la **crue de novembre 1999**.

1.2.4.2 – Une variabilité hydrodynamique confirmée par les archives historiques et sédimentaires

Détaillée par les **archives historiques**, la chronologie des crues survenues dans la partie orientale du département de l'Aude a permis d'évaluer la fréquence des crues et leur saisonnalité sur les 700 dernières années (**figure 8.26**). Cette période inclut le Petit Âge Glaciaire (PAG ; < 1860) et le post-PAG (> 1860). De 1307 à 2006, les soixante crues enregistrées montrent la répartition saisonnière suivante : SON (61,7 %), DJF (20 %), MAM (10 %) et JJA (3,3 %), avec 5 % d'inconnues. Ces résultats sont proches de ceux obtenus par Antoine *et al.* (2001), mais différent de ceux publiés par Verdeil (1999), qui a intégré les crues du bassin amont de l'Aude (régime pluvio-nival) dans ses statistiques. Par ailleurs, alors que la proportion des crues de SON est la même entre les périodes (PAG et post-PAG), les crues de DJF et, dans une moindre mesure, celles de MAM sont plus nombreuses depuis 1910-1930 et il est fait mention de plus d'une crue par an depuis 1940. Le temps moyen entre deux crues est court (12 ans), mais la période de retour peut varier de 0,08 à 271 ans (?), marquant ainsi une très forte variabilité hydrologique. **Au cours du XX^{ème} siècle, la période de retour des crues, tous niveaux confondus, est inférieure à 3 ans (en moyenne) et le**

bassin-versant de l'Argent-Double a connu cinq crues importantes (1929, 1940, 1962, 1965, 2005) et deux crues majeures (1930, 1999).

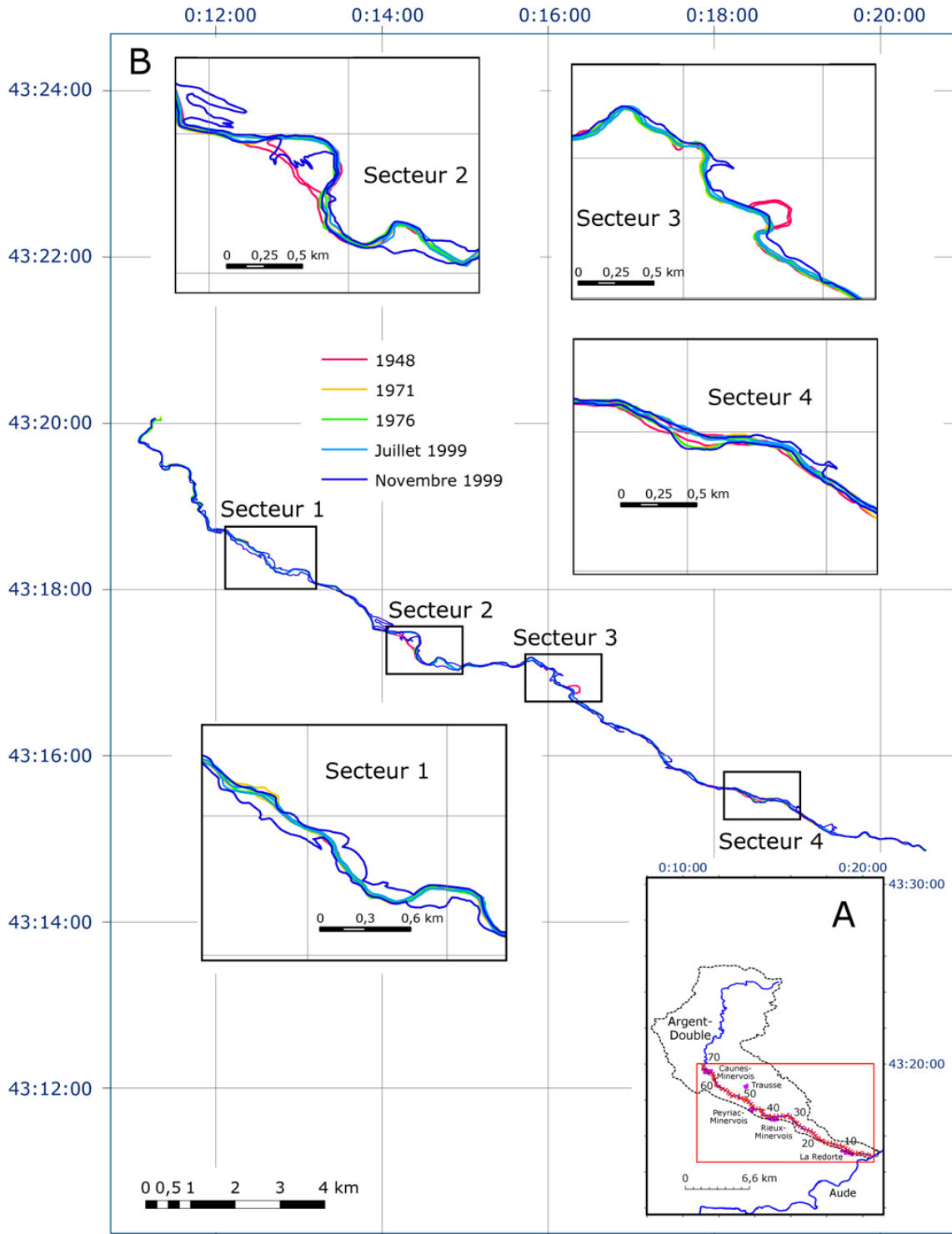


Figure 8.23 – Évolution du tracé de l'Argent-Double de Caunes-Minervois à La Redorte depuis 1948 [d'après Uemura, 2006]. Quatre secteurs ont été plus particulièrement morphogènes.

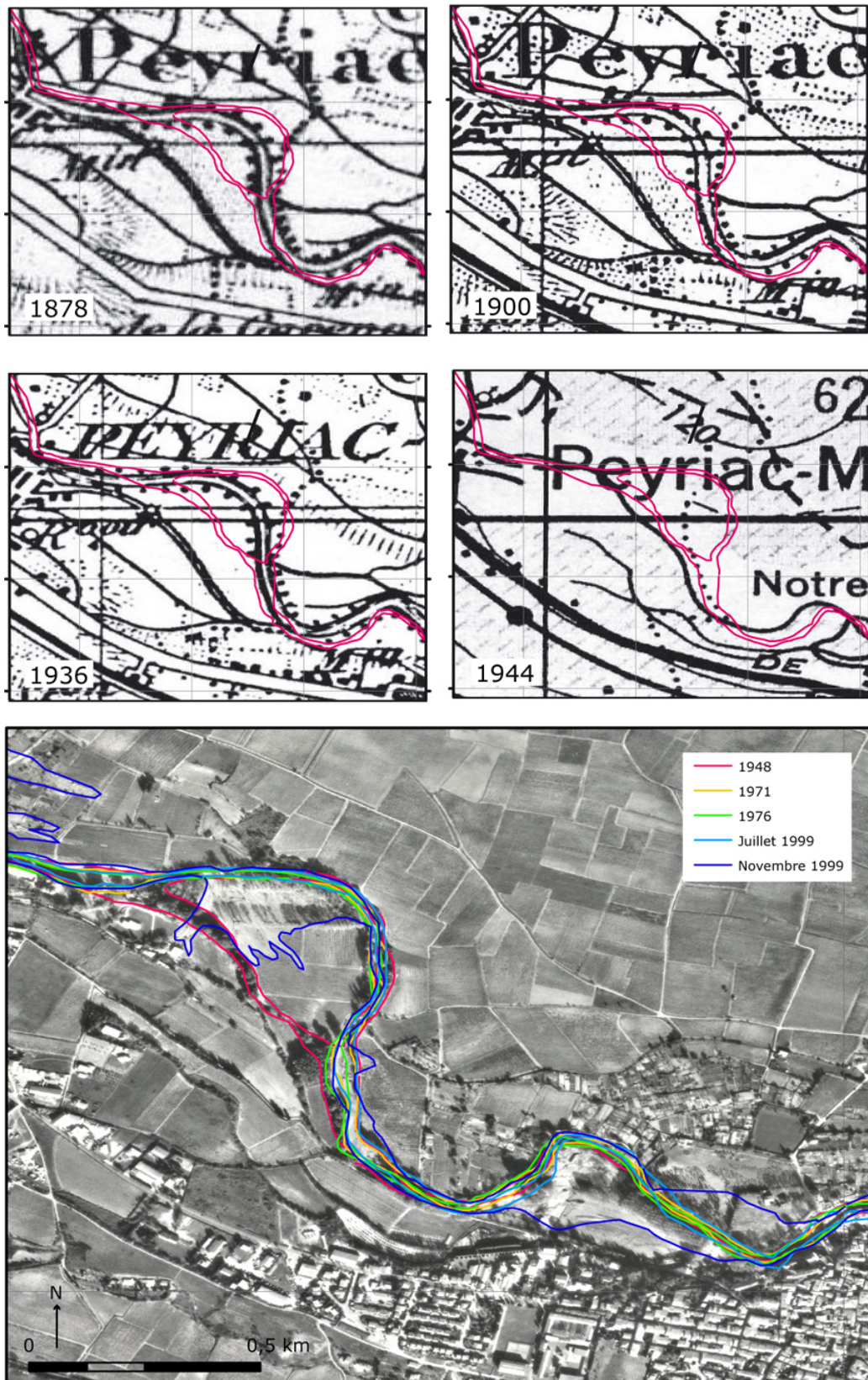


Figure 8.24 – Évolution en plan du chenal de l'Argent-Double à Rieux-Minervois depuis 1878 [d'après Uemura, 2006]. Noter le recouplement de méandre entre 1936 et 1944 (effet de la crue de 1940), le dédoublement de chenal en 1948, la relative stabilité du chenal unique jusqu'à 1999 et l'élargissement considérable de la bande active après la crue de novembre 1999.

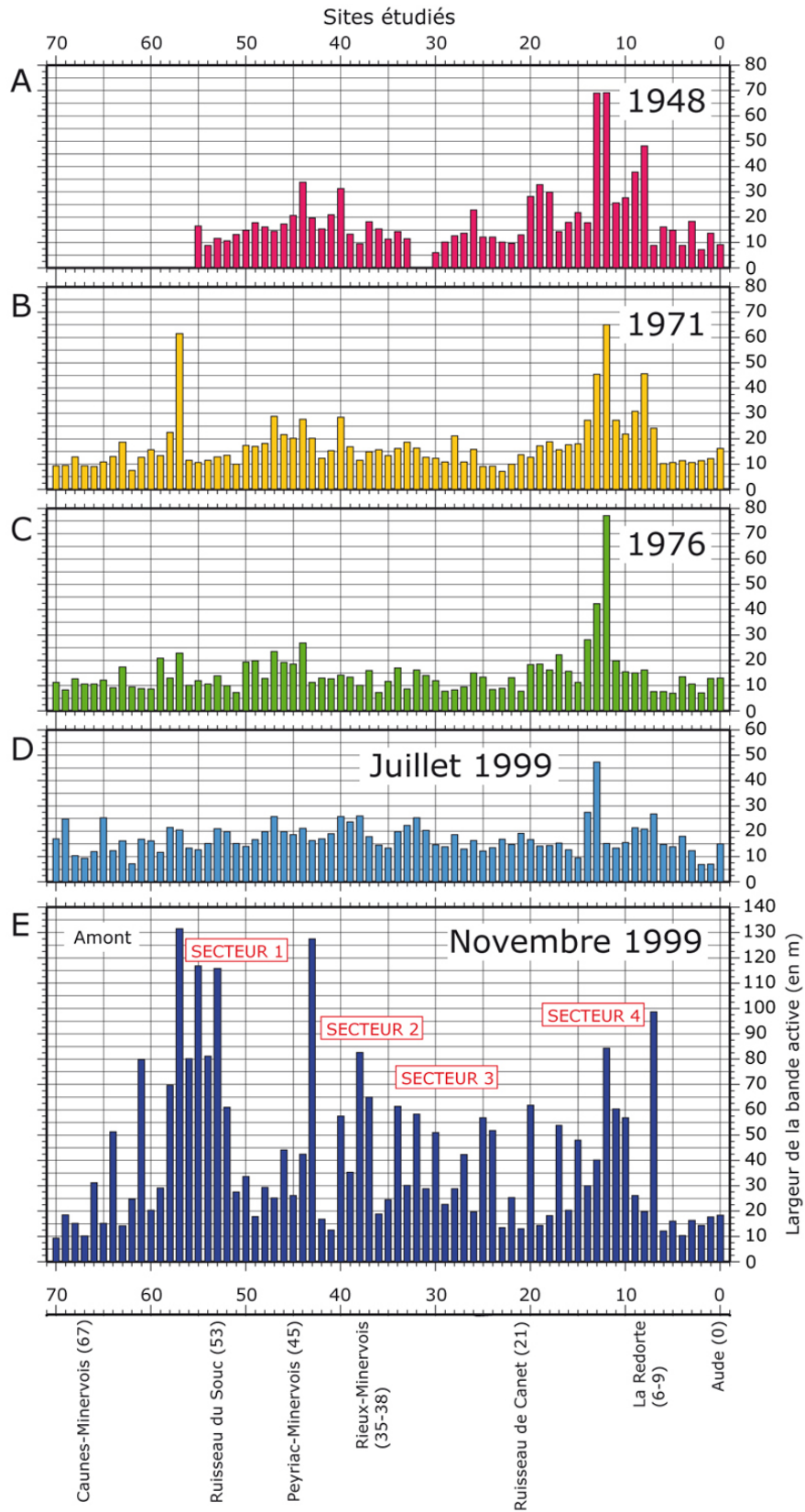


Figure 8.25 – Variations de la largeur de la bande active de l'Argent-Double de Caunes-Minervois à La Redorte depuis 1948 [d'après Uemura, 2006]. Noter l'élargissement significatif en novembre 1999, suite à la crue de novembre.

Année	Mois	Jour(s)	Nombre de crue par an	Période (en années) entre deux aléas	Source descriptive
1307			1		(2)
1316	Octobre	13	1	9	(2), (3), (6)
1587	Novembre		1	271 (?)	(2)
1599	Octobre		1	12	(1)
1632	Octobre		1	33	(7)
1642	Octobre	14	1	10	(2)
1680			1	38	(2)
1714	Octobre	1 ^{er}	1	34	(2)
1729	Novembre	14	1	15	(2)
1740	Octobre	10	1	11	(2)
1745	Octobre	11	1	5	(3)
1755	Octobre	8	1	10	(2)
1756	Octobre	15	1	1	(2)
1766	Novembre		1	10	(2)
1772	Septembre	17	1	6	(2), (3), (8)
1820	Octobre	6	1	48	(2), (3)
1833	Octobre	9-10	1	13	(8)
1843	Septembre	18	1	10	(3), (6)
1856			1	13	(9)
1860	Novembre		1	4	(9)
1875	Septembre	12-13	1	15	(3), (6)
1876	Octobre		1	1	(7)
1891	Octobre	24-25	1	15	(3), (6), (7)
1910	Mai		1	19	(2)
1920	Novembre		1	10	(9)
1921	Août	18	1	1	(6), (7), (9)
1929	Septembre	12	1	8	(6)
1930	Mars	2-3	1	1	(3), (6), (7), (9)
1932	Décembre		1	2	(8)
1940	Septembre		2	8	(9)
1940	Octobre	16-19	2	0,08	(3)
1942	Octobre		1	2	(8)
1944	Avril		1	2	(8)
1952	Avril		1	8	(8)
1959	Février		1	7	(8)
1960	Février		2	1	(8)
1960	Août		2	0,5	(7)
1962	Mars		2	2	(8)
1962	Novembre	7-8	2	0,67	(6), (7), (8)
1963	Septembre		1	1	(8)
1965	Novembre		1	2	(8), (9)
1966	Octobre		2	1	(8)
1966	Décembre		2	0,17	(8)
1967	Février		1	1	(8)
1968	Novembre		1	1	(8)
1969	Mars		2	1	(8)
1969	Octobre		2	0,58	(8)
1970	Octobre	11	1	1	(3), (8)
1971	Décembre		1	1	(8)
1972	Janvier		1	1	(8)
1973	Février		1	1	(8)
1978	Février		1	5	(8)
1979	Octobre		1	1	(8)
1982	Janvier		2	3	(8)
1982	Novembre		2	0,83	(8)
1987	Octobre	10	2	5	(9)
1987	Décembre		2	0,17	(7)
1996	Décembre	12	1	9	(7), (9)
1999	Novembre	12-13	1	3	(4), (5), (6), (7)
2005	Septembre	3-5	1	6	(7), (10)
2005	Novembre	13-15	1	0,17	(7), (10)

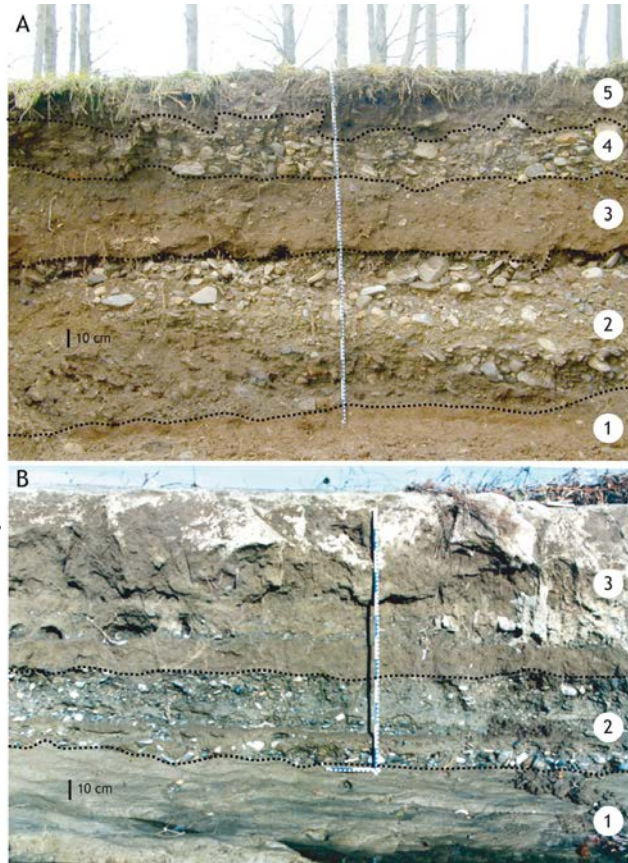
Figure 8.26 – Chronologie des crues historiques dans la partie orientale du département de l'Aude depuis l'an 1306. En gras, quelques unes des crues ayant directement affecté le bassin de l'Argent-Double. Sources : 1 = LeRoy Ladurie (1983) ; 2 = Verdeil (1999) ; 3 = Antoine *et al.* (2001) ; 4 = Fort *et al.* (2001) ; 5 = Arnaud-Fassetta *et al.* (2002) ; 6 = Vinet (2003) ; 7 = DIREN-LR, DDE 11 ; 8 = M. Cassan, La Redorte (com. pers.) ; 9 = Mr et Mme Jean, Peyriac-Minervois (com. pers.) ; 10 = MétéoFrance.

Les **anciens dépôts alluviaux** ont pu être interprétés en termes paléohydrologiques. Suite à la crue de novembre 1999, l'érosion des berges a mis en affleurement les matériaux peu ou pas altérés sous-tendant les « basses terrasses » de l'Argent-Double et de ses affluents. Deux coupes stratigraphiques, parmi les nombreuses observées *in situ*, ont été sélectionnées afin de comprendre la magnitude et la fréquence des événements hydrologiques inhérents à la construction de la nappe alluviale (**figure 8.27**).

Figure 8.27 – Les indicateurs stratigraphiques de la variabilité hydroclimatique dans le bassin de l'Argent-Double [d'après Fort *et al.*, 2001].

A : Coupe de la prise d'eau de Pautard.

Unité 1 = limons rougeâtres fortement compactés et massifs, interprétés comme un « vieux dépôt » de plaine d'inondation distale, sans plus de précision quant à l'âge de sa mise en place ; Unité 2 = graviers et galets émoussés hétérométriques, imbriqués, structurés en lentilles ravinantes, emballés dans une matrice limono-sableuse peu abondante, correspondant à un banc grossier de chenal (charge de fond) mis en place par charriage dans des conditions d'énergie variables mais soutenues ; Unité 3 = limons sableux brun-rouge, massifs, bioturbés, contenant quelques petits galets épars souvent disposés à plat, représentant une plaine d'inondation proximale où quelques éléments grossiers (roulés ou transportés par flottage dans une eau fortement turbide) viennent de temps à autres (crues) perturber les processus de suspension-décantation dominants ; Unité 4 = matériel caillouteux hétérométrique à matrice fine peu abondante et à structure pseudo-lenticulaire, interprété comme un dépôt de chenal de haute énergie (charge de fond) ; Unité 5 = limons sableux bruns peu épais fortement pédogénisés, appartenant à la plaine d'inondation actuelle ou récente du Ruisseau du Souc. C'est sur le toit de l'unité 5 que la crue de novembre 1999 a mis en place une ultime unité sédimentaire grossière (non visible sur la photo), sous la forme d'un épandage discontinu de sables et de galets (cliché M. Fort, 1999).



B : Coupe de Peyriac aval. Unité 1 = limons brun-vert compacts et massifs, correspondant à un dépôt de plaine d'inondation ; Unité 2 = dépôt structuré en lentilles sécantes peu épaisses, constitué de séquences élémentaires grossières à galets hétérométriques imbriqués alternant avec des passées limoneuses plus fines, interprété comme un dépôt en position d'interface entre le chenal (épandages grossiers) et sa plaine d'inondation (limons de débordement datés du XIX^{ème} siècle par l'archéologie) ; Unité 3 = limons brun-vert (base) à brun (sommet) à structure massive, qui livrent dans le détail de minces passées de petits galets témoignant de l'incursion de la charge de fond dans la plaine d'inondation (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999).

Il ressort de cette étude une succession stratigraphique originale qui rend compte du rythme saccadé, pluri-décennal à pluri-séculaire, de l'activité torrentielle (Fort *et al.*, 2001) :

- La présence dans les stratigraphies de bancs de galets très bien lavés, dont les imbrications changent d'orientation d'un niveau à l'autre, est révélatrice de **changements fluviaux rapides** et de l'ouverture, au milieu de la plaine d'inondation calme, de **brèches** et de nouveaux **chenaux d'écoulement de forte énergie**.

- Les contacts souvent plans et francs entre les différentes unités sédimentaires observées attestent l'occurrence d'**épisodes brutaux de submersion généralisée (crues éclair)**.

- La pétrographie des galets retrouvés dans les dépôts suggère une source d'apports double : locale (grès molassiques du piémont) et distale (calcaires et schistes issus du massif ancien), ce qui témoigne à la fois de la **compétence** des écoulements et de leur **pouvoir érosif**, y compris dans cette partie de piémont, intermédiaire entre la Montagne Noire et la plaine de l'Aude.

En résumé, la chronostratigraphie des dépôts (succession verticale de milieux à fort contraste dynamique) est caractéristique d'un **régime hydrologique à forte variabilité inter-annuelle à inter-décennale**, à l'image du fonctionnement d'un cours d'eau méditerranéen.

1.2.5 – La crue exemplaire de novembre 1999

Les trombes d'eau qui se sont abattues sur le bassin-versant les 12 et 13 novembre 1999 ont naturellement contribué à gonfler le débit de l'Aude (3400 m³/s) et celui de ses affluents. En l'absence de mesures, les limnimètres ayant été détruits, le **débit de pointe (Q)** de l'Argent-Double sur le piémont a été estimé entre 191 m³/s (Caunes-Minervois) et 400 m³/s à La Redorte (**figure 8.28**).

Variables	Symbole	Unités	Auteurs	Montagne	Piémont							
				Site 1	Site 2	Site 3	Site 4	Site 5	Site 6	Site 7	Site 8	
Profondeur moyenne du chenal	d	m		1,4	6,7	4,7	1,9	5,0	2,0	3,6	2,0	
Largeur du chenal	W	m		8,5	14,4	18,0	76,7	35,0	48,9	46,7	68,6	
Pente	s	m/m		0,050	0,014	0,014	0,010	0,006	0,006	0,007	0,007	
Taille du matériel de fond du lit	D_{30}	mm	Norme AFNOR	5,0	4,0	3,0	1,5	0,5	0,5	0,5	0,3	
	D_{40}			30,0	28,0	10,0	4,0	2,0	2,0	1,5	1,0	
	D_{50}			80,0	75,0	50,0	10,0	5,0	4,0	3,5	3,0	
	D_{90}			347,0	340,0	300,0	200,0	150,0	150,0	150,0	110,0	
Section mouillée	A	m ²		11,0	89,8	88,6	175,0	175,0	155,9	180,9	161,2	
Périmètre mouillé	P	m		10,0	26,8	28,2	83,6	45,0	58,2	59,0	71,4	
Rayon hydraulique	R	m		1,1	3,3	3,1	2,1	3,9	2,7	3,1	2,3	
Vitesse moyenne d'écoulement	U	m/s	Manning (1891)	3,60	4,0	3,9	2,7	3,3	2,6	2,9	2,6	
Vitesse critique d'écoulement	U_{cr}	m/s	Costa (1983)	1,50	1,5	1,2	0,6	0,4	0,4	0,3	0,3	
				1,70	1,6	1,3	0,6	0,4	0,4	0,3	0,3	
			Valeur moyenne	1,6	1,5	1,3	0,6	0,4	0,4	0,3	0,3	
Débit de pointe	Q	m ³ /s	Williams (1978), ajusté	33	191	220	429	447	336	417	400	
Puissance spécifique	w	W/m ²	Bagnold (1966)	2875	2734	2516	824	1128	606	856	592	
Puissance critique	w_r	W/m ²	Bagnold (1980)	15	18,0	9,9	1	0,400	0,3	0,2	0,2	
			Costa (1983)	15	13,0	6,6	0,4	0,100	0,100	0,100	0,100	
			Valeur moyenne	15	15,5	8,2	0,7	0,3	0,2	0,2	0,1	
Force tractrice	t_o	N/m ²	du Boys (1879)	809	690	648	308	343	236	293	229	
Force tractrice critique	t_{cr}	N/m ²	Costa (1983)	11	10,5	6,4	0,9	0,4	0,3	0,3	0,2	
Capacité de transport	Q_s	m ³	Schoklitsch (1962)	14 997	12 756	14 782	17 438	8 449	6 342	8 894	9 320	
			Lefort (1991)	26 870	20 129	29 020	45 307	26 116	19 697	27 881	30 563	
			Valeur moyenne	20 934	16 443	21 901	31 372	17 282	13 020	18 388	19 942	

Figure 8.28 – Les conditions hydrauliques de la crue de 1999 reconstituées dans la Montagne Noire et sur son piémont (Argent-Double).

Les valeurs de débit obtenues sont proches de celles estimées à La Redorte par STRATEGIS (2000), quelques jours après l'événement (400-450 m³/s). Elles correspondent à un débit de récurrence de **30-50 ans**, permettant ainsi de relativiser le caractère exceptionnel de cette crue. Au total, l'importance du débit liquide de l'Argent-Double – quand on sait que son module ne dépasse pas 1,1 m³/s – a libéré une énergie et une force très vives.

La **puissance spécifique** (ω) et la **force tractrice** (τ_0 ; **figure 8.28**) ont été estimées à 2734 W/m² et 690 N/m² au sortir de la montagne (Caunes-Minervois) et à 592 W/m² et 229 N/m² à proximité de la confluence avec l'Aude (La Redorte), expliquant ainsi les ajustements morphologiques remarquables observés dans le lit fluvial et sur ses marges.

À l'évidence, l'ampleur des dégâts constatés traduit un dysfonctionnement de l'hydrosystème anthropisé qui n'était pas préparé à absorber une onde de crue de cette puissance. Les indices de ce dysfonctionnement ont été plus nombreux dans la plaine alluviale que sur les versants.

Sur les **versants raides**, notamment ceux de la **Montagne Noire schisteuse**, on note la présence ponctuelle d'arrachements et de glissements de terrain. Sur les bas-versants, des formes d'érosion hydrique s'observent dans de nombreux vergers et vignobles par la présence de rigoles et de ravines dont la profondeur (quelques décimètres à plus d'un mètre) est proportionnelle à la pente. Le matériel érodé est venu s'accumuler sous forme de cônes d'épandage gravelo-sableux au niveau de la concavité basale du versant.

Par ailleurs, l'énergie acquise par les flots torrentiels s'écoulant sur de fortes pentes a eu une action particulièrement érosive. Cela s'est traduit par le creusement significatif (1-2 m) des planchers alluviaux mais surtout par le sapement systématique des levées de berge, aboutissant à un élargissement des chenaux parfois de plusieurs mètres. En amont du hameau de Rieussec, le volume de débris schisteux arraché aux berges du Ruisseau de Gazel a été estimé à 3000 m³ sur une longueur de 600 m, soit 5 m³/m linéaire (Fort *et al.*, 2001).

Ainsi, les débris arrachés aux versants et aux berges ont rejoint les talwegs plus en aval où les flots de boue se sont alors transformés en écoulements hyperconcentrés voire en laves torrentielles, comme celle très destructrice initiée dans la traversée du hameau de Rieussec.

La crue fut encore plus morphogène dans la plaine alluviale de l'Argent-Double située sur le piémont du Minervois (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002).

Là, le récurrage systématique du lit mineur s'est accompagné d'un élargissement parfois très important de la bande active, du décapage et du défoncement de la plaine d'inondation et de défluviations perpétrées à la faveur de brèches ouvertes dans les levées de berge. Les changements fluviaux ont même atteint le stade de la modification radicale du style fluvial et du tracé du cours d'eau. Dans le détail, les processus furent souvent complexes, associant en un même site érosion et sédimentation. Le secteur du Domaine Pautard, à la confluence entre l'Argent-Double et le Ruisseau du Souc, en donne une bonne illustration (**figure 8.29**).

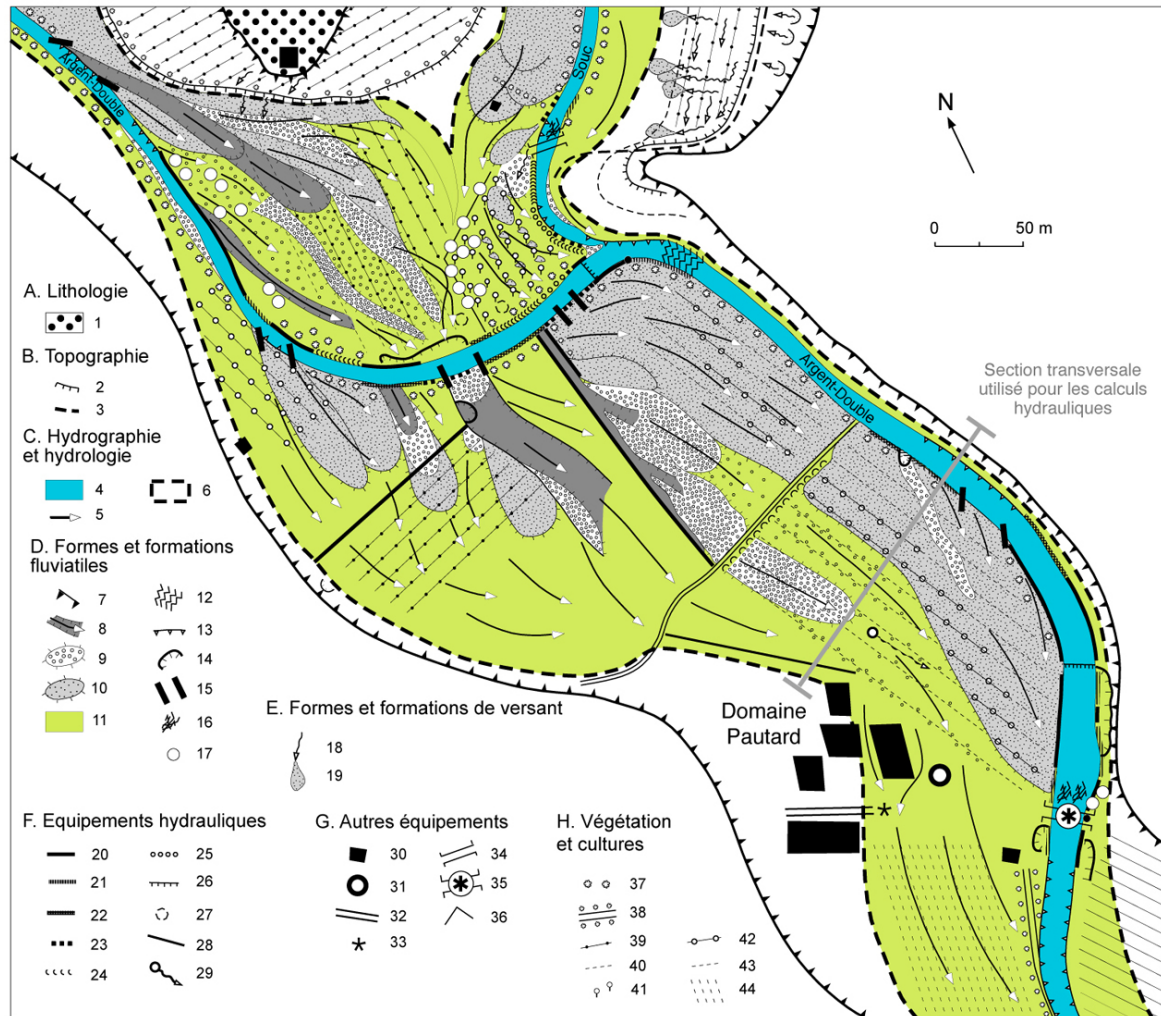


Figure 8.29 – Carte hydro-morphodynamique de la confluence Argent-Double/Ruisseau du Souc [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. **A :** Lithologie. 1 = cailloutis pléistocènes. **B :** Topographie. 2 = talus ; 3 = rupture de pente concave. **C :** Hydrographie et hydrologie. 4 = limite du lit mineur après la crue ; 5 = direction des flux de crue ; 6 = extension maximale de la crue. **D :** Formes et formations fluviales. 7 = haute terrasse ; 8 = chenal de recoupement de méandre ; 9 = banc graveleux ; 10 = banc sableux ; 11 = limons sableux de débordement ; 12 = seuil rocheux ; 13 = sapement de berge ; 14 = niche d'arrachement ou de cavitation ; 15 = brèche ; 16 = embâcle dans le lit mineur ; 17 = embâcle dans les lits moyen et majeur. **E :** Formes et formations de versant. 18 = ravine décimétrique à pluridécimétrique ; 19 = micro-cône de déjection sablo-limoneux. **F :** Equipements hydrauliques. 20 = mur en place après la crue ; 21 = mur arraché ou éboulé par affouillement ; 22 = gabion en place après la crue ; 23 = enrochement en place après la crue ; 24 = levée de terre en place après la crue ; 25 = rupture de levée de terre ; 26 = seuil bétonné ; 27 = station de pompage ; 28 = canal ; 29 = source aménagée. **G :** Autres équipements . 30 = habitat peu ou pas endommagé ; 31 = habitat très endommagé ou détruit ; 32 = chemin ; 33 = voie romaine détruite ; 34 = pont en place après la crue ; 35 = pont détruit par un phénomène d'embâcle ; 36 = limite de parcelle grillagée. **H :** Végétation et cultures. 37 = ripisylve ou haie en place après la crue ; 38 = allée de platanes ; 39 = vignoble filé en place après la crue ; 40 = vignoble détruit ; 41 = peupleraie plantée ; 42 = verger de pommiers en place après la crue ; 43 = verger arraché ; 44 = champ de maïs détruit.

L'élargissement et l'approfondissement du lit (**figure 8.30A**) ont presque partout pour origine le **sous-calibrage des sections mouillées de pleins bords**. Outre la sous-estimation par les aménageurs des excès d'eau à évacuer lors des grosses crues, l'observation des photographies aériennes montre que le chenal était avant la crue de 1999 très encombré de sédiments sablo-limoneux mis en place dans le contexte de régime de basses eaux dominant (*sensu* Erskine et Warner, 1988) qui a suivi les crues de 1987 et de 1996. Ce remblaiement avait été favorable à la

contraction temporaire du chenal. À ceci s'ajoute le réhaussement du plancher alluvial résultant de l'accumulation progressive des sédiments à l'amont des nombreux seuils bétonnés. La crue de 1999 a donc eu pour premier effet d'accroître les sections mouillées. Dans les secteurs étroits, le lit se présente maintenant parfaitement récuré, le plus souvent jusqu'au *substratum*. Partout, on observe la dégradation de la ripisylve (troncs inclinés) ou son arrachage, associés à de nombreux sapements de berge (figure 8.30B).



Figure 8.30 – Les impacts hydromorphologiques de la crue de 1999 dans le chenal de l'Argent-Double et sur ses marges (piémont du Minervois). A : Érosion de la partie proximale de la plaine d'inondation (*floodplain stripping*) en rive droite de l'Argent-Double. Le chenal, initialement étroit (5 m) et situé entre les pointillés et la ripisylve de rive gauche, s'est élargi de 20 m durant la crue. Il se trouve maintenant large de 25 m, repoussé vers la concavité du méandre et encombré de bancs graveleux (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999). B : Sapement de berge et déchaussement des arbres de la ripisylve après la crue (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999). C : Immédiatement en amont du Domaine Pautard, une brèche s'est ouverte en rive concave, permettant le développement d'un chenal de recoupement de méandre qui a pris la direction des habitations (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999). D : Vue de détail de la stratigraphie des dépôts gravo-sableux mis en place dans la plaine alluviale de l'Argent-Double. Noter les structures obliques vers l'aval, indiquant le sens de progradation et d'écoulement. E : Évolution de la plaine alluviale entre 1971 et le 24 novembre 1999 (11 jours après la crue) révélant les changements du tracé du chenal et du style fluvial (passage du méandrage au tressage). 1 = extension maximale des eaux de la crue ; 2 = bande active des 12-13 novembre 1999 (érosion ou accumulation de galets, sables et limons) ; 3 = chenal de l'Argent-Double après la crue ; 4 = bancs de chenal sablo-graveleux mis en place dans le chenal lors de la crue ; 5 = chenal de l'Argent-Double en 1971.

L'**érosion de la plaine d'inondation** s'est faite quant à elle selon deux processus distincts, soit par destruction (incision de 40-80 cm sur 10-20 m de largeur) de la partie de plaine alluviale proche du chenal, soit par décapage (20-30 cm) de sa surface sommitale (*floodplain stripping* ; **figure 8.30A**). À plusieurs reprises, le lit majeur a été emprunté et recoupé par des chenaux secondaires (largeur 10-15 m, profondeur 3-5 m) dont le remblaiement n'est que partiellement amorcé (**figure 8.30E**).

Des **défluviations** (**figure 30 C et D**) ont été observées à l'échelle de quelques centaines de mètres, le plus souvent à l'amont des confluences (ex. : Saint-Christophe/Argent-Double, Souc/Argent-Double) ou à l'entrée des sections étroites favorables aux embâcles. Les eaux sorties du lit mineur par des brèches ouvertes dans les berges ont alors abandonné l'ancien chenal au bénéfice d'un nouveau, ajusté plus finement aux conditions hydrauliques du moment. C'est la somme de ces changements fluviaux qui est à l'origine de l'altération profonde du tracé du cours d'eau.

Les **modifications du tracé et du style fluvial**, qui combinent sur l'Argent-Double des causes multiples (confluence, aménagement, débits excessifs), correspondent aux aires de morphogenèse maximale (AMM) de l'hydrosystème. L'une de ces AMM a pu être cartographiée entre Caunes-Minervois et la confluence avec le Ruisseau de Saint-Christophe après le passage de la crue de novembre 1999. Son analyse révèle comment l'Argent-Double est passé d'un état de stabilité conditionnelle durant lequel le lit mineur était étroit, à charge fine et sinueux, à un état d'instabilité où les chenaux actifs se sont élargis et multipliés, en s'encombrant d'une charge de fond grossière. Ce changement d'état du chenal se marque par la substitution du tressage au méandrage. En fait, la rivière, artificiellement chenalisée après la crue de 1940, a retrouvé des modalités d'écoulement plus « naturelles », réoccupant un espace de liberté qu'elle avait perdu par contraction et rectification de son lit mineur.

Au total, la **capacité de transport** (**figure 8.28**) de la crue des 12-13 novembre 1999 a été estimée entre 26.870 m³ et 14.997 m³ dans la montagne. L'atténuation de la puissance fluviale de l'Argent-Double sur le piémont s'est accompagnée d'une diminution relative de la capacité de transport, qui est restée tout de même importante, comprise entre 45.307 m³ et 6342 m³. Les valeurs les plus fortes (site 4) s'expliquent par le renforcement des apports solides par les eaux ruisselant sur les coteaux tout proches mais aussi par le renforcement de la capacité de transport du Souc.

Des facteurs naturels ou sociétaux sont venus aggraver l'impact de la crue de l'Argent-Double (**figure 8.31**).

Facteurs naturels. (1) Des **pluies modérées** en octobre et début novembre avaient contribué à saturer les sols. Durant la crue, la capacité d'infiltration des eaux de ruissellement a été rapidement réduite, accroissant ainsi les débits et le pic de crue. (2) Dans les secteurs en gorge, très étroits et fortement pentus, la **rareté des zones de dissipation** de l'onde de crue a permis à l'Argent-Double de garder toute son énergie sur le piémont. (3) Sur le piémont, les **confluences** ont été déterminantes dans l'apparition des défluviations, comme cela a été observé au débouché des ruisseaux des Lavandières (rive droite), de Saint-Christophe (rive droite) et du Souc (rive gauche). Dans les trois cas, les flots grossis et chargés de ces affluents ont été suffisamment puissants pour freiner l'Argent-Double et en refouler les eaux vers la rive opposée, entraînant du même coup une réduction de sa section mouillée. Ce phénomène, de surcroît accentué par le dépôt des alluvions charriées par les affluents, a provoqué la montée des eaux en amont de la confluence, rendant inévitables le débordement de l'Argent-Double et l'ouverture d'un nouveau chenal sur la rive opposée à l'affluent. (4) Le développement d'une **ripisylve** a favorisé les embâcles, puis des débâcles qui ont favorisé l'accroissement des pics de crue et l'ouverture de

brèches. Il est vrai qu'entretenus, la ripisilve aurait été un facteur de moindre aggravation de la morphogénèse.

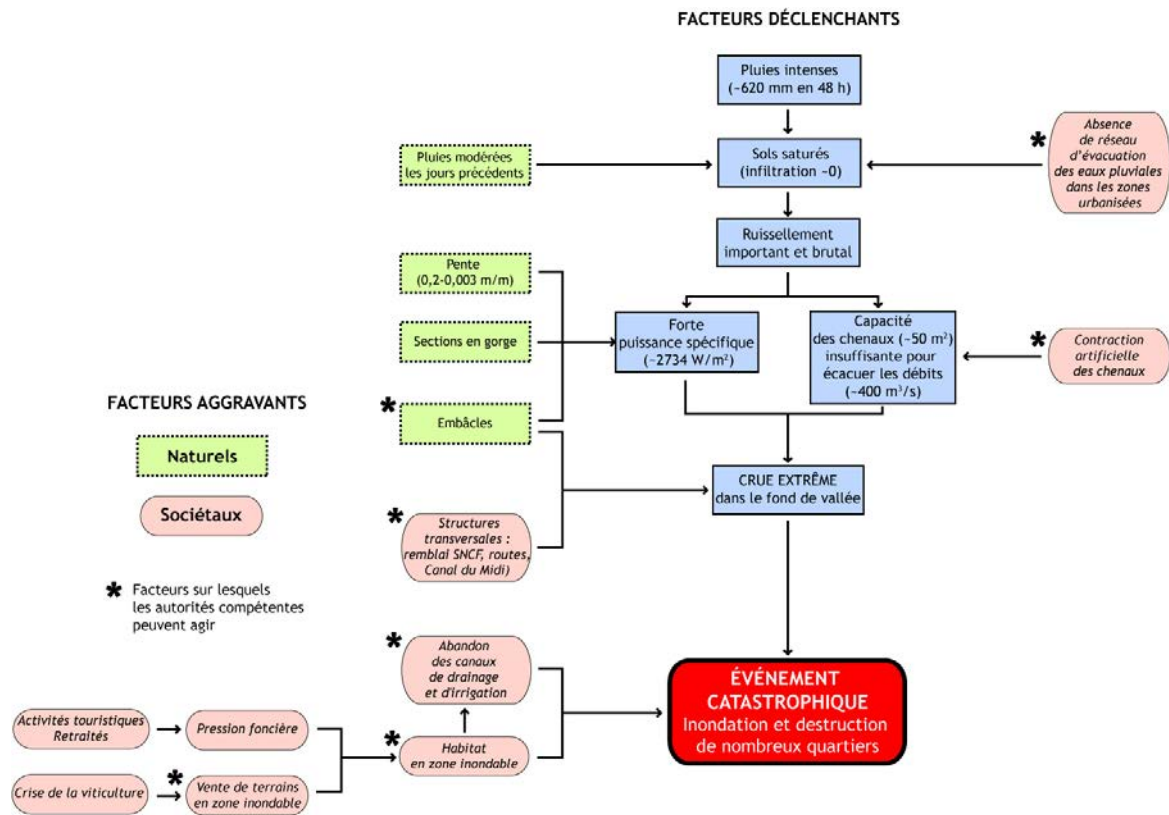


Figure 8.31 – Approche systémique du risque de crue dans le bassin de l'Argent-Double [d'après Fort et Arnaud-Fassetta, non publié]. Les chiffres indiqués correspondent aux estimations déduites de la crue de 1999.

Facteurs sociétaux. (1) Le développement des **zones urbanisées** (anciennes ou récentes) sur les interfluves (terrasses alluviales quaternaires) ont imperméabilisé les surfaces et renforcé le ruissellement (figure 8.34). (2) La **culture de la vigne**, qui maintient le sol à nu, a renforcé la vulnérabilité des sols, et ce d'autant plus que les rangées (disposées dans le sens de la plus grande pente) étaient espacées (3 m pour les vignes récentes) et maintenues désherbées. (3) Dans la plaine alluviale, la substitution des **vergers** et des **vignobles** aux prairies originelles a accru les phénomènes d'érosion (décapage, ravinement) provoqué par les flots débordants. (4) Les **structures hydrauliques** de protection (gabions, enrochements, murs de pierres sèches, murs de béton, seuils) ne sont plus guère entretenus par les riverains et le SIAHBAD, ce qui a entraîné leur détérioration partielle au fil du temps, et limité leur efficacité lors de la crue. Leur discontinuité amont-aval a constitué des points de rupture ayant favorisé les ouvertures de brèche. Les murs ont entraîné la réflexion et le renforcement de la puissance de l'onde de crue sur la rive opposée devenue *de facto* plus vulnérable. Les ponts, en favorisant les embâcles, ont contribué à accroître la surface des zones inondées en amont puis à accroître la puissance fluviale et le pic de crue en aval lors des débâcles. Au total, les déficiences de l'aménagement hydraulique de la plaine alluviale ont contribué à une protection très faible des populations installées dans le fond de vallée.

1.2.6 – Synthèse et discussion

Assurer la gestion d'un cours d'eau passe par une bonne connaissance des mécanismes qui soutendent son fonctionnement hydrodynamique. Dans le cas de l'Argent-Double, l'approche diachronique et l'analyse de la crue de 1999 ont montré que son comportement lors des crues est tout à fait **prévisible**. L'étude diachronique a montré que les points faibles de l'hydrosystème sont toujours situés dans les mêmes secteurs et/ou dans les mêmes configurations géographiques (méandres, confluences, secteurs de forte discontinuité des structures hydrauliques de protection). Basée sur une approche systémique, le modèle de fonctionnement de la plaine alluviale de l'Argent-Double (**figure 8.31**) a permis de mettre l'accent sur les facteurs déclenchants et les facteurs aggravants, naturels et anthropiques, qui produisent une crue catastrophique. Il montre aussi les **points sur lesquels il est possible d'intervenir pour atténuer le risque d'inondation** : réduction des embâcles, diminution du nombre de structures transversales, entretien des systèmes de drainage, réduction de l'habitat dans la zone inondable, développement des réseaux d'évacuation des eaux pluviales, réduction des sections de chenal artificiellement contractées... On va voir que **les autorités locales n'ont peut-être pas pris toutes les mesures qui s'imposaient pour atténuer durablement le risque d'inondation dans le bassin**.

1.2.6.1 – Les mesures « inefficaces » (1999-2003) prises par les autorités locales pour réduire l'impact des grosses crues

Après la crue de 1999, plusieurs **schémas de restauration de la plaine alluviale** ont été élaborés afin d'améliorer les conditions d'écoulement des eaux de crue dans le chenal et de drainage dans la plaine d'inondation. Parmi les mesures adoptées, celles choisies par les autorités compétentes (*i.e.*, le SIAHBAD) ont consisté seulement à **restaurer la capacité du chenal à basses eaux**, sans prendre en compte le **contexte hydrodynamique des grandes crues** et la **vulnérabilité des populations riveraines qui en dépend**.

Les solutions « inefficaces » envisagées par les autorités locales ont été les suivantes :

- **Traitements du chenal** : (1) Lors des opérations de restauration menées après la crue de 1999, on a conservé la même **capacité** (Caunes, Peyriac, Rieux ; **figure 8.32**). Celle-ci ayant été largement insuffisante lors de la crue de 1999, il y a de grandes chances qu'elle le soit à nouveau lors des prochaines crues de récurrence trentennale ou supérieure. (2) Le chenal n'est entretenu (curage, déboisement et taille des arbres) que dans les **secteurs visibles** par un maximum de personnes, de part et d'autre des ponts par exemple ; ailleurs, la reconquête forestière est très rapide et problématique en cas de nouvelle crue (embâcles, accroissement de la rugosité et diminution de la capacité). (3) Des **merlons**, des **gabions** et des **enrochements**, de nature et d'efficacité distinctes, sont construits selon des alignements qui reprennent le tracé des **anciennes berges**.
- **Traitements de la plaine d'inondation** : (1) On a contribué à **effacer** rapidement les **traces** de la **crue** (les dépôts de crue sont pourtant utiles à la délimitation de l'espace de mobilité, cf. *infra*). (2) Les principales actions se résument au **remblaiement** des **chenaux de brèche** (**figure 8.33**) et au **nivellement** des surfaces sur lesquelles des replantations de vigne ont été programmées (amont de Pautard). (3) Rien n'est pour l'instant entrepris pour améliorer l'**écoulement du pluvial** (**figure 8.34**).



Figure 8.32 – Impacts hydromorphologiques et restauration du chenal de l'Argent-Double dans la plaine des Agals (Peyriac-Minervois amont). **A** : Impacts des aménagements hydrauliques sur la morphogénèse du lit lors de la crue de 1999. 1 = incision marquant la limite du chenal en crue ; 2 = direction du flux de crue ; 3 = phénomène de réflexion du flux de crue lié à la présence du mur bétonné ; 4 = banc graveleux ; 5 = épandage sableux ; 6 = plaine d'inondation ; 7 = zone exondée ; 8 = lit mineur ; 9 = limite du chenal après la crue ; 10 = seuil bétonné ; 11 = gabion (non détruit) ; 12 = mur bétonné (non détruit) ; 13 = mur basculé ou détruit ; 14 = enrochement détruit ; 15 = ripisylve ou haie ; 16 = vignoble ; 17 = vignoble arraché ou enseveli ; 18 = habitat ; 19 = future chenalisation (cf. photos B, C et D) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002, modifié]. **B** : Bande active de l'Argent-Double quelques semaines après la crue de 1999. Noter son élargissement bien au-delà des limites du chenal, dont la berge de RD est encore souligné par des gabions et des des enrochements (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999). **C** : Durant l'été 2002, le SIABAD fait procéder à des travaux de chenalisation et de restauration des berges, sans que la largeur du chenal ne soit augmentée : noter au premier plan le contact entre l'ancien mur et les nouveaux gabions (cliché A. et D. Baudouy, 2002). **D** : Un an après la chenalisation, le lit est déjà encombré par une ripisylve juvénile (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2003).



Figure 8.33 – Impacts hydromorphologiques et restauration du chenal de l'Argent-Double en aval du Domaine Pautard (Peyriac-Minervois amont). **A** : Brèche ouverte en rive droite, liée à une capacité du chenal insuffisante pour évacuer les flux de la crue de novembre 1999 (cliché A. et D. Baudouy, 1999). **B** : Restauration du chenal à qui l'on redonne une capacité identique à celle qu'il avait avant la crue de 1999 (cliché A. et D. Baudouy, 2002).

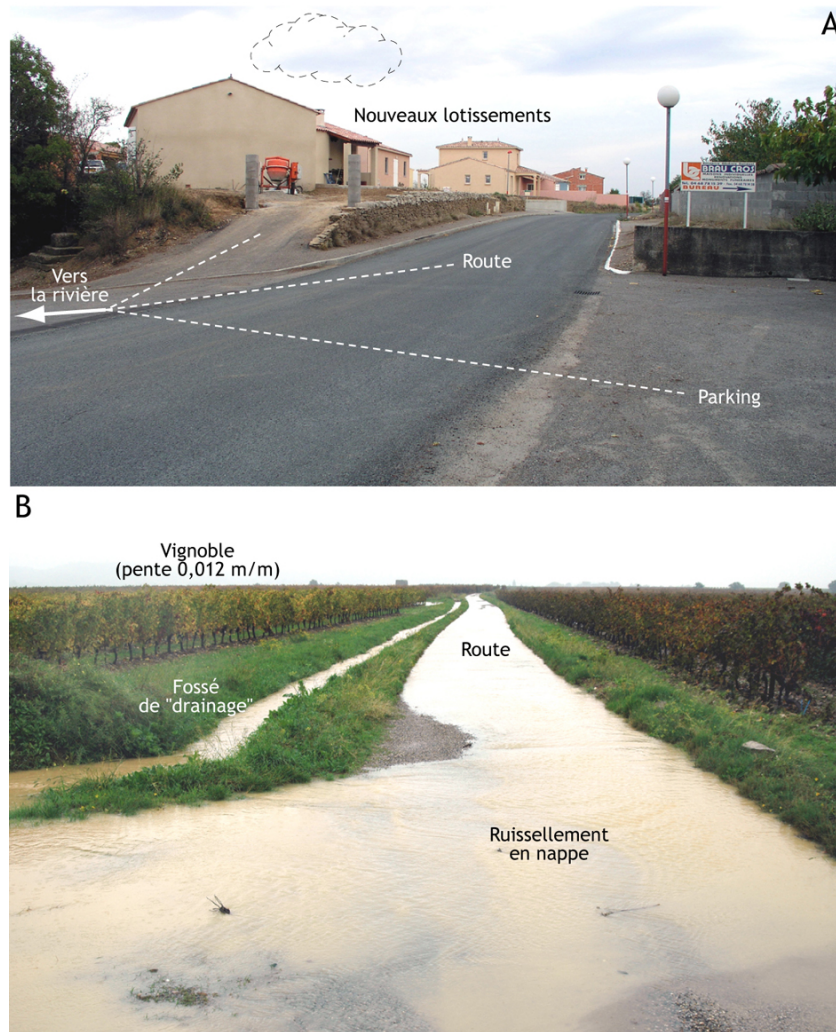


Figure 8.34 – La contribution non négligeable des eaux pluviales lors des crues. A : Renforcement des coefficients de ruissellement par la construction de lotissements sur les interfluves, sans mise en place de réseau de récupération des eaux pluviales (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2002). **B :** Exemple de ruissellement en nappe sur les interfluves provoquée par une petite averse en octobre 2005 (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2005).

1.2.6.2 – Quelles pourraient-être les solutions durables pour réduire significativement le risque de crue ?

Une gestion s'impose à l'échelle du bassin-versant. Les pratiques destinées à atténuer les risque de crue s'inscrivent dans une stratégie globale de lutte contre les inondations, qui nécessite de traiter l'hydrosystème dans son intégralité spatiale, avec toutes ses composantes, naturelles et humaines. La compréhension du fonctionnement de l'aléa dans le cadre de son bassin-versant est un préalable à toute élaboration d'un plan global de gestion ; en permettant la délimitation d'espaces réservés prioritairement à la rivière en crue, l'approche « naturaliste » permet aussi de poser aux responsables de vraies questions (discontinuités des structures de protection, non prise en compte d'un espace de mobilité de la rivière suffisant, entretien du lit après travaux, etc.). À la politique de travaux de protection rapprochée, faciles à légitimer pour un élu auprès de ses administrés, doit succéder une réflexion globale, qui débouche sur des solutions satisfaisantes pour développer une véritable solidarité entre l'amont et l'aval du bassin-versant. La maîtrise d'ouvrage doit donc être aux mains de structures trans-départementales telles le SMMAR (Syndicat Mixte des Milieux Aquatiques et des Rivières), qui regroupe depuis 2004 plusieurs

syndicats de gestion des bassins versants. Seuls des maîtres d'ouvrage ayant une forte légitimité politique sur l'ensemble du bassin-versant seront capables d'imposer l'intérêt collectif sur les intérêts communaux et individuels.

Il est nécessaire de maintenir un espace de mobilité suffisant du chenal. Quelques initiatives individuelles ont été intéressantes de ce point de vue, à l'image de celles conduites sur le Domaine Pautard (figure 8.35). Dans un premier temps (quelques mois après la crue), le propriétaire avait envisagé de mettre en place une base de loisirs axée sur l'utilisation de l'eau de la rivière. Il a finalement opté pour une **remise en prairie** de la plaine alluviale, pratique qui était systématique avant la Deuxième Guerre mondiale dans la région.

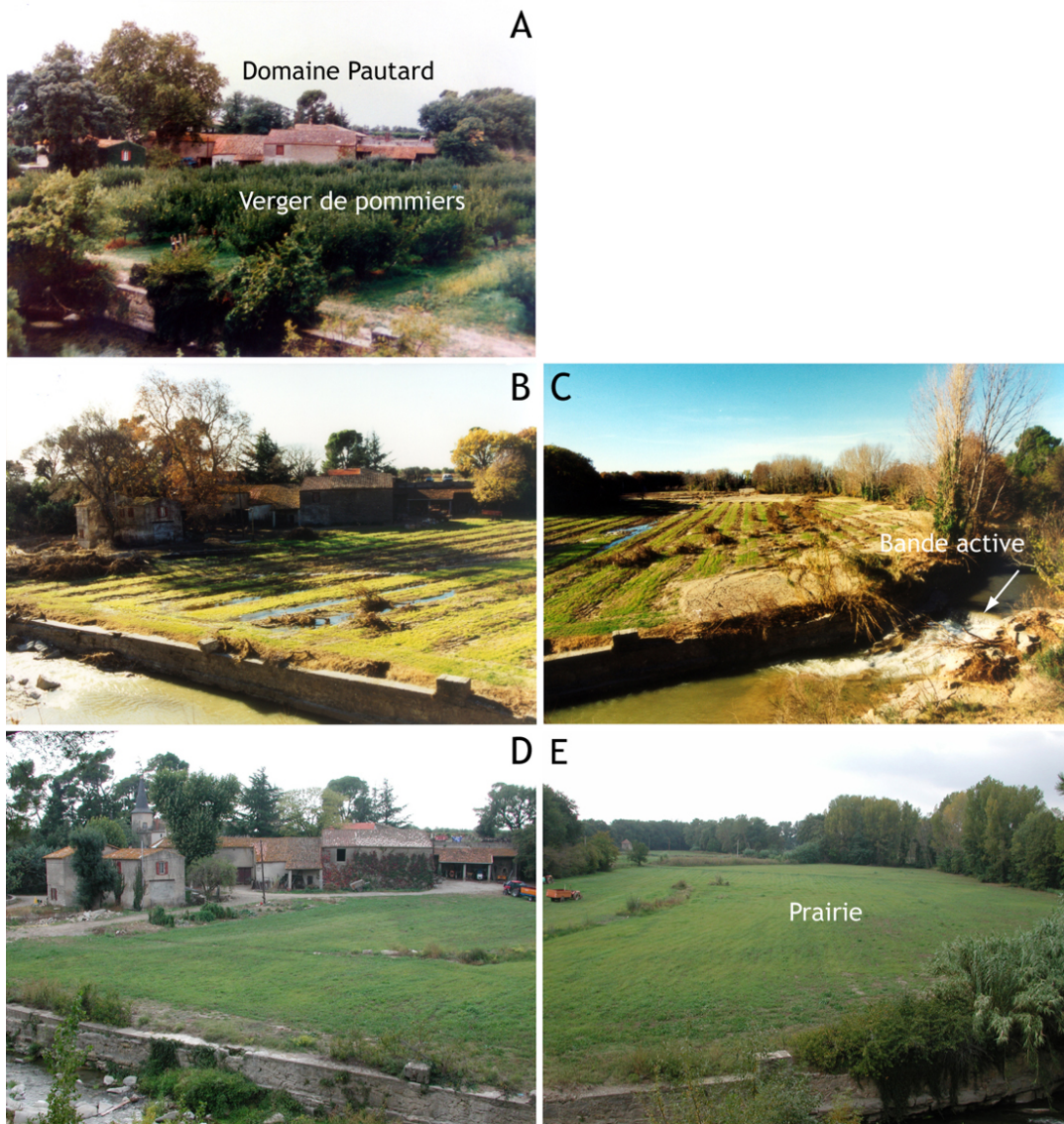


Figure 8.35 – Exemple d'actions positives (individuelles) dans la plaine alluviale. A : Le verger de pommiers du Domaine Pautard, planté avant la crue dans la plaine d'inondation de l'Argent-Double, en aval de la confluence avec le Ruisseau du Souc (cliché A. Baudouy, 1998). B et C : Le décapage (sur 20-30 cm) de la surface de la plaine d'inondation, observé après le passage de l'onde de crue, témoigne de la puissance des écoulements ; l'arrachage de la quasi-totalité du verger a contribué à grossir les embâcles de troncs flottés en aval (cliché G. Arnaud-Fassetta, 1999). D et E : La plaine alluviale a finalement été remise en prairie, comme cela était d'usage autrefois (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2002).

Le maintien d'un espace de mobilité suffisant de la bande active passe aussi par d'autres options, basées sur les concepts d'« espace de liberté » et d'« espace de mobilité fonctionnel » (Epteau *et al.*, 1998). La mise en pratique de ce concept nous a permis de quantifier la largeur optimale nécessaire pour permettre au chenal de divaguer librement et sans risque induit dans la plaine alluviale. Testé en amont de Peyriac-Minervois (**figure 8.36**), les résultats montrent que l'espace de mobilité du chenal varie de 22 à 186 m (moyenne 124 m). La section du chenal pourrait donc être facilement recalibrée en respectant cet ordre de grandeur, d'autant qu'il s'agit d'une zone de dissipation naturelle des crues et qu'aucun enjeu n'y est présent. L'espace de liberté rejoint ainsi l'espace de bon fonctionnement du cours d'eau.

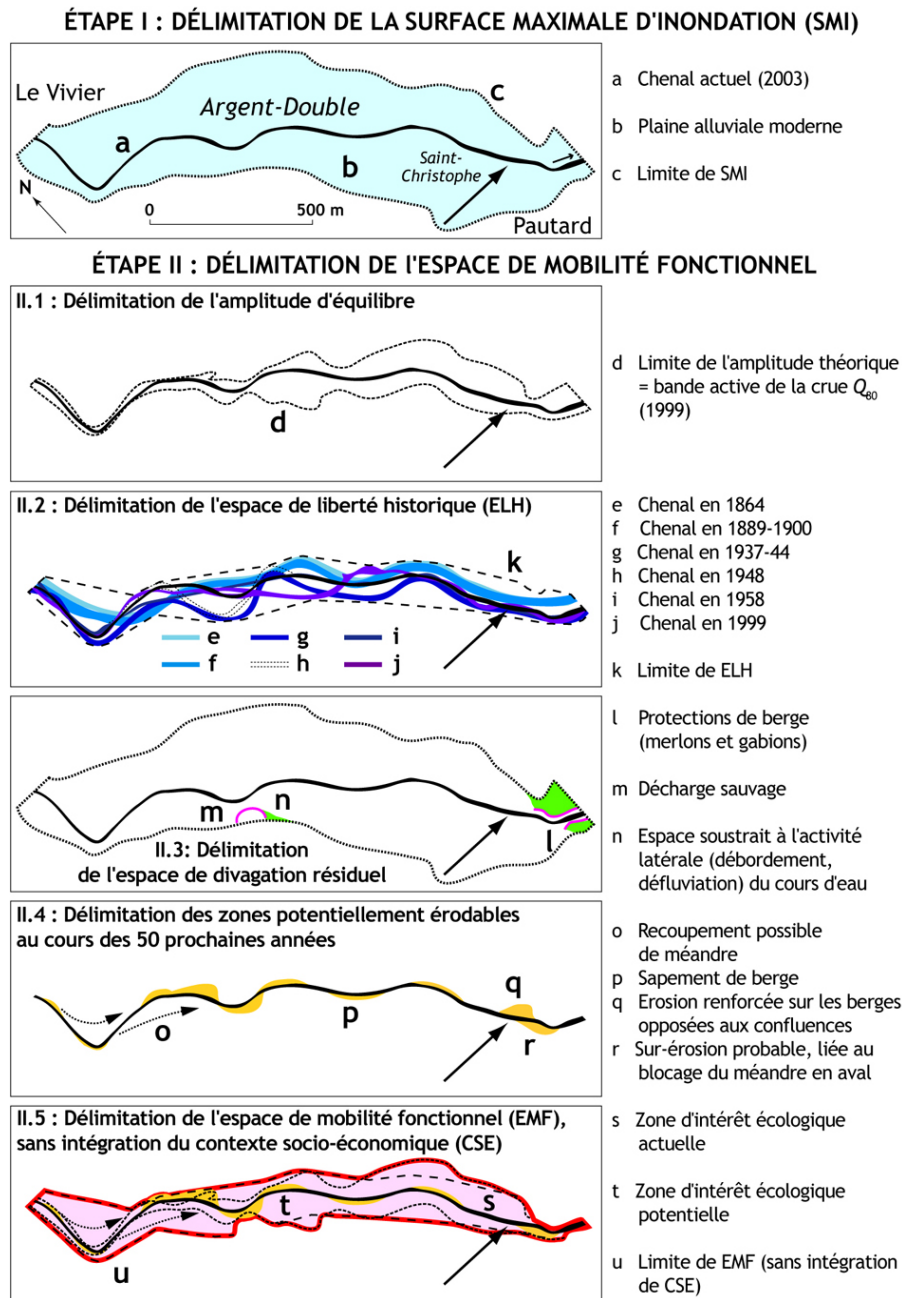


Figure 8.36 – Caractérisation de l'espace de mobilité fonctionnel de l'Argent-Double dans la plaine alluviale située en aval de Caunes-Minervois (secteur de la décharge sauvage), selon la méthode proposée par Epteau *et al.* (1998).

Elargir le chenal de façon à ce qu'il absorbe une grande partie des crues. Pour calibrer la capacité du chenal, nous avons développé une méthode intégrant les **indicateurs morphosédimentaires** (prise en compte de dépôts marquant l'extension de la bande active) à la **modélisation hydraulique** (« modèle hydraulique monodimensionnel à casiers ») avec le logiciel *InfoWorks, for River Systems* (IWRS). Testé sur le tronçon de l'Argent-Double situé en amont de Peyriac-Minervois, le modèle hydraulique est en construction (**figure 8.37**). Son application devrait permettre de définir la **géométrie du chenal optimale pour absorber la crue Q_{30} à Q_{100}** , c'est-à-dire celle qu'il avait avant la phase de contraction artificielle de la fin du XIX^{ème} siècle et de la première moitié du XX^{ème} siècle.

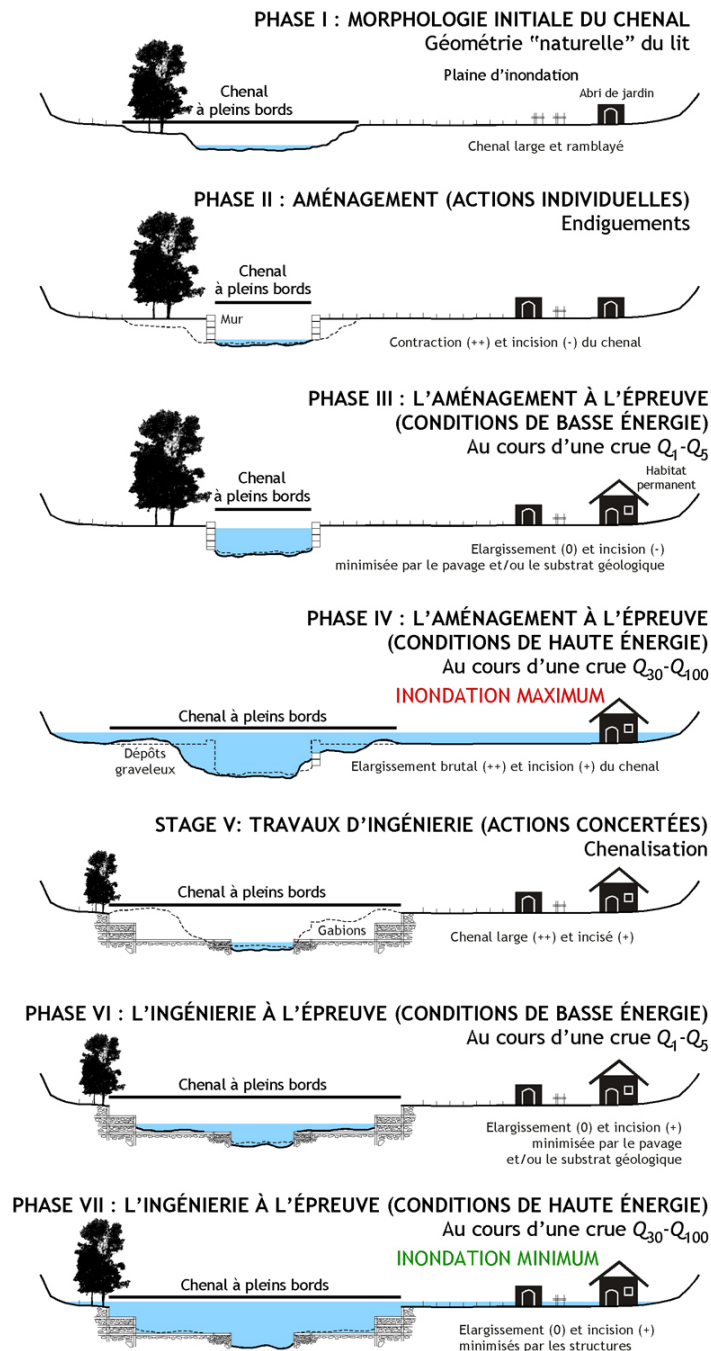


Figure 8.37 – Synthèse de l'évolution de la plaine alluviale de l'Argent-Double et de la façon dont les crues ont été (et devraient être) prises en compte lors des opérations d'aménagement hydraulique.

De la nécessité des mesures destinées à maîtriser le foncier. Dans la plaine alluviale, la densité d'occupation a surtout augmenté depuis les décennies 1960-1970. L'urbanisation de la plaine alluviale s'est faite essentiellement au détriment de **plaine d'inondation**, espace jusqu'alors dévolu à des usages tolérant la submersion (prairies et pâturages). La contrainte liée à l'extension récente du bâti oblige à redéfinir un **nouvel espace de mobilité fonctionnel de la bande active** qui devrait pouvoir être intégré dans les **cartes de l'aléa inondation des PPRI**. En définitive, le contrôle des espaces fluviaux concernés par les élargissements de chenal et par la mise en place de zones d'expansion de crue renvoie à la question du foncier. Les outils juridiques existants suggèrent que la solution la plus sûre pour maîtriser l'hydrodynamique et les risques d'inondation est **l'acquisition par la puissance publique des terrains concernés**.

Au total, cette recherche amène à questionner la pertinence des **méthodes utilisées par les aménageurs et les autorités compétentes pour réduire le risque de crue et d'inondation**. Elle met aussi en évidence la nécessité d'une **approche multidisciplinaire ou multidomaine** (aménagement, ingénierie hydraulique, hydrogéomorphologie) permettant des actions concertées et efficaces conduites à l'échelle des bassins versants, sans lesquelles aucune véritable mesure de protection ne pourra être assurée pour les populations riveraines des cours d'eau. Dans le bassin de l'Argent-Double, la **nouvelle crue de novembre 2005** aura une fois de plus pointé l'urgence de prendre les mesures qui s'imposent pour atténuer le risque torrentiel...

1.3 – Conclusions

L'étude des deux bassins (Haut-Guil, Argent-Double) aboutit aux mêmes conclusions : les **actions humaines** sont restées un **facteur secondaire** de la **dynamique torrentielle**, à l'échelle des 150 dernières années. Le fonctionnement des plaines alluviales est assuré essentiellement par les **crues BFHM**, qui élargissent considérablement la bande active de tressage à leur passage, et ce malgré des interventions sur le chenal destinées à le contracter.

Face à un tel phénomène, on est en droit de se demander si des actions destinées à vouloir contenir les flots de crue dans un chenal sous-calibré ne sont pas vaines. **Dans les deux bassins, nous avons proposé des actions reposant sur la prise en compte de l'espace nécessaire à la rivière pour évacuer la crue Q_{30} - Q_{100} .**

Si dans ces bassins torrentiels, les actions anthropiques n'ont eu que peu d'effet sur la dynamique des cours d'eau, il n'en a pas été le cas dans les **grands bassins** comme celui du **Rhône** où les aménagements hydrauliques, on va le voir, ont largement modifié la morphologie du chenal et le fonctionnement de la plaine alluviale en général.

2 – DYNAMIQUE FLUVIALE ET RISQUE (CRUE, ÉROSION, INONDATION) DANS LA BASSE VALLÉE DU RHÔNE (DE PONT-SAINT-ESPRIT À LA MER)

2.1 – Introduction, caractéristiques du tronçon fluvial et problématique

Le Rhône est le fleuve sur lequel je travaille depuis 1992. Suite à mes travaux de thèse (Arnaud-Fassetta, 1998), j'ai pu dresser une **synthèse du fonctionnement moderne** de l'hydrosystème, en caractérisant plus particulièrement la métamorphose fluviale survenue à la fin du XIX^{ème} siècle. Ce travail s'est accompagné d'un approfondissement des techniques de la cartographie hydrogéomorphologique de terrain, des protocoles méthodologiques permettant de

quantifier les conditions hydrauliques dans le chenal, tout en étendant mon domaine d'étude vers l'amont, jusqu'à Pont-Saint-Esprit.

De la confluence avec l'Ardèche à ses embouchures, le Rhône traverse **deux secteurs fonctionnels homogènes (figure 8.38)**.



Figure 8.38 – Carte du secteur étudié dans la basse vallée du Rhône.

Entre Pont-Saint-Esprit et Beaucaire-Tarascon, la plaine alluviale holocène du Rhône est délimitée par un « encaissant » représenté par des affleurements rocheux (cristallins ou sédimentaires), des colluvions et des terrasses fluviales dont les plus basses ont pu être réactivées en 1856 ; dans les secteurs de confluence, elle s'interstratifie avec les apports latéraux disposés sous forme de cônes de déjection. Le chenal fluvial s'inscrit dans une succession de bassins alluviaux, où la bande active du Rhône, jusqu'à une époque très récente, était soumise à des migrations latérales et des défluviations, et de défilés, plus ou moins étroits, sous contrôle de la structure géologique (plis calcaires orientés E-W), dans lesquels la pente hydraulique s'accroît. En aval de Beaucaire-Tarascon, la plaine alluviale est bordée par le chaînon calcaire des Alpilles à l'est et les nappes alluviales du Pléistocène ancien (Montagnette, Costières du Gard) à l'ouest. L'atténuation de la pente vers la mer favorise l'aggradation et la mise en place du grand delta, dans lequel le Rhône sinue à l'ouest (Petit Rhône) ou rejoint la Méditerranée par un tracé plus direct à l'est (Grand Rhône).

Les interventions humaines sur l'hydrographie et l'hydraulique ont joué et jouent encore un rôle essentiel dans le fonctionnement du chenal dans sa plaine alluviale ou deltaïque.

Après les crues de 1840 et 1856, le Service Spécial du Rhône (SSR) a été chargé de l'aménagement du Rhône pour atténuer l'impact des inondations et augmenter la capacité navigable du fleuve. Le SSR a réalisé dans un premier temps une homogénéisation des **digues insubmersibles** dans la plaine d'inondation, les premières **rectifications** du chenal, la construction de **digues submersibles** pour déconnecter les bras secondaires (*i.e.*, les « lônes ») du chenal principal et l'immersion d'**épis hydrauliques** pour contrôler l'orientation des flux dans le chenal et favoriser son autocurage.

Ainsi, entre Pont-Saint-Esprit et Beaucaire-Tarascon, **plus des deux-tiers** du linéaire fluvial (berges, îles) ont été aménagés entre la fin du XVIII^{ème} siècle et 1870. En aval de Beaucaire-Tarascon et dans l'aire deltaïque en particulier, l'aménagement majeur fut l'**endiguement du Rhône**, qui fut achevé vers 1869. Les digues, censées protéger le delta des inondations fluviales, limitèrent dès lors les apports de limons fertiles et d'eau douce par le Rhône, et favorisèrent l'aggradation des plaines d'inondation (*i.e.*, les « ségonnaux ») à l'intérieur des digues. Ce phénomène d'aggradation sur les marges du chenal a donc contribué à renforcer l'impact de l'aléa et le risque en cas de rupture de digue.

Dans les années 1890, le SSR, alors dirigé par l'ingénieur en chef Girardon, poursuit les travaux de rectification du chenal tout en généralisant la pose de casiers (*i.e.*, les « casiers Girardon »), submersibles au-dessus du niveau d'étiage. Cette opération, conduite entre 1911 et 1938 entre Beaucaire et Arles et dans le Grand Rhône, sera relayée par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR), créée en 1933 pour gérer et exploiter la puissance hydraulique du fleuve.

Mes travaux ont permis de préciser quelles ont été les **conséquences de ces actions anthropiques sur la morphologie et l'hydrodynamique du chenal**. Ainsi, cette étude propose d'analyser la **métamorphose** survenue dans le Bas-Rhône à partir de la fin du XIX^{ème} siècle (Arnaud-Fassetta, 2003). Elle en précise son expression entre Pont-Saint-Esprit et la mer et insiste sur les **facteurs** à l'origine des transformations géomorphologiques et hydrauliques. Elle montre que la métamorphose est largement influencée par les **actions humaines**, dans le contexte de **réduction de la fréquence des grandes crues** au cours du XX^{ème} siècle.

Par ailleurs, **ces actions n'ont pas réduit à zéro le risque d'inondation**. À plusieurs reprises au cours du XX^{ème} siècle, le Rhône a débordé et inondé le fond de vallée et la plaine deltaïque. Le phénomène est lié à des ruptures de digue ou à des surverses par trop plein d'eau dans le chenal. En particulier, les **crues de 1993-1994** sur lesquelles j'ai pu travailler (Arnaud-Fassetta, 1996 et 1998) ont causé de graves dommages en Camargue. Plus récemment, la **crue de 2003** a une nouvelle fois rappelé le risque et l'urgence de le traiter à l'échelle du bassin-versant. Cette étude en détaille les impacts hydromorphologiques et avance quelques points de réflexion sur la relation entre les **processus en vigueur lors des crues BFHM** et la façon de les prendre en compte pour **atténuer le risque d'inondation**.

2.2 – Méthodes d'étude

2.2.1 – Évolution de la géométrie en plan du chenal

La prépondérance croissante des actions anthropiques a été mise en évidence par l'étude diachronique des **cartes**, des **photographies aériennes**, des **textes**, complétée par les **observations de terrain** (mai 2001). De Pont-Saint-Esprit à la Méditerranée (200 km), le Bas-Rhône a été subdivisé

en quatorze tronçons sur la base de leurs spécificités morphostructurales et hydrosédimentaires. L'évolution de chaque tronçon a été précisée à cinq dates : 1840-1880, 1880-1910, 1910-1960, 1960-1980, 1980-2000. Les cartes utilisées ont été standardisées (orientation, échelle, calage, projection), avant d'être ramenées à l'échelle du 1/50.000 puis superposées. L'ajustement et le lissage ont été effectués manuellement, permettant ainsi de corriger les distorsions liées à des projections diverses, et les écarts de précision liés aux différences d'échelle. La géométrie en plan du chenal a été quantifiée par plusieurs variables : la **largeur** de la bande active, les indices de **sinuosité** et de **tressage** et le nombre d'**îles** et de **bancs** ; elle a été complétée par les données concernant la **végétation** et l'**utilisation des sols** (bois et taillis, prairies, cultures, sol nu).

2.2.2 – Évolution des sections transversales et de l'hydraulique

Dans le delta, l'évolution du Rhône à partir de la fin du XIX^{ème} siècle a été analysée à partir de plusieurs types de données :

- les **profils en travers** (1895, 1907, 1995, 1999) et longitudinaux (1895, 1907, 1967, 1969, 1991, 1995) sur le Petit Rhône (101 valeurs) et le Grand Rhône (39 à 85 valeurs) ;
- les **données hydrauliques** (débit, capacité de transport, puissance spécifique, force tractrice), calculées à partir des sections en travers du Petit Rhône (101 valeurs) et du Grand Rhône (39 valeurs) ;
- les **sources historiques**, à savoir les archives hydrologiques (1500-2000) du Rhône à Arles compilées par Pichard (1995) ;
- la **sédimentologie des dépôts du chenal**, sur la base d'une comparaison des diagrammes CM des sédiments du Rhône du Bras de Fer (1586-1725 ; 121 valeurs ; Arnaud-Fassetta et Provansal, 1999) et ceux du Rhône actuel (72 valeurs ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003).

2.2.3 – Impacts hydromorphologiques de la crue de décembre 2003 et bilan d'érosion

Les **formes fluviales, la géométrie des corps sédimentaires et les caractéristiques des alluvions** ont été déterminées à partir de plusieurs types de données et de techniques (cartes topographiques, images satellite, mesures de terrain, analyses au laboratoire). Le travail de terrain a été préparé à l'université avec l'acquisition d'une image SPOT 4 (7 décembre 2003 ; résolution 20 m) et de plusieurs photos de la zone inondée prises au sol ou depuis un hélicoptère ou un avion, complétées par l'analyse des cartes topographiques IGN au 1/25.000 et géologiques BRGM au 1/50.000 de la basse vallée du Rhône. Les cartes topographiques originales ont été agrandies au 1/5000 sur les sites d'étude pré-sélectionnés, et quadrillées selon des carrés de 1 m² de surface.

J'ai effectué une **mission de terrain** dans le delta du Rhône du 17 au 31 décembre 2003, ce qui a représenté une centaine d'heures de travail. Les relevés topographiques et morphosédimentaires ont été effectués au cours de la prospection de la zone sinistrée. Sur les deux sites plus particulièrement étudiés (Petit Argence et Claire Farine), une **cartographie hydrogéomorphologique détaillée** m'a permis de mettre en évidence les principaux traits physiographiques des deltas de rupture de levée (DRL), l'organisation et la distribution des corps sédimentaires et leur faciès associés, basés sur la texture et la structure. Les **indicateurs hydrauliques** (direction des principaux flux, hauteur d'eau...) et les données concernant l'**occupation** et l'**utilisation des sols** (mas, vergers, champs de céréales, prairies, ripisylve...) ont également été cartographiés. Les relevés topographiques ont été réalisés avec un théodolite à visée reflex, assisté le plus souvent par un télémètre de poche.

Dans le bassin d'inondation et à proximité du chenal, l'**échantillonnage des sédiments** s'est fait en tenant compte des variations faciologiques et morphologiques observées. Cent soixante dix échantillons ont ainsi été collectés sur des coupes stratigraphiques naturelles ou à partir de carottages avec des tubes en PVC de 80 mm de diamètre enfoncés dans le sol avec une masse de 1,5 kg puis retirés à l'aide de deux démonte-filtres à huile de voiture (Arnaud-Fassetta, 1996 et 2000). Les dépôts de la crue de décembre 2003 ont pu être distingués des terrains pré-existants en prenant en compte plusieurs critères (couleur, surface de discordance ou de ravinement, sol pédologique et bioturbation, couche de débris organiques, etc. ; Arnaud-Fassetta, 1998).

Sur chaque point d'échantillonnage, j'ai mesuré la **distance** à vol d'oiseau par rapport à l'axe de la brèche, l'**épaisseur de sédiments** et la **hauteur d'eau maximale** au-dessus du sédiment, dérivée des marques de crue organiques et sédimentaires laissées sur les arbres ou les constructions, et de l'information recueillie auprès des sinistrés présents sur les lieux. Des relevés au fil à plomb à partir d'un petit bateau pneumatique m'ont permis de mesurer la **profondeur du chenal de DRL** à sa prise sur le Petit Rhône. La granularité des sédiments a été déterminée au laboratoire par tamisage (graviers) ou granulométrie laser. La subdivision des classes granulométriques s'est appuyée sur la classification Udden-Wentworth.

Au total, le traitement d'images corrélé aux observations de terrain m'a permis de délimiter précisément la **surface inondée** par la crue en aval de Beaucaire. Les cartes hydromorphologiques et les données sédimentologiques m'ont permis de définir avec une précision métrique les caractéristiques des zones d'accumulation et d'érosion, afin de proposer un **bilan d'érosion** à l'échelle de la plaine deltaïque.

2.3 – La métamorphose du Bas-Rhône de 1840 à nos jours

2.3.1 – Expression en plan (1840-2000)

Le lit fluvial du Bas-Rhône s'est contracté et considérablement simplifié depuis la fin du XIX^{ème} siècle (figure 8.39). Les deux principales phases se situent aux tournants du XIX^{ème}-XX^{ème} siècles et au milieu du XX^{ème} siècle. Les secteurs les plus sensibles aux changements se situent à l'aval d'Avignon et entre la confluence Ardèche-Rhône et la difffluence deltaïque.

	Variations par rapport à la période précédente (en %)					Variation 1840-2000 (en %)
	1840-1880	1880-1910	1950-1970	1970-1980	1980-2000	
Largeur moyenne du chenal	694 m	-19	-8	-6	-4	-32
Nombre d'îles	52	-33	0	-40	+5	-58
Nombre de bancs	62	-19	+30	-66	+5	-63

Figure 8.39 – Évolution de la largeur moyenne et du nombre d'îles et de bancs dans le Bas-Rhône de Pont-Saint-Esprit à la mer depuis 1840 [d'après Volcot, 2001, modifié]. La largeur moyenne a été réduite de près d'un tiers, et le nombre d'îles et de bancs de plus de la moitié.

Entre 1840 et 1880, le Bas-Rhône présente des chenaux multiples qui enserrant des îles et des bancs ; il tresse sur l'essentiel de son cours. Néanmoins, le nombre et la superficie des bancs

diminuent au cours de la période, le chenal tend à s'encaisser et la végétation se développe aux dépens de la bande active : la tendance générale à la contraction s'amorce.

Entre 1880 et 1910, le style fluvial est sinueux sur la majorité du cours, rectiligne au niveau des défilés et à méandres entre Roquemaure et Avignon. Le nombre d'îles et de bancs décroît respectivement de 33 % et 19 % alors qu'apparaissent les premiers gros travaux de chenalisation en aval, dans le lit du Petit Rhône puis du Grand Rhône (**figure 8.40**). L'évolution la plus importante est enregistrée entre Avignon et Fourques (pk 248-279). Les modifications restent moindres dans le secteur de Pont-Saint-Esprit/Mornas (pk 191-203). La mise en valeur des versants s'accroît alors que des opérations d'endiguement sont massivement conduites dans le lit fluvial.

Entre 1950 et 1970, si le nombre d'îles tend à se stabiliser, le nombre de bancs réaugmente (+30 %), notamment entre Roquemaure et Mézoargues, dans un contexte où le lit fluvial continue de se contracter et à se simplifier. Les transformations s'accroissent, surtout entre Marcoule et Fourques (pk 207-279), ainsi qu'aux embouchures du Rhône. Les versants connaissent un début de déprise rurale, tandis que la plaine d'inondation du Rhône et de ses affluents est aménagée à des fins agricoles, industrielles et/ou urbaines.

Entre 1970 et 1980, les changements fluviaux sont spectaculaires, notamment entre Marcoule et Beaucaire (pk 207-269), soit sur 60 km environ. Le Rhône, canalisé dans son lit mineur fortement artificialisé, subit un nouveau démaigrissement sédimentaire qui se traduit par une forte diminution du nombre d'îles (-40 %) et de bancs (-65 %).

Entre 1980 et 2000, la phase de régularisation est en voie d'achèvement en amont, notamment entre Pont-Saint-Esprit et Mornas (pk 191-203). Le Bas-Rhône présente un chenal unique, rectiligne ou sinueux et quasiment privé d'îles.

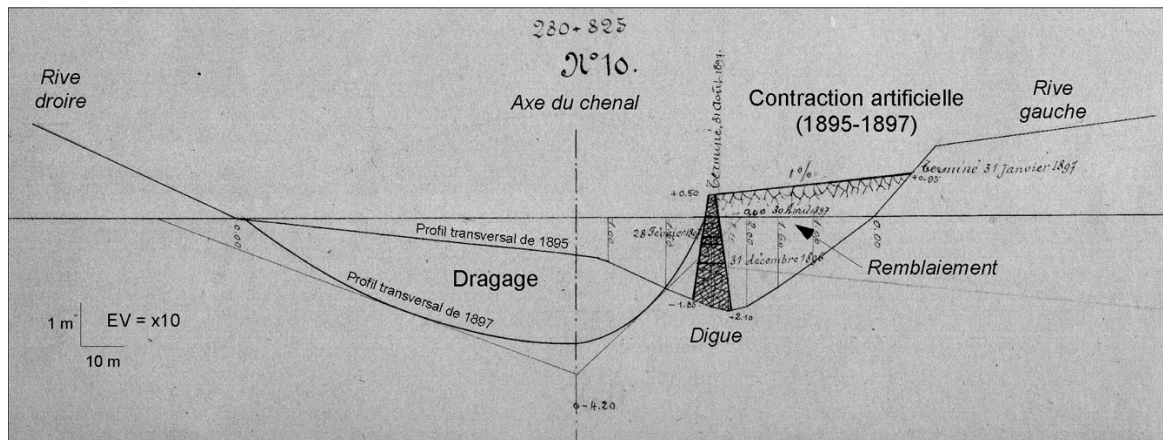


Figure 8.40 – Contraction artificielle et dragage du chenal du Petit Rhône entre 1895 et 1897 montré sur une section en travers dressée par les Ponts et Chaussées en 1898 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. Ces travaux d'ingénierie hydraulique expliquent le phénomène de contraction et d'incision auquel est confronté le Bas-Rhône depuis la fin du XIX^{ème} siècle.

En conclusion, le chenal du Bas-Rhône s'est contracté de plus de 30 % depuis 1840, essentiellement sous l'influence des travaux de chenalisation (figure 8.41A). La phase principale de contraction se situe entre 1880 et 1910 puis le phénomène semble se ralentir au cours du XX^{ème} siècle. Dans le même temps, le lit fluvial s'est considérablement simplifié. Ainsi, le nombre d'îles et de bancs a diminué dans les mêmes proportions (~60 %). On explique ce phénomène par le renforcement des puissances fluviales, imposés par la nouvelle géométrie du chenal acquise après les travaux hydrauliques, et l'épuisement, par les extractions et les dragages, d'un stock sédimentaire dont le renouvellement est devenu plus difficile depuis la fin du Petit Âge Glaciaire.

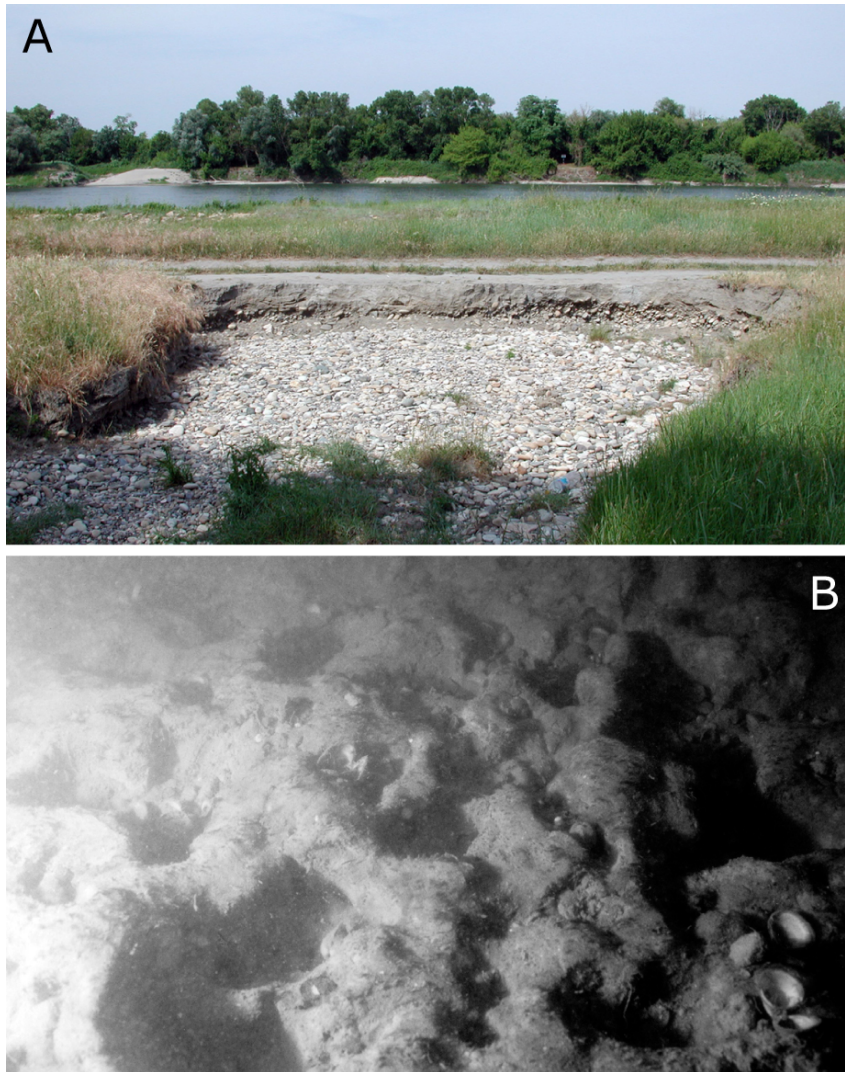


Figure 8.41 – Contraction du chenal du Bas-Rhône et impacts sur le plancher alluvial. A : Coupe stratigraphique en rive droite du Rhône en aval de Pont-Saint-Espirit, montrant le recouvrement de la bande active à galets par des dépôts de débordement fins et pédogénéisés (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001). B : Plancher alluvial actuel du Petit Rhône incisé dans les dépôts de plaine d'inondation holocènes du delta (cliché M. Guillemard, 1995).

Entre 1840 et 1910, les **bancs gravelo-sableux** du Rhône se trouvaient en plus grand nombre entre Pont-Saint-Espirit et Mésoargues ; en 1950-1970, on les retrouve principalement entre Roquemaure et Beaucaire alors qu'en 1980-2000, les plus nombreux sont entre Beaucaire et Fourques. Ce phénomène traduit la migration d'une charge de fond en cours d'épuisement, dont la source d'alimentation principale semble se situer en amont de Pont-Saint-Espirit, ce qui tendrait à relativiser le rôle que le barrage durancien de Serre-Ponçon, mis en service en 1960, est supposé avoir joué dans le phénomène de « sous-alimentation » en charge solide du Bas-Rhône. Le nombre réduit de bancs entre 1970 et 1980 est corrélé au régime hydrologique du Rhône : il s'explique par la rareté des crues au cours de cette décennie.

Dans le **delta du Rhône**, les travaux de chenalisation ont provoqué le rétrécissement du chenal du Rhône. La largeur du chenal à pleins bords du Petit Rhône a été réduite de 25 %, passant de 181 m en 1895 à 135 m en 1995. Celle du Grand Rhône a été réduite de 21 %, passant de 428 m en 1907 à 337 m en 1999 (**figure 8.42**).

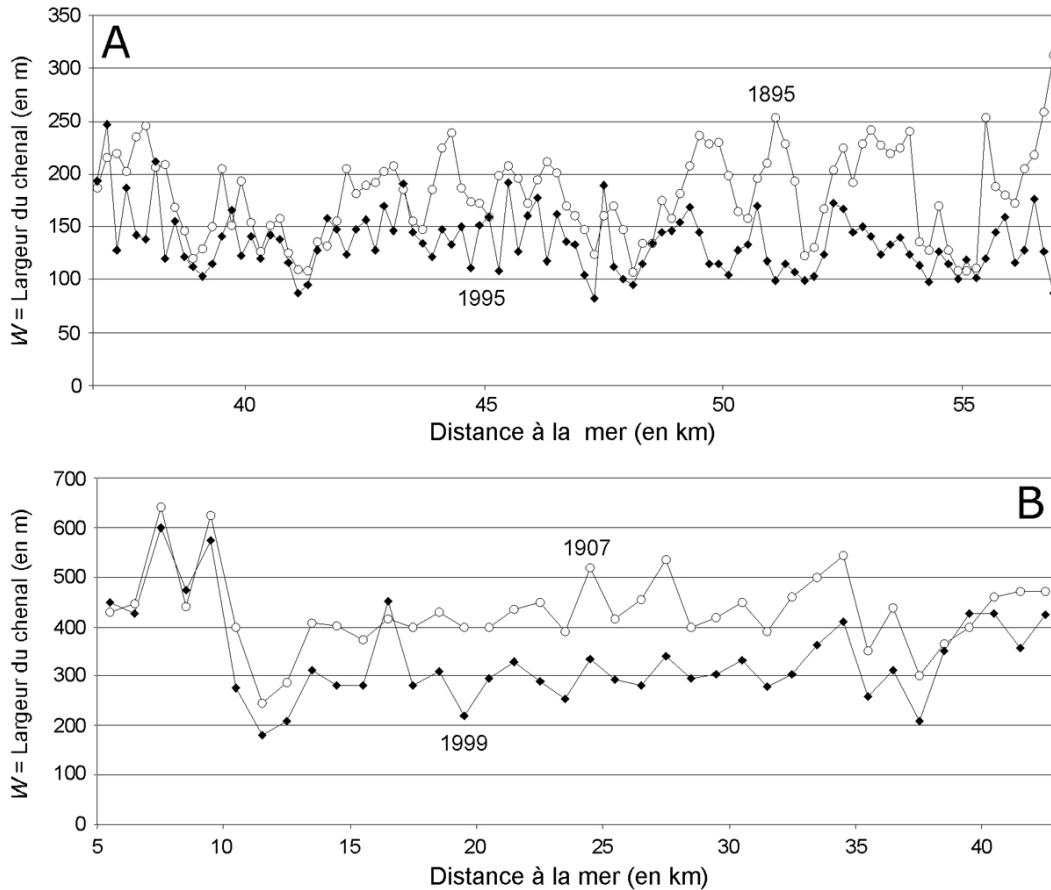


Figure 8.42 – Évolution de la largeur des chenaux du Petit Rhône (A) et du Grand Rhône (B) entre 1895 et 1999 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. Les deux graphiques montrent la contraction des chenaux deltaïques, provoquée par les travaux de chenalisation de la fin du XIX^{ème} siècle.

2.3.2 – L'évolution de la section transversale et des conditions hydrauliques (1895-1995)

La contraction du lit du Rhône s'est accompagnée d'une incision du plancher alluvial, principalement dans l'axe du chenal. Dans le Petit Rhône, on observe une incision moyenne de 0,7 m (10 mm/a) entre 1895 et 1969. La même tendance est observée dans le Grand Rhône, avec une incision moyenne de 1,1 m (13 mm/a) entre 1907 et 1991 (**figure 8.43**). De nombreux tronçons du lit sont aujourd'hui caractérisés par un plancher alluvial taillé dans de vieux dépôts de la plaine deltaïque (**figure 8.41B**).

Dans l'axe du chenal, le phénomène d'incision n'a pas été compensé par le remblaiement (figure 8.44). Le chenal ayant pu migrer latéralement (de façon naturelle mais surtout artificielle lors de sa chenalisation), les surfaces remblayées ont pu être importantes sans que cela ne réduise sa capacité. Au contraire, le chenal du Rhône a été redessiné de façon à augmenter sa capacité. Au total, le bilan sédimentaire du Petit Rhône est excédentaire de 4,2 millions de mètres cube sur la période 1895-1995 mais une partie de ce volume est imputable aux remblaiements artificiels mis en place lors de la phase de chenalisation.

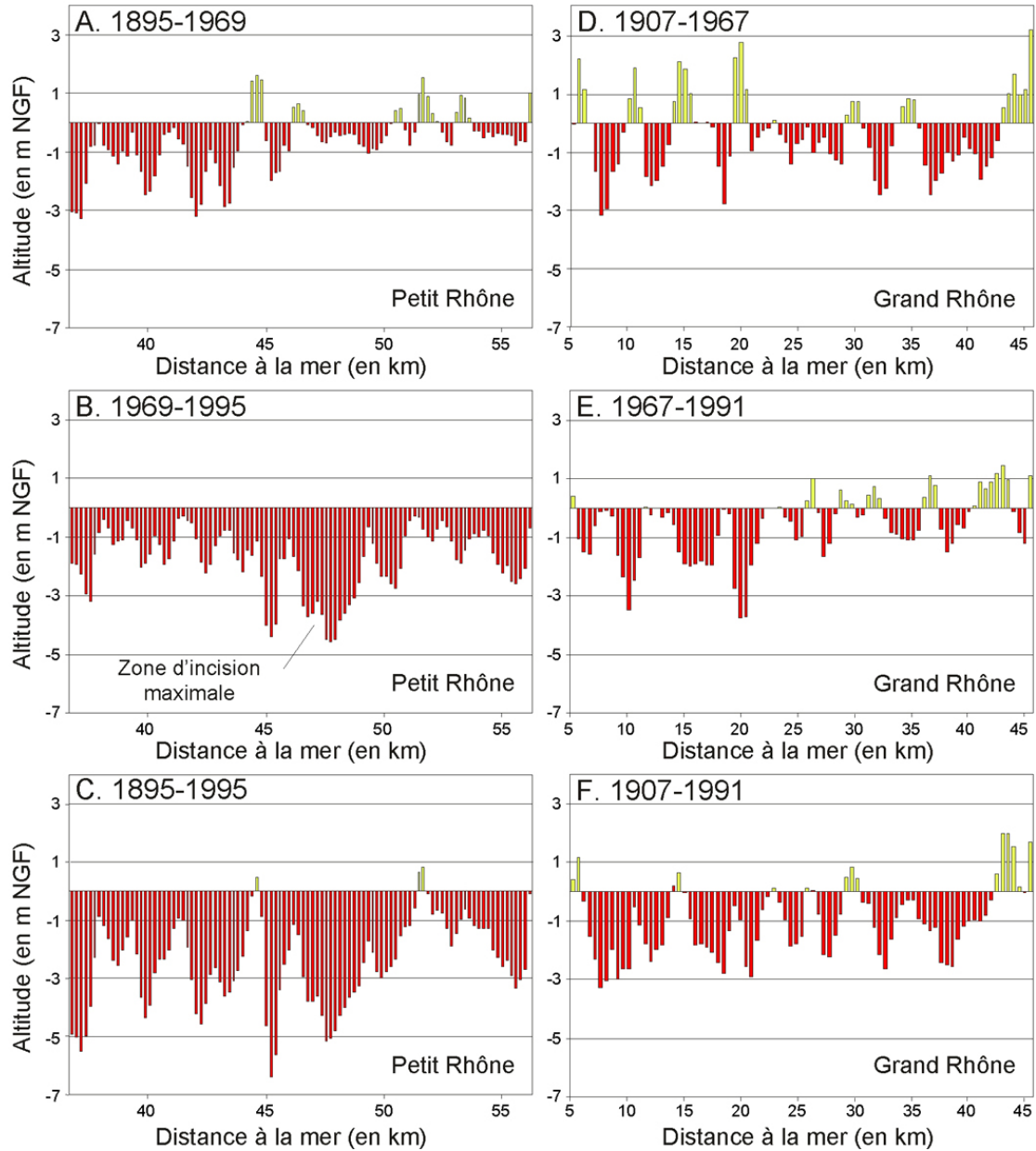


Figure 8.43 – Évolution du profil en long du Petit Rhône (1895-1969, 1969-1995, 1895-1995) et du Grand Rhône (1907-1967, 1967-1991, 1907-1991) [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. L'incision affecte les deux chenaux mais elle est plus prononcée dans le Petit Rhône.

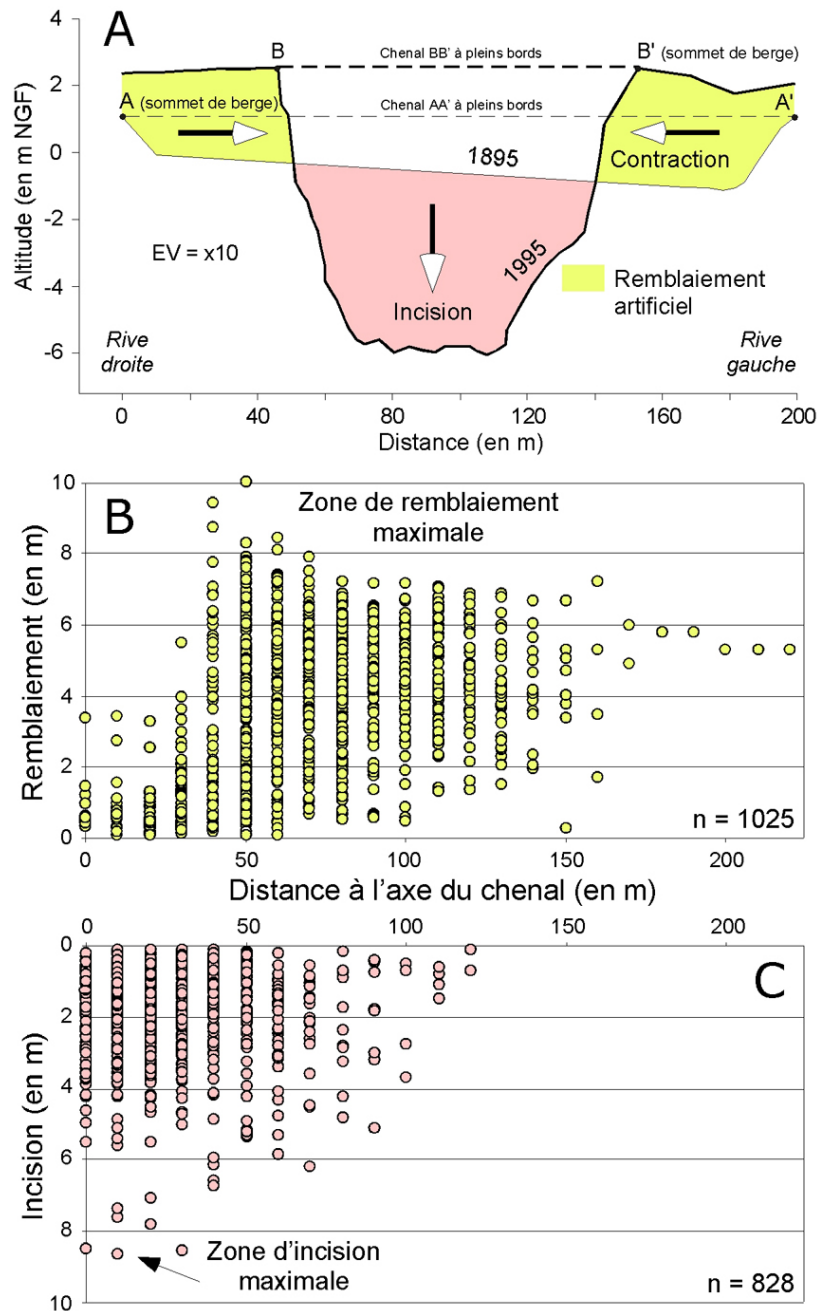


Figure 8.44 – Évolution de la section du chenal du Petit Rhône entre 1895 et 1995 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003, complété]. A : Évolution de la section transversale 44 km en amont de l'embouchure. En 1995, le chenal était large et peu profond. En 1995, il est devenu très incisé, en réponse à sa contraction artificielle et à la réduction des apports solides. B et C : Relations entre les phénomènes d'incision et de remblaiement et la distance à l'axe du chenal du Petit Rhône entre 1895 et 1995. Les zones d'incision et de remblaiement maximaux sont situées respectivement dans l'axe du chenal et sur ses marges. Les points correspondent à des mesures effectuées tous les dix mètres sur cent une sections transversales, du talweg jusqu'au sommet des berges.

L'augmentation de la capacité du chenal et de la pente du Rhône a contribué à l'accroissement des puissances spécifiques et des forces tractrices, augmentant ainsi la compétence et la capacité de transport critique du Rhône (figure 8.45).

A

Variable	Symbole	1895			1995			Variation moyenne 1895-1995 (en %)
		min.	moy.	max.	min.	moy.	max.	
Hauteur de berge (en m NGF)	H_m	1,0	3,6	6,5	1,8	4,7	6,8	+30
Largeur du chenal (en m)	W_b	107	181	312	82	135	247	-25
Profondeur moyenne du chenal (en m)	d_b	1,2	2,7	4,4	3,5	6,8	12,8	+150
Profondeur maximale du chenal (en m)	$d_{\max(b)}$	1,8	4,6	7,8	6,3	9,3	17,6	+100
Capacité du chenal (en m)	C_b	194	492	929	500	895	1285	+80
Puissance spécifique (en W/m^2)	ω_b	0,1	0,6	1,2	1,3	3,8	9,4	+535
Force tractrice (en N/m^2)	$\tau_{o(b)}$	0,5	1,0	1,8	2,0	3,7	6,3	+270
Débit liquide (en m^3/s)	Q_b	90	249	461	333	832	1205	+235
Débit solide (en $10^6 t an^{-1}$)	Q_s	-	7*	-	0,15	0,7**	2	-78
		*Surrell (1847)			**Pont <i>et al.</i> (2002)			

B

Variable	Symbole	1907			1999			Variation moyenne 1907-1999 (en %)
		min.	moy.	max.	min.	moy.	max.	
Hauteur de berge (en m NGF)	H_m	-	-	-	2	3,5	6,4	-
Largeur du chenal (en m)	W_{if}	-	428	-	183	337	600	-21
Profondeur moyenne du chenal (en m)	d_{if}	2,1	4,5	9,6	2,3	6,4	11	+40
Profondeur maximale du chenal (en m)	$d_{\max(if)}$	2,9	7,5	16,1	4	8	14,9	-7
Capacité du chenal (en m)	C_{if}	1105	1881	2356	820	2096	3767	+11
Puissance spécifique (en W/m^2)	ω_{if}	0,04	0,3	1,2	0,1	2,9	15,8	+865
Force tractrice (en N/m^2)	$\tau_{o(if)}$	0,1	0,5	1,9	0,1	1,7	16,5	+240
Débit liquide (en m^3/s)	Q_{if}	388	776	1397	759	899	925	+15
Débit solide (en $10^6 t an^{-1}$)	Q_s	-	28*	-	1,05	6,7**	17,7	-78
		*Surrell (1847)			**Pont <i>et al.</i> (2002)			

Figure 8.45 – Évolution des apports solides, de la hauteur de berges, de la géométrie du chenal et des conditions hydrauliques (A) dans le Petit Rhône à pleins bords entre 1895 et 1995 et (B) dans le Grand Rhône à basses eaux entre 1907 et 1999 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. Noter la réduction de la largeur moyenne du chenal et des apports solides et l'augmentation de la profondeur moyenne et de la capacité du chenal, de la puissance spécifique, de la force tractrice dans les deux bras.

La comparaison des diagrammes CM des sédiments du Rhône du Petit Âge Glaciaire (1586-1725) avec ceux des sédiments actuels montre que la compétence maximale du Rhône est aujourd'hui plus forte (figure 8.46). Ces résultats sont confirmés par la puissance spécifique critique, utilisée comme critère permettant de définir la compétence effective (figure 8.47). En 1895, la puissance spécifique (à pleins bords) du Petit Rhône lui permettait de déplacer des particules d'un diamètre jusqu'à 6,39 mm. En 1995, le renforcement de sa puissance spécifique a entraîné un accroissement significatif de la compétence effective, qui passe à 23,82 mm. Dans le même temps, la capacité de transport du fleuve s'est considérablement accrue (+1000 % en ce qui concerne la fraction sableuse 0,3-0,5 mm, très présente au fond des bras deltaïques).

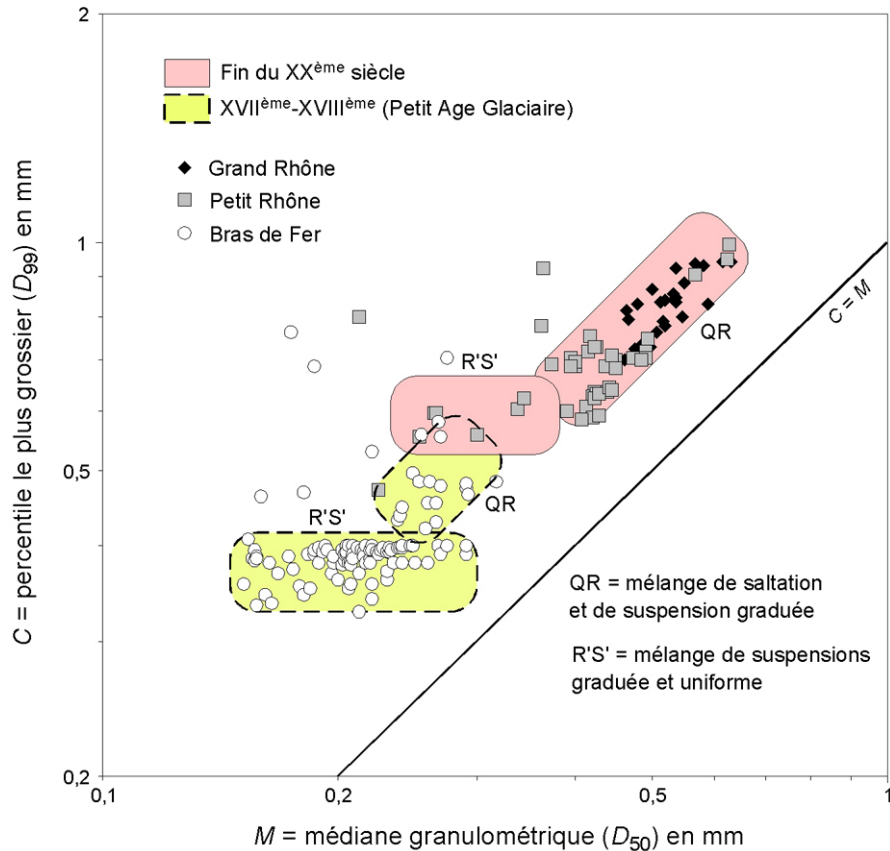


Figure 8.46 – Accroissement de la compétence du Rhône deltaïque depuis le Petit Âge Glaciaire, montrée par le diagramme CM de Passega [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. Les dépôts de chenal du Bras de Fer (XVII^{ème}-XVIII^{ème} siècles ; n = 121) ont été obtenus par carottage, ceux du Grand Rhône (n = 27) et du Petit Rhône (n = 46) actuels par échantillonnage en scaphandre autonome.

A

ω (en W/m^2)	d (en m)	D_{50} (en mm)	ω_{cr} (en W/m^2)	I_b (en $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$)
0,55	2,70	0,30	0,01	0,024
0,55	2,70	0,40	0,01	0,020
0,55	2,70	0,50	0,02	0,018
0,55	2,70	6,39	0,55	0,000

B

ω (en W/m^2)	d (en m)	D_{50} (en mm)	ω_{cr} (en W/m^2)	I_b (en $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$)
3,77	6,80	0,30	0,01	0,234
3,77	6,80	0,40	0,01	0,202
3,77	6,80	0,50	0,02	0,181
3,77	6,80	23,82	3,77	0,000

Figure 8.47 – Puissances spécifiques critiques (ω_{cr}) et capacité de transport de la charge de fond (I_b) du Petit Rhône à pleins bords en 1895 (A) et en 1995 (B) [d'après Arnaud-Fassetta, 2003].

2.3.3 – Bilan et impact sur le fonctionnement du chenal actuel

Les causes de la métamorphose sont duales, liées (1) à la réduction de la fréquence des crues et des flux sédimentaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire et (2) aux actions humaines dans le bassin-versant et la plaine deltaïque :

(1) L'évolution du régime hydrologique du Rhône à Arles a été analysée par Pichard (1995). Malgré l'occurrence de plusieurs crues (1886, 1897, 1910, 1935, 1951, 1955, 1993, 1994) depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (~1860), le nombre de crues s'est considérablement réduit : 8 à 9 événements par décennie entre 1850 et 1900 ; 4 à 5 entre 1900 et 1950 ; 2 à 3 entre 1950 et 2000. Les quelques grandes crues, à l'image de celles de 1993/94, ont joué un rôle modeste dans le remblaiement à long terme du chenal ; l'impact géomorphologique des événements basse fréquence-haute intensité est seulement significatif à court terme.

Par ailleurs, les apports solides du Rhône à la Méditerranée (principalement des sables, des limons et des argiles) sont estimés à 35 Mt/a durant la première moitié du XIX^{ème} siècle. Après la fin du Petit Âge Glaciaire, les apports diminuent ; ils sont estimés 30 Mt/a au début du XX^{ème} siècle. Dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle, les apports du Rhône sont estimés à seulement 5 Mt/a dans les années 60, 2,2 Mt/a dans les années 70 et 2,6 Mt/a dans les années 80. À la fin du XX^{ème} siècle, les apports du Rhône sont estimés à 7,4 Mt/a, avec des variations annuelles comprises entre 1,1 Mt/a et 19,7 Mt/a (Pont *et al.*, 2002). Les apports du Rhône auraient donc diminué de plus de 70 % depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, même si les études récentes (Antonelli, 2002) ont montré que les quantifications de la fin du XX^{ème} siècle pourraient avoir été sous-estimées.

(2) Dans le bassin-versant, l'ajustement des formes et des processus fluviaux aux travaux de chenalisation/régularisation du Rhône a été largement étudié (Bravard *et al.*, 1999). Depuis 150 ans, l'intervention humaine a porté sur :

- la reforestation du bassin-versant, qui débute à la fin du XIX^{ème} siècle puis s'intensifie au début du XX^{ème} siècle ;
- le pompage des eaux du Rhône pour l'irrigation, estimé dans le delta 380-405 Mm³/a en 1994-1996 ;
- les extractions et les dragages, très nombreux au cours du XX^{ème} siècle. Dans le delta, le dragage des seuils a été particulièrement actif depuis la fin du XIX^{ème} siècle ; dans le Grand Rhône, on estime à 32000 t/a la masse de sédiments remaniés lors des dragages depuis 1988.
- la construction de 77 barrages (19 sur le Rhône), des réservoirs et des canaux de dérivation ;
- la mise en place des digues dans la plaine d'inondation et des enrochements de berge, des épis, des déflecteurs hydrauliques et des structures d'auto-curage dans le chenal.

Au final, les trois derniers types d'intervention humaine (construction des barrages, des réservoirs et des canaux de dérivation ; extractions et dragages ; recalibrage du lit), contrairement aux deux premiers (reforestation du bassin-versant ; pompages) pourraient être considérés comme les facteurs principalement responsables du rétrécissement et de l'incision du chenal du Rhône.

Dans le contexte de réduction de la fréquence des crues du Rhône depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, les interventions humaines ont largement influencé la métamorphose du Bas-Rhône depuis la fin du XIX^{ème} siècle (figure 8.48).

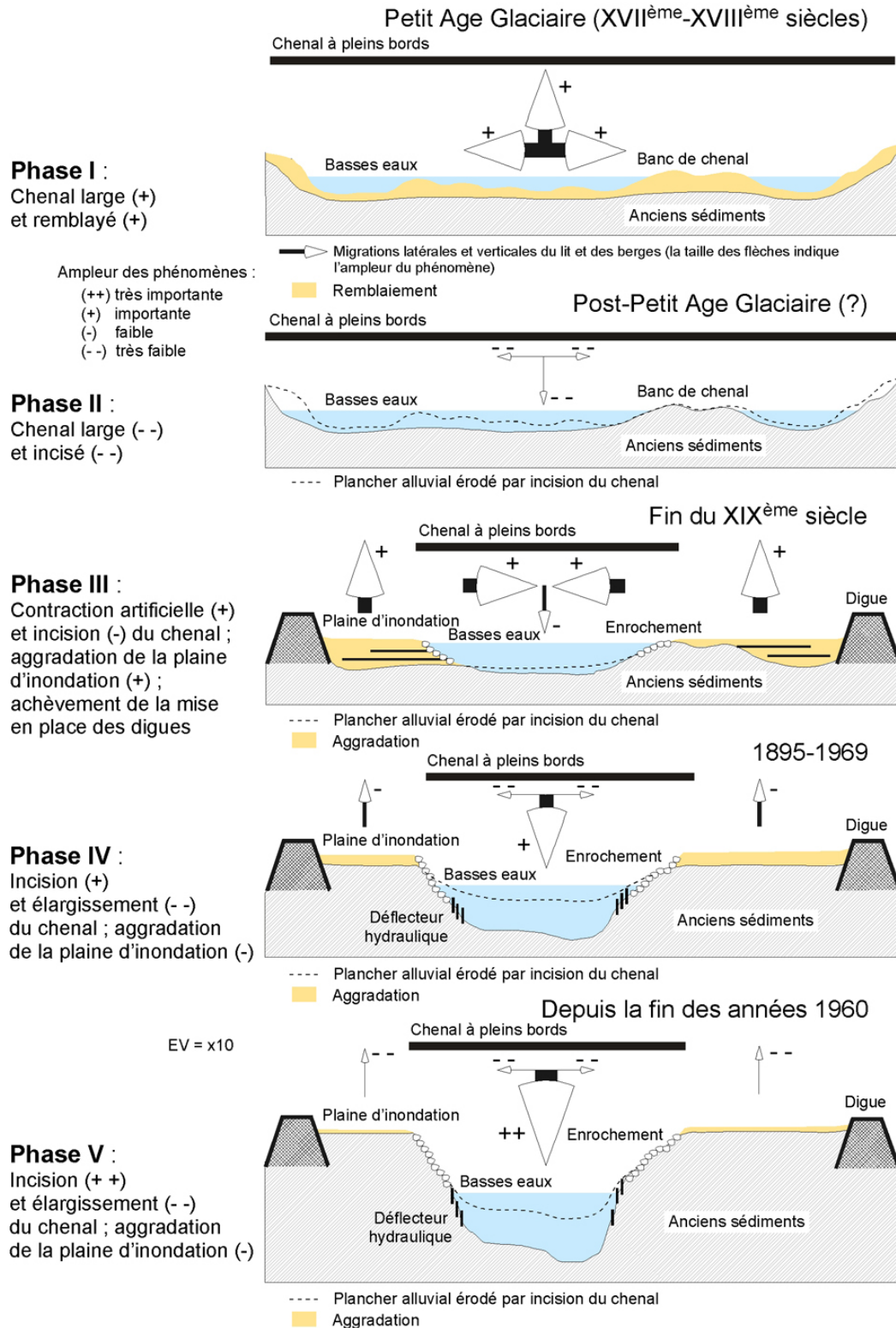


Figure 8.48 – Modèle d'évolution séquentiel des bras du Rhône dans le delta depuis le Petit Âge Glaciaire (XVII^{ème}-XVIII^{ème} siècles) [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. La contraction des deux chenaux amorcée à la fin du XIX^{ème} siècle a eu des répercussions dans le chenal (*i.e.*, incision) et sur les berges (*i.e.*, aggradation). L'élévation de la marge du chenal par rapport au reste de la plaine deltaïque (externe aux digues) a accru le risque de débordement par surverse ou brèche dans les digues lors des grandes crues, à l'image de celles qui ont eu lieu entre 1993-1994 et 2003.

La métamorphose fluviale n'est pas restée sans effet sur l'évolution des **berges du Rhône** ; dans le delta, l'incision du chenal a renforcé leur hauteur. En 1895, la hauteur moyenne des berges était de 3,6 m dans la section amont du Petit Rhône ; en 1995, elle est passée à 4,5 m (**figure 8.49A**). L'accroissement de la hauteur des berges a joué un rôle non négligeable dans la déstabilisation de celles-ci, dans la mesure où les hauteurs critiques ont souvent été dépassées. Des travaux de stabilisation par des enrochements ont été entrepris pour limiter l'extension du phénomène. Les quais (Arles, Port-Saint-Louis, Saintes-Maries-de-la-Mer) et les ponts (Arles, Fourques, Augery, Saint-Gilles, Sylvérial) sont devenus plus vulnérables et demandent à être régulièrement inspectés. Cependant, le phénomène d'érosion est limité dès lors que des sédiments fins viennent s'accumuler en pied de berge (**figure 8.49B**). Les accumulations se produisent généralement entre deux grosses crues, celles-ci ayant plutôt tendance à élargir le chenal, notamment dans les concavités (**figure 8.49C**). L'aggradation des marges du chenal, associée à la présence des berges, a eu aussi pour effet de relever les niveaux d'eau lors des crues, ce qui a accru l'impact de l'aléa et le risque en cas de rupture de digue.

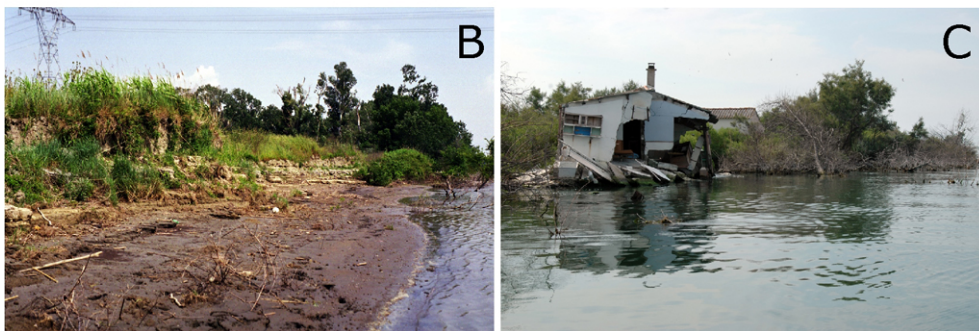
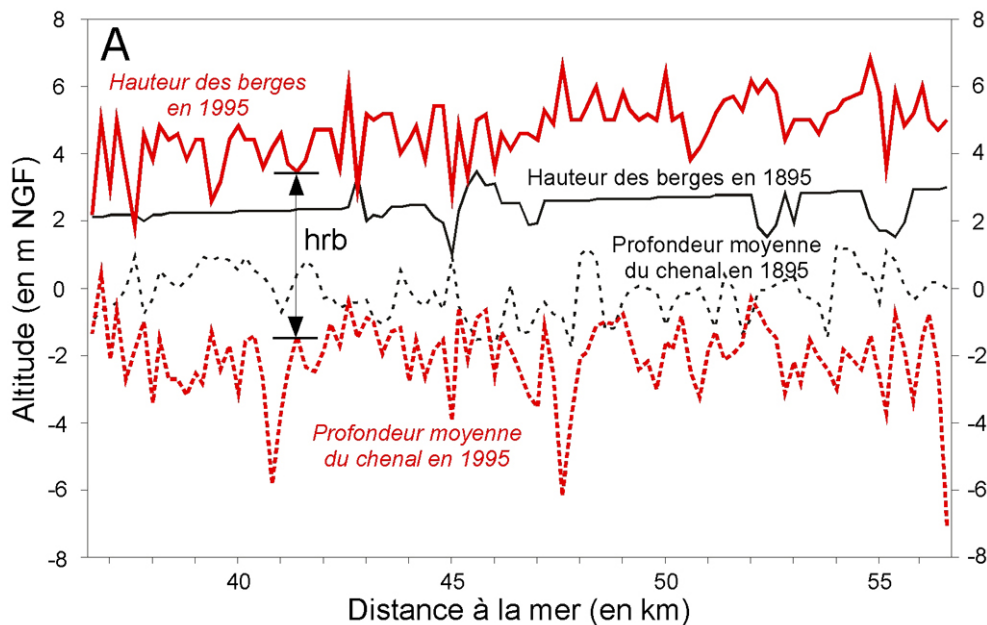


Figure 8.49 – Dynamique des berges du Rhône deltaïque. A : Évolution de la hauteur des berges et de la profondeur moyenne du chenal du Petit Rhône entre 1895 et 1995 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. Noter l'augmentation significative de la hauteur relative des berges (hrb), en relation avec le remblaiement en partie artificiel des rives du chenal et l'incision du talweg. B : Remblaiement en 2001 de la rive gauche du chenal du Grand Rhône par les dépôts fins de la berge sous-aquatique (cliché D. Quisserne, 2001). C : Érosion de la berge de rive gauche du Grand Rhône à proximité de son embouchure ; le recul de la berge s'est accru après la crue de décembre 2003 (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2005).

L'érosion des berges du Rhône favorise la déstabilisation des structures, en particulier des digues lorsque celles-ci sont très proches du chenal. Le risque majeur est alors l'affouillement des digues lors des grosses crues, notamment celles du Petit Rhône qui ne peuvent contenir les crues BFHM que durant un laps de temps relativement court (HYDRATEC, 2003). L'érosion qui en résulte donne lieu à l'ouverture de brèches et à la mise en place de deltas de rupture de levée. Ce phénomène s'est produit notamment lors de la crue de décembre 2003, dont je vais détailler les impacts hydromorphologiques et le bilan d'érosion en aval de Beaucaire-Tarascon.

2.4 – La crue de décembre 2003 : impacts hydromorphologiques et bilan d'érosion

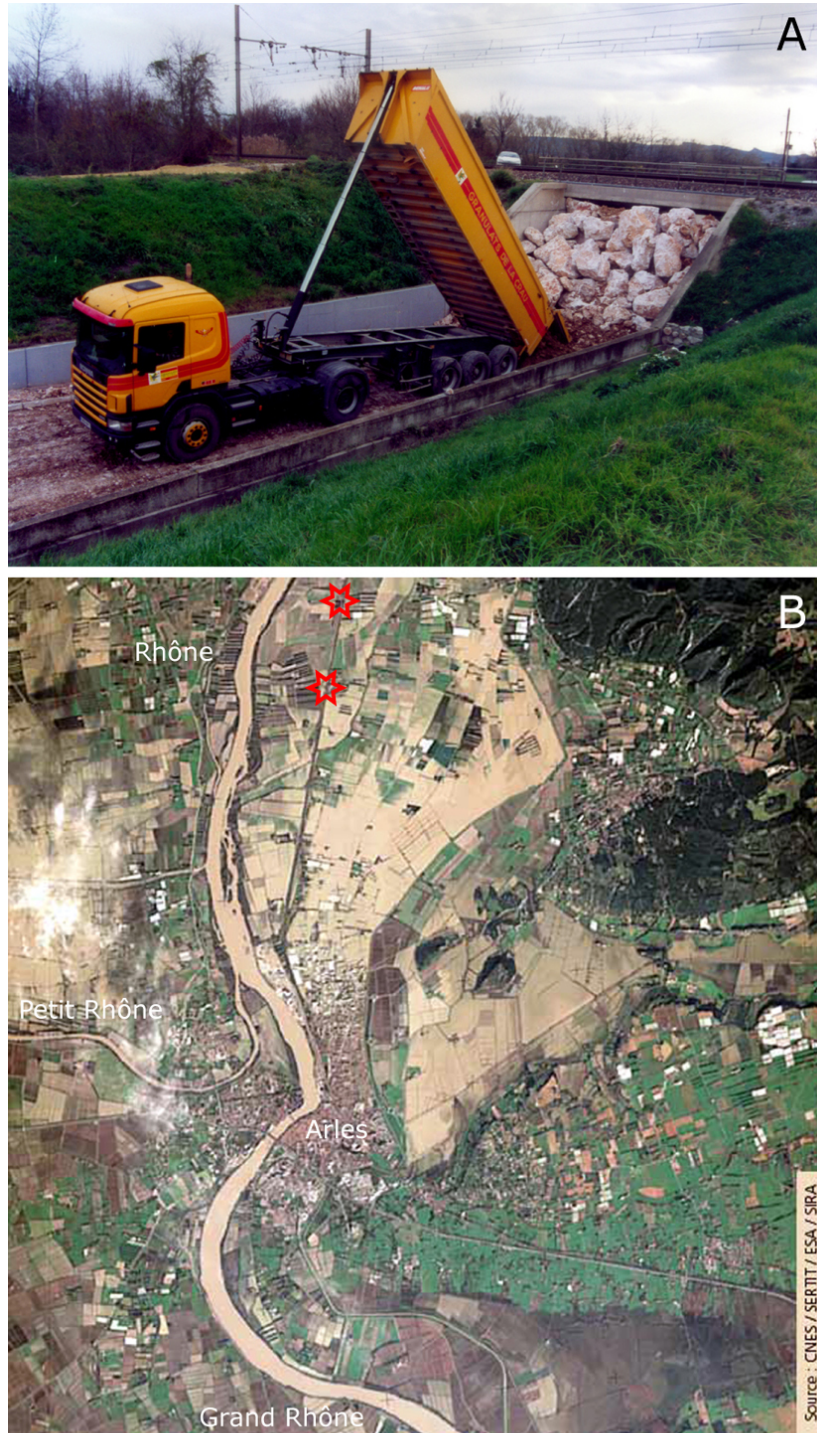
Depuis 1993, le Rhône a connu six crues importantes. La dernière en date, celle de décembre 2003, reste la plus importante, non seulement à l'échelle de la décennie mais aussi depuis la crue de référence de 1856. **Les raisons qui m'ont conduit à étudier la crue de 2003 sont multiples** : 1) cette crue a été un test pour valider le système de protection contre les inondations dans le Bas-Rhône ; 2) j'ai pu étudier les processus et les mécanismes morphosédimentaires liés au développement des deltas de rupture de levée (DRL), chose que je n'avais pu faire en 1993-1994 ; 3) la mise en évidence de DRL fossiles sur les sites archéologiques (ex. : La Capelière) m'a poussé à établir un référent sur l'actuel afin de mieux asseoir les interprétations paléoenvironnementales ; 4) l'opportunité s'est présentée de pouvoir quantifier un bilan d'érosion, tâche que je n'avais pu réaliser que dans les ségonnaux lors des crues de 1993-1994 (Arnaud-Fassetta, 1996 et 1998).

2.4.1 – Rappel sur les caractéristiques de l'événement

Du dimanche 30 novembre au jeudi 4 décembre 2003, des **précipitations intenses** se sont abattues sur le bassin méditerranéen, accompagnées le 3 et la nuit du 4 d'un vent de force exceptionnelle en mer et sur le littoral. La crue de décembre 2003, de type « **méditerranéenne extensive** », s'explique par une situation météorologique exceptionnelle, de par 1) les cumuls pluviométriques atteints (max. 500 mm), 2) la durée de l'épisode (supérieure à 48 h), 3) son extension géographique (mise en vigilance « orange » de 24 départements par Météo France, *i.e.*, toute la vallée du Rhône au sud de Lyon), 4) son occurrence tardive dans un contexte d'arrière saison marquée par la douceur et des températures élevées sur la Méditerranée début décembre, 5) des sols saturés par les pluies très importantes enregistrées sur le Languedoc depuis le début de l'automne et 6) la force exceptionnelle du vent de mer (148 km/h à Port-la-Nouvelle) qui a gêné la bonne évacuation des eaux aux embouchures des fleuves.

En réaction aux importantes précipitations tombées les jours précédents (max. 393 mm dans les Cévennes du 30 novembre au 2 décembre, 100 mm en plaine les 1^{er} et 2 décembre), tous les affluents du Rhône en aval de Lyon sont entrés rapidement en crue, amplifiant graduellement les débits vers l'aval. **Sur le Rhône, la montée en crue a été très rapide**. Entre le 1^{er} et le 2 décembre, le débit du Rhône est passé de 1800 m³/s à 8000 m³/s à Viviers et de 2400 m³/s à 10.000 m³/s à Beaucaire en moins de 30 h. Atteint le 3 décembre au soir, le **débit de pointe maximal** de la crue n'a pas été facile à estimer sur le Rhône. Une conférence de consensus a finalement permis de retenir la valeur de 11.500 m³/s à Beaucaire, ce qui correspond à une période de retour légèrement supérieure à 100 ans mais à un débit moindre que celui atteint lors de la crue de référence de 1856 (11.640 m³/s à 13.000 m³/s). Dans sa basse vallée, le Rhône est sorti de son lit, inondant sa plaine alluviale sur environ 500 km², et a rompu plusieurs digues. Les zones les plus touchées ont été situées entre Beaucaire et Arles, inondées par 16 à 18 millions de mètres cubes d'eau passés par

trois trémies SNCF (figure 8.50) et sur la rive droite du Petit Rhône, affectée par deux ruptures de digue majeures dans les secteurs des mas de Petit Argence et de Claire Farine.



★ Trémies SNCF par où se sont engouffrées les eaux d'inondation du Rhône

Figure 8.50 – L'inondation de décembre 2003 en rive gauche du Rhône autour d'Arles. A : Sous la voie de chemin de fer, dont le remblai fait office de digue, fermeture par des enrochements de l'une des trémies par où le Rhône a pu déborder dans la plaine d'Arles (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2003). B : Photographie aérienne de l'inondation à Arles et ses environs.

L'impact humain et matériel de la crue a été très fort, notamment dans la partie aval de la vallée. À Aramon, 2000 personnes (60% de la population de la ville), dont les maisons étaient situées dans la zone inondée en septembre 2002, ont été évacuées au plus fort de l'événement. Les villages de Comps et de Vallabrègues, qui se trouvent à quelques kilomètres d'Aramon, ont été entièrement inondés. À Arles, près de 6000 personnes habitant les quartiers Nord de la ville ont été évacuées. Il a fallu dépêcher durant près de 10 jours des moyens de pompage très importants venus d'Allemagne et d'Italie pour assécher les quartiers sinistrés. Pour la seule ville d'Arles, les dégâts ont été évalués entre 150 et 200 millions d'euros par la Chambre de Commerce en 2003. Environ un millier d'entreprises, dont trois cents dans la zone industrielle, ont été touchées et 2500 salariés sont restés au chômage technique. En Petite Camargue, près de 3000 personnes ont été évacuées le 3 décembre suite à l'ouverture des brèches sur la rive droite du Petit Rhône. Les 2600 habitants du village de Fourques ont aussi été évacués, tout comme 300 à 400 personnes habitant Le Cailar. Globalement, sur les vingt-quatre départements concernés par la crue de décembre 2003, les dommages ont été estimés par la mission d'inspection du MEDD à **1,092 milliards d'euros**.

2.4.2 – Impacts hydromorphologiques de la crue et bilan d'érosion

En rive gauche du Rhône dans le secteur entre Beaucaire-Tarascon et Arles (figure 8.50), le fleuve a débordé dans les ségonnaux : la hauteur d'eau a atteint 2,5 mètres par endroits. Les flots de crue se sont engouffrés par trois trémies sous le remblai de la voie de chemin de fer, qui fait office de digue dans le secteur (figure 8.50A). **La surface d'inondation (hors des digues et strictement liée aux eaux du Rhône) est estimée à 22 km².** Les dépôts de crue sont fins, essentiellement limoneux (figure 8.51). On estime leur volume à 25.040 m³, ce qui ne représente que 3 % du volume total déposé pendant la crue hors des digues. Le volume érodé est négligeable (-200 m³).

	Volume sédimentaire accumulé						Volume sédimentaire érodé	Bilan d'érosion
	G	SG-SM	SF-STF	L	A	Total		
Arles	0	1 783	6 640	14 445	2 172	25 040 3%	-200	
Petit Argence	699	249 280	132 796	77 016	9 744	469 535 58%	-113 804	
Claire Farine	0	76 567	37 677	39 816	6 247	160 307 20%	-22 198	
Reste	0	3 829	35 760	97 763	18 195	155 547 19%	0	
Total	699 0,1%	331 459 41%	212 873 26%	229 040 28%	36 358 4%	810 429	-136 202	674 227

Figure 8.51 – Bilan d'érosion de la crue du Rhône de décembre 2003, intégrant les inondations dans la plaine d'Arles et celles causées par la rupture des digues dans la partie occidentale du delta. Dans la plaine (hors des digues), le volume accumulé est largement excédentaire par rapport au volume érodé et la fraction sableuse en constitue près des deux tiers.

Dans la partie nord et ouest du delta, deux brèches majeures ont été ouvertes dans les digues situées en rive droite du Petit Rhône, conduisant à la mise en place de deltas de rupture de levée (DRL) et à l'inondation d'une surface de 414 km² (figure 8.52). Mes observations de terrain ont pu préciser les caractéristiques communes aux deux DRL.

Trois zones peuvent être distinguées : une **zone d'érosion** à proximité de la brèche, subdivisée en deux parties : une mouille profonde et une plate-forme décapée sur plusieurs décimètres d'épaisseur sur les marges ; une **zone de transfert** où les processus de sédimentation et

d'érosion sont très atténués ; une **zone de dépôt** marquée par la présence de lobes progradants et/ou aggradants, à granulométrie décroissante vers la marge et entaillés par des chenaux connectés ou pas au chenal principal. Des courants de retour puissants, contrôlés en partie par les structures (digues, haies d'arbres), ont conduit à une déformation relative des corps sédimentaires vers l'amont par rapport à l'axe des DRL et au dépôt de coquilles d'origine fluviatile (*Corbicula fluminea*) sous forme de placers.

Au-delà de la zone du DRL *sensu stricto*, dans le **bassin d'inondation**, les processus de sédimentation ont conduit à la mise en place d'épandages sablo-limoneux à granularité et épaisseur décroissantes vers la partie distale.

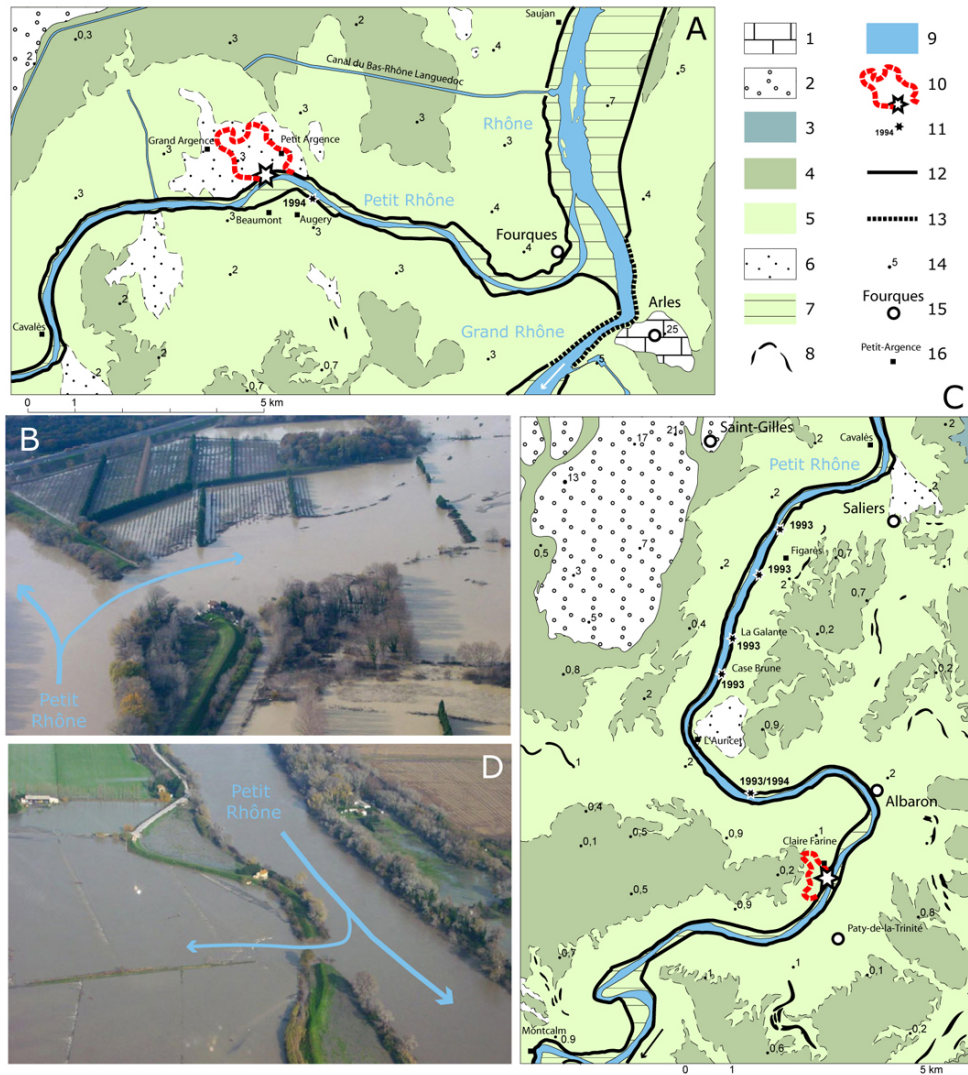


Figure 8.52 - Les deux brèches ouvertes dans les digues du Petit Rhône en décembre 2003. A : Localisation de la brèche de Petit Argence. **B :** Vue de détail de la brèche de Petit-Argence le 5 décembre 2003 à 14 h (cliché Syndicat Mixte Camargue Gardoise, 2003). **C :** Localisation de la brèche de Claire-Farine. **D :** Vue de détail de la brèche de Claire-Farine le 5 décembre 2003 à 14 h (cliché Syndicat Mixte Camargue Gardoise, 2003). 1 = substrat géologique (calcaires mésozoïques) ; 2 = terrasse alluviale pléistocène ; 3 = plaine d'inondation déconnectée du chenal actuel par des digues ; 4 = plaine d'inondation hydromorphe déconnectée du chenal actuel par des digues ; 5 = plaine d'inondation marécageuse déconnectée du chenal actuel par des digues ; 6 = ancien delta de rupture de levée ; 7 = plaine d'inondation actuelle ; 8 = paléochenal fluviatile ; 9 = chenal ou canal actuel ; 10 = limite du delta de rupture de levée de 2003 ; 11 = rupture de digue récente ; 12 = digue ; 13 = quais du Rhône à Arles ; 14 = point coté (en m NGF) ; 15 = ville ; 16 = mas.

Dans le secteur du mas de Petit Argence (figures 8.52 A et B et 8.53A), une brèche s'est ouverte le 3 décembre vers 15 h dans la digue du Petit Rhône. La largeur mesurée de la brèche est de 82 m, pour une largeur moyenne du Petit Rhône de 110 m sur le tronçon. Une partie des eaux du chenal s'est engouffrée par cette brèche. La puissance spécifique à proximité de la brèche a permis au chenal de creuser une large mouille (**figure 8.54B**), remaniant ainsi les vieux terrains de la plaine deltaïque jusqu'à 8-9 m de profondeur, et projetant la charge de fond graveleuse à plusieurs dizaines de mètres en aval de la brèche (**figure 8.54F**).

Le chenal principal du DRL (largeur : jusqu'à 186 m) a alors pris une direction SE-NW. Il a décapé superficiellement une large zone sur près de 20-30 cm d'épaisseur (**figure 8.54C**) et détruit cultures et vergers plantés dans le secteur, avant d'entamer la dépose du matériel sablo-limoneux sous forme de lobes progradant vers la marge du DRL. Ces lobes ont ensablé les vergers quelquefois sur près de 2,5 m de hauteur. Sur ces lobes s'est développé un réseau hydrographique ramifié, composé de petits chenaux secondaires (largeur : 20 m ; profondeur : 1,5 m) délimités par des bourrelets sableux (**figure 5.4E**). Au total, le volume sédimentaire accumulé sur le site de Petit Argence est estimé à 469.535 m³ (dont 81 % de sables), pour un volume érodé de -113.804 m³ : le bilan d'érosion est donc largement excédentaire (355.731 m³ ; **figure 8.51**).

Les haies d'arbre ont joué un rôle important dans le guidage des flux, les ruptures de charge et la distribution des sédiments (**figure 8.53A**). Des micro-cônes sableux se sont construits au débouché des trouées ouvertes entre les haies. Les flots de crue et la géométrie des dépôts ont également été guidés par l'orientation des structures transversales, en particulier le remblai autoroutier situé en aval du DRL. Les nombreux mas présents dans le secteur sont restés inondés pendant plusieurs jours. La hauteur d'eau maximale au-dessus des sédiments déposés pendant la crue a été estimée à 1,3 m.

Dans le secteur du mas de Claire Farine (figures 8.52 C et D et 8.53B), situé en aval du précédent, les flots de crue ont été « relativement » moins morphogènes. Le 3 décembre vers 7h45, soit quelques heures avant celle de Petit Argence, l'affouillement des eaux du chenal du Petit Rhône (largeur : 110 m) a fini par ouvrir une brèche de 51 m (**figure 8.54A**), un peu en aval où la digue avait déjà cédé en 2002 au niveau d'une station de pompage. Dans ce secteur, la digue avait été aussi considérablement affaiblie par les crues de 2001 et l'un des propriétaires de mas rencontrés sur le terrain m'a affirmé qu'elle était fissurée en plusieurs endroits depuis plusieurs mois. Mes observations ont par ailleurs montré que la digue était affaiblie au point de rupture par des conduites de 60 cm de diamètre enterrées à 1,5 m de profondeur, destinées aux eaux d'irrigation.

La surface occupée par le DRL est plus réduite qu'à Petit Argence, mais l'agencement des corps sédimentaires est similaire (*i.e.*, disposition en couronne autour du point de rupture de la digue ; **figure 8.53B**). La hauteur d'eau maximale atteinte sur le site a été estimée à 1 m. Dans la zone d'érosion proximale, de nombreuses cavités ont été creusées par les tourbillons et la turbulence des eaux (**figure 8.54A**) ; la plus importante d'entre-elles faisait 11 m de profondeur. Buttant sur la partie aval de la digue restée en place, les flux se sont subdivisés et une partie est remontée vers l'amont, *i.e.*, vers le mas de Claire Farine, expliquant ainsi la forme dissymétrique du DRL, quelque peu déformé vers le nord, et la moindre ramification du réseau hydrographique (**figure 8.53B**). *In fine*, les flots de crue ont pris une direction E-W, avant de suivre la pente générale de la plaine deltaïque vers le SW. La subdivision des écoulements n'a pas permis une extension très importante du DRL et le volume sédimentaire déposé (160.307 m³, dont 71 % de sables) est moindre qu'à Petit Argence, pour un volume érodé de -22.198 m³. Le bilan d'érosion est donc excédentaire de 138.109 m³ (**figure 8.51**).

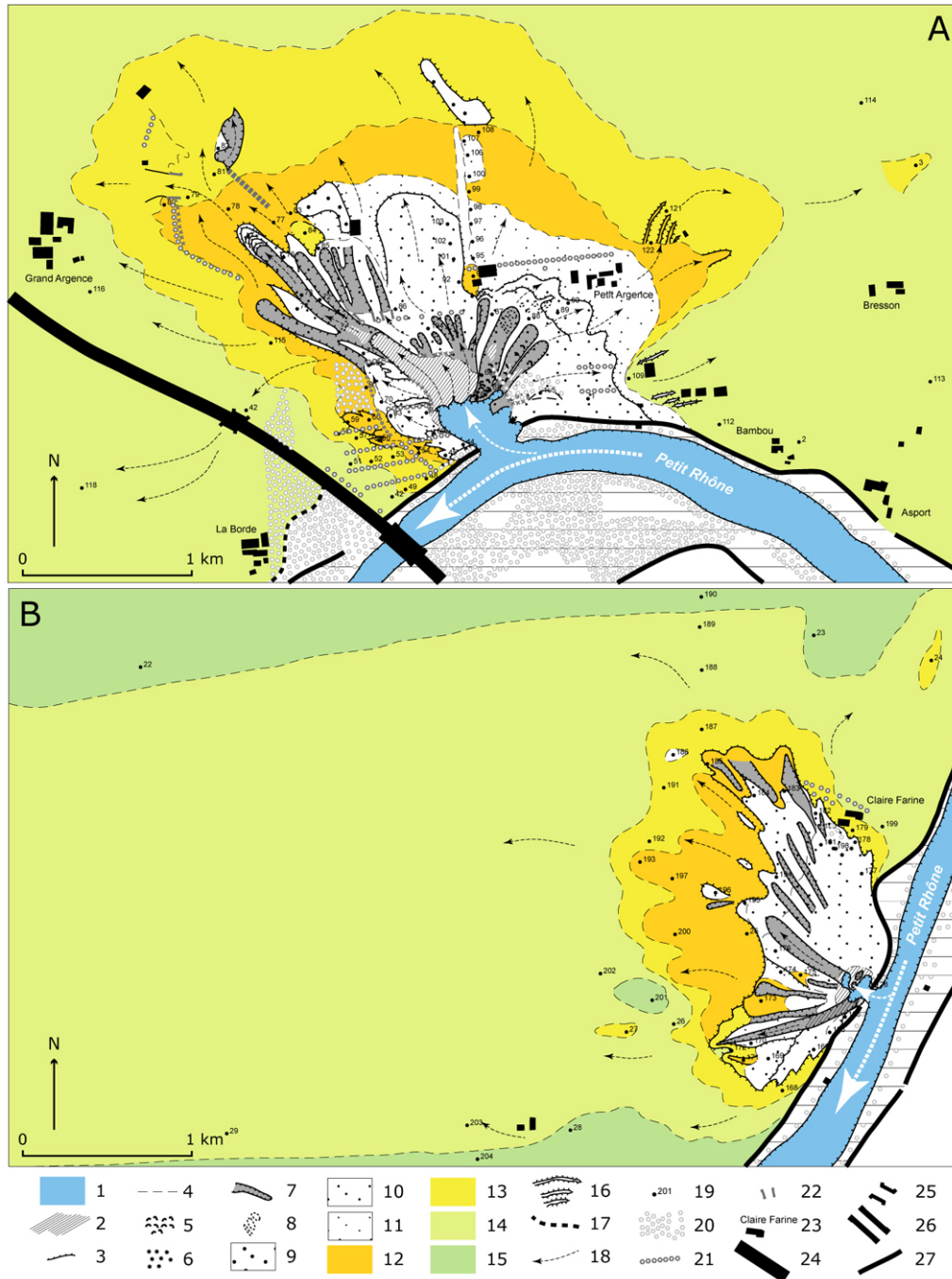


Figure 8.53 – Cartographie des deltas de rupture de levée (DRL) de Petit Argence (A) et de Claire Farine (B) mis en place dans la partie occidentale de la plaine deltaïque rhodanienne (rive droite du Petit Rhône) lors de la crue de décembre 2003. 1 = chenal du Petit Rhône et racine du chenal principal de DRL ; 2 = zone de décapage superficiel (*floodplain stripping*) ; 3 = talus ; 4 = contact graduel ; 5 = blocs de tourbe ; 6 = coquilles de faune fluviatile (*Corbicula fluminea*) déposées en amont de l'axe de la brèche par des courants tourbillonnaires ; 7 = chenaux de DRL ; 8 = cuvette d'érosion ; 9 = lobe de DRL constitués de sables grossiers (+ graviers abondant surtout à proximité de la brèche) ; 10 = lobe de DRL constitués de sables moyens ; 11 = lobe de DRL constitués de sables fins à très fins ; 12 = lobe de DRL limono-sableux ; 13 = épandage sablo-limoneux dans bassin d'inondation proximal ; 14 = épandage de limons grossiers dans bassin d'inondation distal ; 15 = épandage de limons fins dans bassin d'inondation distal ; 16 = dune hydraulique isolée ; 17 = limite de l'inondation ; 18 = direction des écoulements de crue ; 19 = numéro d'échantillon ; 20 = ripisylve et bosquet ; 21 = haie d'arbres (cyprés, peuplier) ; 22 = trouée dans les haies d'arbre par les flux de crue ; 23 = habitat permanent (mas) et dépendances ; 24 = remblai autoroutier ; 25 = tunnel ; 26 = pont ; 27 = digue du Rhône.

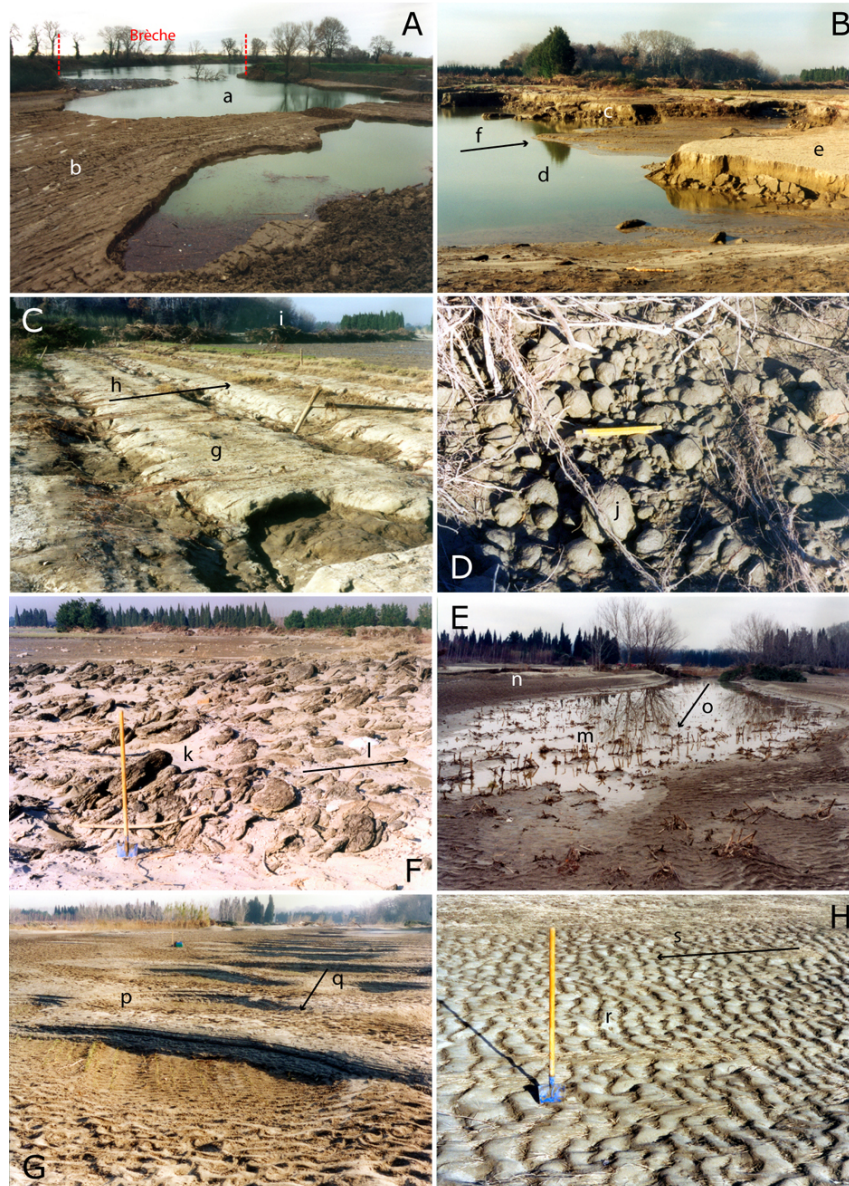


Figure 8.54 – Impacts hydromorphologiques des ruptures de digue (A : site de Claire Farine ; B à H : site de Petit Argence) en rive droite du Petit Rhône lors de la crue de décembre 2003 (clichés G. Arnaud-Fassetta, 2003). **A :** Zone d'érosion à proximité de la brèche : cuvettes coalescentes (a) connectées au chenal du Petit Rhône, décapage superficiel (b). **B :** Talus indenté (c) séparant la zone de surcreusement (d) connectée au chenal du Petit Rhône de la zone de décapage superficiel (e) dans l'axe du chenal principal du DRL dont le sens d'écoulement est donné en f ; **C :** Décapage superficiel (g) de la plaine d'inondation dans l'axe du chenal principal du DRL dont le sens d'écoulement est donné en h. Le verger ici présent avant la crue a été détruit et les arbres fruitiers (i) se sont accumulés en bordure du chenal. **D :** Galets mous (*mud balls*) de taille centimétrique (max. 10 cm en j) façonnées par roulement des blocs arrachés du talus (c) dominant la mouille puis accumulées dans les sillons de l'ancien verger **E :** Blocs de tourbe imbriqués (k), résultant du remaniement d'un ancien marécage par les flots de crue dont le sens est donné en l. Ces tourbes avaient été observées en place sur le fond du chenal en 1999, lors de plongées en scaphandre autonome (Quisserne, 2000 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003). Kruit (1955) les signale également vers 4 m de profondeur, de part et d'autre du chenal du Petit Rhône. **F :** Chenal secondaire de DRL (m), peu profond et délimité par des levées sableuses (n). Le sens d'écoulement est donné en o. **G :** Système de dunes/antidunes hydrauliques (p) d'amplitude d'environ 3-4 m et de 30-50 cm de hauteur, dans l'axe du chenal principal du DRL dont le sens d'écoulement est donné en q. **H :** Rides dissymétriques (*ripple marks* ; r) à la surface des dépôts d'épandage du bassin d'inondation proximal ; s donne le sens d'écoulement des flux.

Le 28 décembre 2003, on s'affairait encore autour de la brèche, qui n'était toujours pas colmatée mais simplement circonscrite dans un périmètre de 50-100 m par un merlon de terre de plusieurs mètres de hauteur. Des cuvettes et des fossés avaient été creusés à l'intérieur et à l'extérieur du merlon pour tenter d'abaisser la nappe phréatique et faire en sorte que les eaux rejoignent plus facilement le Petit Rhône. Le coût total de réparation de la digue à Claire Farine a été estimé à 2,5 millions d'euros.

À partir de Sylvérial, le Rhône a dépassé par endroits (ex. : mas de la Grande Abbaye) le sommet des digues et a débordé par surverse dans la plaine deltaïque. Au-delà des brèches et des zones de surverse, les eaux de crue ont déposé des sédiments très fins. On note un renforcement de la granularité et des taux de sédimentation sur les marges du delta (apports latéraux provenant du ravinement des Costières) ou en amont des structures transverses (canaux surélevés, remblai de routes, etc.). Les sédiments accumulés hors secteurs d'emprise directe des DRL ont représenté un volume de 155.547 m³ (dont 63 % de limons ; **figure 8.51**).

Au total, à l'échelle de la plaine alluviale en aval de Beaucaire-Tarascon et du delta (**figure 8.51**), les eaux de Rhône auront déposé 810.429 m³ de sédiments (dont 67 % de sables) hors des digues. Le bilan d'érosion est estimé à 674.227 m³, si l'on tient compte des secteurs en érosion, qui représentent un volume de 136.202 m³.

Ces résultats sont convergents avec ceux obtenus par Eyrolle *et al.* (2006) concernant la proportion globale de sables (67 % dans mon cas, 73 % dans le leur) déposé dans la plaine deltaïque au cours de l'événement de 2003. En revanche, ils divergent sur la quantité totale de sédiments déposés (810.429 m³ contre 700.000 t). Les travaux d'Eyrolle *et al.* (2006) ont certainement sous-estimé les apports et le bilan d'érosion pour deux raisons : les méthodes de cartographie hydrogéomorphologique sont différentes (**figure 8.55**) et l'échantillonnage et les mesures d'épaisseur n'ont pas été réalisés sur l'ensembles des surfaces inondées.

Enfin, le bilan d'érosion auquel j'aboutis, excédentaire dans la plaine deltaïque, aura certainement des répercussions à l'aval et notamment sur les plages du littoral deltaïque, dont certaines sont déjà en déficit sédimentaire chronique (Sabatier, 2001). La crue aura déposé dans la plaine deltaïque 810.429 m³ de sédiments mais surtout 544.332 m³ de sables qui sont définitivement perdus pour le littoral, ce qui fait beaucoup pour un milieu qui en a bien besoin.

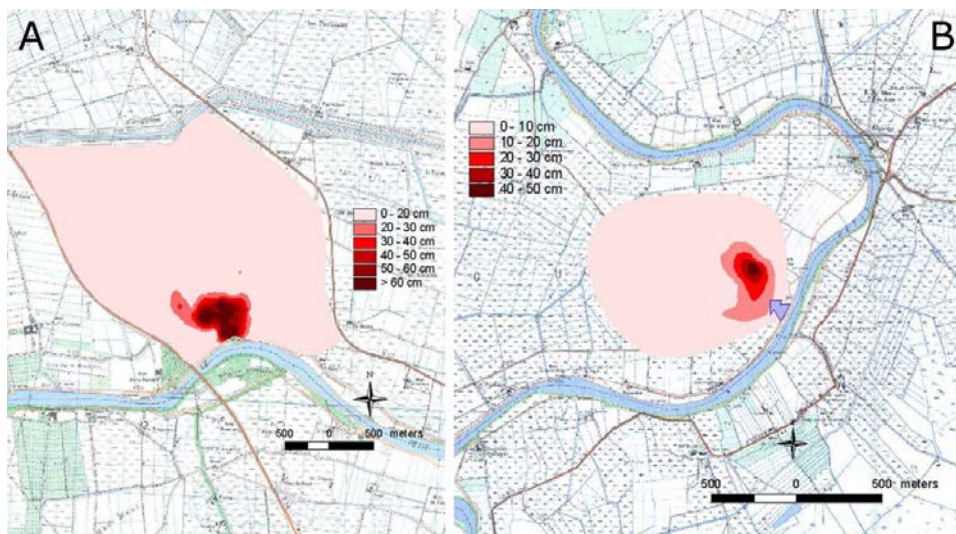


Figure 8.55 – Cartographie des deux deltas de rupture de levée mis en place en rive droite du Petit Rhône lors de la crue de décembre 2003 [d'après Eyrolle *et al.*, 2006].

2.5 – Conclusions

Cette partie a permis de préciser **ma part dans la recherche rhodanienne** et son évolution depuis ma thèse, qui m'a conduit à étendre mon terrain d'étude au Bas-Rhône, de Pont-Saint-Esprit jusqu'aux embouchures. Ce travail insiste aussi sur **les méthodes que j'ai développées**, qui ont accordé une grande importance à la cartographie hydrogéomorphologique précise de terrain et à l'approche hydraulique. Il montre enfin **ma contribution à l'étude des risques** dans la vallée du Rhône, basée sur la compréhension des processus morphosédimentaires et des mécanismes de crue, replacés dans le cadre des 200 dernières années, et leur impact face aux enjeux actuels. Le travail sur les processus fluviaux en contexte de crue BFHM m'a aussi permis de faire le lien avec les paléoformes et de mieux interpréter la dynamique. En particulier, le delta de rupture de levée (DRL) de La Capelière (I^{er} siècle av. J.-C.) présente beaucoup d'analogies avec les DRL de 2003 que j'ai pu étudier.

L'opportunité de travailler sur la dernière crue du Rhône m'a permis d'apporter des faits quantifiés sur les mécanismes des crues et de leurs impacts en cas de rupture de digue, qui puissent être utiles pour alimenter la réflexion en cours sur l'atténuation des risques fluviaux dans la vallée du Rhône.

La catastrophe hydrologique survenue en décembre 2003 dans la vallée du Rhône s'inscrit dans une série de grandes crues dont le débit, par six fois depuis 1993, a dépassé 8500 m³/s à Beaucaire [oct. 1993 (9800 m³/s), janv. 1994 (10.980 m³/s), nov. 1994 (9750 m³/s), nov. 1996 (8980 m³/s), sept. 2002 (10.500 m³/s), nov. 2002 (10.200 m³/s), déc. 2003 (11.500 m³/s)]. Ces crues se sont produites dans un **système (i.e., digues) aménagé durant la seconde moitié du XIX^{ème} siècle**, par référence aux niveaux d'eau et aux impacts de la crue de 1856 (11.640 m³/s). Mes travaux ont montré l'impact hydromorphologique de ces aménagements, qui ont conduit à une **incision** du chenal, en réponse à la **contraction** de la bande active (i.e., réduction des zones de dissipation des ondes de crue) dès la fin du XIX^{ème} siècle.

Les conditions de l'occupation du sol se sont modifiées depuis cette date : l'habitat s'est développé sur les interfluves, dans les sous-bassins et dans la plaine alluviale rhodanienne, protégé (i.e., mais potentiellement inondable en cas de rupture de digue) ou pas (i.e., directement inondable par les crues majeures) par les digues. À cela s'ajoute le fait que dans le bassin, les **temps de concentration** des eaux de ruissellement peuvent être très courts et la vitesse à laquelle elles parviennent au Rhône très rapide : la crue de 2003 a montré que le Rhône à Beaucaire est passé de 2400 m³/s à 10.000 m³/s en moins de 30 h. On n'est pas très loin d'un contexte de « crue éclair », toutes proportions gardées, ce qui, pour un bassin de cette taille, pose évidemment des problèmes de contenance et d'évacuation du trop plein d'eau d'un coup.

La capacité maximale du chenal actuel du Rhône, calibrée sur la crue de 1856, est d'une part **atteinte** lors des grandes crues, voire **dépassée** en certains endroits, en raison de remblaiements localisés dans le chenal : dans un contexte de débits dépassant 8500 m³/s, on flirte trop avec les conditions limites du système. D'autre part, cette capacité n'est pas en adéquation avec les conditions hydrauliques que les digues sont capables de supporter. En effet, la conception des ouvrages ne leur permet pas partout de résister trop longtemps à des débits supérieurs à 10.000 m³/s (HYDRATEC, 2003). En cela, la crue de 2003 aura mis en exergue, une fois de plus, la **fragilité structurelle des digues** du Rhône, aggravée il est vrai par un **système de surveillance et d'entretien défaillant** – ex. : en rive gauche, entretenues par le SYMADREM, les digues du Petit Rhône ont tenu en 2003 ; en rive droite, entretenues par le département du Gard, elles ont cédé –,

et le niveau d'eau du Rhône en crue, trop élevé au-dessus des plaines alluviale et deltaïque. Par ailleurs, **l'inondation d'Arles aura rappelé que les tunnels ouverts à travers le remblai de la SNCF (qui fait aussi office de digue entre Arles et Tarascon) étaient aussi des passages que l'eau emprunte lorsque le Rhône déborde.**

Beaucoup de dysfonctionnements et d'inadaptation aux événements BFHM donc, dans un hydrosystème fluvial à forts enjeux. Pour ne citer que le delta, le système de digues protège actuellement près de 80.000 personnes, plus de 2500 entreprises et près de 70.000 hectares de terres agricoles (céréales, cultures à haute valeur ajoutée). De façon générale, le coût des préjudices causés par les inondations et la réparation des digues (1092 milliards d'euros pour les 24 départements concernés par l'inondation de 2003) conduit forcément à s'interroger et à réfléchir à une façon plus efficace de se protéger des inondations du fleuve. La question n'est pas évidente à traiter car le fonctionnement de l'hydrosystème est **systemique** et toutes les variables sont intercorrélées (ex. : rehausser les digues \Rightarrow plus de pression hydrostatique sur les ouvrages qu'ils ne peuvent en supporter + capacité érosive du fleuve démultipliée \Rightarrow risque de brèche et d'inondation accru). Par ailleurs, HYDRATEC (2003) a montré que, dans l'état actuel des aménagements hydrauliques, l'on ne pouvait réduire raisonnablement le risque d'inondation que pour des **crues ne dépassant pas Q_{50}** dans la basse vallée du Rhône et notamment dans le delta.

Une restauration du chenal et des aménagements de la plaine alluviale s'impose donc 150 ans après les opérations de chenalisation, de rectification et de mise en place des structures hydrauliques, les digues en particulier. Celle-ci pourrait être entreprise par la réalisation de plusieurs actions :

- 1) **Recalibrage** de la section en travers du chenal, qui lui permette d'acquérir une capacité hydraulique suffisante pour évacuer les crues Q_{100} - Q_{500} sans remettre en cause la solidité des digues ; cela passe aussi par des mesures destinées à **limiter le piégeage des sédiments fins** sur les marges du chenal.
- 2) Construction de **digues de conception adaptée** aux hauteurs d'eau et à la puissance spécifique du Rhône en crue ; **harmonisation** des systèmes d'endiguement et de leur gestion jusqu'à la mer ;
- 3) Dans le Bas-Rhône, mise en place de **zones d'expansion et de dissipation des ondes de crue** dans les secteurs de plaine (hors des digues) non habités ou à enjeux faibles à modérés, pour éviter d'inonder Arles par exemple, et suffisamment vastes [Piolenc-Orange (27 km²), Montfaucon (8,6 km²), Barbentane (10 km²)] pour rentabiliser le coût d'investissement, améliorer la protection contre les grosses crues en Avignon et retarder significativement les risques de surverse au-dessus des digues dans le delta.
- 4) **Restauration hydraulique du vieux Rhône** (lit naturel court-circuité par les aménagements de la CNR), également à l'étude. Le modèle hydraulique d'HYDRATEC (2003) met en évidence que des travaux de réouverture de paléochenaux, associés à la dévégétalisation des îles fortement boisées, à la suppression des dépôts de sédiments et de la végétation qui se sont accumulés derrière les anciens ouvrages de navigation, conduiraient à abaisser la ligne d'eau du Rhône d'environ 5-80 cm.
- 5) **Écrêtement des crues** en amont de Beaucaire, ce qui constituerait un élément particulièrement important de la stratégie de réduction des inondations dans le delta.

Cette question est actuellement en discussion entre les gestionnaires (DIREN, CNR, Agence de Bassin) et les universitaires ; elle sera reprise en conclusion de cette partie.

3 – DYNAMIQUE LAGUNAIRE ET RISQUE (ÉROSION, INONDATION) DANS LA RIA FORMOSA (PORTUGAL DU SUD)

3.1 – Introduction et rappel de la problématique

Le concept géomorphologique de système-barrière (Oertel et Woo, 1994) et le modèle stratigraphique établi par Bettencourt (1994) décrivent la Ria Formosa comme un système environnemental dominé par l'emboîtement de plusieurs unités morfo-sédimentaires. Les études stratigraphiques (O'Connor *et al.*, 1998) ont montré que les chenaux de marée, les deltas de flot et les marais salés (schorre, slikke, watt) constituent les milieux de sédimentation prépondérants.

Les marais lagunaires de la Ria Formosa (**figure 8.56**) reposent sur des unités sableuses marines mises en place dans un contexte de remontée lente du niveau océanique à partir de 6000 BP (Bettencourt, 1994). Sur leur face marine (externe), les marais lagunaires sont aujourd'hui délimités par des îles-barrières et des theys alors que sur leur face continentale (interne), les surfaces intertidales sont en connexion avec des formes de relief héritées. Les possibilités de migration des marais lagunaires vers l'intérieur sont considérablement réduites, du fait de la pente forte de la vallée et des actions anthropiques.

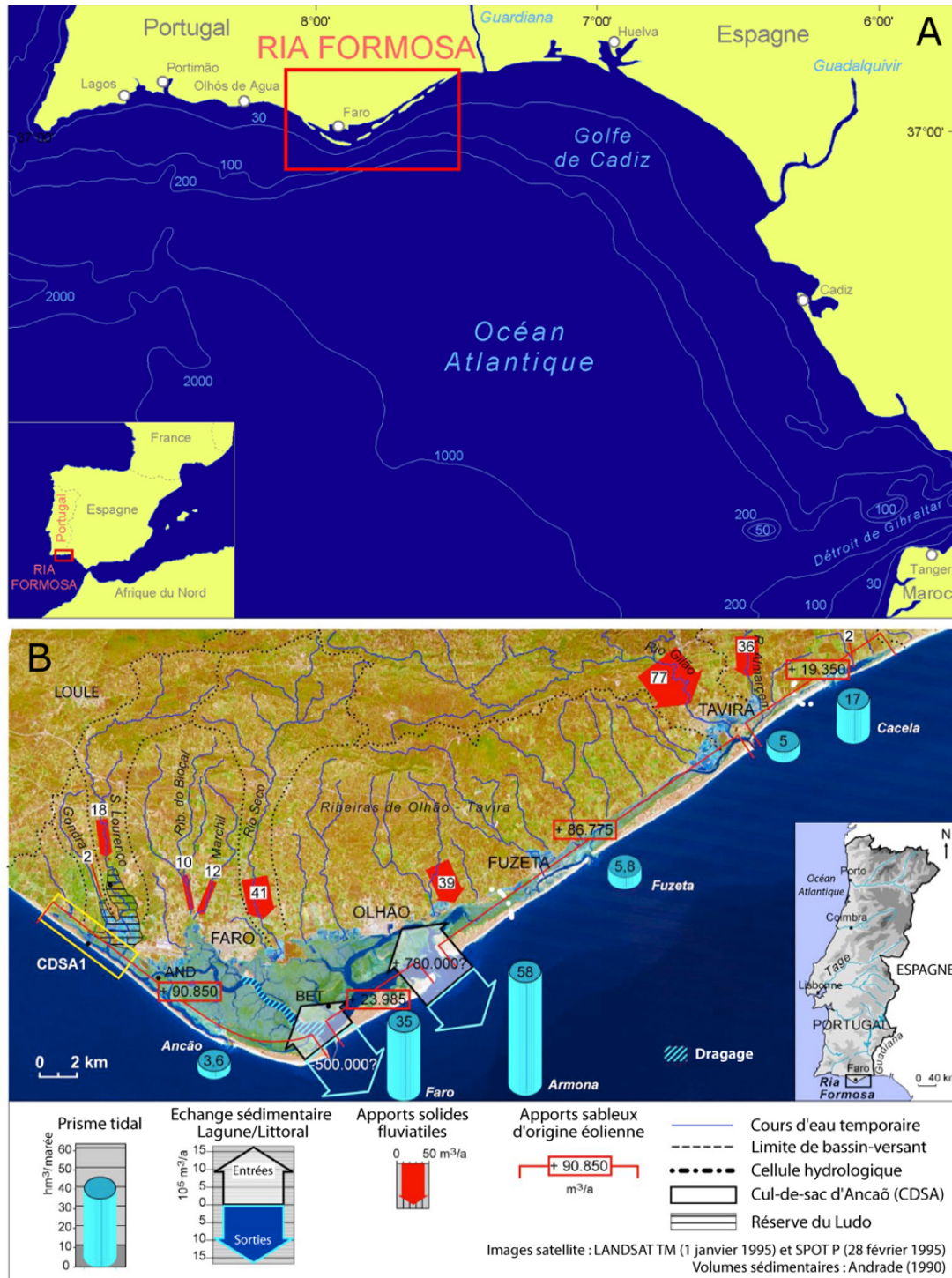
Les marais lagunaires sont isolés de la mer par cinq îles-barrières (Barreta, Culatra, Armona, Tavira, Cabanas) et deux flèches sableuses (Anção, Cacela), séparées par six passes dont trois sont artificielles (San Luis, Barra Nova, Tavira). En particulier, le they d'Anção s'est raccordé au continent au cours du tsunami du 1^{er} novembre 1755. La dynamique des flèches et des îles-barrières dépend de la puissante dérive littorale W-E, qui mobilise près de 130.000 m³/a de sédiments issus de l'érosion des falaises de la « Côte au vent » (Granja *et al.*, 1984 ; Andrade, 1990 ; Bettencourt, 1994), et de la migration cyclique de la passe d'Anção (Balouin, 2001; Andrade *et al.*, 2004).

Avec un marnage compris entre 1,1 m et 3,8 m, la marée reste l'acteur principal de la sédimentogénèse. Mais la majeure partie des sédiments transférés dans la lagune par le flot reste confinée au voisinage immédiat des passes. Cependant, lors des tempêtes marines, des brèches peuvent s'ouvrir à travers les flèches et contribuer à l'enfouissement des marais par d'épais épandages sableux. **Ce phénomène pose le problème de la pérennisation des marais à l'intérieur de la lagune**, dans un contexte de remontée du niveau marin estimée sur la période 1910-1990 (Lagos) à $1,5 \pm 0,2$ mm/a, incluant une probable surrection crustale de $0,3 \pm 0,2$ mm/a (Dias et Taborda, 1992).

Enfin, le vent reste un agent morphogène important (**figure 8.56B**) : il apporterait chaque année dans les marais pas moins de 90.000 m³ de sables remaniés des cordons littoraux (Andrade, 1990). Ce volume est très proche de celui constitué par les apports sableux (76.500 m³/a) entrant par la passe de Barra Nova (Vila-Concejo *et al.*, 2002). En revanche, il est nettement supérieur aux apports des rivières (Saõ Lourenço : 18.500 m³/a ; Gondra : 2400 m³/a) débouchant dans la lagune, en raison du cloisonnement de leurs embouchures réalisé à la fin du XIX^{ème} siècle. On retiendra donc l'importance des apports sableux marins et éoliens dans le bilan sédimentaire et l'équilibre dynamique des marais.

Même si celles-ci sont aujourd'hui en déclin, les activités agricoles développées à partir de la fin du XIX^{ème} siècle ont durablement altéré la géographie et le fonctionnement des marais lagunaires (cf., *supra*, chapitre 5). Aujourd'hui, la lagune présente un réseau complexe de chenaux de marée dont certains sont maintenus navigables depuis les passes (naturelles ou artificielles) jusqu'aux ports de Faro au prix de lourds et coûteux travaux de dragage. La « nouvelle passe »

d'Ancão (Barra Nova), ouverte artificiellement plus à l'ouest en juin 1997 (programme INDIA ; Williams *et al.*, 2003 ; Andrade *et al.*, 2004), ne va pas sans poser de sérieux problèmes d'ensablement (Bertrand *et al.*, 2003 ; Vila-Concejo *et al.*, 2004). Par ailleurs, le bilan sédimentaire des marais lagunaires a été récemment modifié par les activités humaines (endiguement, pollution), de sorte que de nombreux marais sont en déficit chronique de croissance (Newton *et al.*, 2003).



En l'an 2000, le CNRS a financé un **programme APN** dont l'un des attendus était de définir l'évolution à moyen et court termes et les conditions de préservation des marais lagunaires de la Ria Formosa, dont le statut de réserve nationale a été acquis en 1987. La présente étude s'intéresse plus particulièrement au marais du « cul-de-sac d'Ancaõ », abrégé CDSA dans le texte. Dans cette partie occidentale de la lagune, l'interférence entre les processus naturels et les activités humaines est particulièrement marquée et porte atteinte à l'équilibre biosédimentaire général. L'analyse de l'environnement est basée sur un ensemble d'indicateurs botaniques et morphosédimentaires et sur la photointerprétation. **L'objectif ici est de 1) proposer une quantification des volumes sédimentaires dans les marais lagunaires et des taux d'accrétion et d'érosion, aux échelles pluri-séculaire (depuis 3700 ans), pluri-décennale (XX^{ème} siècle) et pluri-annuelle (2000-2002), 2) évaluer la part respective des facteurs naturels et humains dans cette évolution et 3) mettre en perspective les résultats avec l'élévation du niveau marin relatif en cours et à venir.**

3.2 – Méthodes d'étude des milieux de sédimentation

3.2.1 – Levés topographiques et délimitation des communautés végétales

La topographie du CDSA a été levée au D-GPS (précision centimétrique) à partir de transects orientés perpendiculairement (NE-SW) aux marais lagunaires (**figure 8.57**). Les communautés végétales ont été définies selon une approche basée sur la phytosociologie synusiale intégrée (Gillet, 1998). L'analyse biogéographique a été réalisée par Frédéric Bertrand (université Panthéon-Sorbonne Paris 1) et j'ai participé aux inventaires. La composition et la dominance des espèces ont été déterminées dans des quadrats et sur des transects afin d'identifier les séquences spatiales et fonctionnelles (*i.e.*, de même niveau bionomique : schorre, slikke, watt). Les travaux de référence utilisés ici sont ceux issus du Programme des Habitats Paléoarctiques qui ont abouti à une hiérarchisation des habitats basée sur la classification CORINE (Devillers et Devillers-Terschuren, 1996).

3.2.2 – Cartographie des environnements sédimentaires et de la végétation associée

Les cartes du CDSA (**figure 8.58**) ont été obtenues par le traitement d'images satellites et de photographies aériennes. La cartographie des habitats a été déduite d'une superposition de plusieurs photographies aériennes avec un logiciel de SIG (ER Mapper). En particulier, la photographie de janvier 1999 (mission UAGA-F, n°13160) a été utilisée en priorité pour l'analyse de la végétation en raison de son émulsion en vraies couleurs. Par ailleurs, son échelle au 1/16.000 a été un bon compromis pour l'analyse des réponses spectrales et des signatures des habitats côtiers. Enfin, l'heure d'acquisition de la photographie (10h00 AM) a permis de visualiser les marais lagunaires à marée basse, permettant ainsi l'intégration des communautés émergentes et celles temporairement submergées.

3.2.3 – Estimation des épaisseurs de sédiment et des taux d'accrétion

Les mesures d'épaisseur de sédiments et les données chronostratigraphiques que j'ai acquises m'ont permis de quantifier les taux de sédimentation et d'érosion dans les marais lagunaires à trois échelles de temps.

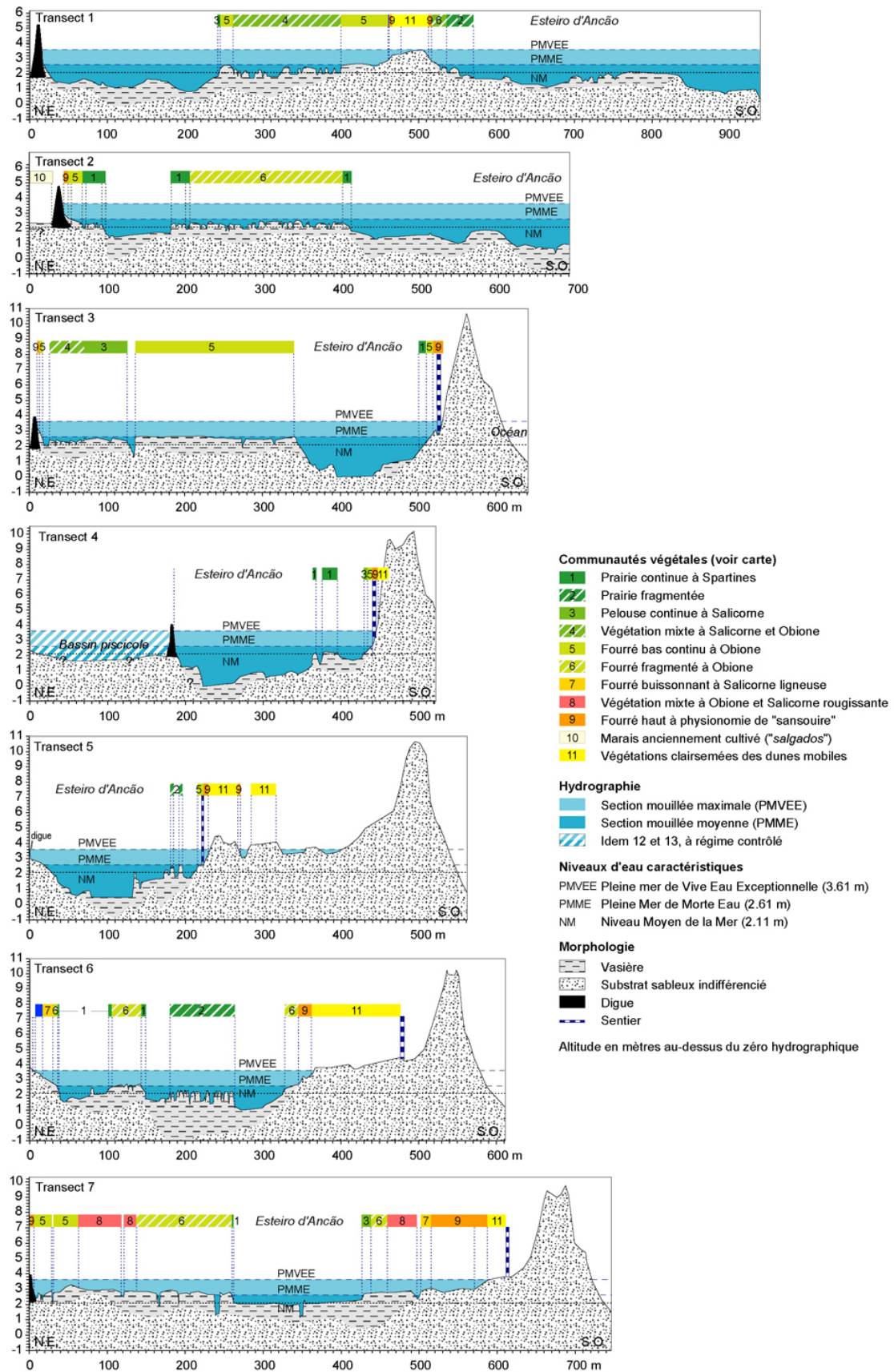


Figure 8.57 – Coupes stratigraphiques et communautés végétales dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006].

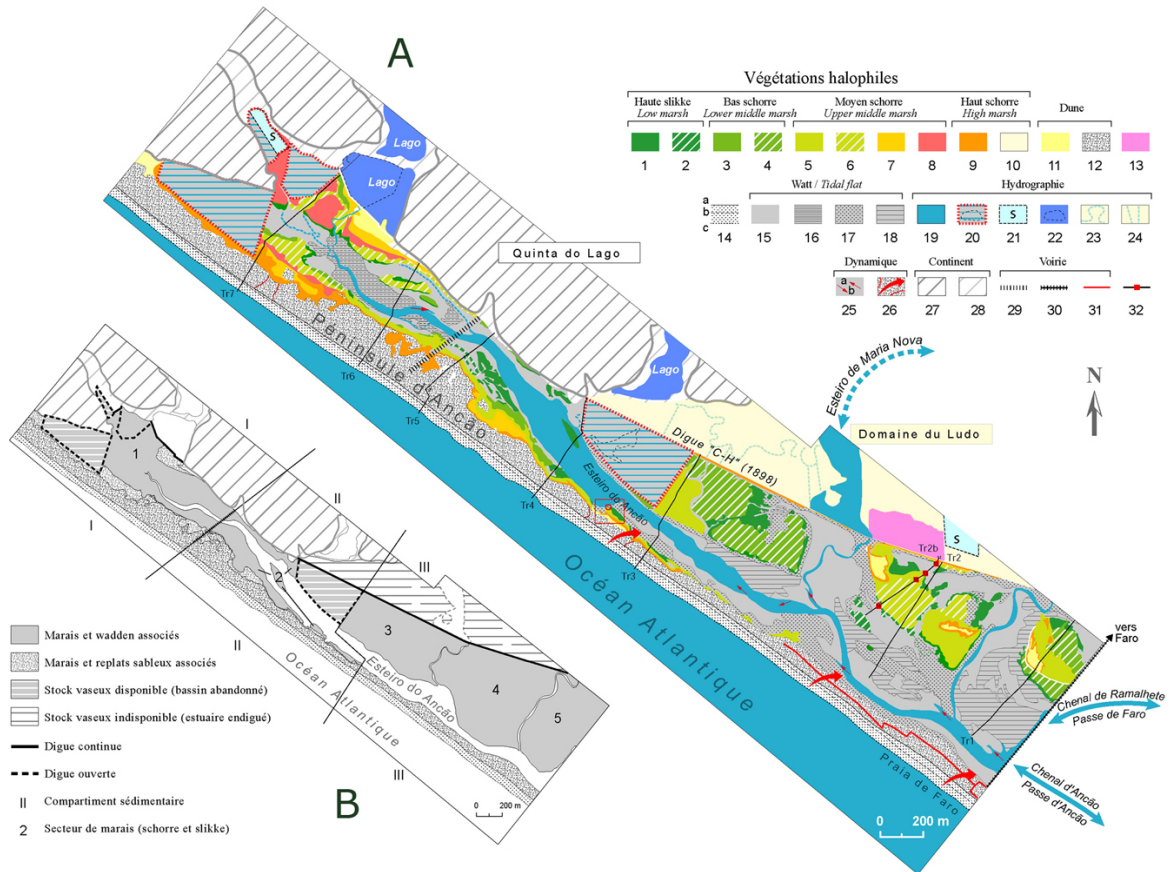


Figure 8.58 – Milieux de sédimentation et végétation associée dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. **A :** Carte écologique des marais lagunaires du CDSA. **B :** Découpage morphosédimentaire du CDSA.

À l'échelle pluri-séculaire (1000-100 ans) : une campagne de sondages à la tarière manuelle (\varnothing 50 mm) a été réalisée en mars 2001 dans le secteur du ludo, situé en amont du CDSA. Deux sondages (LU6 et LU10), parmi les dix réalisés, ont montré la présence d'unités sédimentaires contenant des débris organiques suffisamment abondants pour qu'ils puissent être datés par la méthode radiocarbone. Deux dates ^{14}C [Lyon-1811 (GrA-20833) et Lyon-1812 (GrA-20834)] ont été obtenues sur des macro-restes ligneux piégés lors du dépôt des sédiments. Les analyses ont été supervisées par le Centre de Datation par le Radiocarbone, université Claude-Bernard (Lyon 1). Les âges ^{14}C ont été convertis en années calendaires en utilisant la courbe de calibration de Stuiver *et al.* (1998).

À l'échelle pluri-décennale (100-10 ans) : une coupe stratigraphique naturelle (*i.e.*, berge en érosion ; CDSA1) située dans les marais lagunaires du CDSA a été exploitée dans le but de caractériser et dater les unités sédimentaires constituant le remblaiement du marais. Ce site a été choisi car représentatif des modalités de stockage sédimentaire et des taux d'accrétion dans le CDSA. Les échantillons ont été collectés en novembre 2000 sur une coupe de 0,8 m de puissance et selon un intervalle d'échantillonnage de 5 cm. Seize échantillons ont subi une spectrométrie gamma au laboratoire de la CRII-RAD/Valence (Chareyron, 2001) afin de quantifier les teneurs en ^{210}Pb , en ^{226}Ra et en ^{137}Cs . La fourchette d'erreur des résultats obtenus est de $\pm 5\%$. Des analyses granulométriques ont été réalisées sur ces mêmes échantillons à l'aide d'un granulomètre laser (Coulter LS230 ; université Paris7/PRODIG). Par ailleurs, cent-trente trois sondages superficiels (longueur : 0,1 m à 3,5 m) ont été effectués avec une petite tarière manuelle (\varnothing 12 mm) en novembre 2000 le long de sept transects orientés NE-SW (*i.e.*, perpendiculaires au chenal de marais

d'Ancaõ), afin de déterminer l'épaisseur des sédiments fins actuellement présents dans l'ensemble des marais lagunaires du CDSA. Sur chacun des transects, la topographie a été levée avec un D-GPS, selon une précision de ± 5 mm. Les mesures d'épaisseur obtenues ont permis de compléter celles mesurées sur la coupe stratigraphique CDSA1. Une corrélation entre les unités sédimentaires et les données chronologiques dérivées de l'analyse des radionucléides a permis de dater le début de la phase d'édification des marais lagunaires qui constituent le paysage actuel du CDSA.

À l'échelle pluri-annuelle [10-1 an(s)] : les taux d'accrétion et d'érosion ont été étudiés sur la période juillet 2000-mars 2002. Les mesures d'épaisseur (45) ont été réalisées sur des sites équipés de niveaux repaires (plaques plastiques de 0,3x0,3 m enfouies de 0,1 m à 0,2 m sous la surface des marais en juillet 2000). Cinq plaques (neuf mesures par plaque) ont été installées sur le transect t2b perpendiculaire au chenal de marais d'Ancaõ. Les mesures ont été réalisées à quatre occasions (octobre 2000, mars 2001, octobre 2001, mars 2002), selon une périodicité de 3 à 7 mois. Par ailleurs, des mesures altimétriques (63) ont été réalisées en juillet 2000 puis en mars 2002 dans les marais situés sous la passerelle de Quinta do Lago (amont du CDSA). La distance entre le plancher de la passerelle et la surface des marais a été mesurée tous les cinq mètres avec un décimètre (précision de ± 5 mm).

3.3 – Résultats

3.3.1 – Spécificités hydromorphologiques et biogéographiques du CDSA

La combinaison des facteurs hydrologiques et géomorphologiques explique la répartition de la végétation dans le CDSA. Ce dernier peut être subdivisé en trois secteurs homogènes (**figure 8.58B**) dans lesquels la diversité des biotopes reflète les différents milieux de sédimentation, des marais d'embouchure situés en aval aux marais confinés en amont.

Le **secteur aval (I)** correspond à un vaste système de vasières dont la largeur décroît vers l'amont. Il constitue les restes d'un ancien système de marais qui s'est développé à l'embouchure de l'estuaire du Saõ Lourençõ avant son endiguement. Délimités par des cordons littoraux fossiles, les différents marais (3, 4 et 5) sont situés à une distance suffisante du chenal d'Ancaõ pour permettre à la végétation des schorres et des slikkes de se développer. Dans le **secteur central (II)**, plus étroit, des chenaux de marée très énergiques limitent l'extension des marais alors que des opérations d'endiguement (production de poissons) contraignent fortement l'extension du prisme tidal dans les zones hautes. Le développement de ces marais frangeant les chenaux de marée est donc assez difficile. Le **secteur amont (III)** est caractéristique d'un estuaire fermé dans lequel les vitesses d'écoulement dans les chenaux de marée restent élevées. Le marais est découpé par un réseau hydrographique très ramifié et connecté à des cuvettes circulaires de taille métrique. La topographie est marquée par la présence de nombreuses buttes circulaires ou allongées qui témoignent de leur érosion actuelle.

Au total, la dynamique des marais du CDSA est dépendante des conditions naturelles (chenaux de marée très énergiques, marnage de 1,1 m à 3,8 m) mais aussi des actions anthropiques (endiguement) qui ont conduit au confinement des marais dans la partie amont. Le paragraphe suivant se propose de quantifier l'état des différents marais sur la base de mesures d'épaisseur de vases couplées à la surface qu'elles représentent aujourd'hui.

3.3.2 – Quantification du volume sédimentaire actuel dans les marais lagunaires

Les unités sableuses (**figure 8.57**), atteintes par tous les sondages à des profondeurs variables (max. 4 m), sont associées à des dépôts de chenal de marée et de deltas de flot (Bettencourt, 1994 ; O'Connor *et al.*, 1998 ; Barnhardt *et al.*, 2002). Ils sont recouverts par des dépôts vaseux mis en place dans un environnement laguno-estuarien, marquant une rupture hydrodynamique franche (Faugères *et al.*, 1986). Ces dépôts vaseux sont peu épais (en moyenne 0,49 m à 1,07 m ; **figure 8.59**) et d'une relative complexité stratigraphique marquée par de fréquentes discontinuités de ravinement (**figure 8.57**). Les variations géométriques et d'épaisseur du remblaiement vaseux constitue la base de la subdivision des marais en trois secteurs morphosédimentaires bien différenciés.

Secteurs	Sous-secteurs	Epaisseur moyenne (en m)	Surface (en m ²)	Volume (en m ³)
I	1	0,75	327.400	245.500
	2	0,95	484.150	459.950
	3	0,76	332.535	252.730
	Sous-total I	-	1.144.100	958.220
II	4	1,30	364230	473.500
III	5	0,67	175425	117.535
	Total I + II+ III	-	1.683.740	1.549.215

Figure 8.59 – Quantification des volumes sédimentaires actuels dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA), marais endigués exclus [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006].

Dans la zone aval (**secteur I** ; transects t1 à t3 ; **figure 8.57**) se singularise par des dépôts très peu épais (épaisseur moyenne comprise entre 0,52 m et 0,90 m, avec des variations d'épaisseur comprises entre 0 m et 2 m). Ces épaisseurs sont plus élevées que dans le secteur II et plus faibles que dans le secteur III. Dans le secteur I, l'abondante fourniture sédimentaire apportée par le fleuve Saõ Lourenço jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle a permis l'édification d'une vaste plate-forme vaseuse délimitée par les parties distales des deltas de flot et les chenaux de marée. Dans la partie étroite du CDSA (**secteur II** ; transect t5 et plus particulièrement transect t4 ; **figure 8.57**), les dépôts lagunaires (vases et sables interstratifiés), souvent remaniés par les chenaux de marée, sont peu épais (épaisseur moyenne comprise entre 0,49 m et 0,63 m, avec des variations comprises entre 0 et 1,45 m). Dans les sédiments fins (vases) s'intercalent des passées plus grossières (sables) correspondant à des cônes de débordement de tempête (*washover fans*) ou à des apports d'origine éolienne. La zone amont (**secteur III** ; transects t6 et t7 ; **figure 8.57**), la plus éloignée de la passe d'Ancaõ, est caractérisée par la présence de dépôts lagunaires discontinus mais plus épais (épaisseur moyenne comprise entre 1 m et 1,07 m, avec des variations comprises entre 0 m et 3,50 m). Ici, les conditions hydrodynamiques de plus faible énergie sont favorables au développement des marais frangeants.

En conclusion, la quantification du volume sédimentaire dans les marais lagunaires a permis d'estimer le volume de vase disponible à 1.549.215 m³. La répartition du volume sédimentaire par secteur (**figure 8.59**) met en évidence une concentration du stock vaseux dans la partie aval (secteur I ; 958.220 m³ ~63 %) et amont (secteur III ; 473.500 m³ ~30 %) du CDSA. Excepté dans les bassins d'élevage de poissons, le stock vaseux est peu important (117.535 m³ ~7 %) dans la partie centrale (secteur II), qui correspond à une zone de rupture morphosédimentaire et d'intense érosion. Ainsi, on explique ce phénomène par les puissances spécifiques du chenal de marée d'Ancaõ, dont l'accroissement est dû autant à l'extension des cônes de débordement de

tempête en rive occidentale qu'à la contraction artificielle du chenal en rive orientale par des digues mises en place dans les années 1970. Celles-ci ont interrompu les transferts latéraux de sédiments au chenal, renforcé son énergie et sa capacité de transport potentielle, et limité considérablement le dépôt de sédiments fins dans les marais lagunaires adjacents.

3.3.3 – Variations des taux d'accrétion et d'érosion actuels dans le CDSA

Les taux d'accrétion et d'érosion découlent de mesures réalisées entre juillet 2000 et mars 2002 sur deux sites situés en amont et en aval du CDSA. Les **figures 8.60 et 8.61** montrent que le bilan d'érosion est négatif dans les hautes slikkes (*low marshes*) et les bas schorres (*lower-middle marshes*), avec des taux d'érosion moyens compris entre -9 mm/a (amont) et -3,7 mm/a (aval).

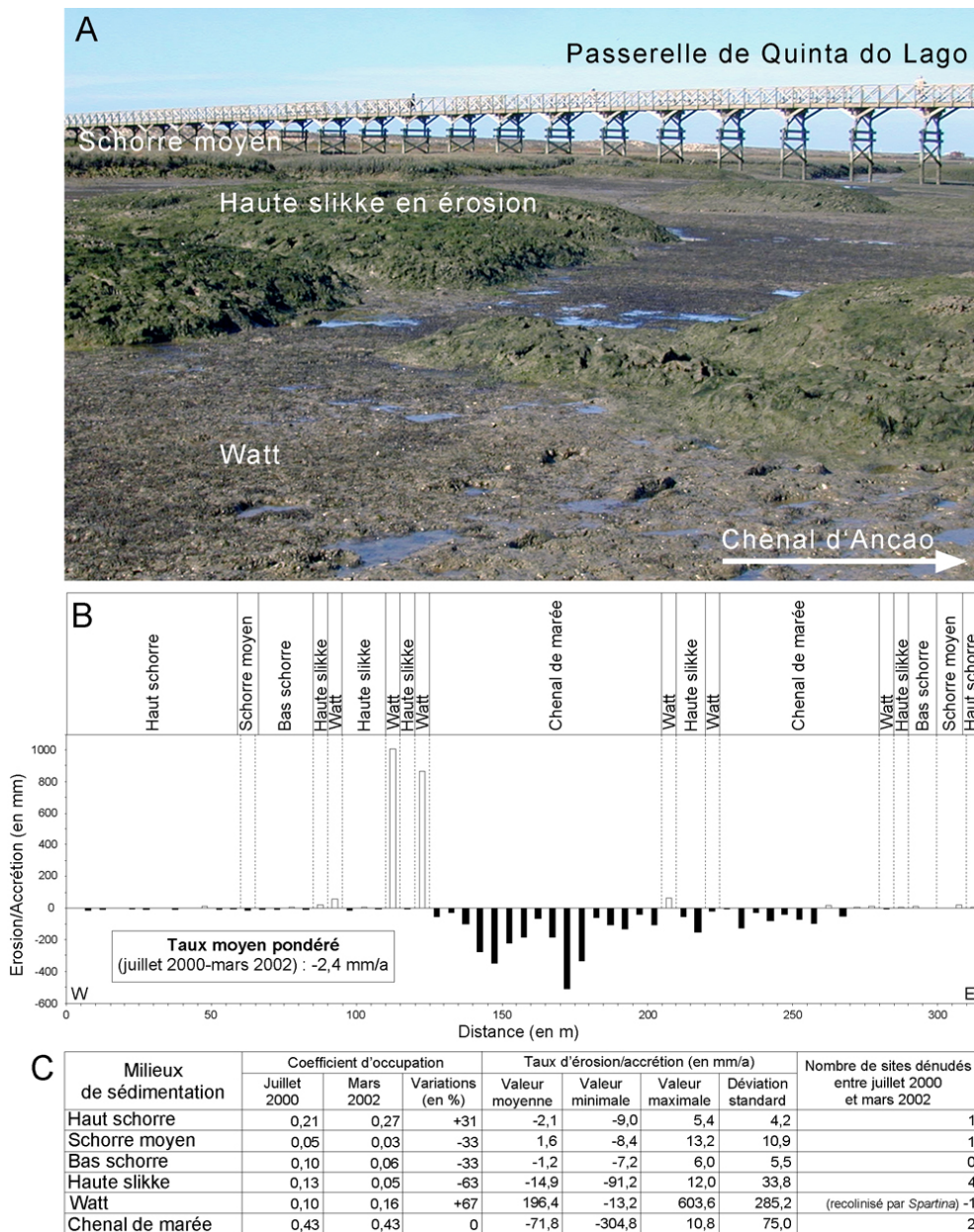


Figure 8.60 – Évolution récente des marais lagunaires du cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) à proximité de Quinta do Lago [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. **A** : Vue vers l'amont à marée basse (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2001). **B** et **C** : Taux d'accrétion et d'érosion par milieu de sédimentation entre juillet 2000 et mars 2002.

Dans la partie amont du CDSA (figure 8.60), les secteurs les plus affectés par l'érosion sont situés dans ou à proximité immédiate du chenal de marée d'Ancaõ (taux d'érosion moyen : $-71,8$ mm/a). Les hautes slikkes, les hauts schorres (*high marshes*) et les bas schorres sont des secteurs de moindre érosion, avec des taux d'érosion moyens estimés respectivement à $-14,9$ mm/a, à $-2,1$ mm/a et à $-1,2$ mm/a. Seuls les watts (*tidal flats*) et les schorres moyens (*upper-middle marshes*) présentent un bilan sédimentaire positif, avec des taux d'accrétion moyens respectivement de $196,4$ mm/a et de $1,6$ mm/a. Ces résultats sont confirmés par l'évolution du coefficient d'occupation propre à chacun des milieux de sédimentation. Entre juillet 2000 et mars 2002, la surface des watts et des hauts schorres s'est accrue respectivement de 67 % et 31 %. Dans le même intervalle de temps, les hautes slikkes, les hauts schorres et les bas schorres ont diminué respectivement de 63 %, 33 % et 33 % en surface. La forte réduction des surfaces occupées par les hautes slikkes est confirmée par l'évolution du nombre de sites dénudés (maximum en mars 2002 ; accroissement de 13 % par rapport à juillet 2000) et par les nombreuses formes d'érosion observées (figures 8.61 et 8.62).

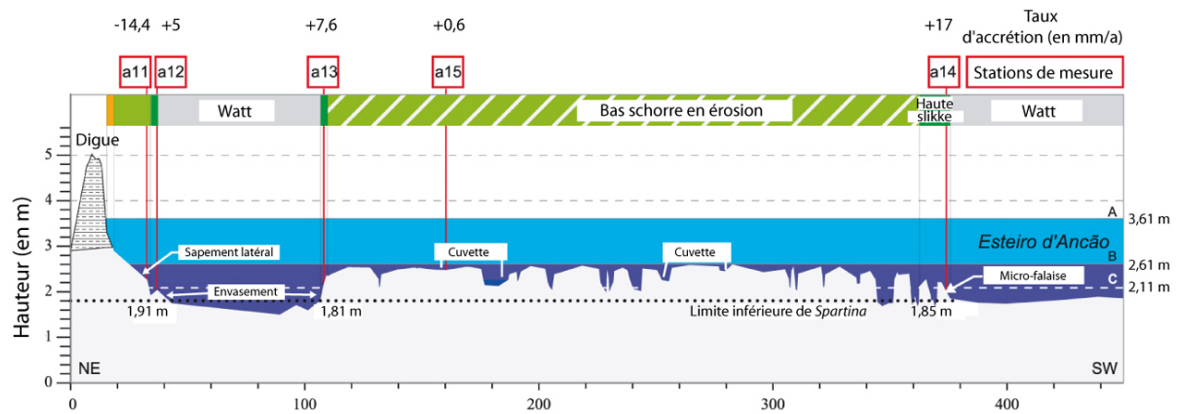


Figure 8.61 – Coupe transversale (t2b) et taux d'accrétion et d'érosion entre juillet 2000 et mars 2002 dans le marais lagunaire médian du cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) à proximité de la digue 1898 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006].

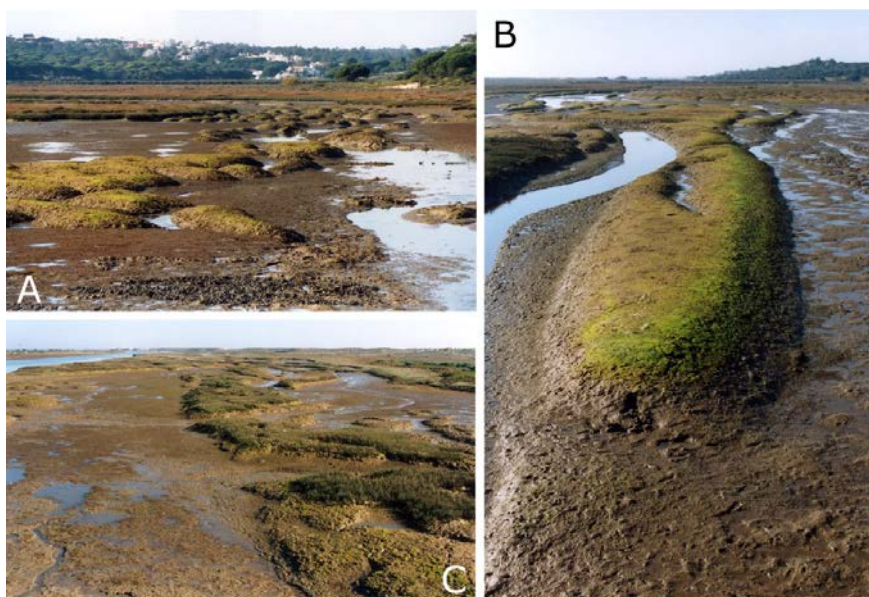


Figure 8.62 – L'érosion actuelle des marais du cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) en quelques photographies (clichés G. Arnaud-Fassetta, 2002).

Dans la partie aval du CDSA (**figure 8.60**), les mesures ont été faites seulement dans les bas schorres et les hautes slikkes : le bilan d'érosion est plus contrasté, avec des valeurs moyennes oscillant entre -10,2 mm/a et -1,8 mm/a. Au final, la quantification des taux d'accrétion et d'érosion à l'échelle pluri-annuelle confirme les observations de terrain dans le CDSA, à savoir une situation critique où les marais lagunaires sont en érosion dominante (**figure 8.62**).

3.3.4 – Confrontation des résultats avec les mesures à plus long terme

3.3.4.1 – À l'échelle pluri-décennale

La coupe stratigraphique CDSA1 (**figure 8.63**) montre une séquence sédimentaire typique d'un marais développé à proximité d'un cône de débordement de tempête.

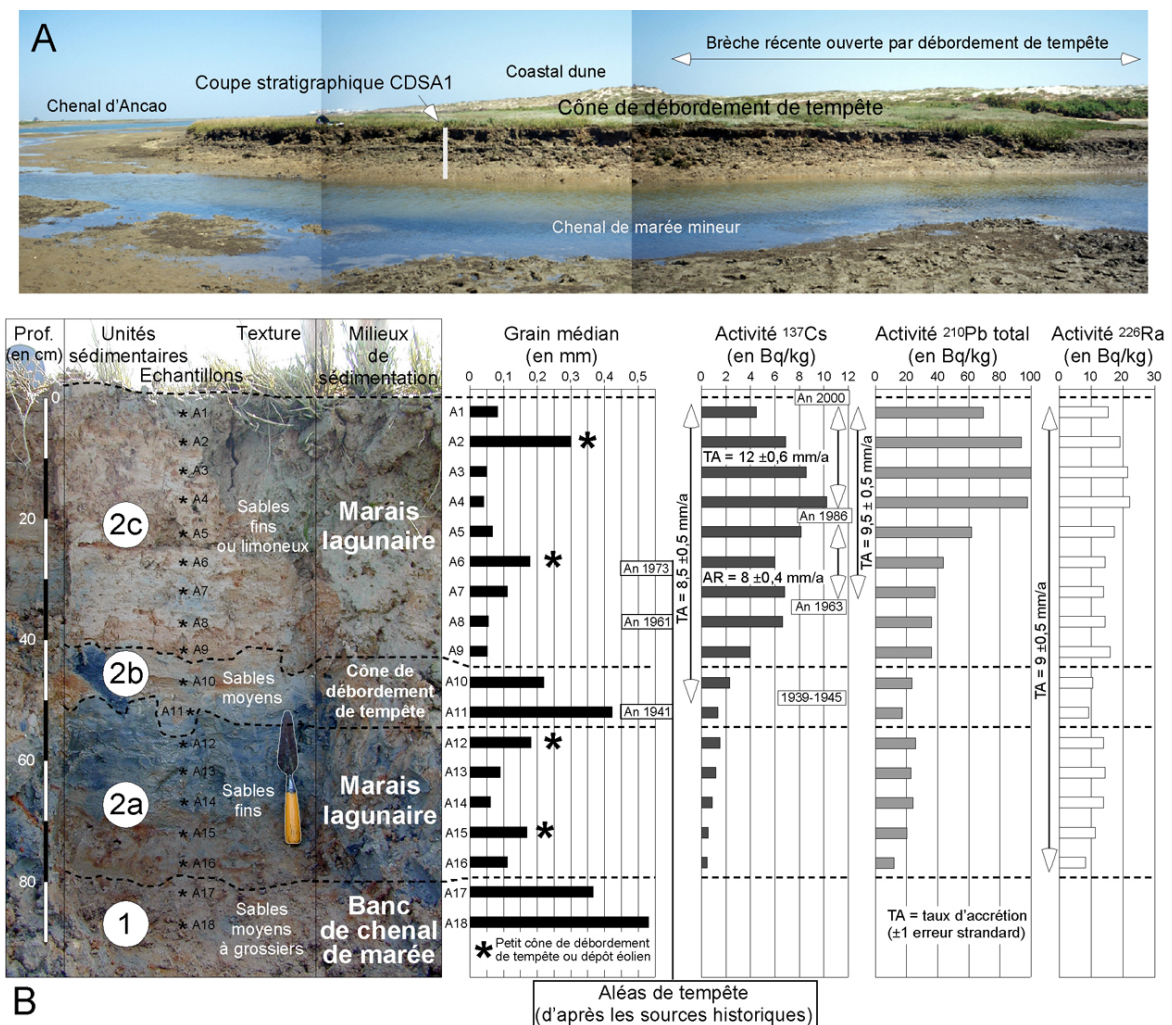


Figure 8.63 – Mesure des taux d'accrétion à l'échelle du XX^{ème} siècle dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. A : Vue générale du secteur étudié (cliché F. Bertrand, 2000). B : Coupe stratigraphique CDSA1 (cliché G. Arnaud-Fassetta, 2000).

Du bas vers le haut, cette séquence est caractérisée par deux unités sédimentaires dont la seconde est subdivisée en trois sous-unités : **unité 1** (entre 0,95 m et 0,8 m de profondeur) : sables grossiers à moyens bien triés (**banc de chenal de marée**). Cette unité constitue la base sur laquelle se sont développés les marais récents du CDSA ; **unité 2** (entre 0,8 m et 0 m) : sous-unité 2a (entre 0,8 m et 0,55-0,5 m) = sables très fins (**marais lagunaire**), sous-unité 2b (entre 0,55-0,5 m et 0,45-0,4

m) = sables moyens (**cône de débordement de tempête** recouvrant le marais lagunaire), sous-unité 2c (entre 0,45-0,4 m et 0 m) = sables fins ou limoneux (**marais lagunaire**). Les hautes valeurs de D_{50} , inhabituelles dans les marais lagunaires (Baraut, 2003), traduisent ici un mélange de vases avec des sables d'origine marine ou éolienne. Les pics sableux (A15, A12, A6, A2) dans les sous-unités 2a et 2c sont interprétés comme des dépôts de tempête mineure ou des sables soufflés. Connaissant la taille moyenne ($0,3 \text{ mm} < D_{50} < 0,5 \text{ mm}$) des sables d'origine marine de la Praia de Faro (Andrade, 1990), il est probable qu'une large part de la fraction sableuse observée dans l'unité 2 soit issue du remaniement des cordons dunaires lors des submersions de tempête, d'autant que leur diamètre excède la compétence éolienne dans le secteur. On sait que plusieurs événements de tempête majeurs se sont produits dans la région au cours du XX^{ème} siècle : en janvier 1941 (Weinholtz, 1964 ; Esaguy, 1985 ; Andrade, 1990), de nombreux cônes de débordement de tempête ont affecté l'île-barrière de Culatra (Garcia *et al.*, 2002) ; les 20-21 février 1966, onze brèches ont été ouvertes dans la flèche d'Ancaõ (Guillemot, 1979 ; Pilkey *et al.*, 1989) ; trois autres tempêtes marines ont eu lieu en mars 1961 (Weinholtz, 1964 ; Esaguy, 1986), en janvier 1973 (Pita et Carvalho, 1987) et en 1997 (Andrade *et al.*, 2004).

Dans l'unité 2, l'activité du ^{210}Pb total, fortement corrélée à celle du ^{226}Ra , a permis d'estimer les taux d'accrétion à **9 mm/a**. Concernant plus particulièrement la sous-unité 2c, l'activité du ^{137}Cs montre deux pics, le premier entre A8 et A7 et le second en A4. Ces deux pics correspondent respectivement aux essais nucléaires dans l'atmosphère de 1963 et à l'accident de la centrale atomique de Tchernobyl en 1986. Entre 1963 et 2000, les taux d'accrétion sont de **9,5 mm/a**, avec de plus faibles valeurs enregistrées entre 1963 et 1986 (**8 mm/a**) qu'entre 1986 et 2000 (**12 mm/a**). En se référant à la chronologie des événements tempétueux marins (Vila-Concejo *et al.*, 2002), la sous-unité 2b pourrait être associée à la tempête majeure de 1941. La datation de la sous-unité 2b par les radionucléides confirme cette hypothèse : en considérant un taux d'accrétion de 8-9,5 mm/a, les radionucléides fournissent une fourchette chronologique comprise entre 1939 et 1945, ce qui inclut l'année 1941 déduite des sources historiques.

En conclusion, les taux d'accrétion calculés à partir des excès de ^{210}Pb et de ^{226}Ra sont tout à fait cohérents avec ceux obtenus avec les concentrations de ^{137}Cs . Cette correspondance est d'autant plus remarquable qu'elle a été obtenue avec deux méthodes de mesure indépendantes, donnant ainsi encore plus de crédit aux estimations des taux d'accrétion. Ces dernières sont relativement importantes : il est vrai que le contexte un peu particulier de ces marais (*i.e.*, à proximité d'un cône de débordement de tempête, qui représente 37,5 % du remblaiement sédimentaire) a certainement contribué à renforcer les taux d'accrétion globaux.

3.3.4.2 – À l'échelle pluri-séculaire

Le **log stratigraphique** déduit de l'analyse du **sondage LU6 (figure 8.64)** montre la succession de cinq unités sédimentaires interprétées en termes de milieux de sédimentation et décrites du bas vers le haut : **unité 1** (entre 4 m et 2 m de profondeur) : limons sableux ou sablo-argileux interstratifiés et riches en faune laguno-marine (**estuaire moyen**) ; **unité 2** (entre 2 m et 1,65 m) : sables moyens riches en débris coquillers d'origine laguno-marine (**banc de chenal de marée du fleuve Saõ Lourençõ**) ; **unité 3** (entre 1,65 m et 0,95 m) : séquence à grano-classement normal (positif) caractérisée par des limons sableux et des limons argilo-sableux contenant de rares fragments ligneux (**marais lagunaire**) ; **unité 4** (entre 0,95 m et 0,2 m) : sables limoneux à argileux azoïques à graviers émoussés rares (**cône torrentiel progradant vers l'axe de la ria**) ; **unité 5** (entre 0,2 m et 0 m) : limons sableux riches en débris organiques (**marais d'eau douce à saumâtre** mis en place après la construction de la digue du Ludo en 1822).

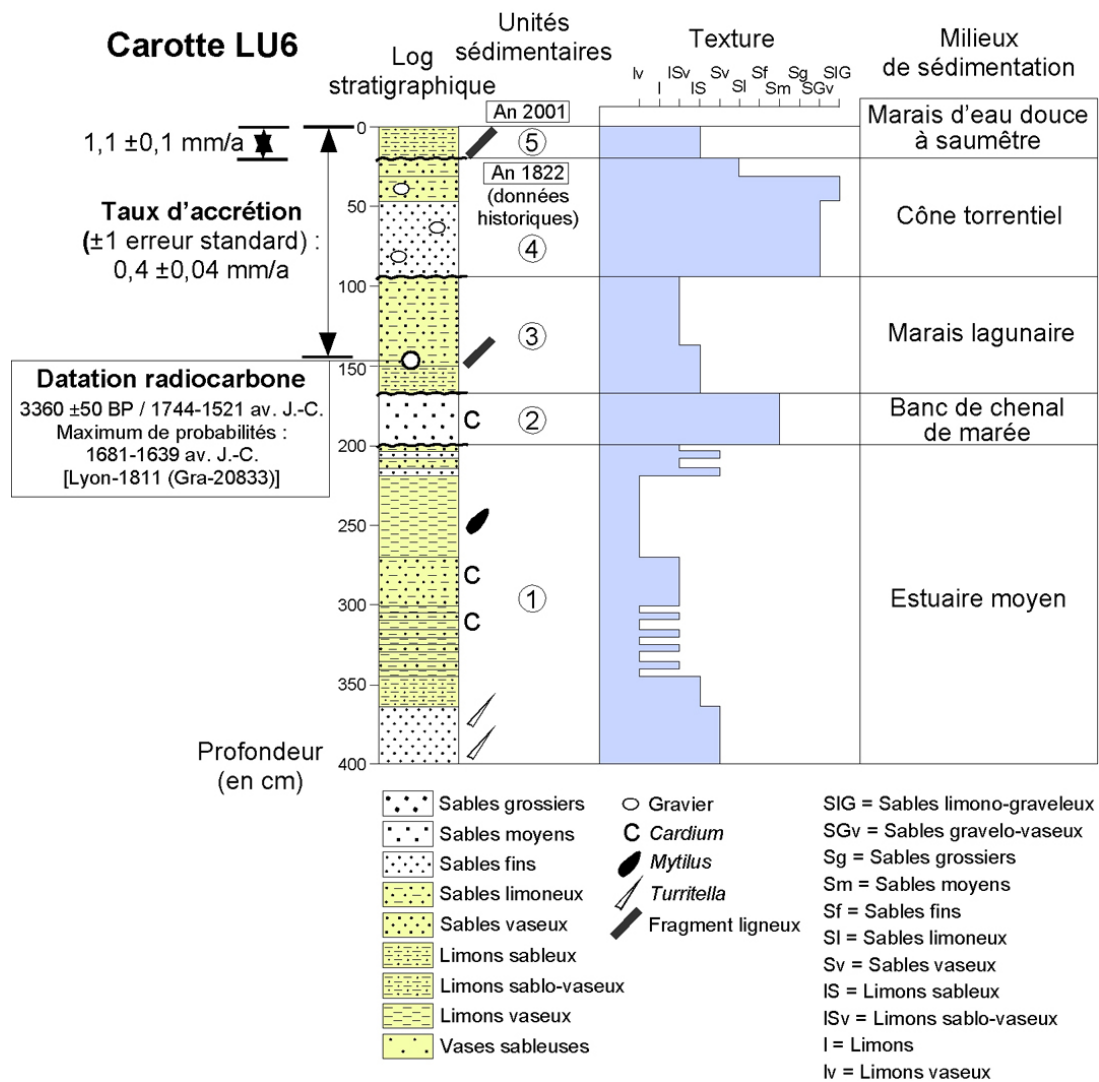


Figure 8.64 – Mesure des taux d'accrétion à l'échelle pluri-millénaire dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) dérivée de la carotte LU6 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006].

Au total, la succession paléoenvironnementale est représentative du modèle d'élaboration du prisme progradant de haut niveau où les influences marines cèdent progressivement la place à des environnements dominés par des conditions continentales. Au sommet de la séquence, une date ^{14}C placée à 1,5 m sous la surface actuelle des marais indique un âge calibré de 1744-1521 av. J.-C., avec un maximum de probabilités dans la fourchette chronologique comprise entre 1681 av. J.-C. et 1639 av. J.-C. Si l'on retient ce dernier intervalle de temps, **les taux d'accrétion sont estimés à 0,4 mm/a entre 1681-1639 av. J.-C. et 1822 ap. J.-C. et entre 1681-1639 av. J.-C. et 2001 ap. J.-C.** Ils sont globalement plus élevés (1,1 mm/a) dans l'unité 5 qui correspond à un marais d'eau douce à saumâtre plus stable.

En conclusion, les taux d'accrétion mesurés dans la zone lagunaire affichent des valeurs très proches de celles obtenues par Andrade *et al.* (2004) dans le secteur d'Ancaõ. À partir de l'étude stratigraphique de deux sondages (SB3 et SC4), ces auteurs ont mis en évidence un marais lagunaire daté 3635-400 av. J.-C. (unité B) et 4595-780 av. J.-C. (unité B), dans lequel les taux d'accrétion peuvent être évalués respectivement à $1,13 \pm 0,04$ mm/a et à $0,66 \pm 0,02$ mm/a. Cependant, ces valeurs sont relativement faibles comparées aux taux d'accrétion pluri-séculaires

mesurés dans d'autres parties de la Ria Formosa (**figure 8.65**) et aux taux d'accrétion pluri-décennaux mesurés dans le CDSA (cf. *infra*). Ce phénomène peut s'expliquer par : 1) le lissage de l'information sur le moyen terme, dû au fait que les séquences stratigraphiques étudiées ont pu intégrer plusieurs phases d'érosion et de sédimentation, 2) la possible auto-compaction des vases organiques et/ou 3) la probable différence entre l'âge apparent des dépôts, déterminé par le radiocarbone sur des fragments ligneux dont on ne peut pas exclure qu'ils soient post-sédimentaires, et l'âge réel des sédiments. Dans ce cas, ceci expliquerait les différences marquées entre les taux d'accrétion mesurés dans le CDSA et ceux du reste de la lagune. Enfin, les apports latéraux d'origine continentale (cônes torrentiels) participent efficacement au processus d'accrétion sur les marges de la lagune. Le log stratigraphique déduit de l'interprétation du sondage LU68 a montré que ces apports torrentiels représentent 41 % de l'épaisseur du remblaiement du marais.

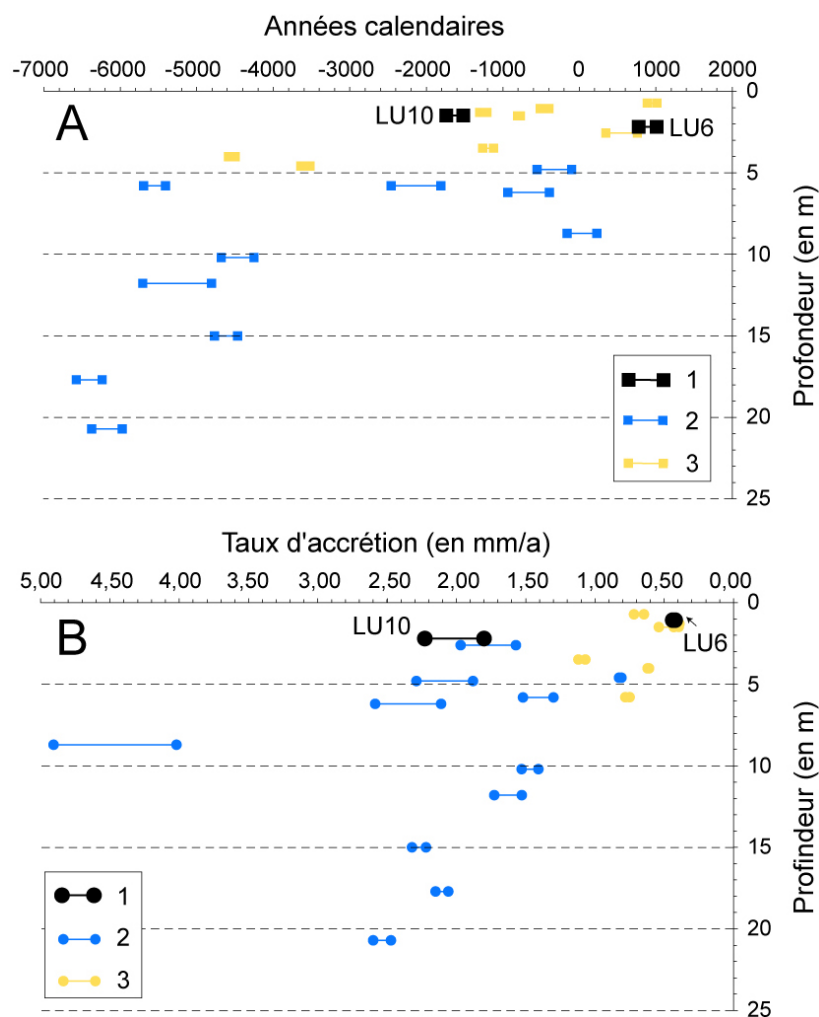


Figure 8.65 – Synthèse des taux d'accrétion à long terme dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. A : Distribution des datations radiocarbone en fonction de la profondeur. B : Variation des taux d'accrétion en fonction de la profondeur. 1 = d'après Arnaud-Fassetta (non publié) ; 2 = d'après Bettencourt (1994) ; 3 = d'après Andrade *et al.* (2004).

3.4 – Bilan et devenir des marais lagunaires

L'évolution multi-scalaire des taux d'accrétion et d'érosion a permis de montrer que les processus d'accrétion ont été prédominants aux échelles pluri-séculaire (*i.e.*, sur les 3700 dernières années) et pluri-décennale (*i.e.*, au cours du XX^{ème} siècle). Ces résultats contrastent avec ceux obtenus à l'échelle pluri-annuelle (*i.e.*, période 2000-2002) qui attestent la prédominance des processus d'érosion.

Dans le CDSA, les **changements hydrosédimentaires** récents sont suffisamment prononcés pour qu'ils affectent à court terme les **équilibres morphodynamique et biogéographique** des marais lagunaires. Mesurés à toutes les échelles temporelles, les **taux d'accrétion et d'érosion** ont pu être mis en perspective avec les estimations concernant la **remontée du niveau marin relatif (RNMR)**.

À l'échelle **pluri-séculaire**, les taux d'accrétion ont été estimés à 0,4 mm/a entre 1681-1639 av. J.-C. et 2001 ap. J.-C., dans un contexte où le niveau marin relatif s'est élevé à un rythme d'environ 0,3 mm/a sur la même période (Pirazzoli, 1996). Ainsi, les **processus d'accrétion dominants** ont pu **compenser la RNMR**.

À l'échelle **pluri-décennale** (période 1941-2000), les taux d'accrétion ont été compris entre 8 mm/a et 9 mm/a, avec une accélération des rythmes de sédimentation (12 mm/a) sur la période 1986-2000. Ces **taux d'accrétion** sont **5 à 8 fois plus élevés** que les estimations de la **RNMR** (1,5 ± 0,2 mm/a ; Dias et Taborda, 1992) dans le secteur. Les taux d'accrétion sur le XX^{ème} siècle sont bien plus élevés que les estimations à l'échelle pluri-séculaire, en raison d'un contexte géographique quelque peu différent et des phénomènes d'auto-compaction agissant sur le moyen terme.

À l'échelle **pluri-annuelle** (période 2000-2002), un **déficit d'accrétion** a été observé dans les hautes slikkes et les bas schorres, avec un taux d'érosion vertical compris entre -9 mm/a et -3,7 mm/a. Si cette tendance était confirmée au cours des prochaines années, la **dynamique sédimentaire des marais lagunaires ne parviendrait plus à compenser les effets de la RNMR**.

Les effets des actions humaines sur la dynamique sédimentaire des marais lagunaires du CDSA ne sont pas négligeables. À l'échelle pluri-décennale, la surface et le volume du prisme tidal ont été réduits suite à l'endiguement des marais du Ludo. La migration de la flèche d'Ancaõ entre 1893 et 1928 (Andrade, 1990) a éloigné le CDSA des principales passes marines, atténuant ainsi l'hydrodynamique des chenaux de marée dans le secteur d'Ancaõ. Les processus de remblaiement ont alors été prédominants dans le CDSA. À la fin des années 1980, les marais lagunaires du CDSA avaient probablement atteint leur niveau d'équilibre en hauteur et en largeur. Mais en 1997, l'ouverture artificielle d'une nouvelle passe (Barra Nova) à proximité du CDSA a brutalement renforcé la puissance et la capacité de transport des chenaux et les nombreuses opérations de dragage dans la partie occidentale de la lagune en 2000 ont contribué à réduire le stock de sédiments fins disponible.

Aujourd'hui, le déficit sédimentaire actuel des marais lagunaires est plus marqué en amont qu'en aval du CDSA, pour trois raisons : 1) la durée et la fréquence de submersion du prisme tidal, plus faibles en amont, contribuent à une moindre alimentation en sédiments fins ; 2) la partie amont du CDSA n'est plus alimentée en fines provenant du bassin-versant, du fait de la mise en place des digues ; 3) les surfaces non couvertes de végétation sont en nette progression dans la partie amont, facilitant ainsi la remobilisation et l'exportation des sédiments vers l'aval. Cependant, le déficit d'accrétion actuel n'est pas uniforme, à l'image des rares sites sur lesquels l'accrétion prédomine.

En fait, **les accumulations sédimentaires actuelles sont négligeables à l'échelle de tout le CDSA**. Ce phénomène risque de s'aggraver dans le contexte de RNMR car les relations entre accrétion et altitude sont inverses. La principale conséquence de la RNMR ($1,5 \pm 0,2$ mm/a) est l'accroissement important des fréquences et des durées de submersion, ce qui contribue à une détérioration des marais (problème d'osmorégulation, submersion des espèces vigoureuses).

Enfin, les taux d'accrétion et d'érosion actuels mesurés dans le CDSA ont été comparés avec ceux acquis dans d'autres secteurs de la Ria Formosa (Bertrand *et al.*, en préparation). Les résultats montrent que la **tendance au déficit sédimentaire des marais est confirmée à l'échelle de l'ensemble de la lagune**, notamment sur les sites de Barra Nova, Mar Santo et Gemidos, qui ont enregistré des taux d'érosion moyens compris entre -2,6 mm/a et -1,5 mm/a (min. -13,8 mm/a ; max. 16 mm/a) entre juillet 2000 et mars 2002. L'avenir des marais lagunaires semble donc compromis, d'autant que la pression anthropique, très forte sur les marges et dans les marais, est source de nombreuses pollutions.

3.5 – Conclusions

Les **marais lagunaires de la Ria Formosa** ont été étudiés dans le cadre d'un projet APN-CNRS. En tant qu'**hydrogéomorphologue**, ma participation au projet s'est traduite par la production de **cartes diachroniques** sur l'évolution récente des marais, ainsi que par la **quantification de la dynamique sédimentaire** à partir de stations de mesure de l'accrétion et de l'érosion. L'analyse des **archives sédimentaires** et la **photointerprétation**, le recours à des **techniques de datation précises**, faisant appel aux radionucléides (échelle pluri-décennale) et au Carbone 14 (échelle pluri-séculaire) m'a permis de replacer l'évolution pluri-annuelle des marais lagunaires dans un contexte plus large, permettant ainsi 1) une meilleure appréciation de la **part respective des facteurs de contrôle (physiques et humains)** responsables de la morphogenèse et 2) une **diagnose plus fine du devenir des marais**, dans le contexte de remontée du niveau océanique relatif et de forte pression anthropique (ville, tourisme, économie de la pêche et des coquillages) exercée sur le milieu.

Concernant la **dynamique morphosédimentaire**, ma contribution a permis de montrer que les **marais actuels sont en cours d'érosion**. Ma collaboration avec Frédéric Bertrand, biogéographe, a permis de mettre en relation la mobilité des stocks sédimentaires avec la dynamique de la végétation des marais. Cette tendance à l'érosion dominante est récente, liée aux **actions anthropiques** sur le milieu lagunaire (endiguement, déplacement des passes marines, dragages). Les archives sédimentaires montrent au contraire une tendance à la sédimentation chronique, tant à l'échelle pluri-séculaire, où les marais sont en équilibre avec la remontée du plan d'eau océanique, qu'à l'échelle pluri-décennale, où la dynamique des marais est en équilibre avec les agents de la sédimentogenèse (fourniture sédimentaire par les chenaux de marée et le prisme tidal, apports par les débordements de tempête).

L'ampleur de l'érosion actuelle des marais lagunaires risque encore de s'aggraver dans le **contexte de remontée du niveau océanique relatif** (fragilisation et érosion du cordon littoral protecteur, appauvrissement des espèces conquérantes) et de forte pression anthropique (pollution des eaux, ouverture et dragage de chenaux, phénomène de « by-passing » sédimentaire de la lagune vers le littoral, déplacement important de stocks sédimentaires par bateau pour les besoins de la production de coquillages). **À terme, cette situation risque de modifier l'aspect paysager et les fonctions de la zone humide, ce qui aura de facto une incidence sur les économies du tourisme et de la pêche.**

4 – CONCLUSIONS

Le **chapitre 8** retrace la **dynamique récente des cours d'eau** (Haut-Guil, Argent-Double, Bas-Rhône) et des **lagunes** (Ria Formosa) à l'échelle des derniers siècles et vue à travers les **risque d'érosion et d'inondation**. À l'échelle des 150 dernières années, les plaines alluviales et les zones humides en général (y compris les marais lagunaires) ont pu subir des **changements hydromorphologiques plus ou moins profonds, d'origine anthropique**. Cependant, ce mode de fonctionnement n'est pas généralisable à tous les hydrosystèmes et certains bassins ont pu conserver un **mode de fonctionnement relativement « naturel »**.

Dans le cas de la **Ria Formosa**, mes travaux ont montré que l'hydrosystème lagunaire avait subi de **lourdes transformations depuis les XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles** (endiguement, réduction de la fourniture sédimentaire, modifications hydrodynamiques), qui ont conduit à **l'érosion en cours d'une grande partie des marais actuels**. À court terme, les risques d'érosion vont être exacerbés par l'effet de la remontée du niveau océanique relatif.

Dans les **hydrosystèmes fluviaux, l'évolution est plus nuancée**. Il n'y a pas un seul modèle d'évolution mais bien plusieurs, qui varient en fonction des caractéristiques physiques des bassins et de la pression anthropique exercée sur le milieu et des enjeux en particulier. **Complétés par les travaux effectués sur l'Isonzo (Alpes Juliennes, Italie du Nord) et l'Yerres (Bassin parisien) et étayés par des exemples pris dans des bassins versants appartenant à d'autres régions du globe, la synthèse des résultats obtenus sur le Haut-Guil (Alpes du Sud), l'Argent-Double (Montagne Noire) et le Bas-Rhône, m'a permis de dégager une typologie de d'évolution récente des plaines alluviales et des bandes actives en particulier (figure 8.66) :**

- **Le type 1 correspond aux plaines alluviales sous contrôle non pas strict mais dominant de la variabilité hydro-climatique.** Dans le **sous-type 1a**, auquel appartiennent le Haut-Guil (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004) et l'Argent-Double (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002), la dynamique du fond de vallée dépend pour beaucoup de l'occurrence de crues BFHM dans les bassins, ces dernières ayant pour effet d'élargir brutalement (*i.e.*, de façon catastrophique) les bandes actives de tressage. Aucune tendance significative à la contraction ni à l'élargissement n'est observable depuis le XIX^{ème} siècle. Ce modèle a été validé sur de nombreux cours d'eau à régime torrentiel contrasté, par exemple en Arizona, Etats-Unis (Burkam, 1972) ou dans le Nord Queensland, Australie (Yu, 2000). Le **sous-type 1b** correspond au modèle établi initialement par Erskine et Warner (1988), qui ont mis en relation l'élargissement des bandes actives de tressage de certains cours d'eau australiens non pas avec des événements hydro-climatiques isolés mais avec des phases pluri-décennales de régimes dominés par les crues (RDC), les phases de contraction étant liées à des phases de régime dominé par les basses eaux (RDBE). Récemment, Erskine et White (1996) ont montré que l'élargissement des bandes actives, continu entre 1935 et 1995, a été exacerbé durant les plus fortes crues. Enfin, le modèle initial a été nuancé par Brooks et Brierley (2000), qui ont proposé une nouvelle périodisation des effets produits dans la plaine alluviale durant les phases de crue ou de basses eaux. Ainsi, la période 1850-1920, dominée par les crues, est marquée par un élargissement des bandes actives ; la période 1920-1960, dominée par les basses eaux, est caractérisée par une relative stabilité des bandes actives ; depuis 1960, leur contraction s'opère en phase de RDC, liée à l'introduction d'espèces exotiques comme le saule de Babylone : la dominante hydro-climatique s'atténue.

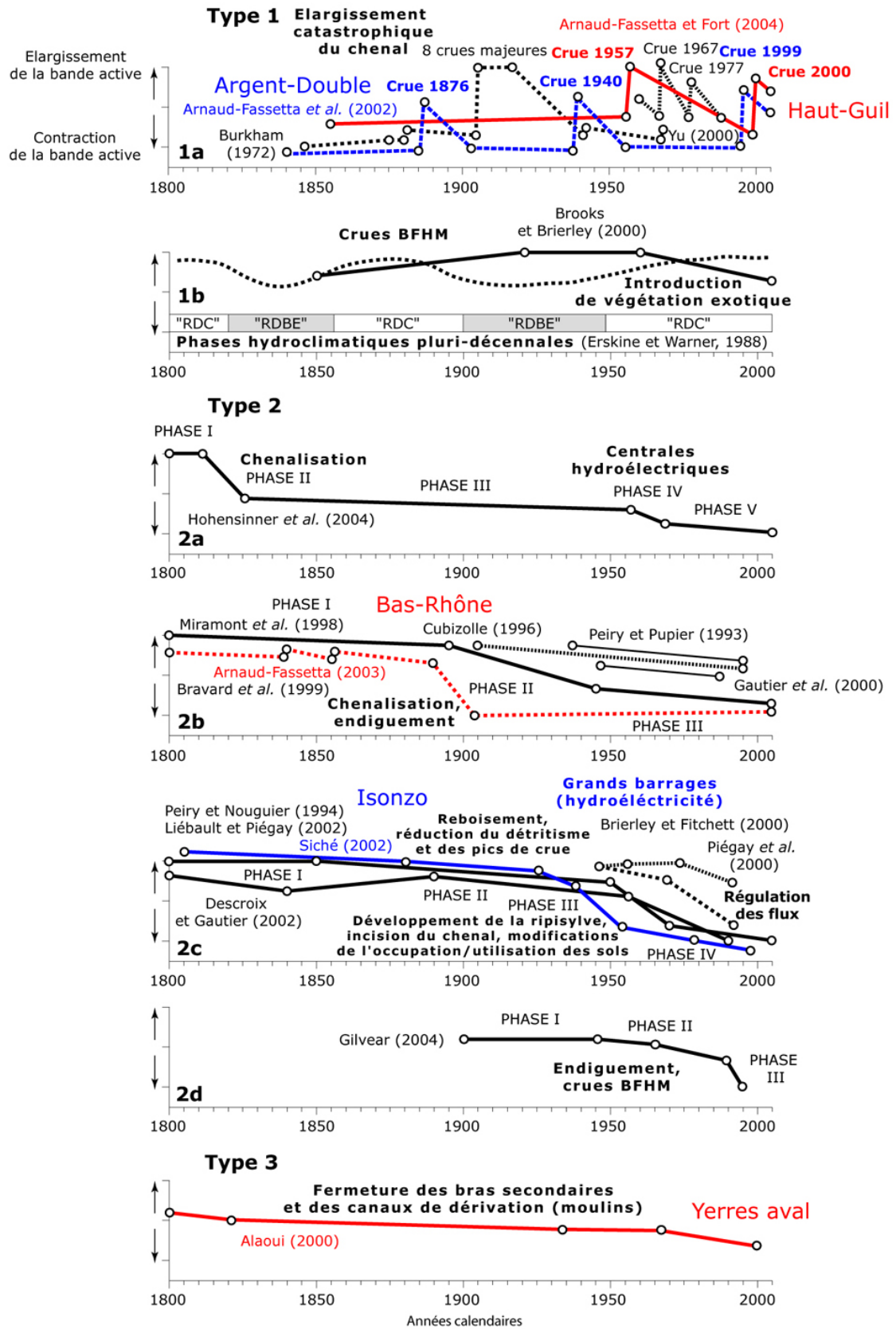


Figure 8.66 – Typologie de l'évolution récente des plaines alluviales dans le monde. Se reporter au texte pour la description de chacun des types distingués.

- **Le type 2 regroupe les plaines alluviales dont le fonctionnement hydrodynamique est influencé, selon des degrés divers et des décalages dans le temps, par les actions anthropiques.** Ces dernières ont pu prendre différentes formes (endiguement, chenalisation, barrages hydroélectriques, canaux de dérivation, régulation des flux, érosion des sols, reboisement, etc.). Le **sous-type 2a** correspond aux plaines alluviales dans lesquelles le phénomène de contraction des bandes actives est lié à des opérations de chenalisation précoce. Le Danube fait partie de ce sous-type : dans la région de Machland (Autriche), sa bande active a été brutalement contractée au début du XIX^{ème} siècle (chenalisation), puis dans les années 1950-1960 (centrales hydroélectriques ; Hohensinner *et al.*, 2004). Le **sous-type 2b** est marqué par une tendance à la contraction des bandes actives depuis le XIX^{ème} siècle, avec un maximum situé entre la fin du XIX^{ème} siècle et le début du XX^{ème} siècle. Le Bas-Rhône est représentatif du phénomène de contraction qui s'opère en réponse aux travaux d'endiguement et de chenalisation (Bravard *et al.*, 1999 ; Arnaud-Fassetta, 2003). Le **sous-type 2c** regroupe les cours d'eau dont la bande active est marquée par une tendance à la contraction depuis la deuxième partie du XIX^{ème} siècle, avec un renforcement de la tendance entre 1950 et 1970. C'est le modèle établi par Peiry et Pupier (1994) sur les cours d'eau des Alpes françaises du Nord et par Liébault et Piégay (2002) sur les rivières préalpines, qui correspond également aux modes d'évolution observés sur les rivières des Alpes françaises du Sud (Descroix et Gautier, 2002). Cependant, la phase de contraction maximale a pu être plus précoce, consécutive comme sur l'Isonzo (Italie du Nord) de la mise en place, dans les années 1930, des premiers grands barrages hydroélectriques (Siché, 2002), ou plus tardive, en réponse par exemple à la régulation des flux opérée sur la rivière Waiau (Australie) à partir de la fin des années 1960 (Brierley et Fitchett, 2000). Dans le **sous type 2d**, la contraction des bandes actives est surtout marquée à la fin du XX^{ème} siècle. Dans la Haute-Spey (Ecosse) par exemple, la contraction du chenal, provoquée par la mise en place de digues, a été accrue par l'ajustement vertical (*i.e.*, incision) du chenal lors des grandes crues (Gilvéar, 2004).
- **Le type 3 caractérise les plaines alluviales dans lesquelles l'impact anthropique est si fort qu'il en vient à masquer complètement les effets de la variabilité hydro-climatique.** Ainsi, comme la plupart des rivières du Bassin parisien, au régime à deux saisons, à charge limono-argileuse dominante et à forte pression anthropique, l'Yerres aval incarne ce type de fonctionnement. Les travaux d'Alaoui (2000) ont montré qu'au début du XVIII^{ème} siècle, les chenaux secondaires (en partie naturels ?) sont encore nombreux dans le fond de vallée. À partir de 1736 au moins, le contrôle humain sur le fonctionnement de l'hydrosystème devient très fort : il se traduit par la mise en place de nombreux canaux d'amenée d'eau fluviale à des moulins *via* des canaux de dérivation. L'évolution du réseau hydrographique dépend en fait de l'abandon des moulins et des canaux de dérivation. Au XX^{ème} siècle, l'ouverture de quelques canaux artificiels n'infléchit pas la tendance à la réduction du nombre de bras, dont beaucoup ont été artificialisés depuis des décennies voire des siècles. Les crues débordent dans les plaines d'inondation, sans pour cela avoir un impact significatif sur la géométrie en plan du chenal.

Sur le plan des risques, mes travaux ont montré qu'il était possible de les atténuer à partir d'une bonne définition de l'aléa (processus, mécanismes, analyse spatiale des impacts, quantification). À ce titre, j'ai valorisé une approche multi-critères intégrant plusieurs types de données et de méthodes (photointerprétation, archives historiques, stratigraphies alluviales, cartographie hydrogéomorphologique haute résolution, bilan d'érosion, quantification des paramètres hydrauliques) et pris part au développement des protocoles de recherche. Ainsi, des

solutions ont pu être privilégiées afin d'atténuer l'impact des aléas de crue dans les grands bassins (Rhône) comme dans les plus modestes (Guil, Aude). Ces actions seront reprises et discutées dans la conclusion qui va suivre.

DISCUSSION, RÉFLEXIONS MÉTHODOLOGIQUES ET CONCLUSIONS : VERS LA NÉCESSAIRE INTÉGRATION DE L'APPROCHE DIACHRONIQUE DANS LA GESTION DES RISQUES HYDROLOGIQUES

La troisième partie de ce mémoire a porté sur la dynamique des hydrosystèmes fluviaux et lagunaires, replacée dans la perspective du risque hydrologique (crue, érosion, inondation). Deux échelles temporelles ont été considérées, celle du moyen terme (de l'Âge du Fer au Moyen Âge) et celle du court terme (les 200 dernières années). La synthèse des résultats sur les deux termes montre la participation variable de l'Homme et du climat dans la dynamique des hydrosystèmes et le nécessaire recours à des méthodes globales intégrées pour mieux apprécier l'évolution et la gestion des risques hydrologiques.

DIALECTIQUE SOCIÉTÉS-CLIMAT-DYNAMIQUE DES HYDROSYSTÈMES-RISQUE

Sur le moyen terme

Le **chapitre 7** a précisé la part de l'Homme et du climat dans la dynamique fluviale au cours des deux millénaires encadrant le changement d'ère. La part entre ces deux facteurs est bien souvent difficile à faire dans la mesure où il n'y a pas forcément de coupure franche entre les effets des changements climatiques et ceux liés à l'occupation/utilisation des sols. On rejoint ici les conclusions de Bravard (2004) et Berger (2003) dans la haute et moyenne vallée du Rhône, ceux de Macaire *et al.* (1995) sur le Lac Chambon (Massif Central) et ceux de Jorda et Provansal (1996) et de Bruneton (1999) dans les Alpes du Sud et en Provence. L'interprétation du signal hydrosédimentaire n'est pas dénuée de toute ambiguïté, car les effets de la variabilité hydroclimatique peuvent quelquefois être exacerbés ou atténués par les actions anthropiques sur le milieu. Si l'on considère par exemple la dynamique des tracés de cours d'eau, on sait que les défluviations et les migrations latérales significatives, qui se produisent dans des phases de crue plus abondantes, constituent les processus de contrôle dominants (Arnaud-Fassetta, 2004b). Mais des défluviations peuvent avoir aussi une origine anthropique, comme j'ai pu le montrer à Aquilée (courant de l'Antiquité), dans le delta du Rhône (bas Moyen Âge) et dans le Bassin parisien (dès le Moyen Âge mais surtout durant les Temps modernes).

En fait, ces « crises », interprétées à la lumière des archives morphosédimentaires et historiques, ont pour origine deux facteurs : un facteur déclenchant, à savoir un climat globalement plus humide mais surtout favorisant une plus grande concentration des pluies dans l'année, et un facteur ambivalent (*i.e.*, aggravant ou atténuateur), les actions humaines, qui prennent part aux modalités de l'érosion des versants – elles agissent sur la façon (volume, vitesse, fréquence) dont les eaux ruissellent et ravinent les pentes – et aux fluctuations des taux de sédimentation dans les plaines situées en aval. Dès lors, l'interprétation de la dynamique des flux hydrosédimentaires est complexe. Si le type de régime et le débit des cours d'eau sont étroitement liés aux paramètres climatiques régionaux, le volume de charge alluviale dépend de leur capacité de transport mais aussi de la fourniture sédimentaire du bassin-versant, autrement dit des effets

de l'érosion. Ces derniers dépendent des caractéristiques lithologiques du bassin, de la couverture végétale mais aussi des actions anthropiques sur le milieu (défrichement, type de mise en valeur agricole, aménagements). Au final, un contexte hydroclimatique favorable aux crues (RDC) ou une phase de moindre activité hydrodynamique (RDCI ou RDBE) associée à une forte pression anthropique dans le bassin-versant pourront produire les mêmes effets morphosédimentaires (Macaire *et al.*, 1995).

L'une des façon de parvenir à sortir de l'incertitude est de changer d'échelle et faire de la corrélation intra- et inter-bassins.

Les travaux que j'ai conduits sur les sites géoarchéologiques du delta du Rhône et de la plaine Aquilée ont permis d'apporter quelques éléments de mise en perspective sur la question de la dynamique fluviale et des facteurs de contrôle. L'essence même de la dynamique des cours d'eau reste sous contrôle des aléas hydroclimatiques, dont le rythme et l'intensité caractérisent des phases pluridécennales de régime dominé par les crues (RDC), par les crues irrégulières (RDCI) ou par les basses eaux (RDBE). À Aquilée, l'activité alluviale a été soutenue à l'Âge du Fer jusqu'au début de l'Antiquité romaine. Puis les conditions hydrosédimentaires locales, modifiées en partie par les sociétés (chenalisation), prennent le pas sur la dynamique « naturelle », parvenant à masquer en partie le signal hydroclimatique régional.

Le canevas le plus clair que j'ai pu établir a été bâti dans le delta du Rhône. Là, j'ai pu périodiser assez finement (pas de temps pluri-décennal) l'alternance de phases de « crise hydrologique » (RDC ; Premier Âge du Fer, tournant de notre ère, Antiquité-tardive-haut Moyen Âge) et de phases de moindre activité hydrosédimentaire. La robustesse de ce schéma tient à sa bonne corrélation avec le fonctionnement paléohydrologique décrit sur d'autres sites du bassin-versant rhodanien (Bravard *et al.*, 1992 ; Salvador *et al.*, 1993 ; Berger, 1996 ; Provansal *et al.*, 1999).

Ainsi, le « schéma rhodanien général » montre des périodes de crises communes à plusieurs régions : c'est le cas par exemple des crises du Premier Âge du Fer, du tournant de notre ère et de l'Antiquité tardive. Cependant, on ne pourra s'empêcher de souligner le manque de contemporanéité pour certaines d'entre-elles. Cet enregistrement non simultané des « crises » à l'échelle d'un grand bassin-versant pourrait s'expliquer par des « métamorphoses fluviales » dont l'expression est différée dans le temps, pour plusieurs raisons qui tiennent à 1) l'hétérogénéité des milieux de sédimentation, certains milieux étant plus sensibles que d'autres aux variations hydroclimatiques, 2) la vitesse de propagation des vagues sédimentaires dans les talwegs, 3) la position géographique variable des sites dans l'hydrosystème (selon qu'ils se situent dans un contexte urbain ou rural, ou bien encore en bordure des cours d'eau de rang inférieur, plus sensibles aux variations hydrosédimentaires que les grands organismes fluviaux) et 4) le degré de fragilisation des milieux par l'Homme.

La question des relations que les sociétés ont entretenues avec les cours d'eau et les plaines fluvio-deltaïques en général est également complexe. Quelquefois, on sait qu'un certain déterminisme du milieu a pu prévaloir, comme Magny (1995) l'a montré autour des lacs jurassiens au cours de la seconde partie de l'Holocène. En Camargue, certaines phases de RDC ont également conduit à l'abandon brutal (mais temporaire ; résilience forte) de sites à cause d'inondations catastrophiques (ex. : La Capelière à la fin du I^{er} siècle av. J.-C.). Mais dans la plupart des cas, mes travaux n'ont pas mis en évidence de déterminisme strict du milieu physique et du fonctionnement hydrosédimentaire des hydrosystèmes en particulier sur le comportement des sociétés. Dans le delta du Rhône, la pérennité des habitats ruraux dépend pour beaucoup de la manière dont s'exprime l'aléa dans la zone inondable (DRL, défluviation, remontée de nappe, hydraulicité et morphologie des chenaux). C'est au plus fort du risque fluvial que les bras actifs du

Rhône (Saint-Ferréol, Ulmet) ont attiré et fixé les sociétés ; c'est au plus bas de leur activité que les sites habités se sont déplacés. À Aquilée, la société romaine aménage et développe le port fluvial quelles que soient les conditions hydrosédimentaires des cours d'eau. Le site est fondé à l'acmé du fonctionnement hydrodynamique. Le développement de la cité se poursuit malgré l'hydraulicité soutenue des paléochenaux et du contexte de crues récurrentes. C'est dans ce contexte que le port fluvial est devenu l'un des plus grands ports fluviaux de l'Antiquité.

Sur le court terme

La part des actions humaines a pris une place importante dans le fonctionnement des hydrosystèmes, mais pas partout. Mes travaux ont abouti à une synthèse (**chapitre 8**) apportant une vision nuancée du fonctionnement hydrodynamique et des relations sociétés-milieu fluvial et lagunaire. Elle m'amène à compléter le modèle établi par Lespez (2007) sur la part des variables anthropiques et sociétales dans le fonctionnement des bassins versants (**figure 8.67**). Ainsi, le Bas-Rhône échappe au modèle (part des actions humaines importante dans le fonctionnement hydrodynamique récent), les bassins versants moyens sur lesquels j'ai travaillé aussi : tantôt ces bassins versants ont été fortement voire essentiellement contrôlés par les actions humaines (Yerres aval), tantôt le contrôle anthropique est resté relativement faible au regard de l'importance prise par les aléas hydroclimatiques dans le fonctionnement hydrodynamiques des bandes actives (Haut-Guil, Argent-Double).

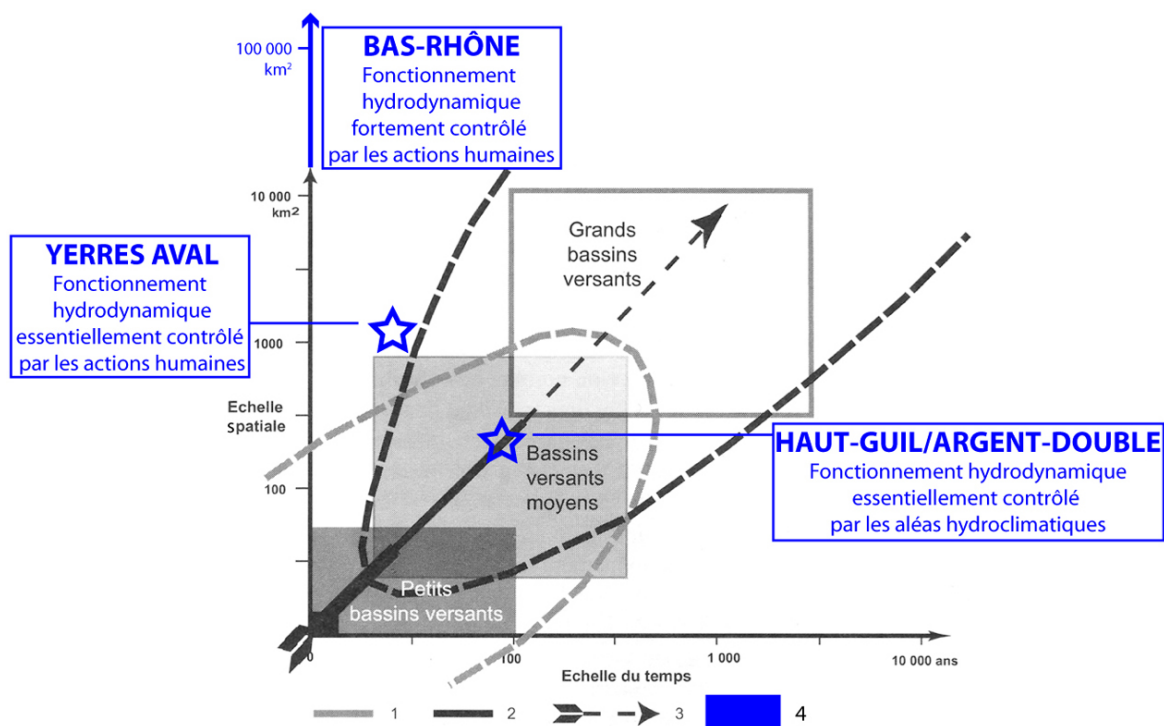


Figure 8.67 – Modèle de fonctionnement des bassins versants au cours de l'Holocène [d'après Lespez, 2007, complété]. 1 = contrôle social ; 2 = contrôle climatique ; 3 = événements météorologiques et sociaux ; 4 = bassins versants étudiés qui « échappent » au modèle.

Au final, ces réflexions sur plusieurs échelles spatio-temporelles permettent de mieux saisir la complexité du fonctionnement des hydrosystèmes. Elles ont aussi toute leur utilité afin de prévoir la tendance d'évolution pour mieux gérer les risques aujourd'hui et demain. Cette démarche passe par des méthodes multiples que je vais à présent rappeler.

LE RECOURS NÉCESSAIRE À DES MÉTHODES GLOBALES INTÉGRÉES POUR QUANTIFIER L'IMPACT DES ALÉAS ET MIEUX GÉRER LES RISQUES D'ÉROSION ET D'INONDATION

Le concept de risque n'est pas nouveau et les sociétés antiques, à l'image des travaux sur le Rhône et Aquilée, ont été confrontées à leur niveau et à des degrés divers aux aléas hydroclimatiques. Les risques ont aussi évolué et ceux d'hier et d'aujourd'hui, forcément, ne seront certainement pas les mêmes demain, en raison de l'évolution de la vulnérabilité et des enjeux, de la fluctuation des aléas hydroclimatiques et de l'évolution des moyens pour les gérer. Aujourd'hui encore, les aléas sont les éléments déterminants des zones à risque, dans les secteurs rendus vulnérables par la présence d'enjeux matériels et humains. Or, les études d'ingénierie actuelles, sans aller jusqu'à dire qu'elles la négligent, ne concentrent pas toujours tous les moyens nécessaires à la caractérisation précise de l'aléa et de sa complexité spatio-temporelle. Certes, il est plus évident de déterminer pour telle ou telle maison laquelle aura « les pieds dans l'eau » pour un niveau d'eau donné ; intégrer le fonctionnement pluri-séculaire de la rivière à l'aménagement de la plaine alluviale est plus difficile et ne peut se faire non sans une connaissance approfondie du terrain et de l'aléa en particulier. L'un des objectifs de mes travaux a été de mettre l'accent sur ce point, à travers le développement de la méthode hydrogéomorphologique, l'application des concepts d'espace de liberté et de rétention (avec à terme la mise en œuvre de l'espace de fonctionnement), ainsi que le recours à la quantification des budgets sédimentaires.

La méthode hydrogéomorphologique

La cartographie hydrogéomorphologique est préconisée depuis 1996 par le Ministère de l'Écologie et du Développement Durable et par le Ministère de l'Équipement, pour la réalisation des Atlas de Zones Inondables (AZI) et des Plans de Prévention des Risques d'Inondation (PPRI). La proposition d'une « légende » a été faite par Ballais (2006). Dans la pratique, l'établissement d'une légende universelle s'est avéré être une tâche *quasi* impossible à réaliser en raison de la spécificité hydrogéomorphologique de chacune des plaines alluviales auxquelles elle est censée correspondre. Son élargissement continu et sa refonte partielle quelquefois, au gré de l'avancée des différents projets de cartographie, en sont une preuve manifeste. En fait, le principal problème de cette légende réside dans la non-applicabilité systématique du « concept des trois lits » (mineur, moyen, majeur), notamment dans le cas de grandes vallées soumises à des processus d'évolution complexes. Elle pose également la question des référentiels de crue qui doivent être utilisés (Q_{30} , Q_{100} ?) et de leur révision possible et nécessaire au gré de l'évolution morphologique du chenal à l'échelle du siècle (Bravard, 1998 ; Meschinet de Richemond *et al.*, 2006).

Cette légende n'a donc pas pu s'appliquer à la vallée du Rhône. Ceci a été démontrée par le travail coordonné par Jean-Paul Bravard, auquel Mireille Provansal et moi-même avons participé (Bravard *et al.*, 2007). La légende de la carte hydrogéomorphologique établie entre la frontière suisse et la Méditerranée a permis de rendre compte de la complexité du fonctionnement du Rhône dans chacun des principaux tronçons de la vallée (**figure 8.68**). Ce travail a apporté toutes les bases nécessaires pour définir le fonctionnement du Rhône avant et pendant la phase de grands travaux de la seconde moitié du XIX^{ème} siècle. Il pourra être intégré dans une perspective

de gestion des risques, afin de pallier les dysfonctionnements hydrodynamiques actuels et redonner leurs pleines fonctions au chenal (capacité hydraulique) et à la plaine d'inondation (rétention, expansion et dissipation des crues) en tenant compte des aménagements et des enjeux actuels dans la plaine alluviale rhodanienne.

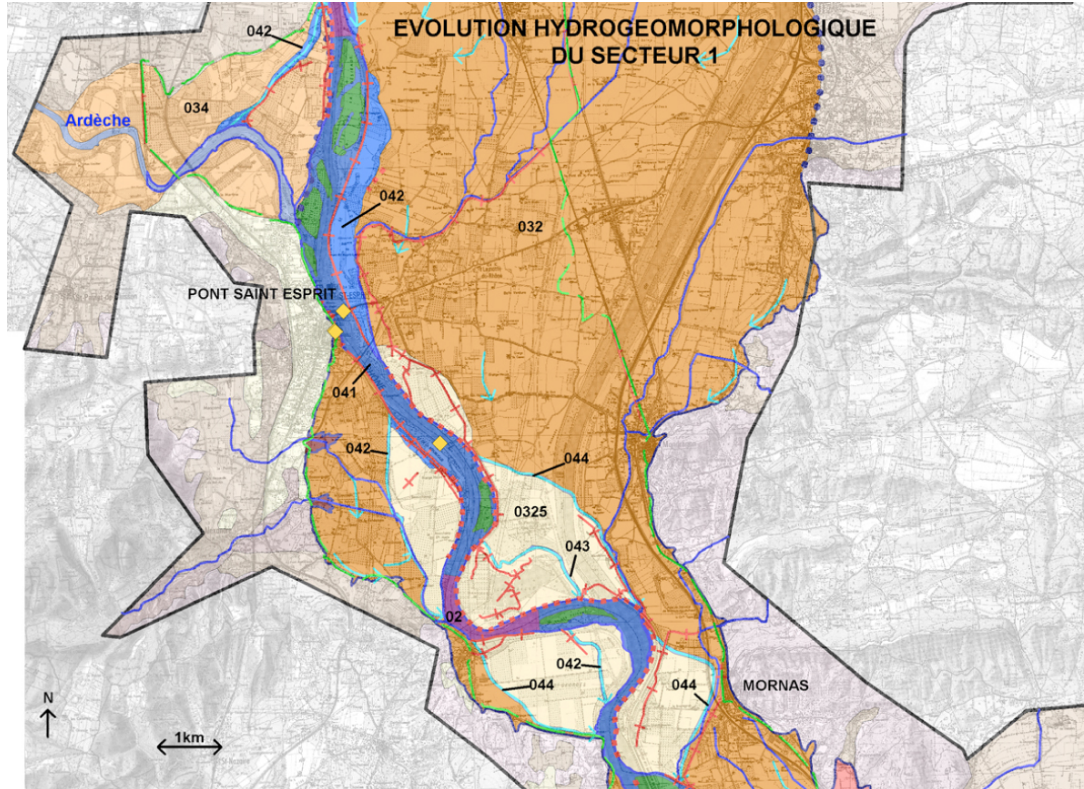


Figure 8.68 – Extrait de la cartographie hydrogéomorphologique (commanditée par la DIREN Rhône-Alpes) du tronçon du Bas-Rhône sur lequel Mireille Provansal et moi-même avons travaillé [d'après Bravard *et al.*, 2007]. La légende, établie par J.-P. Bravard, n'ayant pas encore été brevetée ni publiée, elle ne sera pas détaillée ici.

Espace de liberté, de rétention et de bon fonctionnement

Les concepts d'espace de liberté, de rétention et de bon fonctionnement ont permis de faire évoluer la politique de gestion des plaines alluviales, qui est passée, en une vingtaine d'années, d'une gestion sectorielle par tronçons à une gestion globale et intégrée à l'échelle des bassins versants. La nature et l'applicabilité de ces différents concepts fédérateurs et « territoriaux » ont été discutées dans le cadre d'un séminaire d'échanges de la Zone Atelier Bassin du Rhône (ZABR) qui s'est tenu au Prieuré-Blyes (01) en avril 2005 (ZABR, 2005).

La notion d'**espace de liberté** des cours d'eau (concept naturaliste) est apparue dès 1987 dans les travaux du PIREN Rhône (Amoros *et al.*, 1987), qui mettent en avant le besoin de conserver un espace de réversibilité suffisant pour que la rivière puisse assurer ses fonctions d'écoulement des eaux et de transfert de sédiments, dans un contexte de bon développement des écosystèmes aquatiques et terrestres sur les marges de la bande active. Comme le souligne Landon (2005), « l'objectif est une gestion écologique et durable, qui puisse reposer sur un équilibre entre les usages de l'espace et le milieu ». La méthode de délimitation de l'espace de liberté (ou espace de mobilité) a été rappelée dans un guide technique de l'Agence de l'Eau RMC (Epteau *et al.*, 1998).

La notion d'**espace de rétention** est hautement liée aux fonctions du lit majeur, en particulier celle d'expansion des crues inondantes. La gestion des inondations passe alors par divers processus et procédés (écrêtement, bassin de rétention, casiers latéraux, etc.) afin de minimiser les impacts de l'aléa en aval (Poulard et Hérouin, 2005).

La notion d'**espace de bon fonctionnement** constitue la synthèse et le prolongement des concepts précédents. Pour Oberlin (2005), son application doit conduire à l'assurance durable de cinq fonctionnalités replacées dans le cadre du territoire de l'eau (le bassin-versant) : l'inondabilité, l'hydrobiologie, la dynamique fluviale, l'auto-épuration et l'aspect paysager.

Sans aller jusqu'à la préconisation du dernier concept, du reste extrêmement prometteur, les travaux que j'ai pu conduire dans le bassin de l'Aude, en collaboration avec mes collègues Monique Fort et Albert Plet, ont mis en avant la nécessité d'intégrer et de mettre en œuvre les concepts d'espace de mobilité et de rétention. Un rapport d'expertise remis en 2004 au SMMAR (Syndicat Mixte des Milieux Aquatiques et des Rivières, Carcassonne) a préconisé la mise en œuvre du concept d'espace de mobilité fonctionnel sur l'Argent-Double et le concept de zone potentielle d'expansion et de dissipation des ondes de crue (ZPEDOC) dans les bassins de l'Argent-Double et du Rivassel (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2004 ; **figure 8.69**). Le travail reste en cours, tant du côté des autorités compétentes que de celui des universitaires par la construction d'un modèle hydraulique et le recours aux automates cellulaires.

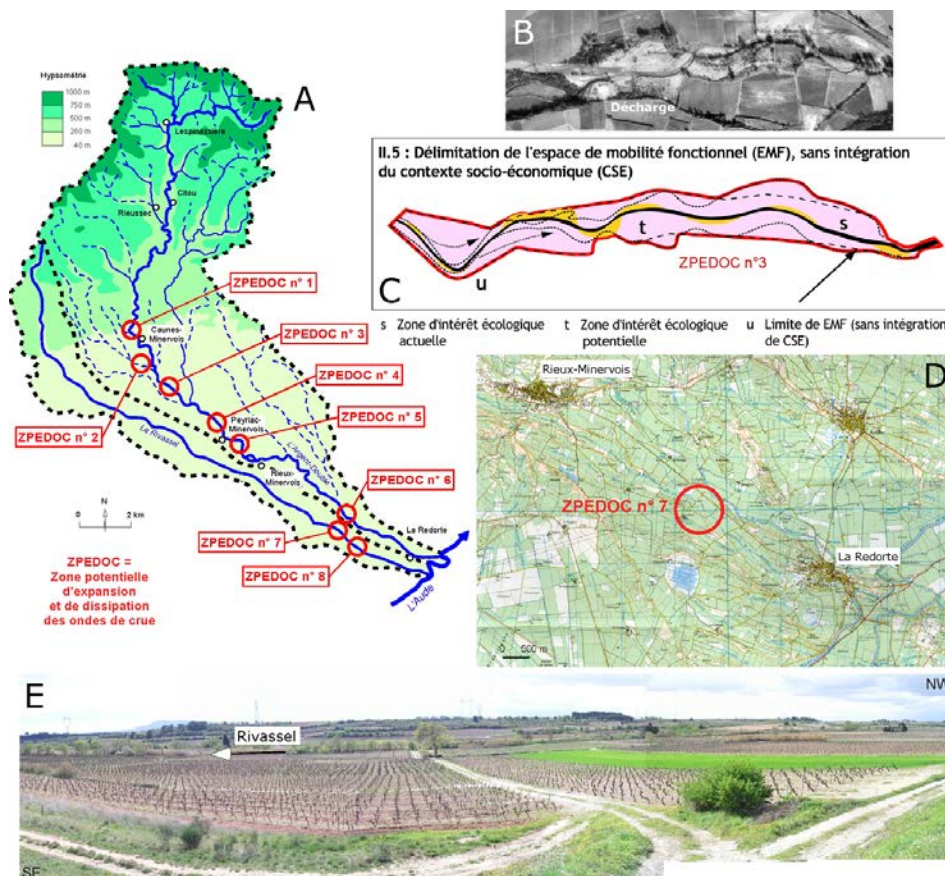


Figure 8.69 – Espace de mobilité fonctionnel (EMF) et zones potentielles d'expansion et de dissipation des ondes de crue (ZPEDOC) de l'Argent-Double et du Rivassel, affluents de rive gauche de l'Aude [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2004, complété]. **A** : Localisation des ZPEDOC préconisées. **C** : EMF et ZPEDOC n° 3 en amont du Domaine Pautard ; se reporter à la **figure 8.36** pour le détail des étapes. **D** et **E** : La ZPEDOC n° 7 dans la plaine alluviale du Rivassel en amont de La Redorte dans le secteur de la Rêze.

Quantification des budgets sédimentaires à l'échelle des bassins versants

Les travaux que j'ai conduits avec Monique Fort dans les hauts bassins montagnards ont insisté sur l'impact des aléas hydroclimatiques générateurs de catastrophe. Dans le cas du Haut-Guil, nous avons montré que les écoulements d'eau de crue chargés en sédiments étaient dotés d'une importante force tractrice capable de provoquer des dégâts considérables dans les zones habitées et sur les infrastructures, et de mettre en danger les populations, en particulier celles situées sur les cônes de déjection et dans la plaine alluviale (**figure 8.70A**). Nous avons fait pour cela des propositions qui peuvent atténuer le risque torrentiel dans le fond de vallée (cf. *supra*).

À terme, l'une des approches possibles pour réduire l'impact global des crues passe par l'établissement de budgets sédimentaires, qui permettent de quantifier, à l'échelle du bassin-versant, le volume de débris pouvant être potentiellement mobilisables lors des crues. L'intérêt des budgets sédimentaires dans la gestion des crues en montagne est de pouvoir, par une approche systémique à l'échelle du bassin-versant, prendre en compte les connectivités versant-chenal et quantifier les stocks potentiellement mobilisables, les reprises de matériel et les transferts hydrosédimentaires. L'objectif est d'atténuer la force des torrents et les zones d'érosion de façon à minimiser l'impact des crues dans les zones à enjeux forts.

Nous avons commencé à développer cette approche avec plusieurs de nos étudiants qui ont réalisé des mémoires de Master dans le bassin du Haut-Guil, en particulier avec les deux derniers que nous avons suivis (Geai, 2007 ; Pateau, 2007). Les résultats présentés ici à titre d'exemple (**figure 8.70**) sont ceux que nous avons obtenus sur le bassin du Peynin, où les enjeux ne cessent de croître et où l'aléa torrentiel est devenu source de risque majeur. Ils ne sont pas définitifs car la modélisation est toujours en cours d'élaboration (seule la partie amont du bassin, les tabliers d'éboulis et quelques ravins ont fait l'objet de quantification en 2007). Ils montrent néanmoins la démarche suivie, qui est celle d'une caractérisation de l'aléa, à travers la quantification des flux d'eau, des transferts et des stockages sédimentaires à l'échelle du bassin-versant : carte hydrogéomorphologique, caractérisation des transferts élémentaires de matière (eau et sédiments) des versants au chenal, hiérarchisation des combinaisons de processus morphodynamiques à l'échelle de chaque sous-système hydromorphosédimentaire (modèle conceptuel) et de leur variabilité spatiale (cartographie des subdivisions systémiques), quantification et variabilité temporelle des volumes de sédiments érodés, transportés et accumulés. Ce travail sera exploré dans les mois à venir.

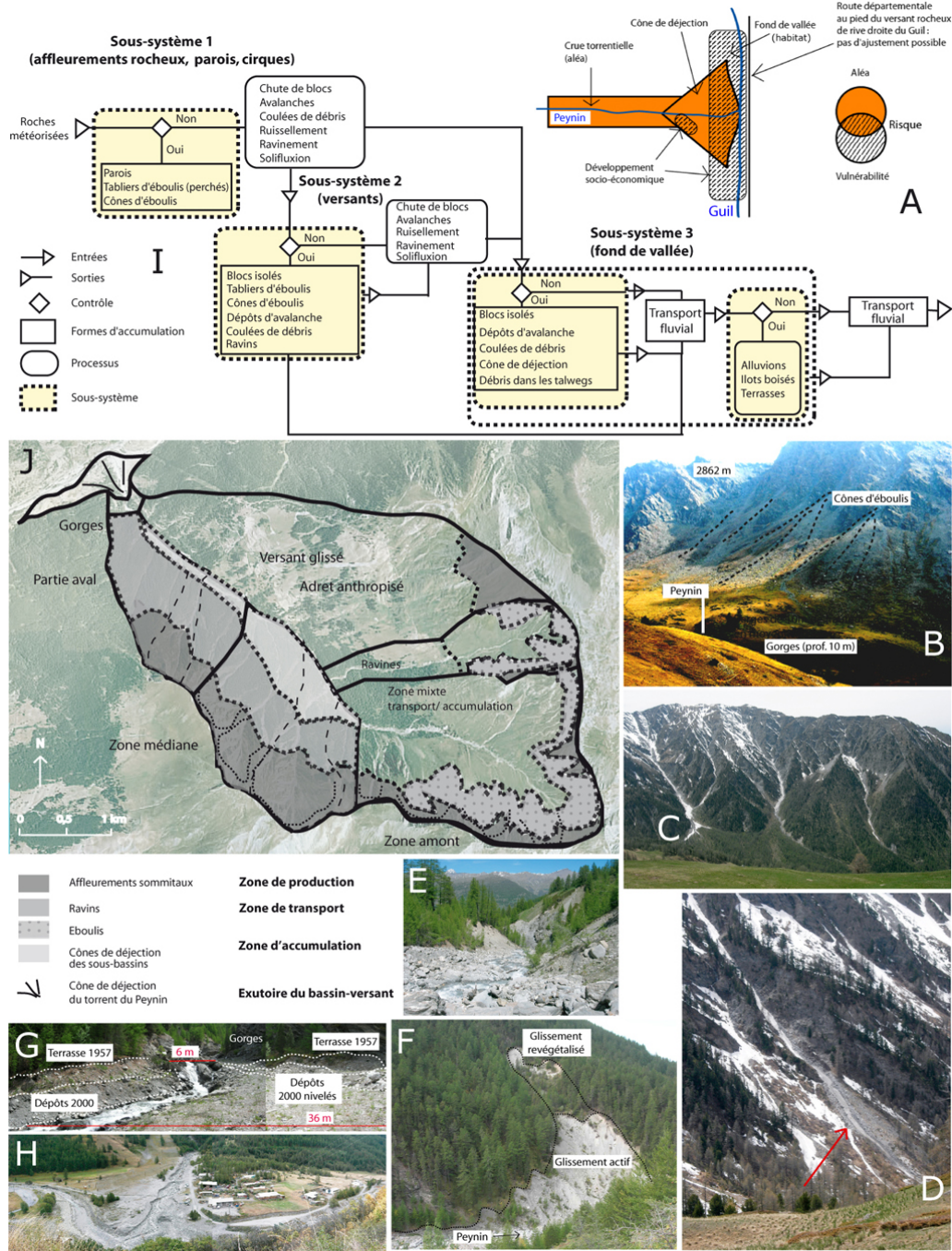


Figure 8.70 – Élaboration du budget sédimentaire dans le bassin du Peynin, rive gauche du Haut-Guil [d'après Geai, 2007, modifié]. A : Schéma illustrant le risque torrentiel dans le bassin du Peynin [inspiré de Garitte, 2006]. B à G : Les différents sous-systèmes hydromorphologiques du bassin du Peynin, vus de l'amont vers l'aval. B : Grands cônes d'éboulis dominés par les parois schisteuses et déconnectés du réseau hydrographique, vus depuis la rive droite de la vallée du Peynin, à l'aplomb de Peyre Nière ; C : Ravins (Peyronelle, Trois Arbres et Four à Chaux) entaillant les versants à contre-pendage situés en rive gauche du Peynin ; D : Coulée de débris dans le ravin de Rasis ; E : Le lit torrentiel du Peynin à l'aval de la confluence avec le torrent du Four à Chaux ; F : Arrachement-glissement déclenché par le sapement basal en rive gauche du Peynin vers 1600 m d'altitude ; G : Apex du cône du Peynin au débouché de gorges étroites ; H : Le cône torrentiel du Peynin vu depuis le hameau du Rochas. Noter la confluence perpendiculaire avec le Guil et le développement de l'habitat en rive gauche (clichés M.-L. Geai, 2006 et 2007). I : Modèle conceptuel des interactions entre les formes et les processus (« système en cascade ») [adapté de Schrott *et al.*, 2003]. J : Subdivision systémique du bassin sur critères hydromorphologiques.

CONCLUSION GÉNÉRALE : BILAN, PERSPECTIVES ET PROJET DE RECHERCHE

Bilan de mes activités de recherche
Perspectives à court et moyen terme
Projet de recherche

Au terme de la rédaction de ce mémoire, je souhaiterais repréciser le fil directeur de mes recherches et les principaux résultats acquis sur la période 1998-2007, en les replaçant dans une perspective et des projets scientifiques à courte et moyenne échéance.

BILAN DE MES ACTIVITÉS DE RECHERCHE

J'ai effectué mes recherches dans le cadre de l'UMR 8586 CNRS-PRODIG « Pôle de Recherches pour l'Organisation et la Diffusion de l'Information Géographique », dont le thème fédérateur est « Environnement et développement ». Mes travaux s'insèrent plus particulièrement dans les thèmes « **Les territoires de l'eau : systèmes, usages et politiques** » et « **Risques, vulnérabilité et action publique** » de cette UMR.

Comme le précise la présente synthèse scientifique, **mes recherches sont centrées sur la dynamique à moyen et court terme de l'environnement et des paysages et sur celle des hydrosystèmes en particulier, des hauts bassins montagnards jusqu'aux plaines côtières**. Dans chacune des trois parties de ce mémoire, j'ai mis l'accent sur la logique de ma démarche scientifique, sur les méthodes multi-critères utilisées et sur leur applicabilité dans le cadre d'études portant sur les risques. En particulier, j'ai essayé de montrer ce que pouvait être **l'apport méthodologique** d'un géographe dans la problématique des **grands changements environnementaux** et des **risques hydrologiques**.

La première partie de ce mémoire avait pour objectif de dresser les cadres conceptuel, géographique et méthodologique dans lesquels s'inscrivent mes recherches en hydrogéomorphologie.

- 1) **Il est largement fait référence au concept d'hydrosystème et aux emboîtements d'échelles spatio-temporelles.** Sur le moyen terme (Holocène), le rôle prépondérant du climat et de l'anthropisation dans le fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux a été discuté à travers l'analyse des connections « rivières-climat » et « sociétés-cours d'eau ». S'ils sont devenus aujourd'hui fortement anthropisés, les hydrosystèmes fluviaux n'en conservent pas moins une dynamique propre qui jouent sur la variabilité spatio-temporelle des formes et des processus, du bassin-versant aux unités hydrauliques, des montagnes aux plaines côtières. Les facteurs de contrôle (climat, actions anthropiques, variations du niveau de base, influence de la structure et des mouvements tectoniques, obturations des fonds de vallée par les glissements de terrain et les éboulements) ont été discutés. La question de la magnitude et de la fréquence des crues, leurs effets sur les défluviations et les métamorphoses fluviales a été également abordée, toute comme les notions de résilience et d'irréversibilité des systèmes fluviaux en contexte fortement anthropisé. Enfin, j'ai montré comment on pouvait, par des approches géoarchéologique et hydrogéomorphologique, mettre en perspective la dynamique des hydrosystèmes avec l'évolution du risque fluvial.
- 2) **La diversité des sites étudiés (hydrosystèmes montagnards, piémonts, régions de plateaux et plaines côtières) témoigne de mon ouverture géographique et thématique suite à mes travaux de thèse,** centrés sur le delta du Rhône. Le fait d'avoir travaillé sur tous les types de sous-systèmes d'un bassin-versant m'a permis d'enrichir ma connaissance et ma compréhension globales des hydrosystèmes fluviaux, d'aborder différentes problématiques environnementales (évolution des paysages,

contrainte fluviale et sociétés) et de les traiter en s'appuyant sur des protocoles méthodologiques adaptés aux différents types de milieu. Pour chacun d'entre eux, j'ai défini le cadre institutionnel (programmes, contrats, conventions et expertises de recherche) dans lequel ont été conduites mes recherches pluridisciplinaires, la nature des collaborations avec les différents partenaires, universitaires (géographie, histoire, archéologie, sciences de la Terre et de la vie, physique, géomatique) ou extérieurs (collectivités, municipalités et syndicats de bassin, bureaux d'études, réserves/parcs naturels nationaux ou régionaux, ONF/RTM, services archéologiques régionaux), et la façon dont j'ai impliqué mes étudiants dans ces travaux.

- 3) **Les méthodes que j'ai mises en œuvre pour acquérir les données de base** (géographie, environnement, hydrogéomorphologie, chronologie) et les techniques utilisées pour mesurer les formes et les flux hydrosédimentaires ont toujours été ajustées rapport à mes questionnements scientifiques (relations environnement-sociétés-risques) et aux pas de temps étudiés (moyen et court termes). J'ai insisté sur ma participation active à tous les stades de la recherche, de l'établissement des protocoles méthodologiques à la synthèse et à la valorisation des résultats.

La deuxième partie a abordé l'évolution paléoenvironnementale et paysagère à moyen terme (Holocène).

- 1) Trois plaines côtières ont servi de support à cette étude : le **delta du Rhône**, la **plaine d'Aquilée** et la **Ria Formosa**. Ces plaines se distinguent par leur genèse, leur situation géographique, leur taille, le régime tidal, l'action des houles, la contribution des apports fluviaux, les mouvements du sol et le contexte historique et culturel.
- 2) Mes recherches ont été effectuées dans le cadre de **plusieurs programmes** (IFB, SARA-PICS, APN-CNRS) qui ont accordé une large place aux **problématiques géographiques et environnementales**. Elles ont été réalisées en **collaboration avec de nombreux partenaires** issus de ma discipline ou de domaines connexes (archéologie, histoire, sciences de la Terre), mais aussi avec les parcs naturels régionaux ou nationaux. Ma **participation active** à la réflexion (pluri)disciplinaire s'est traduite par une mise en place de protocoles méthodologiques, par le traitement des données et leur analyse factorielle et par la valorisation et la diffusion des résultats dans le cadre de nombreux colloques et publications.
- 3) Les **synthèses paléogéographiques** auxquelles j'ai largement contribué ont permis de révéler les similitudes entre les plaines côtières mais aussi, quelquefois, leurs originalités, en termes de mise en place, de fonctionnement et d'évolution environnementale. Elles ont aussi permis de hiérarchiser les **facteurs de contrôle** à l'échelle des dix derniers millénaires et de montrer comment, sur les derniers siècles, la **variable anthropique** a joué un rôle décisif dans le façonnement des paysages et la dynamique hydrogéomorphologique.

La troisième partie de ce mémoire a insisté sur la dynamique des hydrosystèmes fluviaux et lagunaires, replacée dans la perspective du risque hydrologique (crue, érosion, inondation). Là aussi, deux échelles temporelles ont été considérées, celle du moyen terme (de l'Âge du Fer au Moyen Âge) et celle du court terme (les 200 dernières années). La synthèse des résultats à laquelle j'ai abouti insiste sur deux points : la participation variable de l'Homme et du

climat dans la dynamique des hydrosystèmes et le nécessaire recours à des méthodes globales intégrées pour mieux apprécier l'évolution et la gestion des risques hydrologiques.

- 1) Sur le **moyen terme**, la part de l'Homme et du climat dans la dynamique fluviale est rendu difficile en raison de l'interférence entre les effets des changements climatiques et ceux liés à l'occupation/utilisation des sols. Les travaux que j'ai conduits sur les sites géoarchéologiques du delta du Rhône et de la plaine Aquilée ont permis d'apporter quelques éléments de mise en perspective sur la question de la dynamique fluviale et des facteurs de contrôle. L'essence même de la dynamique des cours d'eau reste sous contrôle des aléas hydroclimatiques, dont le rythme et l'intensité caractérisent des phases pluridécennales de régime dominé par les crues (RDC), par les crues irrégulières (RDCI) ou par les basses eaux (RDBE). La corrélation mais aussi les décalages spatio-temporels à l'échelle des bassins versants sont discutés. La question des relations que les sociétés ont entretenues avec les cours d'eau et les plaines fluvio-deltaïques en général est également complexe. Si certaines phases de RDC ont pu conduire à l'abandon brutal (mais temporaire) de sites à cause d'inondations catastrophiques (ex. : Camargue au tournant de notre ère), mes travaux sur les delta du Rhône et de l'Isonzo n'ont pas révélé de contrôle strict du milieu physique sur le comportement des sociétés, ni à la campagne, ni en ville.
- 2) **Sur le court terme, la part des actions humaines a pris une place importante dans le fonctionnement des hydrosystèmes, mais pas partout.** Mes travaux ont abouti à une vision nuancée de la dynamique des milieux fluviaux et lagunaires et de son impact sur les sociétés. Dans le Bas-Rhône, les actions humaines ont fini par prendre une part importante dans le fonctionnement hydrodynamique récent. Les bassins versants moyens sur lesquels j'ai travaillé aboutissent à des résultats très contrastés : tantôt l'hydrosystème a été fortement voire essentiellement contrôlé par les actions humaines (Yerres aval), tantôt le contrôle anthropique est resté relativement faible au regard de l'importance prise par les aléas hydroclimatiques dans le fonctionnement hydrodynamique (Haut-Guil, Argent-Double).
- 3) **Des méthodes globales intégrées sont nécessaires afin de quantifier l'impact des aléas et mieux gérer les risques hydrologiques.** Aujourd'hui encore, les aléas sont les éléments déterminants des zones à risque, dans les secteurs rendus vulnérables par la présence d'enjeux matériels et humains. L'un des objectifs de mes travaux (Haut-Guil, Aude, Bas-Rhône, Isonzo, Bassin parisien) a été de mettre l'accent sur ce point, à travers le développement de la méthode hydrogéomorphologique, l'application des concepts d'espace de liberté et de rétention (avec à terme la mise en œuvre de l'espace de fonctionnement), ainsi que le recours à la quantification des budgets sédimentaires à l'échelle des bassins versants.

Je souhaiterais dégager à présent quelques perspectives de recherche, appuyées par les projets que j'envisage de développer durant les années à venir.

PERSPECTIVES À COURT ET MOYEN TERME

Globalement, mes recherches et mes réflexions actuelles m'orientent vers trois directions :

- 1) **Recherche fondamentale.** Je souhaite poursuivre dans cette voie par l'affinement des connaissances concernant la dynamique **spatio-temporelle des processus hydrosédimentaires**, en continuant de m'associer à une **démarche pluridisciplinaire** basée sur la prise en compte de **plusieurs pas de temps** (moyen et court terme), et dans laquelle une grande place est accordée aux **données de première main** (*i.e.*, données de terrain). Je souhaite m'orienter vers une **approche modélisatrice et systémique**, soutenue par le développement du concept de **budget sédimentaire** et des **modèles hydrauliques**. Ce travail m'engagera à poursuivre la **collaboration** avec les **sciences de la Terre et de l'eau**.
- 2) **Recherche appliquée et diffusion du savoir.** C'est un point qui me tient beaucoup à cœur. Le savoir produit par les géographes doit être diffusé hors des « réseaux » strictement universitaires et géographiques, et servir la cause du développement durable. L'application de ce principe est possible dans les champs de la recherche sur les **risques « naturels »** (liés à l'eau) et **technologiques** (pollution). Cela passe évidemment par le développement de méthodes utiles d'un point de vue de l'aide à la décision (ex. : la méthode hydrogéomorphologique appliquée à la cartographie des zones inondables), mais aussi par une reconnaissance sociale des travaux scientifiques engagés. Par ailleurs, des efforts pourront être fait dans le domaine de la **vulgarisation de l'information** (tourisme culturel), découlant par exemple de **travaux géoarchéologiques** portant sur les **relations sociétés-milieux**. Ce dernier point m'engage à poursuivre la **collaboration** avec la **géographie humaine**, les **historiens** et les **archéologues**. *In fine*, contribuer au développement de la géoarchéologie et de la méthode hydrogéomorphologique me demandera de poursuivre mes activités dans le cadre des institutions internationales comme l'**International Association of Geomorphologists** (IAG), dans le cadre des groupes de travail « **Geoarcheology** » et « **Large Rivers** » en particulier, mais également nationales, dans le cadre des **commissions « Hydrosystèmes continentaux »** et « **Géographie physique, environnement et risques** » du Comité National Français de Géographie (CNFG).
- 3) **Liens entre recherche fondamentale et recherche appliquée.** Il me semble nécessaire de renforcer les **passerelles** entre les **acquis de la recherche scientifique** et leur intégration par les **gestionnaires de l'environnement**, afin de faire de l'**hydrogéomorphologie** une **discipline opérationnelle**, propre à s'adapter aux grands enjeux environnementaux de demain, notamment celui de la réduction et de la gestion des **risques**. Le développement des liens entre recherche fondamentale et recherche appliquée pose la question de la **formation universitaire** et de l'**adaptation des cursus aux besoins professionnels**. Faire valoir la prise en compte des travaux et des actions universitaires suppose à la fois une intégration par le géographe des attendus émanant des collectivités et des gestionnaires de l'environnement, et la nécessité de faire savoir aux gestionnaires ce qu'ils peuvent attendre du géographe afin qu'ils fassent appel à lui. Cela passe inévitablement par une adaptation des cursus de Licence et de Master, y compris des stages de terrain, pour répondre à la demande et mieux former nos étudiants aux **métiers des risques**. Il en va de leur débouché, une question si récurrente que l'on doit en faire l'une des priorités.

Ce travail à trois niveaux ne pourra se faire qu'en continuant à diffuser l'information géographique par le biais de colloques, de séminaires, de réunions publiques et de publications. Concernant ce dernier point, il me reste à publier plusieurs synthèses qui n'ont pu encore voir le jour faute de temps. Cela concerne plus particulièrement le Bassin parisien, la plaine d'Aquilon et le Rhône et les risques au Moyen Âge. J'envisage également une synthèse sur la gestion des risques en domaine méditerranéen, à la lumière des travaux entrepris dans les Alpes et la Montagne Noire.

PROJET DE RECHERCHE

Dans les mois à venir, je souhaite entreprendre plusieurs actions de recherche sur les volets « **risque** » (points 1, 2, 3 et 4) et « **valorisation des travaux géoarchéologiques** » (point 5).

- 1) **Risque de glissement de terrain et d'inondation en Himalaya du Népal.** Il s'agit d'une proposition de collaboration émanant de ma collègue Monique Fort, grande spécialiste de la question, qui m'a proposé, ainsi qu'à Etienne Cossart (université Paris 1/PRODIG), de participer à une mission de terrain du 20 décembre 2007 au 10 janvier 2008. L'objectif de ce projet est d'établir des **modèles de fonctionnement morphodynamique et hydraulique** appliqués à quelques vallées situées au nord de Katmandou, dans le but de mieux insérer la connaissance des **aléas** (obturation des vallées par les glissements de terrain, formation de lacs de barrage, décrue et inondations) dans la **politique de gestion des risques « naturels »** dans la région.
- 2) **Budgets sédimentaires à l'échelle des hauts bassins montagnards des Alpes du Sud.** Ce travail constitue le prolongement des travaux de recherche que nous avons conduits, Monique Fort et moi-même, avec Marie-Laure Geai (M1) et Mélanie Pateau (M2), dans le **bassin du Guil**, où les budgets sédimentaires s'avèrent être un concept pertinent pour quantifier l'impact de l'aléa de crue afin d'en atténuer ses effets dans les zones à enjeux forts. Ce projet s'intègre dans le cadre des groupes de travail **SEDIBUD** (Sediment budgets in cold environments) et **SEDIFLUX** (Sedimentary source-to-sink fluxes in cold environments) liés à l'**International Association of Geomorphologists (IAG)**.
- 3) **Risques hydrologiques et technologiques en domaine méditerranéen.** Le **site de Salsigne** (département de l'Aude) s'avère être la plus grande mine d'or d'Europe mais aussi l'un des sites les plus pollués par les activités liées à l'extraction minière. Une première analyse des **relations « pluie-ruissellement-érosion-pollution »** et des **impacts environnementaux** autour du site a été entreprise dans le cadre du mémoire de M2 réalisée par Caroline Fezay. Le prolongement de ce travail est envisagé en collaboration avec Frédéric Ogé (CNRS-PRODIG), Christian Magro, la mairie de Conques-sur-Orbiel et différentes associations de sauvegarde de l'environnement dans le bassin de l'Orbiel.
- 4) **Atlas des zones inondables dans la vallée du Rhône.** Le travail entrepris en 2006-2007 pour le compte de la **DIREN Rhône-Alpes** et coordonné par Jean-Paul Bravard a permis l'établissement d'une **cartographie de l'évolution holocène (avant 1860)** de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la Mer Méditerranée. Lors de la réunion de présentation de l'atlas à Lyon le 29 mars 2007, la DIREN a été convaincue de la nécessité d'un **prolongement de la cartographie jusqu'à aujourd'hui**. Si elle est programmée, cette

action sera effectuée en collaboration avec les universités de Lyon, de Provence et de Paris 7.

- 5) **Valorisation de la recherche géoarchéologique (tourisme culturel).** Cette action devrait pouvoir être entreprise dans le **delta du Rhône** et la **plaine d'Aquilée**, où les informations concernant l'évolution des milieux qui sont diffusées dans les parcs et autres réserves sont le plus souvent obsolètes et appellent à être réactualisées. Le projet le plus avancé est le travail entrepris dans le cadre du **PICS** sur Aquilée, où les attendus sont précisément de valoriser les recherches pour une **meilleure information des visiteurs sur les sites archéologiques**. Ce travail est envisagé avec le Musée archéologique et les gestionnaires de l'environnement locaux, mais également avec des « tour operators » afin de bâtir des **itinéraires touristiques** à travers tout le delta de l'Isonzo, avec un intérêt particulier accordé au port fluvial antique d'Aquilée, classé au patrimoine historique et culturel de l'**UNESCO**.

Ces travaux me conduiront certainement à mettre en œuvre et lancer de **nouveaux programmes** dans lesquels pourront s'insérer des **étudiants niveau Master et doctorat**.

La **multiplicité des pistes de recherche** que peut suivre le géographe dans le domaine de l'hydrogéomorphologie et des sciences de l'eau en général est très grande ; force est de reconnaître aussi que beaucoup d'entre elles, notamment celle concernant la **gestion des risques hydrologiques et technologiques**, sont encore à l'état d'expérimentation et demanderont à être explorés dans les années à venir. L'**ensemble des travaux présentés dans ce mémoire** auront montré que je pourrai certainement m'associer à leur **développement** et à leur **mise en application**.

BIBLIOGRAPHIE

1. ABECASSIS D., 1926. *Estudo general económico et técnico dos portos do Algarve*. Junta Autónoma do Porto de Vila Real de Santo António.
2. ABECASSIS C., 1961. *As formações lagunares e seus problemas de engenharia litoral. Contribuição para um estudo sistemático*. Inst. Superior Técnico, Lisbonne, rapport non publié.
3. ACKERS P., CHARLTON F.G., 1970. Dimensional analysis of alluvial channels with special reference to meander length. *Journal of Hydraulic Research*, 8, 287-316.
4. ALAOUI K., 2000. *Les modifications hydro-morphodynamiques dans la plaine alluviale aval de l'Yerres sous l'influence de l'anthropisation*. Mémoire du DEA « Relief, dynamique de la surface, risques naturels », université Paris-Diderot (Paris 7), 115 p.
5. ALEXANDER D., 1993. *Natural disasters*. University College Press, London, 632 p.
6. ALLÉE P., LESPEZ L. (Ed.), 2006. *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*. Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot. Presses Universitaires Blaise-Pascal, Collection Nature & Sociétés, 3, Clermont-Ferrand, 484 p.
7. ALLEN J.R.L., 1965. A review of the origins and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89-101.
8. ALLEN J.R.L., 1968. *Current ripples*. North Holland, Amsterdam.
9. ALLEN J.R.L., 1970. A quantitative model for grain size and sedimentary structures in lateral deposits. *Geol. J.*, 7, 129-146.
10. ALLEN J.R.L., PYE K., 1992. *Saltmarshes morphodynamics, conservation and engineering significance*. Cambridge University Press, Cambridge, 184 p.
11. 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*. Thèse, université de Provence (Aix-Marseille 1), 3 vol., 348 p., 141 p. et 198 p.
12. ALOÏSI J.-C., DUBOUL-RAZAVET C., 1974. Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en Méditerranée : les deltas du Rhône et de l'Ebre. *Bull. Cent. Rech. Pau*, 8-1, 227-240.
13. ALOÏSI J.-C., MONACO A., THOMMERET J., THOMMERET Y., 1975. Evolution paléogéographique du plateau languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, XVII, 2-1, 13-22.
14. ALOÏSI J.-C., MONACO A., PLANCHAIS N., THOMMERET J., THOMMERET Y., 1978. Holocene transgression in the golfe du Lion (southwestern France): paleogeographic and paleobotanic evolution. *Géographie physique et Quaternaire*, 32-2, 145-162.
15. AMOROS C., PETTS G.E. (Ed.), 1993. *Hydrosystèmes fluviaux*. Masson, Paris, 300 p.
16. AMOROS C., ROSTAN J.-C., PAUTOU G., BRAVARD J.-P., 1987. The reversible process concept applied to the environmental management of large river systems. *Environmental Management*, 11, 607-617.

17. AMOURIC H., FOY D., 1991. De la salicorne aux soudes factices - mutations techniques et variation de la demande. L'évolution des techniques est-elle autonome ? *Cahiers d'histoire des techniques*, 1, 39-75.
18. ANDERSON M.G., WALLING D.E., BATES P.D., 1996. *Floodplain processes*. Wiley, Chichester, 442 p.
19. ANDRADE C., 1990. *O ambiente de barreira da Ria Formosa (Algarve, Portugal)*. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, université de Lisbonne, 652 p.
20. ANDRADE C., FREITAS M.C., MORENO J., CRAVEIRO S.C., 2004. Stratigraphical evidence of Late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology*, 210, 339-362.
21. ANDREWS E.D., 1980. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa river basin, Colorado and Wyoming. *Journal of Hydrology*, 46, 311-330.
22. ANTOINE J.-M., DESAILLY B., GAZELLE F., 2001. Les crues meurtrières, du Roussillon aux Cévennes. *Annales de Géographie*, 622, 597-623.
23. ANTONELLI C., 2002. *Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval*. Thèse de géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 1), 279 p.
24. ARCELIN P., ARNAUD-FASSETTA G., HEIJMANS M., VALENTIN F., 1999. Le Rhône à Arles. Données archéologiques et sédimentologiques. *Gallia*, 56, 121-129.
25. ARCO L.J., ADELSBERGER K.A., HUNG L.-Y., KIDDER T.R., 2006. Alluvial geoarchaeology of a Middle Archaic mound complex in the lower Mississippi valley, U.S.A. *Geoarchaeology*, 21, 591-614.
26. ARMANINI A., SILVIO G.D. (Ed.), 1991. *Fluvial hydraulics of mountain regions*. Springer-Verlag, New York, 468 p.
27. ARNAUD-FASSETTA G., 1993. *Etude géomorphologique du delta du Rhône : évolution holocène des milieux de sédimentation fluviales*. Mémoire du DEA Milieux physiques méditerranéens/Géosystèmes anthropisés, université de Provence (Aix-Marseille 1), 157 p.
28. ARNAUD-FASSETTA G., 1994. Evolution paléoenvironnementale et anthropisation d'un espace fluvio-deltaïque rhodanien : le bras de Saint-Ferréol. *Programme de Recherche Delta du Rhône 1995-1997, rapport préliminaire 1994*, Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA, 35 p.
29. ARNAUD-FASSETTA G., 1995. Le site du Carrelet. Evolution des paléoenvironnements fluviaux dans la plaine deltaïque du Rhône au cours de l'Antiquité. *Programme de Recherche Delta du Rhône 1995-1997, rapport intermédiaire 1995*, Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA, 201-224.
30. ARNAUD-FASSETTA G., 1996. Les inondites rhodaniennes d'octobre 1993 et janvier 1994 en milieu fluvio-deltaïque. L'exemple du Petit Rhône. *Quaternaire*, 7, 2, 139-153.
31. ARNAUD-FASSETTA G., 1997. Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuelle (delta du Rhône, France du Sud). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 237-256.
32. ARNAUD-FASSETTA G., 1998. *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse de géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 1). Presses Universitaires du Septentrion, Lille, 329 p.
33. ARNAUD-FASSETTA G., 2000. *Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. De l'âge du bronze au siècle du nucléaire*. *Grafigéo*, 11, Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG, Paris, 229 p.
34. ARNAUD-FASSETTA G., 2001. Bilan des recherches paléoenvironnementales 1997-2000 et perspectives 2001 sur les sites de la Capelière et la Tour du Valat. *Programme de recherches Rhône d'Ulmet, Occupation du sol en Camargue orientale, rapport Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA*, 7 p.

35. ARNAUD-FASSETTA G., 2002. Geomorphological records of a "flood-dominated regime" in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the AD 2nd century. What correlations with the catchment paleohydrology? *Geodinamica Acta*, 15, 79-92.
36. ARNAUD-FASSETTA G., 2003. River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena*, 51, 141-172.
37. ARNAUD-FASSETTA G., 2004a. Le rôle du fleuve : les formations alluviales et la variation du risque fluvial depuis 5000 ans. In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2*, Editions de l'Association Provence Archéologie, 65-77.
38. ARNAUD-FASSETTA G., 2004b. The upper Rhône Delta sedimentary record in the "Arles-Piton" core: analysis of delta-plain subenvironments, avulsion frequency, aggradation rate and origin of sediment yield. *Geografiska Annaler A – Physical Geography*, 86, 4, 367-383.
39. ARNAUD-FASSETTA G., 2006a. Alloformations alluviales, morphodynamique fluviale et paléohydrologie. In (Allée P., Lespez L. Ed.) *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement. Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection Nature & Sociétés, 3, Clermont-Ferrand, 35-46.
40. ARNAUD-FASSETTA G., 2006b. *Evolution hydrogéomorphologique du delta du Rhône de -10.000 ans à demain*. Rapport Biodiversité, 12 p.
41. ARNAUD-FASSETTA G., soumis. Palaeohydrographic, palaeohydrological and palaeohydraulic investigations in Mediterranean geoarchaeology. Case studies of the Rhône River (France) and Isonzo River (Italy) deltas. *Belgéo*.
42. ARNAUD-FASSETTA G., VELLA C., 1992. *Les dynamiques géomorphologiques actuelles du littoral de Martigues (France méridionale) : bilan et évaluation des risques*. Mémoire de Maîtrise de géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 2), 190 p.
43. ARNAUD-FASSETTA G., PROVANSAL M., 1993. Etude géomorphologique du delta du Rhône : évolution des milieux de sédimentation fluviales au cours de l'Holocène récent. *Méditerranée*, 3-4, 31-42.
44. ARNAUD-FASSETTA G., BOURCIER M., 1995. Mobilité des paysages littoraux et variations du niveau de la mer à Marseille-La Joliette depuis 6000 ans. *Méditerranée*, 3-4, 77-83.
45. ARNAUD-FASSETTA G., LANDURÉ C., 1996. Le site des Combettes : histoire hydrologique du Rhône et peuplement en Camargue, de l'Age du Bronze au haut Moyen Age. *Programme de Recherche Delta du Rhône 1996-1998, rapport intermédiaire 1996*, Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA, 131-145.
46. ARNAUD-FASSETTA G., MAGNIN F., 1996. Le site de Cabassolle (delta du Rhône - France du sud). Variabilité des flux hydriques-solides rhodaniens et dynamique de l'occupation du sol (V^e s. av. J.C.- XV^e s. ap. J.C.). *Programme de Recherche Delta du Rhône 1996-1998, rapport intermédiaire 1996*, Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA, 93-106.
47. ARNAUD-FASSETTA G., CHABAL L., 1997. Evolution des paléoenvironnements fluviaux dans la plaine deltaïque du Rhône de l'Antiquité au haut Moyen Age d'après la géomorphologie et l'anthracologie. Actes du Colloque « *Crau, Alpilles et Camargue. Histoire et Archéologie* », Arles, novembre 1995. Éditions du Groupe Archéologique Arlésien, Arles, 13-29.
48. ARNAUD-FASSETTA G., LANDURÉ C., 1997a. Le site de la Capelière : études archéologiques et paléoenvironnementales. Premiers éléments d'interprétation. *Programme de Recherche Delta du Rhône 1996-1998, rapport intermédiaire 1997*, Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA, 43-49.

49. ARNAUD-FASSETTA G., LANDURÉ C., 1997b. Occupation du sol et contraintes fluviales dans le delta du Rhône (France du Sud). Actes des XVII^e Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, « *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes* », Antibes, 19-21 octobre 1996. Editions APDCA, Sophia Antipolis, 285-308.
50. ARNAUD-FASSETTA G., BUROT V., 1998. Le Rhône d'Ulmet : données paléoenvironnementales nouvelles. *Rapport Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA*, 6 p.
51. ARNAUD-FASSETTA G., PROVANSAL M., 1999. High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586-1725 AD) in the Rhône Delta (Mediterranean France). Relationship to the catchment basin. In (Garnier J., Mouchel J.-M. Ed.) *Man and River Systems. The Functioning of River Systems at the Basin Scale*. Developments in Hydrobiology 146, reprinted from *Hydrobiologia*, 410, 241-250.
52. ARNAUD-FASSETTA G., VELLA C., 1999. Les complexes deltaïques du Rhône d'Ulmet et du Rhône du Grand Passon. Géomorphologie et dynamique holocène des milieux fluviaux et littoraux. *Rapport Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA*, 4 p.
53. ARNAUD-FASSETTA G., LANDURÉ C., 2003. Hydroclimatic hazards, vulnerability of societies and fluvial risk in the Rhone Delta (Mediterranean France) from the Greek period to the Early Middle Ages. In (Fouache E. Ed.) *The Mediterranean World Environment and History*. Proceedings of the International Conference "Environmental Dynamics and History in Mediterranean Areas" held in Paris, 24-26 April 2002. Elsevier, Paris, 51-76.
54. ARNAUD-FASSETTA G., PROVANSAL M. (Ed.), 2003. *Deltas 2003. Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 94 p.
55. ARNAUD-FASSETTA G., PROVANSAL M., 2003. Deltas 2003. In (Arnaud-Fassetta G., Provansal M. Ed.) *Deltas 2003, Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 207-210.
56. ARNAUD-FASSETTA G., FORT M., 2004. La part respective des facteurs hydro-climatiques et anthropiques dans l'évolution récente (1956-2000) de la bande active du Haut-Guil, Queyras, Alpes françaises du Sud. *Méditerranée*, 1-2, 143-156.
57. ARNAUD-FASSETTA G., SICHÉ I, en préparation. Les facteurs de la métamorphose des cours d'eau alpins de l'Italie du Nord depuis la fin du Petit Age Glaciaire. L'exemple de l'Æsontius. *Annales de géographie*.
58. ARNAUD-FASSETTA G., BALLAIS J.-L., BÉGUIN E., JORDA M., MEFFRE J.-C., PROVANSAL M., RODITIS J.-C., SUANEZ S., 1993. La crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (22 septembre 1992). Ses effets morphodynamiques, sa place dans le fonctionnement d'un géosystème anthropisé. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 62, 2, 33-48.
59. ARNAUD-FASSETTA G., DE BEAULIEU J.-L., SUC J.-P., PROVANSAL M., WILLIAMSON D., LEVEAU P., ALOÏSI J.-C., GADEL F., GIRESSE P., EVIN J., DUZER D., 2000. Evidence for an early landuse in the Rhône Delta (Mediterranean France) as recorded by late Holocene fluvial paleoenvironments (1640-100 BC). *Geodinamica Acta*, 13, 377-389.
60. ARNAUD-FASSETTA G., CRICHTON B., SIBONI M., 2001a. Quelques données nouvelles sur la paléohydrologie du site de La Capelière, delta du Rhône. *Rapport Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA*, 3 p.
61. ARNAUD-FASSETTA G., MONTENEGRO M.E., SUC J.-P., 2001b. Analyses chronostratigraphique, paléontologique et palynologique de la tranchée CNS, site de La Capelière, delta du Rhône. *Rapport Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA*, 6 p.

62. ARNAUD-FASSETTA G., BELTRANDO G., FORT M., PLET A., ANDRE G., CLEMENT D., DAGAN M., MERING C., QUISSERNE D., RYCX Y., 2002. La catastrophe hydrologique de novembre 1999 dans le bassin-versant de l'Argent Double (Aude, France) : de l'aléa pluviométrique à la gestion des risques pluviaux et fluviaux. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 17-34.
63. ARNAUD-FASSETTA G., GOELDNER-GIANELLA L., BARON-YELLÈS N., 2002. Géomorphologie, activités humaines et changements environnementaux dans les marais lagunaires de la Ria Formosa. L'exemple des rias du Ludo et de Gondra (Algarve, Portugal). Actes du colloque « Hydrosystèmes, paysages, territoires », 6-8 septembre 2001, Lille, Commission des Hydrosystèmes Continentaux du Comité National Français de Géographie, CD-rom (disponible à <http://www.univ-lille1.fr/geographie/labo/gma.htm>).
64. ARNAUD-FASSETTA G., PROVANSAL M., VELLA C., 2002. Formation et évolution du delta du Rhône. In (Marty F. Ed.) *Entre Mer et Fleuve. La Camargue antique et médiévale*. Musée Archéologique d'Istres, 8-10.
65. ARNAUD-FASSETTA G., CARRE M.-B., MAROCCO R., MASELLI-SCOTTI F., PUGLIESE N., ZACCARIA C., 2003. Paléoenvironnement d'Aquilee. In (Drobne K., Pugliese N., Tambareau Y. Ed.) *De la Mer Adriatique aux Alpes Juliennes*, Ljubljana, 23-26.
66. ARNAUD-FASSETTA G., CARRE M.-B., MAROCCO R., MASELLI-SCOTTI F., PUGLIESE N., ZACCARIA C., BANDELLI A., BRESSON V., MANZONI G., M.E. MONTENEGRO, MORHANGE C., PIPAN M., PRIZZON A., SICHÉ I., 2003. The site of Aquileia (northeastern Italy): example of fluvial geoarchaeology in a Mediterranean coastal plain. In (Arnaud-Fassetta G., Provansal M. Ed.) *Deltas 2003, Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 223-241.
67. ARNAUD-FASSETTA G., QUISSERNE D., ANTONELLI C., 2003. Downstream grain-size distribution of surficial bed material and its hydro-geomorphological significance in a large and regulated river: the Rhône River in its delta area (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 33-50.
68. ARNAUD-FASSETTA G., FORT M., PLET A., SI MOUSSA S., 2004. *Les bassins versants de l'Argent-Double et du Rivassol (Aude) : cartographie haute résolution (1/10 000-) de l'aléa de crue des 12-13 novembre 1999, fonctionnement et dysfonctionnements hydrauliques observés, propositions d'aménagement de la plaine alluviale*. Rapport d'expertise pour le compte du Syndicat Mixte des Milieux Aquatiques et des Rivières/Conseil Général de l'Aude, 74 p.
69. ARNAUD-FASSETTA G., BRUNETON H., BERGER J.-F., BEAUDOUIN C., BOÈS X., PROVANSAL M., 2005. A ~8000-yr record of palaeohydrology and environmental change in fluvial-influenced sediments from the urban Arles-Piton core, upper Rhône Delta, France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 4, 455-484.
70. ARNAUD-FASSETTA G., COSSART E., FORT M., 2005. Hydro-geomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, French Alps). *Geomorphology*, 66, 41-67.
71. ARNAUD-FASSETTA G., BERTRAND F., COSTA S., DAVIDSON R., 2006. The western lagoon marshes of the Ria Formosa (Southern Portugal): sediment-vegetation dynamics, long-term to short-term changes and perspective. *Continental Shelf Research*, 26, 363-384.
72. ARTHAUD F., OGIER M., SÉGURET M., 1980. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. du BRGM*, 1-3, 175-193.
73. ASHLEY G.M., HAMILTON T.D., 1993. Fluvial response to late Quaternary climatic fluctuations, central Kobuk valley, Northwestern Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 5, 814-827.
74. ASHWORTH P.J., BENNETT S.J., BEST J.L., MCLELLAND S.J. (Ed.), 1996. *Coherent flow structures in open channels*. Wiley, Chichester, 733 p.
75. ASLAN A., AUTIN W.J., 1999. Evolution of the Holocene Mississippi River floodplain, Ferriday, Louisiana: insights on the origin of fine-grained floodplains. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 4, 800-815.

76. ASLAN A., BLUM M.D., 1999. Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, USA. In (Smith N.D., Rogers J. Ed.) *Fluvial sedimentology VI*. Special publication number 28 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 193-209.
77. ASSELMAN N.E.M., 1999. The use of floodplain sedimentation measurements to evaluate the effects of river restoration works. In (Marriott S.B., Alexander J. Ed.) *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, Special Publication 163, London, 111-122.
78. AUBREY D.G., WEISHAR L. (Ed.), 1988. *Lecture notes on coastal and estuarine studies: hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*. Springer-Verlag, New York, 456 p.
79. AUTIN W.J., BURNS S.F., MILLER B.J., SAUCIER R.T., SNEAD J.I., 1991. Quaternary geology of the Lower Mississippi Valley. In (Morrison Ed.) *Quaternary Non-glacial Geology of the Conterminous United States*, Vol. K-2, The Geology of North America. The Geological Society of America, Boulder, CO, 547-582.
80. BAGNOLD R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *United States Geological Survey Professional Paper*, 422-I, 37 p.
81. BAGNOLD R.A., 1980. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proceedings of the Royal Society*, 372A, 453-473.
82. BAILLY A.S., ATTALI J., DOLLFUS O., ECKERT D., D'ERCOLE R., PASKOFF R., PIERRET C., PIGEON P., THOURET J.-C., 1996. *Risques naturels, risques de sociétés*. Economica, Paris, 103 p.
83. BAKER V.R., 2007. Flood hazard science, policy, and values: a pragmatist stance. *Technology in Society*, 29, 2, 161-168.
84. BAKER V.R., KOCHEL R.C., PATTON P.C., 1988. *Flood geomorphology*. Wiley, Chichester, 528 p.
85. BAKER V.R., KOMATSU G., 1999. Extraterrestrial fluvial forms. In (Miller A.J., Gupta A. Ed.), *Varieties of fluvial form*, Wiley, Chichester, 11-30.
86. BALLANDRAS S., 2002. L'évolution des formes de relief et des formations torrentielles alpines depuis 4700 BP. *Quaternaire*, 13, 3-4, 267-277.
87. BALLAIS J.-L., 2006. La cartographie hydrogéomorphologique. *BAGF – Géographies*, 4, 461-468.
88. BALOUIN Y., 2001. *Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents : l'exemple de la Barra nova – Algarve, Sud Portugal*. Thèse, université Bordeaux 1, 299 p.
89. BANDELLI G., 1984. Per una storia agraria di Aquileia repubblicana. In "Problemi storici ed archeologici dell'Italia nordorientale e delle regioni limitrofe dalla preistoria al medioevo". Atti dell'Incontro di Studio, Trieste 1982, Atti dei Civici Musei di Storia ed Arte di Trieste, Quad. XIII-2, Trieste, 93-111.
90. BAPTISTA F.O., 1988. L'agriculture portugaise. *Annales de Géographie*, 541, 259-274.
91. BARAUT, G., 2003. *Dynamique sédimentaire d'un marais lagunaire: la Ria Formosa (Algarve, Portugal)*. Mémoire de géographie physique, université Paris-Diderot (Paris 7), 146 p.
92. BÁRDOSSY A., SCHMIDT F., 2002. GIS approach to scale issues of perimeter-based shape indices for drainage basins. *Hydrological Sciences*, 47, 6, 931-942.
93. BARHAM A.J., MACPHAIL R.I., 1995. *Archaeological sediments and soils: analysis, interpretation and management*. London, Institute of Archaeology, University College London.
94. BARNHARDT W., GONZALEZ R., KELLEY J.T., NEAL W.J., PILKEY O. JR., JOSE H., DIAS J.A., 2002. Geologic evidence for the incorporation of flood tidal deltas at Tavira Island, southern Portugal. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 28-36.

95. BARON-YELLÈS N., GOELDNER-GIANELLA L., 2001. *Les marais maritimes d'Europe atlantique*. Presses Universitaires de France, Paris, 295 p.
96. BARON-YELLÈS N., BERTRAND F., GOELDNER-GIANELLA L., COSTA S., DAVIDSON R., ARNAUD-FASSETTA G., BELTRANDO G., 2003. Enjeux et limites de la gestion environnementale d'un marais lagunaire d'Europe méridionale : la Ria Formosa, Algarve, Portugal. *L'espace géographique*, 1, 31-46.
97. BARTOLINI C., PRANZINI E., 1984. Fan delta erosion in southern Tuscany as evaluated from hydrographic surveys of 1883 and the late 70. *Marine Geology*, 62, 181-187.
98. BATHURST J.C., 1985. Flow resistance estimation in mountain rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 111, 625-641.
99. BATHURST J.C., GRAF W.H., CAO H.H., 1987. Bed load discharge equations for steep mountain rivers. In (Thorne C.R., Bathurst J.C., Hey R.D. Ed.) *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*. John Wiley and Sons, Chichester, 453-491.
100. BATTIAU-QUENEY Y., 1993. *Le relief de la France. Coupe et croquis*. Masson, Paris, 254 p.
101. BAWEDIN V., 2001. *Les marais du Saõ Lourençõ dans la lagune de la Ria Formosa (Algarve, sud du Portugal) : mise en place puis évolutions physiques et environnementales depuis le XVIII^e siècle*. Mémoire de DEA, université des Sciences et Technologies de Lille 1, 93 p.
102. BEAUDOUIN B., 2001. *La crue du Guil (Hautes-Alpes) du 13 Juin 2000 ; ses effets morphologiques et les ajustements fluviaux*. Mémoire du DEA « Relief, dynamique de la surface, risques naturels », université Paris-Diderot (Paris 7), 103 p.
103. BEAUDOUIN C., SUC J.-P., CAMBON G., TOUZANI A., GIRESSE P., PONT D., ALOÏSI J.-C., MARSSET T., COCHONAT P., DUZER D., FERRIER J., 2005. Present-day rhythmic deposition in the Grand Rhône prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *Journal of Coastal Research*, 21, 292-306.
104. BECK C., LUGINBÜHL Y., MUXART T. (Ed.), 2006. *Temps et espaces des crises de l'environnement*. Editions Quæ, Paris, 410 p.
105. BELCHIOR J.L., 1988. *Faro e a Ria Formosa*. Edition de l'auteur, Faro.
106. BELL M.G., 1992. The Prehistory of soil erosion. In (Bell M.G., Boardman J. Ed.) *Past and Present Soil Erosion*. Oxbow Books, Oxford, 21-36.
107. BELL M., WALKER M.J.C., 2005. *Late Quaternary environmental change. Physical and human perspectives*. Pearson, Harlow, 348 p.
108. BELLOTTI P., MILLI S., TORTORA P., VALERI P., 1995. Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence. *Sedimentology*, 42, 617-634.
109. BENITO G., BAKER V.R., GREGORY K.J. (Ed.), 1998. *Palaeohydrology and environmental change*. Wiley, Chichester, 353 p.
110. BENNETT S.J., SIMON A. (Ed.), 2004. *Riparian vegetation and fluvial geomorphology*. American Geophysical Union, Water Science and Application 8, Washington DC, 282 p.
111. BENOIT F., 1959. L'économie du littoral de la Narbonnaise à l'époque antique : le commerce du sel et les pêcheries. *Revue d'études ligures*, 25, 87-110.
112. BERENDSEN H.J.A., STOUTHAMER E., 2000. Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, 311-335.

113. BERGER J.-F., 1996. *Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdainais (Drôme) à l'Holocène*. Thèse de géographie physique, université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), 320 p.
114. BERGER J.-F., 2003. La « dégradation des sols » à l'Holocène dans la moyenne vallée du Rhône : contextes morpho-climatique, paléobotanique et culturel (partie 2). Les facteurs de l'érosion : modes d'analyse et conceptualisation des processus (chapitre 3). Les étapes de la morphogenèse holocène dans le sud de la France (chapitre 4). In (Van der Leeuw S., Favory F., Fiches J.-L. Ed.) *Archéologie et systèmes socio-environnementaux. Etudes multiscalaires sur la vallée du Rhône dans le programme Archaeomedes*. Editions du CNRS, CRA 27, 43-161.
115. BERGER J.-F, JUNG C., 1996. Fonction, évolution et « taphonomie » des parcellaires en moyenne vallée du Rhône. Un exemple d'approche intégrée en archéomorphologie et en géoarchéologie. Colloque *Paysages et parcellaires*, Orléans, Mars 1996. Collection Errance, Paris, 95-112.
116. BERTACCHI L., 1980. Architettura e mosaico. In *Da Aquileia a Venezia*. Milan, 95-332.
117. BERTRAND F., ARNAUD-FASSETTA G., BARON-YELLÈS N., BELTRANDO G., COSTA S., GOELDNER-GIANELLA L., 2000. *Dynamique évolutive et utilisation d'un marais lagunaire d'Europe occidentale : la Ria Formosa (Algarve, Portugal)*. Projet CNRS/APN 2000-2002, 23 p. + annexes.
118. BERTRAND F., COSTA S., BELTRANDO G., 2001. Complexité et vulnérabilité de l'hydrosystème lagunaire de la Ria Formosa. Actes du colloque « *Hydrosystèmes, paysages, territoires* », 6-8 septembre 2001, Lille, *Commission des Hydrosystèmes Continentaux du Comité National Français de Géographie*, CD-rom (disponible à <http://www.univ-lille1.fr/geographie/labo/gma.htm>).
119. BERTRAND F., COSTA S., ARNAUD-FASSETTA G., DAVIDSON R., BELTRANDO G., GOELDNER-GIANELLA L., BARON-YELLÈS N., 2003. Dynamique des marais d'arrière-barrière associée à la passe de Barra Nova (Ria Formosa, Portugal méridional). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 150-163.
120. BERTRAND F., ARNAUD-FASSETTA G., COSTA S., DAVIDSON R., en préparation. Sediment dynamics of Gemidos and Mar Santo saltmarshes (Ria Formosa, southern Portugal).
121. BEST J.L., BRISTOW C.S., 1993. *Braided rivers*. British Geological Society, London, 75 p.
122. BÉTHEMONT J., 1999. *Géographie de la Méditerranée*. Colin, Paris, 313 p.
123. BETTENCOURT P., 1994. *Les environnements sédimentaires de la côte Sotavento (Algarve, Portugal) et leur évolution holocène et actuelle*. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, université Bordeaux 1, vol. 1, 289 p., vol. 2, 146 p.
124. BEVEN K., CARLING P.A. (Ed.), 1989. *Floods: hydrological, sedimentological and geomorphological implications*. Wiley, Chichester, 304 p.
125. BILLI P., HEY R.D., THORNE C.R., TACCONI P. (Ed.), 1992. *Dynamics of gravel-bed rivers*. Wiley, Chichester, 688 p.
126. BLACK K.S., PATERSON D.M., CRAMP A. (Ed.), 1998. *Sedimentary processes in the intertidal zone*. Geological Society Special Publication, 139, 409 p.
127. BLATT H., MIDDLETON G., MURRAY R., 1972. *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 634 p.
128. BINTLIFF J., 2002. Time, process and catastrophism in the study of Mediterranean alluvial history: a review. *World Archaeology*, 33, 417-435.
129. BLUM M.D., MARRIOTT S.B., LECLAIR S.F. (Ed.), 2005. *Fluvial sedimentology VII*. Special publication number 35 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 589 p.

130. BOND G., KROMER B., BEER J., MUSCHELER R., EVANS M.N., SHOWERS W., HOFFMAN S., LOTTI-BOND, R. HAJDAS, I. BONANI, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
131. BONDESAN M., CASTIGLIONI G.B., ELMI C., GABBIANELLI G., MAROCCO R., PIRAZZOLI P. A., TOMASIN A., 1995. Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in northeastern Italy. *Journal of Coastal Research*, 11, 1354-1379.
132. BONNAMOUR L. (Ed.), 2000. *Archéologie des fleuves et des rivières*. Editions Errance, Paris, 220 p.
133. BOON P.J., CALOW P., PETTS G.E., 1992. *River conservation and management*. Wiley, Chichester, 470 p.
134. BORGATTI L., SOLDATI M. (Ed.), 2005. *Geomorphological hazard and human impact in mountain environments*. *Geomorphology*, 66, 1-4, 390 p.
135. BORTOLAMI G.C., FONTES J.C., MARKGRAF V., SALIEGE J.F., 1977. Land, sea and climate in the northern Adriatic region during late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21, 139-156.
136. BOURBON C., 2002. *Dynamique torrentielle et aménagement en région de montagne : le Queyras schisteux. Etude géomorphologique de la crue de juin 2000 sur la partie amont du Guil*. Mémoire de Maîtrise de géographie physique, université Paris-Diderot (Paris 7), 204 p.
137. BOURRELIER P.-H., DENEUFBOURG G., DE VANSSAY B., 2000. *Les catastrophes naturelles. Le grand cafouillage*. Editions OEM, Paris, 262 p.
138. BOYER J., DUVAIL C., LE STRAT P., 2003. *Le delta du Rhône : géodynamique postglaciaire*. Rapport BRGM/RP-52179-FR, 99 p.
139. BRAMBATI A., 1970. Provenienza, trasporto e accumulo dei sedimenti recenti nelle lagune di Marano e Grado e nei litorali tra i fiumi Isonzo e Tagliamento. *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 281-329.
140. BRAMBATI A., 1985. Modificazioni costiere nell'arco lagunare dell'Adriatico settentrionale. *Antichità Altoadriatiche*, 27, 13-47.
141. BRAMBATI A., 1989. L'erosione dei litorali. *Geografia nelle Scuole*, 34-1, 1-13.
142. BRAVARD J.-P., 1983. Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône (approche qualitative et spatiale). *Revue de Géographie Alpine*, 71, 4, 363-379.
143. BRAVARD J.-P., 1987. *Le Rhône du Léman à Lyon*. La Manufacture, Lyon, 452 p.
144. BRAVARD J.-P., 1989. La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Age et à l'époque moderne. In (Petit F., Laurant A., Pissart A. Ed.) *Rivières : formes, processus, milieu de vie*. *Bulletin de la Société de Géographie de Liège*, 25, 145-157.
145. BRAVARD J.-P., 1994. L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles. *Revue de Géographie de Lyon*, 69-1, 5-10.
146. BRAVARD J.-P., 1998. Le temps et l'espace dans les systèmes fluviaux, deux dimensions spécifiques de l'approche géomorphologique. *Annales de Géographie*, 599, 33-48.
147. BRAVARD J.-P. (Ed.), 2000. *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques. Gestion des excès et de la pénurie*. Sedes, Paris, 287 p.

148. BRAVARD J.-P., 2004. Le risque d'inondation dans le bassin du Haut Rhône : quelques concepts revisités dans une perspective géohistorique. In (Burnouf J., Leveau P. Ed.) *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture. Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*. CTHS, Paris, 397-408.
149. BRAVARD J.-P., PEIRY J.-L., 1993. La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (XIX-XX^{ème} siècles). *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 88*, 67-79.
150. BRAVARD J.-P., PETIT F., 1997. *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. Colin, Paris, 222 p.
151. BRAVARD J.-P., PRESTREAU D. (Ed.), 1997. *Dynamique du paysage-entretiens de géoarchéologie*. Documents d'Archéologie en Rhône-Alpes, Lyon, 282 p.
152. BRAVARD J.-P., PEIRY J.-L., 1999. The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. In (Marriott S.B., Alexander J. Ed.) *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London, Special Publications, 163, 259-268.
153. BRAVARD J.-P., SALVADOR P.-G., 1999. Géomorphologie et sédimentologie des plaines alluviales. In (Bravard J.-P., Cammas C., Nehlig P., Poupet P., Salvador P.-G., Wattez J. Ed.) *La géologie. Les sciences de la Terre*. Editions Errance, Paris, 57-92.
154. BRAVARD J.-P., MAGNY M. (Ed.), 2002. *Les fleuves ont une histoire*. Editions Errance, Paris, 312 p.
155. BRAVARD J.-P., COHEN M., 2006. La question des milieux et de leurs transformations : deux points de vue. In (Beck C., Luginbühl Y., Muxart T. Ed.) *Temps et espaces des crises de l'environnement*. Editions Quæ, Paris, 227-240.
156. BRAVARD J.-P., VÉROT-BOURRELY A., SALVADOR P.-G., 1992. Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires fluviales étudiés sur des sites archéologiques. *Les nouvelles de l'Archéologie*, 50, 7-14.
157. BRAVARD J.-P., VÉROT-BOURRELY A., FRANC O., ARLAUD C., 1997. Paléodynamique du site fluvial de Lyon depuis le Tardiglaciaire. In (Bravard J.-P., Prestreau D. Ed.) *Dynamique du paysage-Entretiens de géoarchéologie*. Documents d'Archéologie en Rhône-Alpes, Lyon, 177-201.
158. BRAVARD J.-P., LANDON N., PEIRY J.-L., PIÉGAY H., 1999. Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bedload transport, examples from French rivers. *Geomorphology*, 31, 291-311.
159. BRAVARD J.-P., JAMES A., PAGNEY BENITO-ESPINAL F., 2001. Les effets des glissements de terrain sur la morphodynamique fluviale dans le bassin de la Layou (La Dominique, Antilles). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 257-270.
160. BRAVARD J.-P., BARTHÉLEMY L., BROCHIER J., JOLY-SAAD M.-C., ROBERTS M., THIÉBAULT S., ASTRADE L., ÉVIN J., LANDON N., PETIOT R., 2003. Mouvements de masse et paléoenvironnement quaternaire : les paléo-lacs de Boulc (Haut-Diois, Alpes, France). *Revue de Géographie Alpine*, 1, 9-27.
161. BRAVARD J.-P., ARNAUD-FASSETTA G., FREYTET P., 2007a. Formations fluviales. In (Dewolf Y., Bourrié G. Ed.) *Les formations superficielles - Genèse - Typologie - Paysages et Environnement - Ressources et risques*. Edisud, Aix-en-Provence.
162. BRAVARD J.-P., CHABBERT S., GAYDOU P., COMBE C., PROVANSAL M., DUFOUR S., RICHARD F., VALLETEAU S., ARNAUD-FASSETTA G., MELUN G., PASSY P., BERGER J.-F., BROCHIER J.-L., FRANC O., GAUTHIEZ B., BRUNETON H., VOLCOT J., 2007b. *Cartographie du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. Rapport d'études réalisé pour le compte de la DIREN Rhône-Alpes, Délégation de Bassin Rhône-Méditerranée*, 62 p. + cartes.

163. BRAY D.I., 1979. Estimating average velocity in gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulics Division*, ASCE, 106, 1103-1122.
164. BRESSON V., 2000. *L'étude des milieux fluviaux actuels de l'Isonzo dans sa plaine côtière, appliquée à la reconstitution paléoenvironnementale du site d'Aquileia (Italie du Nord)*. Mémoire de Maîtrise de géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 1), 110 p.
165. BRESSON V., 2001. *Evolution des paléoenvironnements fluviaux dans la plaine d'Aquileia (Italie du Nord)*. Mémoire du DEA « Relief, dynamique de la surface, risques naturels », université Paris-Diderot (Paris 7), 92 p.
166. BREZINA J., 1986. *Macrogranometer. Operational Manual*. Neckargemuend, West Germany, 34 p.
167. BRICE J.C., 1964. *Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska*. USGS, Prof. Paper 422D, 41 p.
168. BRIDGE J.S., 1997. Thickness of sets of cross strata and planar strata as a function of formative bed-wave geometry and migration, and aggradation rate. *Geology*, 25, 971-974.
169. BRIDGE J.S., 2003. *Rivers and floodplains. Forms, processes, and sedimentary record*. Blackwell, Oxford, 491 p.
170. BRIDGE J.S., BEST J.L., 1997. Preservation of planar laminae arising from low-relief bed waves migrating over aggrading plane beds: comparison of experimental data with theory. *Sedimentology*, 44, 253-262.
171. BRIERLEY G.J., FITCHETT K., 2000. Channel planform adjustments along the Waiau River, 1946-1992: assessment of the impacts of flow regulation. In (Brizga S., Finlayson B. Ed.) *River Management. The Australasian Experience*. John Wiley and Sons, Chichester, 51-71.
172. BRIERLEY G.J., FRYIRS K.A., 2005. *Geomorphology and river management*. Blackwell, Oxford, 398 p.
173. BRIZGA S., FINLAYSON B.L. (Ed.), 2000. *River management: the Australasian experience*. Wiley, Chichester, 310 p.
174. BROOKES A., 1987. River channel adjustments downstream from channelization works in England and Wales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 337-351.
175. BROOKES A., 1988. *Channelized rivers. Perspectives for environmental management*. Wiley, Chichester, 326 p.
176. BROOKES A., SHIELDS F.D. Jr (Ed.), 1996. *River channel restoration - Guiding principles for sustainable projects*. Wiley, Chichester, 433 p.
177. BROOKS A.P., BRIERLEY G.J., 2000. The role of European disturbance in the metamorphosis of the lower Gega River. In (Brizga S., Finlayson B. Ed.) *River Management. The Australasian Experience*. John Wiley and Sons, Chichester, 221-246.
178. BROUSSARD M.L. (Ed.), 1975. *Deltas*. Houston Geological Society, 555 p.
179. BROWN A.G., 1997. *Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge University Press, Cambridge, 377 p.
180. BROWN A.G., QUINE T.A. (Ed.), 1999. *Fluvial processes and environmental change*. Wiley, Chichester, 413 p.
181. BRUNSDEN D., THORNES J.B., 1979. Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, New Series, 4, 463-484.
182. BRUNETON H., 1999. *Evolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique. La plaine d'Arles à l'interface entre le massif des Alpilles et le Rhône*. Thèse de géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 1), 374 p.

183. BRUNETON H., ARNAUD-FASSETTA G., PROVANSAL M., SISTACH D., 2001. Geomorphological evidences for fluvial change during the Roman period in the lower Rhône valley (southern France). *Catena*, 45, 287-312.
184. BRUSIN G., 1934. *Gli scavi di Aquileia*, Udine, 253 p.
185. BULL L.J., KIRKBY M.J. (Ed.), 2002. *Dryland rivers: hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. Wiley, Chichester, 398 p.
186. BULL W., 1991. *Geomorphic response to climatic change*. Oxford University Press, Oxford, 326 p.
187. BURBANK D.W., ANDERSON R.S., 2001. *Tectonic geomorphology*. Blackwell, Oxford, 274 p.
188. BURKHAM D.E., 1972. Channel changes of the Gila River in Safford valley, Arizona, 1846-1970. *United States Geological Survey Professional Paper*, 655G, 24 p.
189. BURNOUF J., LEVEAU P. (Ed.), 2004. *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture. Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*. Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Paris, 493 p.
190. BURNOUF J., BRAVARD J.-P., CHOUQUER G. (Ed.), 1997. *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*. Editions, APDCA, Sophia-Antipolis, 624 p.
191. BURRIN P.J., SCAIFE R.G., 1988. Environmental thresholds, catastrophe theory and landscape sensitivity: their relevance to the impact of man on valley alluviation. *Conceptual Issues in Environmental Archaeology*, 211-232.
192. BUTZER K.W., 1982. *Archaeology as human ecology*. Cambridge University Press, Cambridge.
193. CABELEIRA H., FERNANDES J.C., 1990. *Occupação actual do Solo*. Rapport interne du Parc Naturel de la Ria Formosa, 6 p.
194. CABRAL J., 1993. *Neotectónica de Portugal continental*. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, université de Lisbonne, 435 p.
195. CALVER A., ANDERSON M.G., 2004. Conceptual framework for the persistence of flood-initiated geomorphological features. *Trans. Inst. Br. Geogr.*, NS 29, 129-137.
196. CALOW P., PETTS G.E. (Ed.), 1992. *The rivers handbook, vol. 1*. Blackwell, Oxford, 526 p.
197. CALOW P., PETTS G.E. (Ed.), 1994. *The rivers handbook, vol. 2*. Blackwell, Oxford, 536 p.
198. CAMBON G., SUC J.-P., ALOÏSI J.-C., GIRESSE P., MONACO A., TOUZANI A., DUZER D., FERRIER J., 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France. *Grana*, 36, 105-113.
199. CAMPBELL D., CHURCH M., 2003. Reconnaissance of sediment budgets for Lynn Valley, British Columbia: Holocene and contemporary time scales. *Can. J. Earth Sci.*, 40, 701-713.
200. CAMPY M., MACAIRE J.-J., 1989. *Géologie des formations superficielles*. Masson, Paris, 433 p.
201. CANALE ANFORA, 2000. *Canale Anfora. Realtà e prospettive tra storia, archeologia e ambiente*. Quaderni Aquileiesi, 6/7, Trieste, 95 p.
202. CANUTI P., 1994. L'ambiente fisico e l'ambiente costruito: il versante, il fiume, la costa. Relazione introduttiva. *Il Quaternario*, 7, 167-178.

203. CARCAUD N., 2004. *D'espace et de temps : un itinéraire de recherche et d'enseignement sur les anthroposystèmes fluviaux*. Diplôme d'Habilitation à Diriger des recherches, université d'Angers.
204. CARCAUD N., MERCIER F., OPRITESCO A., PONT, C., 1998. Dernières découvertes géoarchéologiques dans la haute vallée de l'authion (Restigné - Vivy, Indre-et-Loire - Maine-et-Loire). *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 3, 349-361.
205. CARLING P.A., PETTS G.E. (Ed.), 1992. *Lowland floodplain rivers: geomorphological perspectives*. Wiley, Chichester, 318 p.
206. CARLING P.A., DAWSON M.R., 1996. *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. Wiley, Chichester, 546 p.
207. CARRE M.-B., 2005. Le réseau hydrographique d'Aquilee : état de la question. In (Cuscito G., Verzár-Bass M. Ed.) *Aquileia dalle origini alla costituzione del ducato longobardo*. Topografia, urbanistica, edilizia pubblica. Editreg, Trieste, 197-216.
208. CARRE M.-B., MASELLI SCOTTI F., 2001. Il porto di Aquileia: dati antichi e ritrovamenti recenti. *Antichità Altoadriatiche*, 46, 211-243.
209. CARRE M.-B., ZACCARIA C., 2001. Aquilée, secteur du port fluvial. *Mélanges de l'École Française de Rome-Antiquité*, 113, 530-531.
210. CARRE M.-B., MAROCCO R., MASELLI SCOTTI F., PUGLIESE N., 2003. Quelques données récentes sur le réseau fluvial et le paléoenvironnement d'Aquileia. Actes du colloque international « *Puertos fluviales antiguos: Ciudad, desarrollo e infraestructuras* », Valence, 28-30 mars 2001, 299-311.
211. CARRION J.S., 2002. Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2047-2066.
212. CARSON M.A., 1984. Observations of the meandering-braided transition, Canterbury Plains, New Zealand. *New Zealand Geographer*, 40, 89-99.
213. CARULLI G.B., CAROBENE L., CAVALLIN A., MARTINIS B., ONOFRI R., 1980. Evoluzione strutturale plio-quadernaria del Friuli e della Venezia Giulia. C.N.R. *Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. P.F. *Geodinamica*, pubbl. 356, Roma, 489-545.
214. CENCINI C., 1998. Physical processes and human activities in the evolution of the Pô Delta, Italy. In (Stone G.W., Donley J.C. Ed.) *The World Deltas Symposium: a Tribute to James Plummer Morgan (1919-1995)*. *Journal of Coastal Research*, 14-3, 774-793.
215. CHAMBER F.M. (Ed.), 1993. *Climatic change and human impact on the landscape*. Chapman and Hall, 303 p.
216. CHAMPION M., 2000. *Divagation de rivière. Synthèse bibliographique*. Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement, ENGEES, Centre d'Études techniques Maritimes et fluviales, Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg, 65 p.
217. CHAPMAN V.J. (Ed.), 1977. *Ecosystems of the world. 1: Wet coastal ecosystems*. Elsevier, Amsterdam, 428 p.
218. CHAREYRON B., 2001. *Estimation des vitesses de sédimentation au moyen d'analyses radiochimiques*. Rapport 01-07, CRII-RAD, Valence.
219. CHARLET M., 2004. Topographie du delta du Rhône au moyen Age. In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne*. *Bulletin Archéologique de Provence*, Supplément 2, Editions de l'Association Provence Archéologie, 277-283.
220. CHESTER D.K., JAMES P.A., 1995. The Pleistocene Faro/Quarteira formation of the Algarve region, southern Portugal. *Geomorphology*, 12, 133-149.

221. CHORLEY R.J., 1969. The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. In (Chorley R.J. Ed.) *Water, Earth, and Man*. Methuen and Co. Ltd., Canada.
222. CHORLEY R.J., KENNEDY B.A., 1971. *Physical geography: a systems approach*. Prentice-Hall, London.
223. CHOW V.T., 1959. *Open channel hydraulics*. McGraw-Hill, New York, 680 p.
224. CHURCH M.A., MCLEAN D.G., WOLCOTT J.F., 1987. *River bed gravels: sampling and analysis*. In (Thorne C.R., Bathurst J.C., Hey R.D. Ed.) *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. John Wiley and Sons, Chichester, 43-88.
225. CLAUZON G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du desiccated deep-basin model. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24-3, 597-610.
226. CLUS-AUBY C., PASKOFF R., VERGER F., 2004. *Impact du changement climatique sur le patrimoine du Conservatoire du Littoral, Scénarios d'érosion et de submersion à l'horizon 2100*. Site internet : www.conservatoire-du-littoral.fr, 44 p.
227. CNU, 2004. *Dossier d'habilitation à diriger des recherches. Attendu pour la qualification aux fonctions de professeur des Universités en section 23 du CNU*. Texte de synthèse, 3 p.
228. COAKLEY J.P., SYVITSKI J.P.M., 1991. Sedigraph technique. In (Syvitski J.P.M. Ed.) *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, 129-142.
229. COJAN I., RENARD M., 1997. *Sédimentologie*. Masson, Paris, 418 p.
230. COLELLA A., PRIOR D.B. (Ed.), 1990. *Coarse-grained deltas*. Special publication number 10 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 357 p.
231. COLEMAN J.M., 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, 3, 129-239.
232. COLEMAN J.M., 1981. *Deltas. Processes of deposition and models for exploration*. Burgess Publishing Company, Minneapolis, 124 p.
233. COLLECTIF CAMARGUE, 1970. *Etude hydrogéologique, pédologique et de salinité. Dynamique du remblaiement flandrien. DDA et CNA du Bas-Rhône et du Languedoc-Arles*. Rapport en plusieurs volumes.
234. COLOMB E., GUIEU, MASSE J.-P., ROUIRE M., ROUX M., DAMIANI L., 1975. *Notice de la carte géologique d'Istres au 1/50 000*. BRGM, Orléans, 47 p.
235. COLTORTI M., 1997. Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy. *Catena*, 30, 311-335.
236. COMEL A., 1932. Ricerche preliminari per l'identificazione del corso naturale del Natisone presso Aquileia romana. *AN*, III, 1, 23-46.
237. COSANDEY C., ROBINSON M., 2000. *Hydrologie continentale*. Colin, Paris, 360 p.
238. COSANDEY C. (Ed.), 2003. *Les eaux courantes*. Belin, Paris, 240 p.
239. COSSART E., FORT M., sous presse. Consequences of landslide dams on sediment budgets of alpine river valleys (French Southern Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*.
240. COSSART E., BRAUCHER R., FORT M., BOURLES D., CARCAILLET J., 2007. The consequences of glacial debuitting in deglaciated areas: evidence from field data and cosmogenic datings. *Geomorphology*, sous presse.

241. COSTA J.E., 1974. Response and recovery of a piedmont watershed from tropical storm Agnes, June 1972. *Water Resources Research*, 10, 106-112.
242. COSTA J.E., 1983. Palaeohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 986-1004.
243. COSTA J.E., O'CONNOR J.E., 1995. Geomorphically effective floods. In (Costa J.E., Miller A.J., Potter K.W., Wilcock P.R. Ed.) *Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 89, Washington DC, 45-56.
244. COULTHARD T.J., MACKLIN M.G., 2001. How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model-based evaluation. *Journal of Quaternary Science*, 16, 347-351.
245. CRICHTON B., SIBONI M., 2001. *La reconstitution paléydrologique dans les deltas: l'exemple du Rhône d'Ullmet sur les sites du Pont Noir, de La Capelière et de La Tour du Valat (Camargue). Relations avec la dynamique de l'occupation du sol*. Mémoire de Maîtrise de géographie physique, université Paris-Diderot (Paris 7), 159 p.
246. CROWLEY T.J., 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, 270-276.
247. CUBIZOLLE H., 1996. La morphodynamique fluviale dans ses rapports avec les aménagements hydrauliques: l'exemple de la Dore au XX^e siècle (Massif Central, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 67-82.
248. CUBIZOLLE H., GEORGES V., 2001. L'évolution holocène de la plaine alluviale de la Loire dans le Bassin du Forez (Massif central, France). Mise en évidence du potentiel géoarchéologique. *Quaternaire*, 12, 53-67.
249. DALRYMPLE R.W., MAKINA V., BOYD R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
250. DARBY S.E., SIMON A. (Ed.), 1999. *Incised river channels. Processes, forms, engineering and management*. Wiley, Chichester, 442 p.
251. DAUPHINÉ A., 2001. *Risques et catastrophes. Observer, spatialiser, comprendre, gérer*. Colin, Paris, 453 p.
252. DAVIDSON D.A., SHACKLEY M.L., 1976. *Geoarchaeology*. Duckworth, London.
253. DAVIES-VOLLUM K.S., KRAUS M.J., 2001. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. *Sedimentary Geology*, 140, 235-249.
254. DEBAIL B., 2003. *Dynamique de versant et ajustements torrentiels dans la vallée du Guil (Hautes-Alpes, Parc Naturel Régional du Queyras). Impacts géomorphologiques et perspectives de gestion sur les départementales D902, D947, D441 et D60*. Mémoire du DEA « Géomorphologie : relief, dynamique de la surface, risques naturels », université Paris-Diderot (Paris 7), 109 p.
255. DECKERS K., 2005. Post-Roman history of river systems in western Cyprus: causes and archaeological implications. *Journal of Mediterranean Archaeology*, 18, 155-181.
256. DE DAPPER M., VERMEULEN F., 2002. La géomorphologie au service de l'étude des paysages anciens. Une application en Anatolie. In (Clavel-Lévêque M., Orejas A. Ed.) *Atlas Historique des Cadastres d'Europe, II*, Bruxelles, Commission Européenne, Action COST, dossier 3T, 1-14.
257. DE DAPPER M., GOETHALS T., 2006. Geo-archaeology: man and environment in past times. The geomorphological approach. Actas do 2^o Congresso Internacional de Geomorfologia « *Geomorphologia, Ciência e Sociedade* », 11-13 de Novembro de 2004, Coimbra, Associação Portuguesa de Geomorfólogos, 93-108.

258. DEGOUTTE G., 2006. *Diagnostic, aménagement et gestion des rivières*. Lavoisier, Paris, 394 p.
259. DE JAEGER C., DE DAPPER M., DE VliegHER B.M., GOOSSENS R., RISACK S., OZER A., CLOSSON D., HOMES-FREDERICQ D., 2000. Geo-archaeological research in the surroundings of the Wadi Mujib canyon (Jordan) based upon field survey, very high resolution and stereoscopic satellite images and a GIS. In (Vermeulen F., De Dapper M. Ed.) *Geoarchaeology of the landscapes of classical antiquity*. Leiden, Stichting, Babesch, 15-22.
260. DELAHAYE D., 2002. *Apport de l'analyse spatiale en géomorphologie. Modélisation et approche multiscalaire des risques*. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, vol. 1, université de Rouen, 259 p.
261. DELAHAYE D., LEVOY F., MAQUAIRE O. (Ed.), 2002. *Geomorphology: from expert opinion to modelling*. A tribute to Professor Jean-Claude Flageollet. CERG Editions, Sodimpal, Rouen, 381 p.
262. DELAHAYE D., DOUVINET J., LANGLOIS P., 2005. Le bassin versant : un système spatial « complexe » à mesurer . *Colloque Théoquant 05*, Besançon, janvier 2005.
263. DELTA DU RHÔNE, 1998. *Projet Collectif de Recherche 1996-1998*. Rapport SRA DRAC/PACA, 361 p.
264. D'ERCOLE M.C., 2000. La légende de Diomède dans l'Adriatique préromaine. In (Delplace C., Tassaux F. Ed.) *Les cultes polythéistes dans l'Adriatique romaine*, Ausonius-Publications, Etudes 4, Bordeaux, 11-26.
265. DEVILLERS P., DEVILLERS-TERSCHUREN J., 1996. A classification of Palearctic habitats. Council of Europe, Strasbourg. *Nature and Environment*, 78, 133-165.
266. D'HERCOLE R., PIGEON P. (Ed.), 2000. *La géographie des risques dits « naturels » entre géographie fondamentale et géographie appliquée*. Cahiers savoisiens de Géographie, 1, 115 p.
267. DESCROIX L., GAUTIER E., 2002. Water erosion in the southern French Alps: climatic and human mechanisms. *Catena*, 50, 53-85.
268. DESIO A., 1922. Le variazioni della foce del fiume Isonzo. *Riv. Geogr. It.*, 29, 249-268.
269. DEWOLF Y., BOURRIÉ G. (Ed.), 2007. *Les formations superficielles - Genèse - Typologie - Paysages et Environnement - Ressources et risques*. Edisud, Aix-en-Provence.
270. DIAS J.A., TABORDA R., 1992. Tide-gauge data in deducing secular trends of relative sea level and crustal movements in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 8, 655-659.
271. DIETRICH W.E., DUNNE T., 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. Bd. 29, 191-206.
272. DOUVINET J., DELAHAYE D., LANGLOIS P., 2006. Les apports de l'IAD à la caractérisation morphométrique des bassins versants sensibles aux crues rapides hyper-concentrées (Bassin Parisien, Nord de la France). *Interactions Nature-Sociétés, analyse et modèles*. UMR 6554 LETG, La Baule 2006, 5 p.
273. DOYLE M.W., SHIELDS JR. F.D., 2000. *Incorporation of bed texture into a channel evolution model*. *Geomorphology*, 34, 291-309.
274. 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.
275. DUBAR M., 2003. The Holocene deltas of Eastern Provence and the French Riviera: geomorphological inheritance, genesis and vulnerability. In (Arnaud-Fassetta G., Provansal M. Ed.) *Deltas 2003, Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 263-270.

276. DUBAR M., ANTHONY E.J., 1995. Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research*, 43, 329-343.
277. DUCHAUFOR P., 1984. *Pédologie*. Masson, Paris, 220 p.
278. DUGAN P.-J., 1992. *La conservation des zones humides : problèmes actuels et mesures à prendre*. UICN, Gland, 100 p.
279. DYER F.J., THOMS M.C., OLLEY J.M. (Ed.), 2002. *The Structure, function and management implications of fluvial sedimentary systems*. IAHS Publication 276, IAHS Press, Wallingford, 484 p.
280. EINSELE G., 1992. *Sedimentary basin. Evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin, 628 p.
281. EINSELE G., RICKEN W., SEILACHER A. (Ed.), 1991. *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 955 p.
282. ELLIOTT C.M., 1983. *River meandering*. American Society of Civil Engineers, New York, 1046 p.
283. EMERY D., MYERS K.J., 1996. *Sequence stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 297 p.
284. EPTEAU J.R., BRAVARD J.-P., PIÉGAY H., HÉROIN E., RAMEZ P., 1998. *Détermination de l'espace de liberté des cours d'eau*. Guide Technique n°2, Bassin Rhône Méditerranée Corse, DIREN Rhône-Alpes, 40 p.
285. ERSKINE W.D., 1996. Response and recovery of a sand-bed stream to a catastrophic flood. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 40, 359-383.
286. ERSKINE W.D., WARNER R.F., 1988. Geomorphic effects of alternating flood- and drought-dominated regimes on NSW coastal rivers. In (Warner R.F. Ed.) *Fluvial Geomorphology of Australia*. Academic Press, Sydney, 223-244.
287. ERSKINE W.D., WHITE L.J., 1996. Historical Metamorphosis of the Cann River, East Gippsland, Victoria. In (Rutherford I, Walker M. Ed.) *First National Conference on Stream Management in Australia*. CRC for Catchment Hydrology, Merrijig, February 1996, 277-282.
288. ESAGUY A.S., 1985. *Ria de Faro, Barra da Fuseta. Evolução 1944-1984*. Relatório Direcção Geral de Portos, 11 p.
289. ESAGUY A.S., 1986. *Ria de Faro, Ilha de Tavira. Evolução 1950-1985*. Relatório Direcção Geral de Portos, 8 p.
290. ETHRIDGE F.G., SKELLY R.L., BRISTOW C.S., 1999. Avulsion and crevassing in the sandy, braided Niobrara River: complex response to base-level rise and aggradation. In (Smith N.D., Rogers J. Ed.) *Fluvial Sedimentology VI*. Spec. Publs int. Ass. Sediment. 28, Blackwell Science, Oxford, 179-191.
291. EVIN J., LAMBERT G.-N., LANGOUËT L., LANOS P., OBERLIN C., 1998. *La datation en laboratoire*. Editions Errance, Paris, 192 p.
292. EXCOFFON P., LANDURÉ C., PASQUALINI M., 2002. La Camargue au I^{er} siècle avant notre ère. In (Bravard J.-P., Magny M. Ed.) *Les fleuves ont une histoire*. Editions Errance, Paris.
293. EYROLLE F., DUFFA C., ANTONELLI C., ROLLAND B., 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, 427-438.
294. FABRE G., 1989. Les inondations catastrophiques de Nîmes et de sa région du lundi 3 octobre 1988. *Revue de Géographie de Lyon*, 64, 4, 224-230.
295. FAIRBRIDGE R.W., 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In (Olausson E., Cato I. Ed.) *Chemistry and Biochemistry of Estuaries*, Wiley, New-York, 1-35.

296. FANCHETTE S. (Ed.), 2006. *Menaces sur les deltas. Hérodote : revue de géographie et de géopolitique*, 121, 229 p.
297. FANTHOU T., 1994. *Les risques naturels dans le Département des Hautes-Alpes. Chroniques et Territoires*. Thèse, université Paris 7-Denis Diderot, 189 p.
298. FARRELL K.M., 2001. Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan. *Sedimentary Geology*, 139, 93-150.
299. FAUGÈRES J.-C., CUIGON R., RENIES H., GAYET J., 1986. Caractères et facteurs d'un comblement littoral à l'Holocène supérieur: passage d'un domaine estuarien à un domaine lagunaire (bassin d'Arcachon, France). *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 39, 95-116.
300. FERNANDES J.C., 1990. *Possível ocupação da Herdade do Ludo*. Rapport interne du Parc Naturel de la Ria Formosa, 29 p.
301. FERRAND H., MARQUET P., GARCIN J., JOUVE A., MÜLLER H., FOURNIER C., 2003. *Premières images du Queyras, de Guillestre au Haut Queyras, 1865-1920*. Queyras Publ., EBS, Verona, 216 p.
302. FERRER A., 1996. *Activités humaines et gestion de l'eau. Conséquences d'une zone humide : la Camargue*. Mémoire du DESS « Espaces et Milieux », université Paris-Diderot (Paris 7), 99 p.
303. FISK H.N., 1944. *Geological investigation of the alluvial valley of the Lower Mississippi River*. Vicksburg MS, Mississippi River Commission, 78 p.
304. FLEMMING B.W., BARTHOLOMÄ A. (Ed.), 1995. *Tidal signatures in modern and ancien sediments*. Special publication number 24 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 358 p.
305. FOLK R.L., 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphills, Austin, 182 p.
306. FOLK R.L., WARD W.C., 1957. Brazos river bar, a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 29, 3-27.
307. FOREST V., 2004. Etude archéozoologique. In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne*. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2, Editions de l'Association Provence Archéologie, 241-267.
308. FORT M., 1987. Sporadic morphogenesis in a continental subduction setting: an example from the Annapurna Range, Nepal Himalaya. *Z. Geomorph. N.F.*, 63, 9-36.
309. FORT M., ARNAUD-FASSETTA G., BELTRANDO G., PLET A., ANDRÉ G., MÉRING C., 2001. Impacts hydromorphologiques des fortes précipitations des 12-13 novembre 1999 sur la retombée méridionale de la Montagne Noire : l'exemple de l'Argent Double (Aude). In (Médi-Terra Ed.) *Au chevet d'une catastrophe. Les inondations des 12 et 13 novembre 1999 dans le Sud de la France*. Actes du colloque de Perpignan, 26-28 juin 2000, Presses Universitaires de Perpignan, Perpignan, 41-52.
310. FORT M., ARNAUD-FASSETTA G., COSSART E., BEAUDOUIN B., BOURBON C., DEBAIL B., EINHORN B., 2002. Impacts et signification hydromorphologique de la crue du Guil de juin 2000 (Haut Queyras). In (Delahaye D., Levoy F., Maquaire O. Ed.) *Geomorphology: from Expert Opinion to Modelling. A tribute to Professor Jean-Claude Flageollet*. Proceedings of the International Symposium held in Strasbourg, France, on April 26-27 2002, CERG Editions, 159-166.
311. FOSSIER R., 1992. *Hommes et villages d'Occident au Moyen Age*. Publications de la Sorbonne, 371 p.
312. FOSTER I., GURNELL A., WEBB B. (Ed.), 1995. *Sediment and water quality in river catchments*. Wiley, Chichester, 473 p.

313. FOUACHE E., 2001. *Approche géoarchéologique en domaines balkaniques et méditerranéens : géomorphologie, paléo-environnements, histoire*. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, vol. 3, université Sorbonne (Paris 4), 274 p.
314. FOUACHE E. (Ed.), 2003. *The Mediterranean world environment and history*. Elsevier, Paris, 485 p.
315. FOUACHE E., FAIVRE S., DUFAURE J.-J., KOVACIC V., TASSAUX F., 2000. New observations on the evolution of the Croatian shoreline between Poreč and Zadar over the past 2000 years. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 122, 33-46.
316. FOUACHE E., GJOVALIN G., MUCAJ S., NIKOLLI P., 2001. Recent geomorphological evolution of the deltas of the rivers Seman and Vjosa, Albania. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 793-802.
317. FRENCH J.R., SPENCER T., 1993. Dynamics of sedimentation in a tide-dominated backbarrier salt marsh, Norfolk, UK. *Marine Geology*, 110, 315-331.
318. FRYIRS K.A., BRIERLEY G.J., PRESTON N.J., KASAI M., 2007. Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena*, 70, 49-67.
319. FUSTEC E., LEFEUVRE J.-C. (Ed.), 2000. *Fonctions et valeurs des zones humides*. Dunod, Paris, 426 p.
320. GABERT P., VAUDOUR J. (Ed.), 1999. *Risques naturels*. Editions du CTHS, Paris, 159 p.
321. GALLOWAY W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In (Broussard M.L. Ed.) *Deltas*. Houston Geological Society, 87-98.
322. GALLOWAY W.E., HOBDAK D.K., 1996. *Terrigenous clastic depositional systems. Applications to fossil fuel and groundwater resources*. Springer-Verlag, Berlin, New York, 489 p.
323. GANTÈS L.F., 2004. Aperçu sur la céramique grecque d'époque archaïque et classique recueillie en Camargue. In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne*. *Bulletin Archéologique de Provence*, Supplément 2, Editions de l'Association Provence Archéologie, 195-198.
324. GARDNER R., SCOGING H. (Ed.), 1983. *Mega-geomorphology*. Clarendon Press, Oxford, 240 p.
325. GARITTE G., 2006. *Les torrents de la vallée de la Clarée (Hautes-Alpes, France). Evolution contemporaine, dynamique actuelle et analyse géographique des risques associés*. Thèse de doctorat de géographie physique, université Lille 1, 386 p.
326. GARNIER J., MOUCHEL J.-M. (Ed.), 1999. *Man and river systems. The functioning of river systems at the basin scale*. *Developments in hydrobiology* 146, reprinted from *Hydrobiologia*, 410, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 355 p.
327. GARRY G., BALLAIS J.-L., MASSON M., 2002. La place de l'hydrogéomorphologie dans les études d'inondation en France méditerranéenne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 5-16.
328. GARRY G., GRASZK E., HUBERT T., GUYOT P., ROY J.-L., 1999. *Plans de prévention des risques naturels (PPR). Risques d'inondation. Guide méthodologique*. La documentation française, Paris, 123 p.
329. GATTO F., MAROCCO R., 1993. Morfometria e geometria idraulica dei canali della Laguna di Grado (Friuli-Venezia Giulia). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 16, 107-120.
330. GAUCHON C., DELANNOY J.-J. (Ed.), 2003. *Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins. Mélanges offerts au professeur René Lhénaff*. *Cahiers de géographie*, 1, 255 p.

331. GAUTIER E., 1994. Les aménagements de la vallée du Buëch (Hautes-Alpes et Alpes de Haute-Provence) du XVIII^{ème} siècle à nos jours : un exemple de l'intensification et de l'accélération des bouleversements de la morphogenèse fluviale par l'Homme. Actes du colloque « *Aménagement et gestion des grandes rivières méditerranéennes* », 8-10 septembre 1993, Avignon, 43-47.
332. GAUTIER E., 2006. *Recherches hydrogéomorphologiques sur le fonctionnement des plaines d'inondation : approche croisée de trois grandes plaines*. Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches, université Panthéon-Sorbonne (Paris 1).
333. GAUTIER E., PIEGAY H., BERTAINA P., 2000. A methodological approach of fluvial dynamics oriented towards hydrosystem management: case study of the Loire and Allier rivers. *Geodinamica Acta*, 1, 29-43.
334. GAYRAUD M., 1989. La borne romaine du Mas de Carrelet en Camargue. Les inscriptions latines de Gaule Narbonnaise. Actes de la Table ronde de Nîmes, 25-26 May 1987, Ecole Antique de Nîmes, *Bull. Ann.*, 20, 51-60.
335. GAZZI P., ZUFFA G.G., GANDOLFI G., PAGANELLI L., 1973. Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche tra le foci dell'Isonzo e del Foglia : inquadramento regionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 1-37.
336. GEAI M.-L., 2007. *L'aléa torrentiel en Queyras schisteux : étude la dynamique hydrosédimentaire du bassin-versant du Peynin et élaboration de budgets sédimentaires*. Mémoire de Master 1 Géographie, spécialité Environnement, université Paris-Diderot (Paris 7), 129 p.
337. GENSOUS B., TESSON M., 1997. Les dépôts post-glaciaires de la plate-forme rhodanienne : organisation stratigraphique et conditions de mise en place. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 695-701.
338. GENSOUS B., WILLIAMSON D., TESSON M., 1993. Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France). In (Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B.U., Allen G.P. Ed.) *Sequence stratigraphy and facies associations*. Spec. Publs int. Ass. Sediment, 18, 197-211.
339. GILBERTSON D.D., HUNT C.O., DONAHUE R.E., HARKNESS D.D., MILLS C.M., 1992. Late Holocene geomorphology, palaeoecology and land use on the floodplain of the Pian di Feccia, Tuscany. *Archaeologia del Paesaggio*, 231-248.
340. GILLET F. 1998. La phytosociologie synusiale intégrée. Guide méthodologique. *Documents du Laboratoire d'Ecologie végétale*, Institut de Botanique, Université de Neuchâtel.
341. GILVEAR D.J., 2004. Patterns of channel adjustment to impoundment of the upper River Spey, Scotland (1942-2000). *River Research and Applications*, 20, 151-165.
342. GILVÉAR D.J., BRAVARD J.-P., 1993. Dynamique fluviale. In (Amoros C., Petts G.E. Ed.) *Hydrosystèmes fluviaux*. Masson, Paris, 61-82.
343. GILVÉAR D., BRADLEY S., 1997. Geomorphological adjustment of a newly engineered upland sinuous gravel-bed river diversion: Evan Water, Scotland. *Regulated Rivers: Research and Management*, 13, 377-389.
344. GOELDNER-GIANELLA L., ARNAUD-FASSETTA G., BARON-YELLÈS N., BERTRAND F., COSTA S., DAVIDSON S., BELTRANDO G., 2003. Les marais endigués de la Ria Formosa (Algarve) face à un siècle de développement économique. Le cas de la réserve naturelle du Ludo. *Annales de Géographie*, 629, 3-22.
345. GOETHALS T., DE DAPPER M., VERMEULEN F., 2005. Geomorphology and geoarchaeology of three sites in the Potenza valley survey project (The Marches, Italy): Potentia, Montarice and Helvia Recina. *Revista de Geomorfologie, Asociatia Geomorfologilor din România*, 7, 33-49.
346. GOMEZ B., CHURCH M.A., 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resources Research*, 25, 1161-1186.

347. GORINI C., LEMARREC A., MAUFFRET A., 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164-3, 353-363.
348. GRAF W.L., 1988. *Fluvial processes in dryland rivers*. Springer-Verlag, Berlin, 346 p.
349. GRANJA H., 1984. *Etude géomorphologique, sédimentologique et géochimique de la Ria Formosa (Algarve, Portugal)*. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, université Bordeaux 1, 276 p.
350. GRANJA H., FROIDEFOND J.-M., PERA T., 1984. Processus d'évolution morpho-sédimentaire de la Ria Formosa (Portugal). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 36, 37-50.
351. GRAVELIUS H., 1914. *Grundriß der gesamten Gewässerkunde. Band I : Flußkunde (Compendium of Hydrology, vol. I., Rivers)*. Göschen, Berlin, Germany.
352. GREGORY K.J., 1977. *River channel changes*. Wiley, Chichester, 448 p.
353. GREGORY K.J., 1981. *Man and environmental processes*. Butterworths, London, 279 p.
354. GREGORY K.J. (Ed.), 1983. *Background to paleohydrology: a perspective*. Wiley, New York, 486 p.
355. GREGORY K.J., WALLING D.E., 1973. *Drainage basin form and process. A geomorphological approach*. Arnold, London, 458 p.
356. GREGORY K.J., BENITO G. (Ed.), 2003. *Palaeohydrology: understanding global change*. Wiley, Chichester, 396 p.
357. GREGORY K.J., LEWIN J., THORNES J.B. (Ed.), 1987. *Palaeohydrology in practice: a river basin analysis*. Wiley, Chichester, 370 p.
358. GRIFFITHS G.A., 1981. Flow resistance in coarse gravel bed rivers. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 107, 899-918.
359. GUILLEMOT E., 1979. *Le littoral de la région de Faro. Etude de géomorphologie littorale*. Mémoire de DES, université Paris-Sorbonne (Paris 4), 131 p.
360. GUPTA A., FOX H., 1974. Effects of high-magnitude floods on channel form: a case study in Maryland Piedmont. *Water Resources Research*, 10, 499-509.
361. GURNELL A.M., PETTS G.E. (Ed.), 1995. *Changing river channels*. Wiley, Chichester, 460 p.
362. HABERSACK H.M., SCHOBBER S., 2005. The sediment budget of an Alpine catchment in a scaling context. In (Walling D.E., Horowitz A. Ed.) *Proceedings of symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguacu*. IAHS Publ., 292, Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguacu, Brasilien, 2005, Iguacu, 37-47.
363. HACK J.T., GOODLETT J.C., 1960. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians. *United States Geological Survey Professional Paper*, 347.
364. HAM D.G., CHURCH M.A., 2000. Bed-material transport estimated from channel morphodynamics: Chilliwack River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1123-1142.
365. HARVEY A.M., SALA M. (Ed.), 1989. *Geomorphic processes in environments with strong seasonal contrasts. Volume II: Geomorphic systems*. Catena, supplement 13, 164 p.
366. HASSAN M.A., SLAYMAKER O., BERKOWICZ S.M. (Ed.), 2000. *The hydrology-geomorphology interface: rainfall, floods, sedimentation, land use*. Publication of the International Association of Hydrological Sciences, 261, IAHS Press, Wallingford, 326 p.

367. HENRIQUES I., 1993. *Avaliação da poluição difusa na bacia hidrográfica da ribeira de São Lourenço*. Rapport de l'université d'Algarve, 1-76.
368. HENRY C., TOUTAIN J.-C. (Ed.), 1986. *Milieus naturels. Illustration de quelques réussites*. Editions du CNRS, Paris, 252 p.
369. HERTZ N., GARRISON E.G., 1998. *Geological methods for archaeology*. Oxford University Press, Oxford, 343 p.
370. HEURTEAUX P., 1993. La Camargue et le Rhône, les usages de l'eau et du fleuve. *Courrier du Parc*, 41-42, 18-29.
371. HEURTEAUX P., CROMBE O., TONI C., 1992. Essai de quantification de l'eau d'irrigation introduite en Grande Camargue notamment pour la riziculture. *Ecologia Mediterranea*, 18, 31-48.
372. HEY R. D., 1979. Flow resistance in gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 105, 365-379.
373. HEY R.D., BATHURST J.C., THORNE C.R. (Ed.), 1982. *Gravel-bed rivers: fluvial processes, engineering and management*. Wiley, Chichester, 875 p.
374. HICKIN E.J., 1983. River channel changes: retrospect and prospect. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 6, 61-83.
375. HICKIN E.J. (Ed.), 1995. *River Geomorphology*. Wiley, Chichester, 255 p.
376. HIRBEC F., 2004. Evolution d'un vaisselier de la fin de l'époque républicaine à l'époque augustéenne à la Capelière. In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne*. *Bulletin Archéologique de Provence*, Supplément 2, Editions de l'Association Provence Archéologie, 199-204.
377. HOHENSINNER S., HABERSACK H., JUNGWIRTH M., 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, 25-41.
378. HOMEWOOD P.W., MAURIAUD P., LAFONT F., 1999. Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers [Vade-mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir]. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mem. 25, 81 p.
379. HOOKE J.M., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56 79-94
380. HORNBERGER G.M., RAFFENSPERGER J.P., WIBERG P.L., ESHLEMAN K.N., 1998. *Elements of physical hydrology*. The John Hopkins University Press, Baltimore, 302 p.
381. HORTON R.E., 1932. Drainage basins characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union*, 13, 350-361.
382. HOUSE P.K., WEBB R.H., BAKER V.K., LEVISH D.R. (Ed.), 2002. *Ancient floods, modern hazards. Principles and applications of paleoflood hydrology*. American Geophysical Union, Water Science and Application 5, Washington DC, 385 p.
383. HOWARD A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summary. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 51, 2246-2259.
384. HOWARD A.D., KEETCH M.E., VINCENT C.L., 1970. Topological and geomorphic properties of braided streams. *Water Resources Research*, 6, 1647-1688.
385. HUDSON-EDWARDS K., 2007. Fluvial environments. In (Perry C., Taylor K. Ed.) *Environmental Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 75-108.

386. HUFSCHMIDT G., DIKAU R., 2002. Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl Bd 127, 175-196.
387. HYDRATEC, 2003. *Propositions préalables à la définition d'une stratégie globale de réduction des risques dus aux crues du Rhône*. Territoire Rhône, Etablissement Public Territorial de Bassin, Valence, 99 p.
388. IKEDA S., PARKER G., 1989. *River meandering*. American Geophysical Union, Water Resources Monograph 12, Washington DC, 485 p.
389. JACOB N., GOB F., BRAVARD J.-P., PETIT F., 2006. Les formes alluviales d'une rivière en gorge, le Chassezac (Cévennes, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 3-21.
390. JAGER D.F., 2001. *Application of sediment budget analysis to an alpine torrential system. Hazard assessment of a subcatchment of the Riou Bourdoux system, southern France*. PhD, Department of physical geography, Faculty of geographical sciences, Utrecht University, 111p.
391. JARRETT R.D., 1984. *Determination of roughness coefficients for streams in Colorado*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report, 85-4004, 54 p.
392. JONES L.S., HARPER J., 1998. Channel avulsions and related processes, and large-scale sedimentation patterns since 1875, Rio Grande, San Luis Valley, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110, 411-421.
393. JONES L.S., SCHUMM S.A., 1999. Causes of avulsion: an overview. In (Smith N.D., Rogers J. Ed.) *Fluvial sedimentology VI*. Special publication number 28 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 171-178.
394. JORDA M., 1985. La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahiers ligures de Préhistoire et de Protohistoire*, 2, 11-28.
395. JORDA M., PROVANSAL M., 1996. Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du Sud et Provence). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 159-168.
396. KALE V.S., 2007. Geomorphic effectiveness of extraordinary floods on three large rivers of the Indian Peninsula. *Geomorphology*, 85, 306-316.
397. KALE V.S., HIRE P.S., 2004. Effectiveness of monsoon floods on the Tapi River, India: role of channel geometry and hydrologic regime. *Geomorphology*, 57, 275-291.
398. KAY R. (Ed.), 1993. *Deltas of the world*. American Society of Civil Engineers, New York, 138 p.
399. KELLERHALS R., CHURCH M.A., 1990. The morphology of large rivers: characterization and management. *Proceedings of the International Large River Symposium*, Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci., 31-48.
400. KELLERHALS R., CHURCH M.A., BRAY D.I., 1976. Classification and analysis of river processes. *Journal of the Hydraulics Division*, American Society of Civil Engineers, 102, 813-829.
401. KLINGEMAN P.C., BESCHTA R., KOMAR P., BRADLEY J. (Ed.), 1998. *Gravel bed rivers in the environment*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 832 p.
402. KNIGHT D.W., SHAMSELDIN A.Y. (Ed.), 2006. *River basin modelling for flood risk mitigation*. Taylor & Francis, London, 607 p.
403. KNIGHTON D., 1998. *Fluvial forms and processes. A new perspective*. Arnold, London, 383 p.
404. KOCHER R.C., 1988. Geomorphic impact of large floods: review and new perspectives on magnitude and frequency. In (Baker V.R., Kocher R.C., Patton P.C. Ed.) *Flood Geomorphology*. Wiley, New York, 169-87.

405. KONDOLF G.M., 1994. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning*, 28, 225-243.
406. KONDOLF G.M., PIÉGAY H. (Ed.), 2003. *Tools in fluvial geomorphology*. Wiley, Chichester, 687 p.
407. KOTARBA J., 1988. Fouilles entreprises à l'occasion de la construction de l'autoroute Arles-Nîmes. *Archéologia*, 238, 46-51.
408. KOULINSKI V., 1994. *Etude de la formation d'un lit torrentiel*. Etudes du CEMAGREF, Série Equipements pour l'eau et l'environnement, 15, Grenoble, 538 p.
409. KOULINSKI V., 2000. *Etude hydraulique du torrent du Peynin sur son cône de déjection*. Commune d'Aiguilles en Queyras, rapport non publié, 78 p.
410. KOULINSKI V., 2001. *Actualisation de l'expertise hydraulique suite à la crue d'octobre 2000*. Communes d'Abriès et d'Aiguilles en Queyras, rapport non publié, 24 p.
411. KOULINSKI V., LEFORT P., 2000. *Crue du Guil du 13 Juin 2000, expertise hydraulique*. Parc Naturel Régional du Queyras, rapport non publié, 35 p.
412. KRAUS M.J., DAVIES-VOLLUM K.S., 2004. Mudrock-dominated fills formed in avulsion splay channels: examples from the Willwood Formation, Wyoming. *Sedimentology*, 51, 1127-1144.
413. KRAUS M.J., WELLS T.M., 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. In (Smith N.D., Rogers J. Ed.) *Fluvial Sedimentology VI*. Spec. Publs int. Ass. Sediment. 28, Blackwell Science, Oxford, 251-268.
414. KRUIT C., 1955. *Sediments of the Rhone delta; grain size and microfauna*. Verhandelingen van het Koninklijk Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische serie deel 15, 359-501.
415. LABEYRIE J., LALOU C., MONACO A., THOMMERET J., 1976. Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33000 ans à nos jours. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, 349-352.
416. LABOREL J., MORHANGE C., LAFFONT R., LE CAMPION J., LABOREL-DEGUEN F., SARTORETTO S., 1994. Biological evidence of sea-level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental southwestern France and Corsica. *Marine Geology*, 120, 203-223.
417. LAGAAIJ R., KOPSTEIN F.P.H.W., 1964. Typical features of a fluvio-marine offlap sequence. In (Van Straaten L.M.J.U. Ed.) *Deltaic and shallow marine deposits*. Proceedings of the 6th International Sedimentological Congress, The Netherlands and Belgium, 1963. Developments in Sedimentology 1, Elsevier, Amsterdam, 216-226.
418. LAGANIER R. (Ed.), 2006. *Territoires, inondation et figures du risque. La prévention au prisme de l'évaluation*. L'Harmattan, Paris, 257 p.
419. LANDON N., 2005. L'espace de liberté, un espace érodable. In (ZABR Ed.) *Espaces de liberté, de rétention, de bon fonctionnement. Des outils pour une gestion équilibrée des cours d'eau*. Zone Atelier Bassin du Rhône, séminaire d'échanges, Le Prieuré-Blyes, avril 2005, 9 p.
420. LANDURÉ C., 1997. Le site de La Capelière, delta du Rhône. In (Landuré C., Pasqualini M. Ed.) *Delta du Rhône, Programme Collectif de Recherche 1996-1998*. Rapport SRA DRAC-PACA, 43-48.
421. LANDURÉ C., 2000a. Le Rhône d'Ulmet. Occupation du sol en Camargue orientale. *Projet Collectif de Recherche 1999-2001*. Rapport SRA DRAC-PACA, 107 p.
422. LANDURÉ C., 2000b. La Capelière, un habitat fluvial en Camargue. In (Chausserie-Lapree J. Ed.) *Le temps des Gaulois en Provence*. Images en Manceuvre Editions, Marseille, 182-184.

423. LANDURÉ C., PASQUALINI M., 1998. Evolution de l'occupation humaine et de l'environnement dans le delta du Rhône. Nouvelles perspectives de recherches. In (Baudat M. Ed.) *Crau, Alpilles et Camargue. Histoire et Archéologie*. Groupe Archéologique Arlésien, Arles, 7-11.
424. LANDURÉ C., ARNAUD-FASSETTA G., 1999. Les Combettes. Sondages géo-archéologiques. *Rapport Service Régional de l'Archéologie DRAC-PACA*, 12 p.
425. LANDURÉ C., ARNAUD-FASSETTA G., 2004. Île de Mornès (Les Saintes-Maries-de-la-Mer, Bouches-du-Rhône). Sondages géo-archéologiques. In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2*, Editions de l'Association Provence Archéologie, 139-144.
426. LANDURÉ C., ARNAUD-FASSETTA G., 2004. Sondages géo-archéologiques aux Combettes (Les Saintes-Maries-de-la-Mer, Bouches-du-Rhône). In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2*, Editions de l'Association Provence Archéologie, 145-149.
427. LANDURÉ C., MARTY F., PASQUALINI M., ARNAUD-FASSETTA G., CHARLET M., GASSEND J.-M., MARTIN L., PROVANSAL M., RICHER A., VELLA C., 2002. Une histoire entre mer et fleuve : la Camargue. *Archéologia*, 391, 26-39.
428. LANDURÉ C., PASQUALINI M., GUILCHER A. (Ed.), 2004. *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2*, Editions de l'Association Provence Archéologie, 334 p.
429. LANE E.W., 1953. Progress report on studies on the design of stable channels of the Bureau of Reclamation. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 120, 2776, 1234-1260.
430. LANE E.W., 1955. Design of stable channels. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 120, 1234-1279.
431. LARRAS J., 1977. *Fleuves et rivières non aménagés*. Editions Eyrolles, Collection du BCEOM, Paris, 187 p.
432. LAVÉ J., AVOUAC J.-P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5735-5770.
433. LEDOUX B., 1992. *Les catastrophes naturelles en France*. Payot, Paris, 455 p.
434. LEEDER M.R., 1973. Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of palaeochannels. *Geol. Mag.*, 110, 265-276.
435. LEEDER M.R., 1982. *Sedimentology: process and product*. George Allen and Unwin, London, 344 p.
436. LEEDER M., 1999. *Sedimentology and sedimentary basins. From turbulence to tectonics*. Blackwell, Oxford, 592 p.
437. LEFEUVRE J.-C., FUSTEC E., BARNAUD G., 2000. De l'élimination à la reconquête des zones humides. In (Fusctec E., Lefeuvre J.-C. Ed.), *Fonctions et valeurs des zones humides*. Dunod, Paris, 1-16.
438. LEFORT P., 1991. *Transport solide dans le lit des cours d'eau: dynamique fluviale*. ENSHMG-INPG.
439. LENARDON G., MAROCCO R., 1994. Le dune di Belvedere-San Marco. Una antica linea di riva? 2) Considerazioni sedimentologiche. *Gortania*, 16, 5-24.
440. LEOPOLD L.B., 1994. *A view of the river*. Harvard University Press, Cambridge, 298 p.
441. LEOPOLD L.B., MADDOCK T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 252, 56 p.

442. LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G., MILLER J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman and Co., San Francisco, 522 p.
443. LE ROY LADURIE E., 1983. *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 2 vol., 288 p. et 255 p.
444. LEROY POFF N. OLDEN J.D., PEPIN D.M., BLEDSOE B.P., 2006. Placing global stream flow variability in geographic and geomorphic contexts. *River Research and Applications*, 22, 149-166.
445. LESPEZ L., 2003. Geomorphic responses to long-term land use changes in Eastern Macedonia (Greece). *Catena*, 51, 181-208.
446. LESPEZ L., 2007. Dynamiques holocènes de systèmes fluviaux en Grèce du Nord : une approche comparative et multiscale des interactions Nature et Société. In (Morhange C., Provansal M. Ed.) *Géoarchéologie. Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 49-66.
447. LEVEAU P., 1993a. Arles et les plaines du bas-Rhône dans l'Antiquité : colonisation militaire romaine et milieu naturel (à propos des moulins de Barbegal et du canal de Marius). *Geographia Antiqua*, 2, 51-62.
448. LEVEAU P., 1993b. Milieu naturel et espace économique : Arles antique et son espace agricole. In (Leveau, P., Provansal M. Ed.) *Archéologie et environnement, de la Montagne Sainte-Victoire aux Alpilles*. Publications de l'Université de Provence, Aix-en-Provence, 485-514.
449. LEVEAU P. (Ed.), 1999. *Le Rhône romain, dynamiques fluviales, dynamiques territoriales*. Gallia, 56, 175 p.
450. LEVEAU P., PROVANSAL M. (Ed.), 1998. *Archéologie et paléopaysages*. Méditerranée, 90-4, 72 p.
451. LEVEAU P., SILLIERES P., VALLAT J.-P., 1993. *Campagnes de la Méditerranée romaine*. Hachette, Paris, 320 p.
452. LEWIN J., 1978. Floodplain geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 2-3, 408-437.
453. LEWIN J., MACKLIN M.G., 2003. Preservation potential for late Quaternary river alluvium. *Journal of Quaternary Science*, 18, 107-120.
454. LEWIN J., MACKLIN M.G., WOODWARD J.C. (Ed.), 1995. *Mediterranean Quaternary river environments*. Balkema, Rotterdam, 292 p.
455. LEWIN J., MACKLIN M.G., JOHNSTONE E., 2005. Interpreting alluvial archives: sedimentological factors in the British Holocene fluvial record. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1873-1889.
456. L'HOMER A., 1975a. *Notice explicative de la carte géologique d'Istres au 1/50 000*. BRGM, Orléans, 47 p.
457. L'HOMER A., 1975b. *Notice explicative de la carte géologique des Saintes-Maries-de-la-Mer au 1/50 000*. BRGM, Orléans, 34 p.
458. L'HOMER A., 1987. *Notice explicative de la carte géologique d'Arles au 1/50 000*. BRGM, Orléans, 72 p.
459. L'HOMER A., 1993. *Notice explicative de la carte géologique du Grau-du-Roi au 1/50 000*. BRGM, Orléans, 93 p.
460. L'HOMER A., BAZILE A., THOMMERET J., THOMMERET Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours ; variations du niveau marin. *Oceanis*, 7-4, 389-408.
461. LIEBAULT F., PIEGAY H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 425-444.
462. LIMBREY S., 1983. Archaeology and palaeohydrology. In (Gregory K.J. Ed.) *Background to Palaeohydrology*. Chichester, John Wiley and Sons.

463. LIMERINOS J.T., 1970. *Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels*. U.S. Geological Survey Water Supply Paper, 1898-B, 47 p.
464. LONG L., ILLOUZE A., 2004. Nouvelles épaves de Camargue. Les gisements antiques, modernes et contemporains. In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2*, Editions de l'Association Provence Archéologie, 291-330.
465. MACAIRE J.-J., 1990. L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels : de la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire*, 1, 41-49.
466. MACAIRE J.-J., BOSSUET G., CHOQUIER A., COCIRTA C., DE LUCA P., DUPIS A., GAY I., MATHEY E., GUENET P., 1995. Effets climatique et anthropique sur l'érosion mécanique en montagne cristalline de région tempérée pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Un exemple, le bassin du lac Chambon (Massif Central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324, série IIa, 579-585.
467. MACKAY D., 1945. Ancient river beds and dead cities. *Antiquity*, 19, 135-144.
468. MACKEY S.D., BRIDGE J.S., 1995. Three dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research*, B65, 7-31.
469. MACKLIN M.G., 1999. Holocene river environments in prehistoric Britain: human interaction and impact. *Journal of Quaternary Science*, 14, 521-530.
470. MACKLIN M.G., LEWIN J., 1993. Holocene river alluviation in Britain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. Bd. 88, 109-122.
471. MACKLIN M.G., LEWIN J., 1997. Channel, floodplain and drainage basin response to environment change. In (Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. Ed.) *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. Wiley, Chichester, 15-45.
472. MACKLIN M.G., BENITO G., GREGORY K.J., JOHNSTONE E., LEWIN J., MICHCZYNSKA D.J., SOJA R., STARKEL L., THORNDYCRAFT V.R., 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena*, 66, 145-154.
473. MAGILLIGAN F.J., 1992. Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods. *Geomorphology*, 5, 373-90.
474. MAGNY M., 1992a. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the north subalpine range, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas*, 21, 319-334.
475. MAGNY M., 1992b. Sédimentation et dynamique de comblement dans les lacs du Jura au cours des 15 derniers millénaires. *Revue d'Archéométrie*, 16, 27-49.
476. MAGNY M., 1995. *Une histoire du climat. Des derniers mammoths au siècle de l'automobile*. Editions Errance, Paris, 176 p.
477. MAGNY M., BEGEOT C., GUIOT J., PEYRON O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1589-1596.
478. MAKASKE B., SMITH D.G., BERENDSEN H.J.A., 2002. Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia. *Sedimentology*, 49, 1049-1071.
479. MALANSON G.P., 1993. *Riparian landscapes*. Cambridge University Press, Cambridge, 296 p.
480. MANGELSDORF J., SCHEURMANN K., WEIß F.-H., 1990. *River morphology. A guide for geoscientists and engineers*. Springer-Verlag, Berlin, 243 p.

481. MANNING R., 1891. On the flow of water in open channels and pipes. *Transactions, Institution of Civil Engineers of Ireland*, 20, 161-207.
482. MAROCCO R., 1989. Lineamenti geomorfologici della costa e dei fondali del Golfo di Trieste e considerazioni sulla loro evoluzione tardo-quadernaria. *International Journal of Speleology*, 18, 3-4, 87-110.
483. MAROCCO R., 1991a. Evoluzione tardopleistocenica-olocenica del delta del F. Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste). *Il Quaternario*, 4, 223-232.
484. MAROCCO R., 1991b. Le dune di Belvedere-San Marco. Una antica linea di riva? 1) Considerazioni morfologiche. *Gortania*, 13, 57-76.
485. MAROCCO R., PUGLIESE N., STOLFA D., 1984. Some remarks on the origin and evolution of the Grado lagoon (Northern Adriatic Sea). *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, 2, 11-17.
486. MAROCCO R., STOLFA D., ZUCCHI STOLFA M.L., LENARDON G., 1988. Considerazioni sedimentologiche, paleoecologiche e geochimiche sul sondaggio S15 (Canale di Morgo - Laguna di Grado). *Gortania*, 10, 81-100.
487. MARRIOTT S.B., ALEXANDER J. (Ed.), 1999. *Floodplains: interdisciplinary approaches*. Geological Society Special Publication, 163, London, 330 p.
488. MARSH G.P., 1864. *Man and Nature*. Scribner, New York.
489. MARSSET T., BELLEC V., 2002. Late Pleistocene-Holocene deposits of the Rhône inner continental shelf (France): detailed mapping and correlation with previous continental and marine studies. *Sedimentology*, 49, 255-276.
490. MARTEN G.G., 2001. *Human ecology: basic concepts for sustainable development*. Earthscan, London.
491. MARTIN L., 1998. Le Carrelet, un site de l'Antiquité tardive sur le Rhône de Saint-Ferréol. In (Baudat M. Ed.) *Crau, Alpilles et Camargue. Histoire et Archéologie*. Groupe Archéologique Arlésien, Arles, 51-58.
492. MARTIN L., 2004. Le Carrelet (Les Saintes-Maries-de-la-Mer, Bouches-du-Rhône). In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2*, Editions de l'Association Provence Archéologie, 167-177.
493. MARTIN P., 1998. *Ces risques que l'on dit naturels*. Edisud, Aix-en-Provence, 256 p.
494. MARTIN Y., 2003. Evaluation of bed load transport formulae using field evidence from the Vedder River, British Columbia. *Geomorphology*, 53, 75-95.
495. MARTIN Y., CHURCH M.A., 2000. Re-examination of Bagnold's empirical bedload formulae. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1011-1024.
496. MARTINI I.P., BAKER V.R., GARZON G. (Ed.), 2002. *Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples*. Special publication number 32 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 312 p.
497. MARTINS F., 1946. A configuração do litoral português no último quartel do sec. XIV. *Biblios*, 22-1.
498. MARTINS J.T., FERREIRA O., CIAVOLA P., DIAS J.A., 1996. Monitoring of profile changes at Praia de Faro, Algarve: a tool to predict and solve problems. In (Taussik, Mitchell Ed.) *Partnership in Coastal Zone Management*. Samara Publishing Limited, Cardigan, 615-622.
499. MARZO M., PUIGDEFABREGAS C. (Ed.), 1993. *Alluvial sedimentation*. Special publication number 17 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 586 p.

500. MASELLI SCOTTI F., 1996. Presupposti per l'individuazione di Aquileia come terminale della via dell'Ambra in epoca romana. In (Buora M. Ed.) *Lungo la via dell'Ambra*. Atti del Convegno di studio, Udine-Aquileia, 16-17 sept. 1994, Udine, 125-131.
501. MASELLI SCOTTI F., 1998a. Aquileia e il suo territorio agli albori del II sec a. C. In (Sena Chiesa G., Aslan E. Ed.) *Optima Via. Atti del Convegno internazionale di studi « Postumia » storia e archeologia di una grande strada romana alle radici dell'Europa*, Cremona, 13-15 June 1996, Venise, 465-472.
502. MASELLI SCOTTI F., 1998b. Bonifiche e drenaggi con anfore ad Aquileia. Bonifiche e drenaggi con anfore in epoca romana: aspetti tecnici e topografici. Atti del seminario di studi Padova 19-20 Oct. 1995, a cura di S. Pesavento Mattioli, 107-112.
503. MASELLI SCOTTI F., DEGRASSI V., MEZZI M.R., MANDRUZZATO L., 1995. Scavi dell' Essicatoio 1995. *Aquileia Nostra*, 66, 192-199.
504. MASELLI SCOTTI F., DEGRASSI V., FRANCHINI D., MONTENEGRO M.E., PUGLIESE N., 1996. Aquileia: a protohistorical human setting. *8th International Congress of Prehistoric and Protohistoric Sciences Proceedings*, 4, 827-833.
505. MASELLI SCOTTI F., PARONUZZI P., PUGLIESE N., 1999. Sondaggi geognostici per la prospezione geoarcheologica del territorio di Aquileia : Il progetto S.A.R.A. *Ant. Altoadr.*, 45, 79-97.
506. MATHERS S., BREW D.S., ARTHURTON R.S., 1999. Rapid Holocene evolution and neotectonics of the Albanian Adriatic coastline. *Journal of Coastal Research*, 15, 345-354.
507. MEHTA A.J., FINKL C.W. (Ed.), 1996. *Understanding physical processes at tidal inlets*. Journal of Coastal Research, SI 23.
508. MEIR D., 2004. Man and environment in the marsh area of Schleswig-Holstein from Roman until late Medieval times. *Quaternary International*, 112, 55-69.
509. MERCIER D. (Ed.), 2004. *Le commentaire de paysages en géographie physique*. Colin, Paris, 256 p.
510. MESCHINET DE RICHEMOND N., SCARWELL H.J., FORT M., ARNAUD-FASSETTA G., LAGANIER R., OGÉ F., PLET A., 2006. Restituer le territoire au risque. In (Laganier R. Ed.) *Territoires, inondation et figures du risque. La prévention au prisme de l'évaluation*. L'Harmattan, Paris, 177-215 p.
511. MÉTIVIER F., 2003. *Des sources aux océans, enjeux et problématiques en géomorphologie fluviale*. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, université Paris-Diderot (Paris 7), 118 p.
512. MEUNIER M., 1991. *Eléments d'hydraulique torrentielle*. Etudes du CEMAGREF, Série Montagne, 1, Grenoble, 278 p.
513. MEYBECK M., DE MARSILY G., FUSTEC E. (Ed.), 1998. *La Seine en son bassin. Fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé*. Elsevier, Paris, 749 p.
514. MIALl A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582 p.
515. MICHAELIDES K., WAINWRIGHT J., 2002. Modelling the effects of hillslope-channel coupling on catchment hydrological response. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1441-1457.
516. MIDANT-REYNES B., BRIOIS F., BUCHEZ N., CRUBEZY E., DE DAPPER M., DUSCHENE S., FABRY B., HOCHSTRASSER-PETIT C., STANIASZEK L., TRISTANT Y., 2004. Kom el-Khilgan : un nouveau site prédynastique dans le Delta. *Archéo-Nil*, 13, 55-64.
517. MILLER A.J., 1990. Flood hydrology and geomorphic effectiveness in the central Appalachians. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 119-134.

518. MILLER A.J., GUPTA A. (Ed.), 1999. *Varieties of fluvial form*. Wiley, Chichester, 521 p.
519. MIRAMONT C., JORDA M., PICHARD G., 1998. Evolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la Moyenne Durance (France du Sud-est). *Géographie Physique et Quaternaire*, 52-3, 381-392.
520. MISKOVSKY J.-C. (Ed.), 2002. *Géologie de la Préhistoire*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la Préhistoire, Paris, 1519 p.
521. MITSCH W.J., JØRGENSEN S.E., 2004. *Ecological engineering and ecosystem restoration*. Wiley, Hoboken, 411 p.
522. MOLINIER R., DEVAUX J.-P., 1978. Carte phytosociologique de la Camargue. *Biologie et Ecologie méditerranéenne*, V, 4, 160-195.
523. MORGAN J.P., SHAVER R.H. (Ed.), 1970. *Deltaic sedimentation: modern and ancient*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 15, 312 p.
524. MORHANGE C., 2001. *Mobilité littorale de quelques sites portuaires antiques de Méditerranée, Marseille, Pouzzoles, Cumes, Kition et Sidon*. Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Provence (Aix-Marseille 1), 2 volumes.
525. MORHANGE C., PROVANSAL M. (Ed.), 2007. *Géoarchéologie. Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 104 p.
526. MORINIAUX V. (Ed.), 2003. *Les risques*. Edition du Temps, Questions de géographie, Nantes, 256 p.
527. MORISAWA M. (Ed.), 1973. *Fluvial geomorphology*. SUNY Binghamton Publ. in Geomorphology, 315 p.
528. MORISAWA M., 1985. *Rivers: form and process*. Longman, London, 232 p.
529. MOROZOVA G.S., SMITH N.D., 1999. Holocene avulsion history of the lower Saskatchewan fluvial system, Cumberland Marshes, Saskatchewan-Manitoba, Canada. In (Smith N.D., Rogers J. Ed.) *Fluvial sedimentology VI*. Special publication number 28 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 231-249.
530. MUXART T., 2006. Essai sur une approche interdisciplinaire de l'analyse des anthroposystèmes dans la longue durée. In (Beck C., Luginbühl Y., Muxart T. Ed.), *Temps et espaces des crises de l'environnement*. Editions Quæ, Paris, 393-400.
531. MYCIELSKA-DOWGIALLO E., 1977. Channel pattern changes during the Last Glaciation and Holocene, in the northern part of the Sandomierz Basin and the middle part of the Vistula Valley, Poland. In (Gregory K.J. Ed.) *River Channel Changes*. Wiley, Chichester, 75-87.
532. NADLER C.T., SCHUMM S.A., 1981. Metamorphosis of South Platte and Arkansas Rivers, eastern Colorado. *Physical Geography*, 2, 95-115.
533. NANSON G.C., 1986. Episodes of vertical accretion and catastrophic stripping, a mode of disequilibrium floodplain development. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1467-1475.
534. NANSON G.C., CROKE J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, 459-486.
535. NANSON G.C., KNIGHTON A.D., 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 217-239.
536. NAVRATIL O., 2005. *Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques*. Thèse d'hydrologie, spécialité hydraulique fluviale, Institut National Polytechnique de Grenoble.

537. NEBOIT R., 1991. *L'Homme et l'érosion. L'érosion des sols dans le monde*. Association des Publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Clermont-Ferrand, Nouvelle série, 34, 2^{ème} édition, Clermont-Ferrand, 269 p.
538. NEDHAM S., MACKLIN M.G. (Ed.), 1992. *Alluvial archaeology in Britain*. Oxbow Monograph 27, Oxford, 277 p.
539. NEVES J., 1974. *A formação lagunar do litoral sotaventino do Algarve*. Edition de l'auteur, Faro.
540. NEWSON M., 1980. The geomorphological effectiveness of floods - a contribution stimulated by two recent events in mid-wales. *Earth Surface Processes*, 5, 1-16.
541. NEWSON M.D., 1997. *Land, water and development. Sustainable management of river basin systems*. Routledge, London, 423 p.
542. NEWSON M.D., 2002. Geomorphological concepts and tools for sustainable river ecosystem management. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 12, 365-379.
543. NEWTON A., ICELY J.D., FALACAO M., NOBRE A., NUNES J.P., FERREIRA J.G., VALE C., 2003. Evaluation of eutrophication in the Ria Formosa coastal lagoon, Portugal. *Continental Shelf Research*, 23, 1945-1961.
544. NICHOLSON A., EMMER R., ACCURTI D., LOUTHAIN J. (Ed.), 1997. *Floodplain management in a multifaceted world*. Association of State Floodplain Managers, Madison, 360 p.
545. NING Q., 1990. Fluvial processes in the Lower River after levee breaching at Tongwaxiang in 1855. *Int. J. Sediment. Res.*, 5, 1-13.
546. OBERLIN G., 2005. L'espace de bon fonctionnement. La « réunion » des espaces nécessaires à un cours d'eau pour bien assurer ses diverses fonctionnalités. In (ZABR Ed.) *Espaces de liberté, de rétention, de bon fonctionnement. Des outils pour une gestion équilibrée des cours d'eau*. Zone Atelier Bassin du Rhône, séminaire d'échanges, Le Prieuré-Blyes, avril 2005, 7 p.
547. O'CONNOR B.A., PAN S., PIRES H.O., DIAS J.M.A., SILVA A.J., HALE I., ROSE C., WILLIAMS J.J., 1998. *Environmental data, Peninsula do Ancão, Algarve*. Report CE/02, University of Liverpool, Department of Civil Engineering, 64 p.
548. OERTEL G.F., 1985. The barrier island system. In (Oertel G.F., Leatherman S.P. Ed.) *Barrier Islands, Marine Geology*, SI 63, 1-18.
549. OERTEL G.F., LEATHERMAN S.P. (Ed.), 1985. *Barrier islands. Marine Geology*, SI 63, 419 p.
550. OERTEL G.F., WOO H.J., 1994. Landscape classification and terminology for marsh in deficit coastal lagoons. *Journal of Coastal Research*, 10, 919-932.
551. OHMORI H., SHIMAZU H., 1994. Distribution of hazard types in a drainage basin and its relation to geomorphological setting. *Geomorphology*, 10, 95-106.
552. OLDFIELD F., 1983. Man's impact on the environment: some recent perspectives. *Geography*, 68, 245-256.
553. OLIVEIRA A., 1978. *Subsídios para a Localização de Farroilhas. Antigo porto do termo de Loulé*, 231-271.
554. OOMKENS E., 1970. Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. In (Morgan J.P. Ed.) *Deltaic Sedimentation: Modern and Ancient*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 15, 198-212.
555. OSTERKAMP W.R., HEDMAN E.R., 1982. *Perennial-streamflow characteristics related to channel geometry and sediment in Missouri River basin*. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 1242, 37 p.

556. OSTERKAMP W.R., COSTA J.E., 1987. Changes accompanying an extraordinary flood on a sand-bed stream. In (Mayer L., Nash D. Ed.) *Catastrophic flooding*. Allen & Unwin, London, 201-224.
557. OUCHI S., 1985. *Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement*. PhD dissertation, Colorado State Univ., Fort Collins, CO, 205 p.
558. PANIN N., 2003. The Danube Delta. Geomorphology and Holocene evolution: a synthesis. In (Arnaud-Fassetta G., Provansal M. Ed.) *Deltas 2003. Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 247-262.
559. PAOLA C., BORGMAN L., 1991. Reconstructing random topography from preserved stratification. *Sedimentology*, 38, 553-565.
560. PARDÉ M., 1968. *Fleuves et rivières*. Colin, Paris, 224 p.
561. PARFENOFF A., POMEROL C., TOURENQ J., 1970. *Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination*. Masson, Paris, 579 p.
562. PASQUALINI M., 1999. Tour du Valat, Arles. *Un petit ensemble artisanal du I^e siècle avant notre ère au lieu-dit Le Grand Parc*. Rapport SRA DRAC PACA, 97 p.
563. PASSEGA R., 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 41, 1952-1964.
564. PATEAU M., 2007. *Etude de budget sédimentaire. Application au bassin versant du Lombard (Queyras, Hautes-Alpes)*. Mémoire du Master 2R Espace, Dynamique des milieux et Risques, université Paris-Diderot (Paris 7), 70 p.
565. PATTON P.C., SCHUMM S.A., 1975. Gully erosion, northwestern Colorado. *Geology*, 3, 88-90.
566. PATZELT G., 1994. Die klimatischen verhältnisse im südlichen mitteleuropa zur römischerzeit. Acte du Colloque *Ländliche Besiedlung und Landwirtschaft in den Rhein-Donau-Provinzen des Römischen Reiches*, 7-20.
567. PAYTON C.E. (Ed), 1977. *Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration*. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, 26, 516 p.
568. PEIRY J.-L., 1988. *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intramontagnard : l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute Savoie)*. Thèse de géographie physique, université Jean Moulin (Lyon 3), 378 p.
569. PEIRY J.-L., 1997. *Recherches en géomorphologie fluviale dans les hydrosystèmes fluviaux des Alpes du Nord*. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, université Joseph-Fourier (Grenoble 1), 307 p.
570. PEIRY J.-L., NOUGUIER F., 1994. Le Drac dans l'agglomération de Grenoble: première évaluation des changements géomorphologiques contemporains. *Revue de Géographie Alpine*, 2, 77-96.
571. PEIRY J.-L., PUIPIER N., 1994. La notion de lit fluvial sur les rivières alpines et méditerranéennes et ses implications pour la gestion du chenal. *Etudes vauclusiennes*.
572. PEREIRA DE SOUSA, 1914. O megassismo do 1^o de Novembro 1755 em Portugal. *Revista de Obras Públicas e Minas*, f. XLV, 635-637.
573. PÉREZ-ARLUCEA M., SMITH N., 1999. Depositional patterns following the 1870s avulsion of the Saskatchewan River (Cumberland marsh, Saskatchewan, Canada). *Journal of Sedimentary Research*, 69-1, 62-73.
574. PERILLO G.M.E. (Ed.), 1995. *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. Developments in sedimentology 53, Elsevier, Amsterdam, 471 p.

575. PERRY C., TAYLOR K. (Ed.), 2007. *Environmental Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 441 p.
576. PETIT F., GOB F., HOUBRECHTS G., ASSANI A.A., 2005A. Critical specific stream power in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, 69, 92-101.
577. PETIT F., HALLOT E., HOUBRECHTS G., MOLS J., 2005b. Evaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et de haute Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 46, 37-50.
578. PETIT-MAIRE N., MARCHAND J., 1991. La Camargue au XXI^{ème} siècle. *La Recherche*, 234, 976.
579. PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., 1964. *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlag, Berlin, 370 p.
580. PETTS G.E. (Ed.), 1989. *Historical change of large alluvial rivers: Western Europe*. Wiley, Chichester, 355 p.
581. PETTS G.E., FOSTER I.D.L., 1985. *Rivers and landscape*. Arnold, London, 274 p.
582. PETTS G.E., BRAVARD J.-P., 1993. Le réseau hydrographique dans le bassin-versant. In (Amoros C., Petts G.E. Ed.) *Hydrosystèmes fluviaux*. Masson, Paris, 21-41.
583. PETTS G.E., AMOROS C. (Ed.), 1996. *Fluvial hydrosystems*. Chapman & Hall, London, 306 p.
584. PICON B., 1985. La Camargue. In (Cadoret A. Ed.) *Protection de la nature. Histoire et idéologie. De la nature à l'environnement*. L'Harmattan, Paris, 52-58.
585. PIÉGAY H., 2003. *Variabilité spatiale et temporelle dans les systèmes fluviaux*. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, vol. 2, université Lumière (Lyon 2), 136 p.
586. PIEGAY H., SALVADOR P.-G., ASTRADE L., 2000. Réflexions relatives à la variabilité spatiale de la mosaïque fluviale à l'échelle du tronçon. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 44-3, 317-342.
587. PILKEY O., NEAL W., MONTEIRO J.H., DIAS J.A., 1989. Algarve Barrier islands: a non coastal plain system in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 5-2, 231-261.
588. PINTO J.E., 1995. Lagos artificiais : reservas biológicas de aves aquáticas. *Al'ulyã, Revista do Arquivo Histórico Municipal de Loulé*, 4, 147-152.
589. PIRAZZOLI P.A., 1996. *Sea-level changes. The last 20000 years*. Wiley, Chichester, 211 p.
590. PITA C.A.R.M., CARVALHO M.M., 1987. *Agitação marítima na cosata Portuguesa. Dados de Base Temporais*. Rapport Direcção-Geral de Portos, LNEC, 17 p.
591. PLAZIAT J.-C., FREYTET P., MAREC P., 1987. *Sédimentation molassique et paléopédogenèse en Languedoc*. *Publication de l'Association des Sédimentologistes Français*, 3, 127 p.
592. PLET A., ARNAUD-FASSETTA G., BELTRANDO G., FORT M., 2002. Contraintes hydrologiques et gestion des territoires dans le Minervois. Retour d'expérience après la crue de novembre 1999. Actes du colloque « Hydrosystèmes, paysages, territoires », 6-8 septembre 2001, Lille, *Commission des Hydrosystèmes Continentaux du Comité National Français de Géographie*, CD-rom (disponible à <http://www.univ-lille1.fr/geographie/labo/gma.htm>).
593. PLINT A.G. (Ed.), 1995. *Sedimentary facies analysis. A tribute to the research and teaching of Harold G. Reading*. Special publication number 22 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 384 p.
594. POCECCO P., 2000. *Cartografia geoarcheologica della piana di Aquileia*. Tesi di laurea in geologia del Quaternario, università degli Studi di Trieste, 116 p.

595. POINARD M., 1983. L'agriculture au Portugal à l'époque de Salazar : une politique de non-développement. *Revue de Géographie des Pyrénées et du sud-ouest*, 54-4, 398-401.
596. PONS A., TONI C.L., TRIAT H., 1979. Edification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation. *Terre et Vie, Rev. Ecol.*, 2, 13-30 + cartes.
597. PONT D., SIMMONET J.P., WALTER A.V., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 54, 1-18.
598. POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T., VAIL P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I - Conceptual framework. In (Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.S.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. Ed.) *Sea-level Research: an Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 42, 109-124.
599. POSAMENTIER H.W., SUMMERHAYES C.P., HAQ B.U., ALLEN G.P. (Ed.), 1993. *Sequence stratigraphy and facies associations*. Spec. Publs int. Ass. Sediment, 18, 640 p.
600. POTTER T.W., 1976. Valleys and settlement: some new evidence. *World Archaeology*, 8, 207-218.
601. POULARD C., HÉROUIN E., 2005. Le lit majeur, un espace pour la gestion des inondations. In (ZABR Ed.) *Espaces de liberté, de rétention, de bon fonctionnement. Des outils pour une gestion équilibrée des cours d'eau*. Zone Atelier Bassin du Rhône, séminaire d'échanges, Le Prieuré-Blyes, avril 2005, 9 p.
602. PRANZINI E., 1989. A model for cusped river delta evolution. 6th Symposium on Coastal and Ocean Management / ASCE. Charleston SC Coastal Zone '89, 4345-4357.
603. PROSPER-LAGET V. (Ed.), 2001. *Eaux sauvages, eaux domestiquées. Hommage à Lucette Davy*. Publications de l'Université de Provence, Aix-en-Provence, 341 p.
604. PROVANSAL M., 1995a. Holocene sedimentary sequences in the Arc River Delta and the Etang de Berre in Provence, Southern France. In (Lewin J., Macklin M.G., Woodward J.C. Ed.) *Mediterranean Quaternary River Environments*, 159-165.
605. PROVANSAL M., 1995b. The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, Southeastern France. *The Holocene*, 5, 348-353.
606. PROVANSAL M., BERGER J.-F., BRAVARD J.-P., SALVADOR P.-G., ARNAUD-FASSETTA G., BRUNETON H., VEROT-BOURELLY A., 1999. Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Age. *Gallia*, 56, 13-32.
607. PROVANSAL P., BRUNETON H., VELLA C., ARNAUD-FASSETTA G., BALLAIS J.-L., LEVEAU P., 2002. Paléo-hydrologie holocène dans la basse vallée du Rhône, d'Orange à la mer. In (J.-P. Bravard, M. Magny Ed.) *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Editions Errance, Paris, 251-259.
608. PROVANSAL M., VELLA C., ARNAUD-FASSETTA G., SABATIER F., MAILLET G., 2003. Participation of sedimentary fluvial inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). In (Arnaud-Fassetta G., Provansal M. Ed.) *Deltas 2003, Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 271-282.
609. PROVANSAL M., ARNAUD-FASSETTA G., VELLA C., 2004. Géomorphologie du delta du Rhône. In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2*, Editions de l'Association Provence Archéologie, 59-63.
610. PUGLIESE N., MASELLI SCOTTI F., FRANCHINI D., 1999. Micropalaeontology in archaeological research: draft of late Quaternary evolution of the alluvial plain near Aquileia (NE Italy). *Riv. Esp. Micropal.*, 31, 403-410.

611. PYE K. (Ed.), 1994. *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell, Oxford, 397 p.
612. QUÉZEL P., MÉDAIL F., 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen*. Elsevier, Paris, 571 p.
613. QUISSERNE D. 2000. *Caractérisation de la charge de fond du Rhône dans sa plaine deltaïque. Hydrologie, sédimentologie, écologie*. Mémoire de Maîtrise de géographie physique, université Paris-Diderot (Paris 7), 143 p.
614. RABAN A., HOLUM K.G., 1996. *Caesarea Maritima, a retrospective after two millenia*. Brill Leiden-New York.
615. RAPP G., GIFFORD J.A., 1982. Archaeological geology. *American scientist*, 70, 45-53.
616. RAPP G., HILL C.L., 1998. *Geoarchaeology: the Earth science approach to archaeological interpretation*. Yale University Press, London, 274 p.
617. READING H.G., 1996. *Sedimentary environments. Processes, facies, stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 688 p.
618. REED D.J., SPENCER T., MURRAY A.L., FRENCH J.R., LEONARD L., 1999. Marsh surface sediment deposition and the role of tidal creeks: implications for created and managed coastal marshes. *Journal of Coastal Conservation*, 5, 81-90.
619. REID L.M., DUNNE T., 1996. *Rapid evaluation of sediment budgets*. GeoEcology paperback, Catena Verlag, 164 p.
620. REINECK H.-E., SINGH I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag, Berlin, 551 p.
621. RHODES D.D., WILLIAMS G.P. (Ed.), 1979. *Adjustments of the fluvial system*. Kendal Hunt Publishing Co., Dubuque, Iowa.
622. RICHARDS K., 1982. *Rivers: form and process in alluvial channels*. Methuen, London, 358 p.
623. RICHARDS K.S. (Ed.), 1987. *River channels: environment and process*. The Institute of British Geographers, Special Publication Series, 391 p.
624. RICHIER A., 2004. Le site de Cabassole (Arles, Bouches-du-Rhône). In (Landuré C., Pasqualini M., Guilcher A. Ed.) *Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2*, Editions de l'Association Provence Archéologie, 179-189.
625. RICKENMANN D., 1991. Bedload transport and hyperconcentrated flow at steep slopes. In (Armanini A., Silvio G.D. Ed.) *Fluvial Hydraulics of Mountain Regions*. Springer-Verlag, New York, 429-441.
626. RITTER D.F., KOHEL R.C., MILLER J.R., 1999. The disruption of Grassy Creek: implications concerning catastrophic events and thresholds. *Geomorphology*, 29, 323-38.
627. ROBERTS N., 1998. *The Holocene. An environmental history*. Blackwell, Oxford, 316 p.
628. ROMANO R., SANTO A., VOLTAGGIO M., 1994. L'evoluzione geomorfologica della pianura del fiume Volturno (Campagna) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore-Olocene). *Il Quaternario*, 7, 41-52.
629. ROSGEN D., 1996a. *Applied river morphology*. Wildland Hydrology, Pagova Springs, CO, 379 p.
630. ROSGEN D., 1996b. The importance of fluvial geomorphology in hydraulic engineering. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 81, 745, 1-17.

631. ROSSIAUD J., 1994. *Réalités et imaginaire d'un fleuve. Recherches sur le Rhône médiéval*. Thèse d'histoire, université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), volume 3.
632. ROTNICKI A., 1991. Retrodution and palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. In (Starkel, L., Gregory, K.J., Thorne, J.B. Ed.), *Temperate Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, Chichester, 431-471.
633. RUNDLE A., 1985. Braid morphology and the formation of multiple channels; the Rakaia, New Zealand. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 55, 15-37.
634. RUSSELL R.J. (Ed.), 1959. *Second coastal geography conference Baton Rouge proceedings*. Geography Branch, Office of Naval Research, Washington DC.
635. RUSSELL R.J., 1967. *River and delta morphology*. Louisiana State University, Baton Rouge, Coastal Studies Institute, Tech. Rep. 52, 49 p.
636. SABATIER F., 2001. *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*. Thèse de géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 3), 273 p.
637. SABATIER F., ARNAUD-FASSETTA G., 1999. Premières données sur la contribution des apports sableux du Petit Rhône aux plages du golfe de Beauduc (delta du Rhône). *Méditerranée*, 4, 11-18.
638. SABATIER F., PROVANSAL M., 2002. La Camargue sera-t-elle submergée ? *La Recherche*, 355, 72-73.
639. SABATIER F., SUANEZ S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. In (Arnaud-Fassetta G., Provansal M. Ed.) *Deltas 2003. Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-300.
640. SALOMON J.-N., 1997. *L'Homme face aux crues et aux inondations*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, 137 p.
641. SALVADOR P.-G., 1991. *Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère - Bassin de Malville et ombilic de Moirans - Bas Dauphiné*. Thèse de géographie physique, université Jean Moulin (Lyon 3), 498 p.
642. SALVADOR P.-G., 1993. Aménagement et évolution de deux rivières alpines : les cours moyen de l'Isère et le cours inférieur du Drac (XVII^e-XVIII^e siècle). In *Géomorphologie et Aménagement de la Montagne, Hommage à P. Gabert*, CNRS, Caen, 327-333.
643. SALVADOR P.-G., 2005. *Géomorphologie et géoarchéologie des plaines alluviales (piémont alpin et nord de la France)*. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, texte de synthèse, université des Sciences et Technologies de Lille 1, 298 p.
644. SALVADOR P.-G., BRAVARD J.-P., VITAL J., VORUZ J.-L., 1993. Archaeological evidence for Holocene floodplain development in the Rhône valley, France. *Z. Geomorph. N.F.*, 88, 81-95.
645. SALVADOR P.-G., BERGER J.-F., GAUTHIER E., VANNIÈRE B., 2004. Holocene fluctuations of the Rhône River in the alluvial plain of the Basses Terres (Isère, Ain, France). *Quaternaire*, 15, 177-186.
646. SANCHEZ-ARCILLA A., JIMENEZ J.A., VALDEMORO H.I., 1998. The Ebro Delta : morphodynamics and vulnerability. In (Stone G.W., Donley J.C. Ed.). *The world deltas symposium: a tribute to James Plummer Morgan (1919-1995)*. *Journal of Coastal Research*, 14-3, 754-772.
647. SCHICK A.P. (Ed.), 1984. *Channel processes. Water, sediment, catchment controls*. *Catena*, supplement 5, 162 p.
648. SCHIMMELMANN A., LANGE C.B., MEGGERS B.J., 2003. Palaeoclimatic and archaeological evidence for a ~200-yr recurrence of floods and droughts linking California, Mesoamerica and South America over the past 2000 years. *The Holocene*, 13, 763-778.

649. SCHNEIDER L., PAYA D., 1995. Le site de Saint-Sébastien de Maroiol (34) et l'histoire de la proche campagne du monastère d'Aniane (V-XIII siècles). *Archéologie Médiévale*, 25, 133-181.
650. SCHMIEDT G., 1979. Contributo della fotografia aerea alla conoscenza del territorio di Aquileia. *AAAd*, 15-1, 145 -188.
651. SCHOKLITSCH A., 1962. *Handbuch des Wasserbaues*. Springer-Verlag, Vienna, 3rd edition.
652. SCHROTT L., HUFSCHEMIDT G., HANKAMMER M., HOFFMANN T., DIKAU R., 2003. Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an Alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 55, 45-63.
653. SCHUMM S.A., 1956. The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 597-646.
654. SCHUMM S.A., 1968. *River adjustment to altered hydrologic regimen – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 598, 65 p.
655. SCHUMM S.A., 1969. River metamorphosis. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, *Journal of the Hydraulics Division*, 6352, HY 1, 255-273.
656. SCHUMM S.A., 1972. Fluvial paleochannels. In (Rigby J.K., Hamblin W.K. Ed.) *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, 16, 98-107.
657. SCHUMM S.A., 1977. *The fluvial system*. Wiley, New-York, 338 p.
658. SCHUMM S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 31, 19-29.
659. SCHUMM S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 5-27.
660. SCHUMM S.A., 1988. Geomorphic hazards: problems and prediction. *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. 67, 17-24.
661. SCHUMM S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101, 279-294.
662. SCHUMM S.A., 1994. Erroneous perceptions of fluvial hazards. *Geomorphology*, 10, 129-138.
663. SCHUMM S.A., WINKLEY B.R., 1994. *The variability of large alluvial rivers*. American Society of Civil Engineers, New York, 467p.
664. SCHUMM S.A., HARVEY M.D., WATSON C.C., 1984. *Incised channels: morphology, dynamics and control*. Water Resources Publication, Littleton, Colorado.
665. SCHUMM S.A., ERSKINE W.D., TILLEARD J.W., 1996. Morphology, hydrology and evolution of the anastomosing Ovens and King Rivers, Victoria, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 1212-1224.
666. SCHUMM S.A., DUMONT J.F., HOLBROOK J.M., 2000. *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press, Cambridge, 276 p.
667. SÉRANNE M., BENEDICTO A., TRUFFERT C., PASCAL G., LABAUME P., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 809-820.
668. SHANLEY K.W., McCABE P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 78, 544-568.

669. SHIELDS A., 1936. *Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung*. Mitteilung der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, 26, Berlin, 24 p.
670. SICHÉ I., 2002. *Métamorphoses fluviales et fonctionnement actuel de l'hydrosystème de l'Aesontius, Vénétie julienne et Slovénie*. Mémoire du DEA « Relief, dynamique de la surface, risques naturels », université Paris-Diderot (Paris 7), 88 p.
671. SICHÉ I., en cours. *Aléas fluviaux et réponses des sociétés antiques dans les deltas de Méditerranée Nord-Occidentale. L'exemple de la plaine côtière d'Aquilée (Italie septentrionale)*. Thèse de géographie physique, université Paris-Diderot (Paris 7).
672. SICHÉ I., FORTE E., PRIZZON S., ARNAUD-FASSETTA G., FORT M., 2006. Cartographie hydrogéomorphologique et paléochenaux fluviaux en milieux profondément modifiés par les sociétés. L'exemple du port fluvial antique d'Aquilée dans la plaine du Frioul (Italie septentrionale, Adriatique). Actes du Colloque « Spatialisation et cartographie en hydrologie », Metz, 2004. *Mosella*, 3-4.
673. SILVA S.P., 1885. *Considerações acerca dos terrenos da bacia salgada de Faro (denominada Valle Formoso)*. Lisbonne, 65 p.
674. SI MOUSSA S., 2004. *Impact des facteurs hydrogéomorphologiques et anthropiques sur le phénomène d'inondation (exemple de La Redorte dans le Minervois)*. Mémoire du DEA Géomorphologie, Relief, Dynamique de la surface, Risques naturels, université Paris-Diderot (Paris 7), 72 p.
675. SLAYMAKER O., 2006. Towards the identification of scaling relations in drainage basin sediment budgets. *Geomorphology*, 80, 8-19.
676. SMITH G.S., BEST J., BRISTOW C., PETTS G.E. (Ed.), 2006. *Braided rivers*. Blackwell, Oxford, 396 p.
677. SMITH K., 2004. *Environmental hazards. Assessing risk and reducing disaster*. Routledge, London, 306 p.
678. SMITH N.D., PEREZ-ARLUCEA M., 1994. Fine-grained splay deposition in the avulsion belt of the lower Saskatchewan River, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64, 2, 159-168.
679. SMITH N.D., ROGERS J. (Ed.), 1999. *Fluvial sedimentology VI*. Special publication number 28 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 478 p.
680. SMITH N.D., CROSS T.A., DUFFICY J.P., CLOUGH S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36, 1-23.
681. SNPRCN, 1992. *Projecto Biótopos. Inventário de Sítios de especial interesse para a conservação da natureza*. Serviço Nacional de Parques, Reservas e Conservação da Natureza, Lisboa.
682. SOTINEL C., 2001. L'utilisation des ports dans l'arc adriatique à l'époque tardive. *Ant. Altoadr*, 46, 55-71.
683. STANLEY D.J., 1997. *Nile Delta, a geological excursion*. Deltas-Global Change Program, Smithsonian Institution, Washington D.C., 189 p.
684. STANLEY D.J., 2003. Nile Delta margin: failed and fluidized deposits concentrated along distributary channels. In (Arnaud-Fassetta G., Provansal M. Ed.) *Deltas 2003, Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 211-226.
685. STANLEY D.J., SWIFT D.J.P. (Ed.), 1976. *The new concepts of continental margin sedimentation, II: Sediment transport and its application to environmental management*. Wiley, New York, 602 p.
686. STANLEY D.J., WARNE A.G., 1993. Nile Delta: recent geological evolution and human impact. *Science*, 260, 628-634.

687. STANLEY D.J., WARNE A.G., 1994. Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, 265, 228-231.
688. STANLEY J.-D., JORSTAD T.F., 2002. Iron-coated quartz as a provenance and paleoclimatic marker in the Rhône Delta, France. *Journal of Coastal Research*, 18, 712-729.
689. STANLEY J.-D., GODDIO F., JORSTAD T.F., SCHNEPP G., 2004. Submergence of ancient Greek cities off Egypt's Nile Delta – A cautionary tale. *GSA Today*, 14, 1, 4-10.
690. STARKEL L., 1981. The evolution of the Wisloka valley near Debica during the Late Glacial and Holocene. *Folia Quaternaria*, 53, 91.
691. STARKEL L., 1983a. Report on the research on the Vistula valley evolution during the last 15000 years. *Quaternary Studies in Poland*, 4, 257-261.
692. STARKEL L., 1983b. The reflection of hydrological changes in the fluvial environments of the temperate zone during the last 15 000 years. In (Gregory K.J. Ed.) *Background to Paleohydrology: a perspective*. Wiley, New York, 216-235.
693. STARKEL L., GREGORY K.J., THORNES J.B. (Ed.), 1991. *Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15 000 years*. Wiley, Chichester, 548 p.
694. STARKEL L., SOJA R., MICHCZYNSKA D.J., 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena*, 66, 24-33.
695. STEFANINI S., CUCCHI F., 1976. Gli acquiferi nel sottosuolo della provincia di Gorizia (Friuli Venezia Giulia). *Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle acque*, 28 (13), 351-365.
696. STONE G.W., DONLEY J.C. (Ed.), 1998. *The world deltas symposium: a tribute to James Plummer Morgan (1919-1995)*. *Journal of Coastal Research*, 14-3, 695-1186 p.
697. STOUFF L., 1986. *Arles à la fin du Moyen Age*. ANRT, université de Lille 3, Publication de l'université de Provence, 1053 p.
698. STOUFF L., 1993. La lutte contre les eaux dans les pays du Bas-Rhône au XII-XV^e s. L'exemple du pays d'Arles. *Méditerranée*, 3, 4, 57-68.
699. STOUTHAMER E., 2001. Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse Delta, The Netherlands. *Sedimentary Geology*, 145, 73-92.
700. STOUTHAMER E., BERENDSEN H.J.A., 2000. Factors controlling the Holocene avulsion history of the Rhine-Meuse Delta (The Netherlands). *Journal of Sedimentary Research*, 70-5, 1051-1064.
701. STRAHLER A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions*, 38-6, 913-920.
702. STRAHLER A.N., 1964. Quantitative geomorphology. In (Chow V.T. Ed.) *Handbook of Applied Hydrology, Section 4-II*. McGraw-Hill, New York.
703. STRATEGIS, 2000. *Analyse de l'épisode pluvieux des 12-13 novembre 1999 sur le département de l'Aude*. Rapport de la DDE 11, 23 p.
704. STRAZZULLA M.J., 1989. In paludibus moenia constituta: problemi urbanistici di Aquileia in età repubblicana alla luce della documentazione archeologica e delle fonti scritte. *AntAltodr*, 35, 187-228.
705. STRICKLER A., 1923. *Beitrage zur Frage der Geschwindigkeitsformel un der Rauhigkeitszahlen fur Strome, Kanale und Geschlossene Leitungen*. Mitteilungen des Eidgenossischer Amtes fur Wasserwirtschaft, Bern, Switzerland, 16 p.

706. STUIVER M., BRAZIUNAS T., 1993. Sun, ocean, climate and atmospheric ^{14}C ; evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, 3, 289-305.
707. STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., VAN DER PLICHT J., SPURK M., 1998. Intcal98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
708. SUC J.-P., ARNAUD-FASSETTA G., BEAUDOUIN C., DUBOIS J.-M., FAUQUETTE S., FAVRE E., FRANÇOIS L., GOELDNER-GIANELLA L., HOEPFFNER M., KLOTZ S., JACOB S., LEDEVIN R., LEFORT A., MÉDAIL F., RENDU C., SILLA H., THEVENOD L., TINACCI D., 2006. *Un atelier exceptionnel d'étude de la dynamique de la diversité végétale : la Camargue d'il y a 6000 ans à demain*. Programme de recherche « Biodiversité et Changement global », Institut Français de la Biodiversité, rapport final, 5 p.
709. SURRELL E., 1847. *Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône*. Imprimerie cévenole, Nîmes, France, 1-8.
710. SWANSON J.F., JANDA R.J., DUNNE T., SWANSTONS D.N., 1982. *Sediment budgets and routing in forested drainage basins*. General technical report, United States Department of Agriculture, 165 p.
711. TESSON M., GENSOUS B., ALLEN G.P., RAVENNE C., 1990. Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. *Marine Geology*, 91, 325-332.
712. THOMAS W.L. Jr., 1956. *Man's role in changing the face of the Earth, vol. 1*. University of Chicago Press, Chicago.
713. THOMSON J., TAYLOR M.P., FRYIRS K.A., BRIERLEYG.J., 2001. A geomorphological framework for river characterisation and habitat assessment. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 11, 373-389.
714. THORNDYCRAFT V.R., BENITO G., 2006. Late Holocene fluvial chronology in Spain: the role of climatic variability and human impact. *Catena*, 66, 34-41.
715. THORNE C.R., 1997. Channel types and morphological classification. In (Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. Ed.) *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. John Wiley and Sons, Chichester, 176-222.
716. THORNE C.R., 1998. *Stream reconnaissance handbook*. Wiley, Chichester, 133 p.
717. THORNE C.R., BATHURST J.C., HEY R.D. (Ed.), 1987. *Sediment transport in gravel-bed rivers*. Wiley, Chichester, 1012 p.
718. THORNE C.R., HEY R.D., NEWSON M.D. (Ed.), 1997. *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*. Wiley, Chichester, 376 p.
719. THORNES J., 1979. *River channels*. Macmillan, London.
720. THOURET J.-C., 1996. Les phénomènes naturels dommageables : approche globale, bilan et méthodes de prévention. In (Baily A.S. Ed.) *Risques naturels, risques de sociétés*. Economica, Paris, 19-33.
721. THRIVIKRAMAJI K.P., 1986. *River metamorphosis due to human intervention in the Neyyar basin, Kerala*. Kariavattom, India.
722. TIVOLLIER J., ISNEL P., 1938. *Le Queyras (Hautes-Alpes)*. Editions Louis Jean, Gap, 2 volumes, 294 p. et 498 p.
723. TOBIN G.A., MONTZ B.E., 1997. *Natural hazards. Explanation and integration*. The Guilford Press, New York, 388 p.

724. TÖRNQVIST T.E., 1994. Middle and late Holocene avulsion history of the River Rhine (Rhine-Meuse Delta, Netherlands). *Geology*, 22, 711-714.
725. TÖRNQVIST T.E., BRIDGE J.S., 2002. Spatial variation of overbank aggradation rate and its influence on avulsion frequency. *Sedimentology*, 49, 891-905.
726. TORTORICI E., 1997. Archeologia subacquea e trasformazioni geomorfologiche del territorio: il caso della laguna di Grado, *Atti Conv. Naz. Archeol. Sub., Anzio 1996*, 315-325.
727. TOURENQ J., 1986. *Etude sédimentologique des alluvions de la Loire et de l'Allier, des sources au confluent. Les minéraux lourds des roches des bassins versants*. Documents du BRGM, 108, 107 p.
728. TRAINA G., 1988. *Paludi e bonifiche nel mondo antico*. Saggio di archeologia geografica, Roma, 159 p.
729. TRÉMENT F., 2001. Habitat et peuplement en Provence à la fin de l'Antiquité. Les campagnes de la Gaule à la fin de l'Antiquité. *Colloque de Montpellier*, Editions APDCA, Antibes, 273-302.
730. TRIAT H., 1978. *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*. Thèse d'Etat, université de Provence (Aix-Marseille 3), 343 p.
731. TRICART J., 1958. Etude de la crue de la mi-Juin 1957 dans la vallée du Guil, de l'Ubaye et de la Cerveyrette. *Revue de Géographie Alpine*, 4, 565-627.
732. TRICART J., 1961a. Les modalités de la morphogénèse dans le lit du Guil au cours de la crue de la mi-juin 1957. *Publication de l'AIHS*, 53, 65-73.
733. TRICART J., 1961b. Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Hautes-Alpes, France). *Z. Geomorph. N.F.*, 5, 277-301.
734. TRICART J., 1963. Les transports solides du Vidourle lors de la crue de l'automne 1958. Bulletin Section Géographie, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Ministère de l'Education Nationale, *Actes du Colloque de Montpellier*, 1961, 453-535.
735. TRICART J., 1977. *Précis de géomorphologie. 2, Géomorphologie dynamique générale*. Sédes, Paris, 345 p.
736. TRIMBLE S.W., 1983. A sediment budget for Coon Creek basin in the Driftless Area, Wisconsin, 1853-1997. *American Journal of Science*, 283, 454-474.
737. TURNER B.R., 1982. Palaeohydraulics of an upper braided river system in the main Karoo Basin, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 83, 425-431.
738. TURNER R.E., 1992. Défaillances des politiques dans la gestion des zones humides. In (Turner K., Jones T., Wibe S., Hyde W., De Montgolfier J., Dugan P., Maltby E., Henri C. Ed.) *Les défaillances du marché et des gouvernements dans la gestion de l'environnement : les zones humides et les forêts*. OCDE, Comité de l'Environnement, Paris, 9-47.
739. UEMURA Y., 2006. *Etude diachronique des changements de tracé et de la bande active de l'Argent-Double*. Mémoire du Master 2R Espace, Dynamique des milieux et Risques, université Paris-Diderot (Paris 7), 58 p.
740. VAIA F., TUNIS G., DESSENBUS A., GEMITI W., CANZIANI A., GREGO B., CERNIGOI R., COMAR M., NARDON S., 1985. Indagine sull'assetto geologico-ambientale della piana isontina, con particolare riferimento al problema delle attività estrattive. *Cam. Comm. Ind. Art. Agr. Gorizia*, 21 p.
741. VALLAT J.-P., 2002. *La Campanie rurale à l'époque romaine*. Befar, Rome.
742. VAN DER LEEUW S. (Ed.), 1995. *L'homme et la dégradation de l'environnement*. Editions, APDCA, Sophia-Antipolis, 514 p.

743. VAN DER NEUT M., ERIKSSON P.G., 1999. Palaeohydrological parameters of a Proterozoic braided fluvial system (Wilgerivier Formation, Waterberg Group, South Africa) compared with a Phanerozoic example. In (Smith N.D., Rogers J. Ed.) *Fluvial Sedimentology VI*. Special publication number 28 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 381-392.
744. VAN GEEL B., BOURMAN J., WATERBOLK H.T., 1996. Archaeological and palaeological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science*, 11, 451-460.
745. VAN STRAATEN L.M.J.U. (Ed.), 1964. *Deltaic and shallow marine deposits*. Proceedings of the 6th International Sedimentological Congress, The Netherlands and Belgium, 1963. Developments in Sedimentology 1, Elsevier, Amsterdam, 464 p.
746. VELLA C., 1999. *Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône*. Thèse de géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 1), 229 p.
747. VELLA C., BOURCIER M., 1998. Stades ultimes de la montée holocène du niveau marin et tectosubsidence du golfe de Fos. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2, 141-154.
748. VELLA C., FLEURY T.-J., RACCASI G., PROVANSAL M., SABATIER F., BOURCIER M., 2005. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology*, 222-223, 235-265.
749. VERDEIL P., 1999. Les crues de l'Aude au cours des temps. *Spele Aude*, 8, 34-45.
750. VERMEULEN F., DE DAPPER M. (Ed.), 2000. *Geoarchaeology of the landscapes of classical antiquity*. Leiden, Stichting, Babesch, 233 p.
751. VEYRET Y., GARRY G., MESCHINET DE RICHEMOND N. (Ed.), 2004. *Risques naturels et aménagement en Europe*. Colin, Paris, 254 p.
752. VILA-CONCEJO A., FERREIRA O, MORRIS B.D., MATIAS A., DIAS J.M.A., 2004. Lessons from inlet relocation: examples from Southern Portugal. *Coastal Engineering*, 51, 967-990.
753. VILA-CONCEJO A., MATIAS A., FERREIRA O., DUARTE C., DIAS J.M.A., 2002. Recent evolution of the natural inlets of a barrier island system in Portugal. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 741-752.
754. VILLEVIEILLE A. (Ed.), 1997. *Les risques naturels en Méditerranée. Situation et perspectives*. Economica, Paris, 160 p.
755. VINET F., 2003. *Crues et inondations dans la France méditerranéenne. Les crues torrentielles des 12 et 13 novembre 1999 (Aude, Tarn, Pyrénées-Orientales, Hérault)*. Editions du Temps, Nantes, 224 p.
756. VISHER G.S., 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 1074-1106.
757. VITA-FINZI C., 1969. *The Mediterranean valleys: geological changes in historical times*. Cambridge, Cambridge University Press.
758. WACKERMANN G. (Ed.), 2004. *La géographie des risques dans le monde*. Ellipses, Paris, 501 p.
759. WALDERHAUG R.M.O., PRESTHOLM E., 1993. Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK. In (Marzo M., Puigdefábregas C. Ed.) *Alluvial sedimentation*. Special publication number 17 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, 167-184.
760. WALKER M., 2005. *Quaternary dating methods*. Wiley, Chichester, 304 p.
761. WALKER R.G. (Ed.), 1984. *Facies models*. Geoscience Canada Reprint Series 1, 317 p.

762. WALLING D.E., DAVIES T.R., HASHOLT B. (Ed.), 1992. *Erosion, debris flows and environment in mountain regions*. IAHS Publication 209, IAHS Press, Wallingford, 486 p.
763. WALTHAM T., 2005. The flooding of New Orleans. *Geology Today*, 21-6, 225-231.
764. WANG S.S.Y., LANGENDOEN E.J., SHIELDS F.D. (Ed.), 1997. *Management of landscapes disturbed by channel incision*. University of Mississippi, Oxford, Mississippi.
765. WARNER R.F. (Ed.), 1988. *Fluvial geomorphology of Australia*. Academic Press, Sydney, 373 p.
766. WASSON J.G., 1992. *Les orientations fondamentales par bassin : propositions pour une gestion intégrée des écosystèmes d'eau courante*. CEMAGREF, Division BEA, LHQ, 32 p.
767. WASSON J.-G., MALAVOI J.-R., MARIDET L., SOUCHON Y., PAULIN L., 1995. *Impacts écologiques de la chenalisation des rivières*. Rapport final, commande 30/93, CEMAGREF, 152 p. [publié en 1998 in *Etudes du CEMAGREF, Gestion des Milieux aquatiques 14*].
768. WATERS M.R., 1988. Holocene alluvial geology and geoarchaeology of the San Xavier reach of the Santa Cruz River, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 479-191.
769. WATERS M.R., 1992. *Principles of geoarcheology: a North American perspective*. University of Arizona Press, Tucson, 387 p.
770. WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (Ed.), 1993. *Siliclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. American Association of Petroleum Geologists, 58, 492 p.
771. WEINHOLTZ M., 1964. Contribuição para o estudo da evolução das flechas de areia da costa Sotavento do Algarve. *Bull. de la Dir. Gen. Serv. Higráficos*, 14.
772. WERRITTY A., 2006. Sustainable flood management: oxymoron or new paradigm? *Area*, 38, 1, 16-23.
773. WIECEK C.S., MESSENGER A.S., 1972. Calcite contributions by earth worms to forest soils in Northern Illinois. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, 478-480.
774. WILLIAMS G.P., 1978. Bankfull discharge of rivers. *Water Resources Research*, 14, 1141-1158.
775. WILLIAMS J.J., O'CONNOR B.A., ARENS S.M., ABADIE S., BELL P., BALOUIN Y., VAN BOXEL J.H., DO CARMO A.J., DAVIDSON M., FERREIRA O., HERON M., HOWA H., HUGUES Z., KACZMAREK L.M., KIM H., MORRIS B., NICHOLSON J., PAN S., SILVA A., SMITH J., SOARES C., VILA-CONCEJO A., 2003. Tidal inlet function: field evidence an numerical simulation in the INDIA Project. *Journal of Coastal Research*, 19, 189-211.
776. WOHL E., 2000. *Mountain rivers*. American Geophysical Union, Water Resources Monograph 14, Washington DC, 320 p.
777. WOLMAN M.G., 1954. A method for sampling coarse river bed material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35, 6, 951-956.
778. WOLMAN M.G., LEOPOLD L.B., 1957. River flood plains: some observations on their formation. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 282-C, 81-107.
779. WOLMAN M.G., MILLER J.P., 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology*, 68, 54-74.
780. WOLMAN MG, GERSON R., 1978. Relative scales of time and effectiveness in watershed geomorphology. *Earth Surface Processes*, 3, 189-208.

781. WOLTEMADE C.J., 1994. Form and process: fluvial geomorphology and flood-flow interaction, Grant River, Wisconsin. *Annals of the Association of American Geographers*, 84, 462-479.
782. YU B., 2000. The hydrological and geomorphological impacts of the Tinaroo Falls Dam on the Barron River, North Queensland, Australia. In (Brizga S., Finlayson B. Ed.) *River Management. The Australasian Experience*. John Wiley and Sons, Chichester, 73-95.
783. ZABR, 2005. *Espace de liberté, de rétention, de bon fonctionnement. Des outils pour une gestion équilibrée des cours d'eau*. Séminaire d'échanges, Zone Atelier Bassin du Rhône, Le Prieuré-Blyes, avril 2005, 88 p.
784. ZOLLER H., 1977. Les oscillations du climat et des glaciers pendant le Tardi- et le Postglaciaire dans les Alpes de la Suisse. In (Laville H., Renault-Miskovsky J. Ed.) *Approche écologique de l'Homme fossile*, suppl. *Bulletin de l'AFEQ*, 297-301.
785. ZUCCHI STOLFA M.L., TOPPAZZINI C., 1976. Dati paleoecologici preliminari dedotti dalle malacofaune del sondaggio S12 (Adriatico Settentrionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 981-990.

Annexe 1 – Enquête de terrain

QUESTIONNAIRE DESTINE AUX HABITANTS

(strictement anonyme et confidentiel)

Objectif : mieux connaître les relations de la population au risque d'inondation pour améliorer sa gestion.**Chargée de mission enquête :** Equipe DYNAMIRIS, UMR 8586 CNRS-PRODIG, Université Paris-Diderot (Paris 7). Tél : 01.44.27.76.69**1/ Entourez le numéro correspondant à votre type d'habitation :**

[1 : Maison individuelle de plein pied ; 2 : Maison individuelle avec vide sanitaire ; 3 : Maison individuelle avec sous-sol ; 4 : Maison individuelle avec étage ; 5 : Maison de ville/de village ; 6 : Habitat collectif (quel étage ?) ; 7 : Ferme ; 8 : Logement-activité (ex : commerce) ; 9 : Autre, précisez]

Le risque et l'inondation**2/ En quelle année avez-vous emménagé ici ?****3/ Vous sentez-vous concerné par le risque d'inondation ?** [très ; assez ; peu ; pas du tout]**4/ Par quel type d'inondation vous sentez-vous concerné ?** (oui ; non) [crues de l'Argent Double ; crues du Rivassé ; ruissellements (provenance des collines ou autre) ; débordement du réseau des eaux pluviales ; débordement du réseau des eaux usées ; autre : précisez]**5/ Pensez-vous que des inondations de grande ampleur puissent survenir plusieurs fois au même endroit en quelques années d'intervalle ?** [oui ; non ; ne sait pas]**6/ Diriez-vous que le risque d'être inondé dans votre secteur est** [très important ; assez important ; peu important ; pas du tout important ; sans opinion]**7/ Avez-vous déjà été inondé depuis que vous êtes ici ?** [oui, répondez aux questions a à k ; non, passez à la question suivante]**a - En quelle(s) année(s) et/ou combien de fois ?****b - Jusqu'ou l'eau monte-t-elle en général ?** (par rapport à une hauteur d'homme, cheville, taille, etc.)**c - Quand s'est produite l'inondation la plus importante ?** (sous-entendu celle qui a causé le plus de dégâts et désagréments pour vous)**d - Lors de cette inondation la plus importante, quel était le (ou les) niveau(x) touché(s) par l'inondation ?** [le terrain mais pas le bâtiment ; le sous-sol/la cave ; le rez-de-chaussée ; le 1^{er} étage ; tout le bâtiment]**e - Hauteur d'eau approximative** (par rapport à une hauteur d'Homme)**f - La vitesse du courant était** [très rapide ; plutôt rapide ; plutôt lente ; très lente]**g - Avez-vous été évacué ?** (oui ; non)**Combien de temps après avez-vous pu réintégrer votre logement ?****h - Avez-vous été indemnisé par votre assurance pour les dommages matériels subis lors de cette inondation la plus importante ?** [oui, en totalité ; oui, en partie ; non car ils étaient peu importants ; non car ils n'étaient pas indemnisables (souvenirs personnels, etc.) ; non, pour une autre raison (pouvez-vous préciser ?)]**i - Si vous avez été indemnisé : le montant était-il suffisant par rapport aux pertes occasionnées ?** (oui ; non) ; **le délai d'indemnisation vous a-t-il semblé assez rapide ?** (oui ; non) ; délai ?**j - Avez-vous reçu de l'argent de la solidarité ?** (oui ; non). **Si oui, considérez-vous que cela a représenté une aide financière** [très importante ; assez importante ; peu importante ; pas du tout importante]**k - Quels ont été les problèmes posés et préjudices subis suite aux inondations ?** [ex : évacuation du logement, problèmes de santé/angoisses, isolement, arrêt de travail, dégâts matériels, perte de biens personnels, temps consacré au travail de remise en état, nettoyage, etc.]

I - Aviez-vous déjà été indemnisé pour d'autres inondations ? (oui ; non). Si oui, combien de fois ?

8/ Selon vous, la région peut être touchée, en moyenne, par une grave inondation tous les combien ? [en années, dizaines, centaines d'années ; très souvent ou rarement...]

9/ Ces dernières années, avez-vous observé des changements dans les inondations de la région ?

a - Les inondations sont [plus fréquentes ; moins fréquentes ; sans changement ; ne sait pas] [plus destructrices ; moins destructrices ; sans changement ; ne sait pas] [plus longues ; moins longues ; sans changement ; ne sait pas]. **La vitesse de montée des eaux est** [plus rapide ; moins rapide ; sans changement ; ne sait pas]. **L'eau monte** [plus haut ; moins haut ; sans changement ; ne sait pas]

b - Comment expliquez-vous cela ?

10/ De par ses caractéristiques (type de construction, population, zone basse, écoles, imperméabilisation...), votre secteur vous semble-t-il sensible/vulnérable face aux inondations ? [très vulnérable, assez vulnérable ; peu vulnérable ; pas du tout vulnérable ; sans opinion]. **Pourquoi ? Et que faire, selon vous, pour réduire cette vulnérabilité ?**

L'information et la prévention

11/ Avez-vous le sentiment qu'en matière de prévention des risques, les pouvoirs publics ont fait des efforts, très, assez, peu, ou pas du tout importants au cours des 10 dernières années ? [très important ; assez important ; peu important ; pas du tout important ; sans opinion]

12/ Savez-vous s'il existe des lois ou réglementations conçues spécialement pour protéger les biens et les personnes dans les zones exposées à des risques naturels ? (oui ; non) Lesquelles connaissez-vous par exemple ?

13/ Selon vous, quel rôle doivent jouer ces organismes dans la lutte contre les inondations ? (cochez une seule case par ligne ; rôle important ; rôle assez important ; rôle peu important ; rôle pas important ; ne sait pas) [l'Etat et ses services techniques (DDE, DDAF, ONF) ; le département (Conseil général) ; la région (Conseil régional) ; la commune et ses services municipaux ; les groupements de communes (ex : communauté d'agglomération) ; les assureurs ; les particuliers (ex : par les mesures d'adaptation de l'habitat) ; le syndicat intercommunal de rivière (SIAHBAD) ; le SMAAR ; autre, précisez]

14/ Avez-vous, ou non, déjà entendu parler du Plan de Prévention des Risques (PPR) ? [oui, cochez une ou plusieurs cases, entourez la source d'info n°1 ; non, passez à la question suivante]

a1 - Comment en avez-vous eu connaissance ? [par la mairie ; par votre notaire ; par votre compagnie d'assurances ; par l'ancien occupant (locataire/ propriétaire) ; par les médias (TV, journaux...) ; par votre entourage (voisins, amis, famille) ; par un courrier de la municipalité ; par un agent immobilier lors de la vente ou location ; lors de la demande d'un permis de construire ; lors de la consultation d'un document d'urbanisme ; autrement (réunion publique, association, affiche, etc. ; précisez)]

a2 - Etait-ce ? [par hasard ; suite à une démarche volontaire de votre part]

b - Pouvez-vous dire en quelques mots en quoi consiste le Plan de Prévention des Risques ?

c - Savez-vous s'il existe ou est prévu un Plan de Prévention des Risques d'inondations (ou plan d'exposition aux risques) dans votre commune ? (oui ; non)

d - Qu'est-ce que cela signifie pour vous, cela change-t-il quelque chose pour vous ?

15/ Selon vous, qui devrait informer le citoyen s'il est situé dans une zone exposée à un risque naturel et si cette zone est soumise à une réglementation spéciale de l'usage des sols et des constructions ? (il doit s'informer lui-même ou être informé et par qui... ?)

16/ Quelle a été l'importance des facteurs suivants dans votre décision de vous installer ici ? (cochez une seule case par ligne ; très important ; assez important ; peu important ; pas important) [le site, la qualité du paysage ; les ressources du site: qualité des terres, bois, eau, etc. ; la proximité de la rivière ; des facteurs financiers : prix intéressants du terrain ou du logement ; possibilités de prêts, d'acomptes ; la réalisation d'un investissement ; la proximité du lieu de travail et /ou des moyens de transport ; la proximité des services (commerces, écoles, poste, mairie) ; la proximité des amis et/ou de la famille ; la proximité d'autres parcelles dont vous êtes propriétaire ; un bien reçu par héritage ; un autre facteur (précisez)]

17/ Lors de votre installation, étiez-vous informé d'un risque éventuel d'inondation dans votre secteur ? [oui, avant l'installation (achat/location), passez directement à la question b; oui, après l'installation, passez directement à la question b; non, passez à la question a]

a - Si non, en connaissance de ce risque, vous y seriez-vous quand même installé ? [oui; non; ne sait pas]. **Pourquoi ?** (risque estimé acceptable ou non, contraintes ou avantages particuliers, etc.)

b - Si oui, si vous étiez informé d'un risque éventuel d'inondation (cochez une ou plusieurs cases, entourez la source d'info n°1)

b1 - Comment en avez-vous eu connaissance ? Etait-ce ? [par votre notaire; par votre compagnie d'assurances; par l'ancien occupant (locataire/ propriétaire); par les médias (TV, journaux...); par votre entourage (voisins, amis, famille); par un courrier de la municipalité; par un agent immobilier lors de la vente ou location; lors de la demande d'un permis de construire; lors de la consultation d'un document d'urbanisme; autrement (réunion publique, association, affiche, etc.), précisez]

b2 - Si vous êtes propriétaire, avez-vous été informé [avant d'avoir signé la promesse de vente; entre la promesse de vente et l'acte de vente; lors de la signature de l'acte de vente]

18/ Connaissant le risque d'inondation, si vous en aviez le choix (oui; non) [vous feriez de nouveau le choix de vous installer ici; vous souhaiteriez déménager à cause du risque d'être inondé; vous souhaiteriez déménager à cause des contraintes d'urbanisme; vous attendriez qu'une occasion de rachat ou relogement se présente à vous; vous souhaiteriez être exproprié en contre-partie d'une indemnisation; vous ne savez pas]

19/ Pourquoi ? (risque acceptable ou non, contraintes ou avantages particuliers, etc.)

La prise en compte du risque dans l'habitat

20/ Si vous êtes propriétaire, avez-vous fait construire votre logement ? En quelle année ? (oui; non)

21/ S'agit-il de votre résidence principale ? (oui; non)

22/ L'habitation est-elle conçue ou adaptée au risque par des aménagements particuliers ? (ex: surélevée sur le terrain, revêtements résistants à l'eau, prises électriques protégées, etc.) [oui, passez aux questions b à g; non, passez à la question a; ne sait pas, passez à la question 23]

a - Si non, pour quelles raisons ? cochez une ou plusieurs cases correspondant à votre réponse. Passez ensuite à la question 23) [ce n'est pas fait mais il est prévu de prendre des mesures; votre bâtiment n'est pas ou peu exposé au risque d'inondation; vous prenez des mesures temporaires au moment de l'inondation et estimez qu'elles sont suffisantes; vous ne savez pas ce qu'il faut faire, ni quels travaux de prévention/protection réaliser chez vous; vous n'avez pas l'argent nécessaire pour réaliser les travaux; votre assurance remboursera les dommages en cas d'inondation; quelque soient les travaux, il seront inutiles ou insuffisants pour réduire les dégâts en cas d'inondation; il y a peu de risque pour qu'une nouvelle inondation importante se reproduise avant un moment; vous savez ce qu'il faudrait faire mais les travaux à réaliser sont trop contraignants; vous ferez des travaux si une (nouvelle) inondation se produit; d'autres obstacles vous ont conduit à ne pas prendre de mesures de prévention (déménagement prochain, manque de temps, âge, etc.), lesquels ?]

b - Si oui, à quel moment des mesures de protection ont-elles été prises ? [dès la construction; après une inondation; suite à l'aménagement, l'agrandissement ou la réfection de (nouvelles) pièces; suite à la mise en place du Plan de prévention (ou d'Exposition) aux Risques; à un autre moment, précisez]

c - Pour quelle(s) raison(s) ces mesures ont-elles été prises ? [pour limiter les dégâts et autres conséquences en prévision d'une (nouvelle) inondation; pour obtenir le permis de construire ou le certificat de conformité; pour pouvoir être remboursé des dégâts par votre assurance en cas d'inondation; pour faciliter la vente, la location ou augmenter la valeur immobilière; pour répondre à une demande de la mairie; pour répondre au règlement du Plan de Prévention (ou d'Exposition) aux Risques; autre(s) raison(s), précisez]

d - Quels travaux de protection ont été réalisés ou quelles mesures ont été prises ? [rehaussement des équipements électriques, électroniques, des machines (à laver...) au-dessus du niveau connu de montée des eaux; rehaussement du plancher du rez-de-chaussée au-dessus du niveau connu de montée des eaux; pose de portes, fenêtres, revêtements de sols ou de murs résistants à l'eau (parquet remplacé par carrelage, etc.); installation d'une pompe d'évacuation des eaux; modification de l'aménagement des pièces inondables; installation d'un dispositif de mise hors circuit automatique du réseau électrique; renforcement des fondations au moment de la construction (pieux...); installation d'une sortie de plus de l'habitation (velux) ou du terrain; fixation

et ancrage de mobilier extérieur non facilement déplaçable (bancs, barbecues, citernes...); surélévation du terrain par remblais; acquisition de matériel de nettoyage (kärcher, etc.); acquisition de matériel pour surélever les biens (parpaings, etc.); autres, précisez]

e - Estimez-vous que le coût total de ces dépenses est [très élevé; assez élevé; peu élevé; ne sait pas]

f - Estimez-vous que les mesures prises sont ou seront très, assez, peu ou pas du tout efficaces pour réduire les dommages et/ou vous mettre en sécurité ? [très efficaces; assez efficaces; peu efficaces; pas du tout efficaces; ne sait pas]

g - Seriez-vous prêt à renforcer ces mesures de protection individuelles ? (oui; non) [avec une aide financière d'au moins 30 % du coût des travaux; avec une aide financière d'au moins 50 % du coût des travaux; avec une aide financière d'au moins 80 % du coût des travaux]

Donnez-nous votre avis

23/ Voici une liste d'actions qui peuvent être prises pour réduire le risque d'inondation. Entourez le chiffre qui correspond le mieux à votre opinion selon que vous êtes tout-à-fait d'accord (1), plutôt d'accord (2), indécis ou neutre (3), plutôt pas d'accord (4) ou pas du tout d'accord (5). Entourez un seul chiffre par ligne [Actions publiques/collectives : constructions dans les zones à haut risque; limiter les constructions dans les zones à risque moindre; imposer aux occupants situés en zone inondable le respect d'un règlement d'usage des sols et des constructions; donner aux occupants situés en zone inondable des recommandations à suivre s'ils le veulent en matière d'usage des sols et des constructions; dans les zones à haut risque, l'Etat peut exproprier les résidents en contrepartie d'une indemnité financière; dans les zones à haut risque, les communes rachètent les bâtiments des personnes qui souhaitent s'en aller; garder des terrains libres pour que l'eau s'y étale et n'inonde pas les zones bâties; autoriser uniquement les aménagements légers (sport et loisirs) sur les terrains inondables non encore construits; construire des digues ou de nouveaux barrages, modifier les berges; ne pas modifier la rivière mais entretenir berges, canaux, digues; Actions privées/individuelles : pour les nouvelles constructions, surélever le plancher du rez-de-chaussée au-dessus du niveau connu de montée des eaux; construire des petites digues ou des petites levées de terre autour des bâtiments ou des propriétés menacées; réaliser des travaux ou des modifications dans les bâtiments existants pour réduire leur vulnérabilité lors des inondations]

a - Pensez-vous qu'il faut évacuer l'habitation en cas d'inondation si les autorités le conseillent ? (oui; non)

b - Vous-même, accepteriez-vous d'être évacué en cas d'inondation ? (oui; non; pourquoi ?)

24/ Pensez-vous que l'existence d'un règlement obligeant les propriétaires à adapter leur habitation au risque puisse entraîner par la suite [une forte perte de la valeur de l'habitation; une faible perte de la valeur de l'habitation; aucun effet sur son prix; une faible hausse de la valeur de l'habitation; une forte hausse de la valeur de l'habitation; ne sait pas]

25/ Seriez-vous prêt à financer directement une partie des mesures de protection pour réduire les effets des inondations dans votre commune ? [oui, dans la mesure de vos moyens; non]

26/ Sous quelle forme cela pourrait-il être ? (ex : prélèvement sur impôts locaux, autre type de contribution)

27/ Quelle est votre opinion au sujet des affirmations suivantes ? Entourez le chiffre qui correspond le mieux à votre opinion selon que vous êtes tout à fait d'accord (1), plutôt d'accord (2), indécis ou neutre (3), plutôt pas d'accord (4) ou pas du tout d'accord (5). Entourez un seul chiffre par ligne [une personne a le droit de vivre où elle veut quelque soit le risque encouru; bien qu'ils entraînent des restrictions d'usage des sols et des constructions, les règlements de prévention des risques naturels que doivent respecter les propriétaires sont nécessaires; les gens qui construisent en zone inondable devraient payer une taxe, ce qui inciterait à diminuer la population exposée; s'ils étaient bien informés sur le risque d'inondation auquel ils sont exposés, les particuliers réaliseraient plus facilement chez eux des travaux de protection contre l'inondation; s'ils avaient une aide technique et financière, les gens réaliseraient plus facilement des travaux de protection chez eux contre l'inondation; le particulier qui n'a pas appliqué les mesures réglementaires de prévention du risque doit accepter de payer tout ou partie des dégâts occasionnés chez lui en cas d'inondation]

28/ Estimez-vous que la mise en œuvre d'une protection durable de votre quartier contre les inondations est techniquement et économiquement réalisable ou réaliste ? [oui; non; pourquoi ?]

29/ Dans les zones à risque fort, pensez-vous qu'il vaut mieux exproprier des habitants ou mettre en œuvre des mesures de protection dont l'efficacité n'est pas garantie ? (de manière générale; ou si vous êtes directement concerné, en supposant que l'expropriation vous donne la possibilité d'être relogé hors zone inondable et à coût équivalent entre les deux possibilités) [préférable d'exproprier; préférable de mettre en œuvre des mesures de protection]

L'alerte et les secours

30/ **Que pensez-vous des moyens d'information, d'alerte et de secours fournis par la municipalité ?** [suffisants ; insuffisants ; sans opinion]

31/ **Avez-vous reçu par courrier un fascicule nommé « Que faire en cas d'inondation » ?** [oui ; non ; ne sait pas]

a - **Ce fascicule vous a-t-il appris des informations susceptibles de vous aider à mieux réagir en cas d'inondation ?** (oui ; non)

b - **Quelles informations vous ont semblé utiles/importantes ?**

c - **Manquait-il des informations ?** (oui, sur quoi par exemple ; non)

32/ **Avez-vous eu connaissance à La Redorte d'un relai téléphonique qui alerte les habitants en un minimum de temps en cas de crue de l'Argent Double et/ou du Rivassel ?** (oui ; non)

33/ **Etes-vous déjà inscrit sur la liste d'appel pour être sûr de pouvoir être prévenu ?** (oui ; non)

34/ **Estimez-vous que la mesure d'alerte par relai téléphonique est vraiment efficace ?** (oui ; non)

Pour finir

Quelques informations complémentaires qui seront utilisées seulement pour nos besoins de classements statistiques.

35/ **Y a-t-il dans votre foyer des personnes qui seraient vulnérables en cas d'inondation ?** (en cas d'isolement de l'habitation lié à la montée des eaux, ou de nécessité d'évacuation...) (oui, combien ? ; non) [enfants en bas âge ; personnes handicapées ; personnes âgées, autre, précisez]

36/ **Etes-vous originaire de cette commune ?** (oui ; non). **Si non, d'où êtes-vous originaire ?** (ville/département)

37/ **Dans quelle tranche d'âge vous situez-vous ?** [moins de 25 ans ; 25-34 ans ; 35-44 ans ; 45-54 ans ; 55-64 ans ; 65 ans et plus]

38/ **Quelle est la profession du chef de famille ?** [agriculteur, viticulteur, exploitant ; artisan, commerçant ; cadre moyen, technicien, instituteur ; cadre supérieur, ingénieur, professeur ; chef d'entreprise ; employé de bureau ou de commerce ; ouvrier (y compris agricole) ; retraité ; autre, précisez]

39/ **Dans quelle tranche se situent environ les revenus mensuels de votre foyer (2003) ?** (dans le but d'évaluer le nombre de foyers qui nécessiteraient une aide au financement de travaux de prévention en cas de besoin) [moins de 1 000 Euros ; 1000 à 1500 Euros ; 1500 à 2500 Euros ; 2500 à 3500 Euros ; 3500 à 5000 Euros ; 5 000 Euros et plus]

**Annexe 2 – Méthode de reconstitution du paléodébit de pleins bords
proposée par Van der Neut et Eriksson (1999)**

1/ Détermination de la hauteur d'eau moyenne dans le paléochenal (d_m) par l'équation d'Allen (1968) :

$$h = 0,086(d_m)^{1,19} \quad (\alpha)$$

avec h = épaisseur moyenne des structures sédimentaires (en m) et d_m = hauteur d'eau moyenne recouvrant les structures sédimentaires (en m).

2/ Détermination du rapport largeur/profondeur du paléochenal (F) par l'équation de Schumm (1968) :

$$F = 225M^{-1,08} \quad (\beta)$$

avec M = % de limons-argiles dans le paléochenal.

3/ Détermination de la largeur du paléochenal (w ; en m) par l'équation de Schumm (1968) :

$$w = Fd_m \quad (\gamma)$$

4/ Détermination du paléodébit moyen annuel (Q_{ma} ; en m³/s) par l'équation de Turner (1980) :

$$Q_{ma} = UA \quad (\delta)$$

avec U = vitesse d'écoulement (en m/s) et A = section mouillée du paléochenal (en m² ; = $d_m \cdot w$).

5/ Détermination du paléodébit moyen journalier (Q_{mj} ; en m³/s) par l'équation de Osterkamp et Hedman (1982) :

$$Q_{mj} = 0,027w_b^{1,71} \quad (\phi)$$

avec w_b = largeur du paléochenal à pleins bords (en m), déterminée par l'équation de Leeder (1973) :

$$w_b = 8,9d_b^{1,4} \quad (\gamma)$$

6/ Détermination de la profondeur moyenne du paléochenal à pleins bords (d_b ; en m) par l'équation de Schumm (1969), avec possibilité d'intégrer Q_{ma} ou Q_{mj} :

$$d_b = 0,6M^{0,34} Q_{ma}^{0,29} \quad (\eta)$$

$$d_b = 0,6M^{0,34} Q_{mj}^{0,29} \quad (\iota)$$

7/ Détermination de la pente longitudinale du cours d'eau (s ; en m/m) par l'équation de Schumm (1968) :

$$s = 60M^{-0,38} Q_{mj}^{-0,32} \quad (\varphi)$$

Autre formule (Schumm, 1972) utilisable pour calculer s sans avoir à utiliser Q_{mj} :

$$s = 30 \left(\frac{F^{0,95}}{w^{0,98}} \right) \quad (\kappa)$$

8/ Détermination du paléodébit de pleins bords (Q_b ; en m³/s) par l'équation de Williams (1978) :

$$Q_b = 4A_b^{1,21} s^{0,28} \quad (\lambda)$$

avec $A_b = d_b \cdot w_b$.

TABLES DES FIGURES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

- **Figure 0.1** – Évolution de mon profil de recherche (A) et les secteurs étudiés (B). 17
- **Figure 0.2** – Structure du présent volume. 22

PREMIÈRE PARTIE

- **Figure 1.1** – Exemple d'approche systémique simple, bassin de la Guisane, Briançonnais, Alpes du Sud. 26

Chapitre 1

- **Figure 1.2** – Variabilité temporelle des mécanismes et des méthodes d'étude des changements environnementaux [d'après Oldfield, 1983, modifié]. 28
- **Figure 1.3** – Synthèse paléohydrologique à l'échelle européenne. 30
- **Figure 1.4** – Modifications hydromorphologiques des lits fluviaux par les actions anthropiques. 32
- **Figure 1.5** – Les interactions entre l'écosystème et les sociétés. 34
- **Figure 1.6** – Causes de la disparition des zones humides [d'après Dugan, 1992]. 35
- **Figure 1.7** – La diversité morphologique des hydrosystèmes fluviaux. 37
- **Figure 1.8** – Hiérarchisation des interactions géo-écologiques, du bassin-versant aux unités hydrauliques [d'après Thomson *et al.*, 2001, modifié]. 38
- **Figure 1.9** – Influence de la géométrie du réseau hydrographique sur les caractéristiques hydrologiques des rivières. 39
- **Figure 1.10** – Les processus d'érosion à l'échelle du bassin-versant. 40
- **Figure 1.11** – Dimensions spatiales des connectivités longitudinales, latérales et verticales dans les différentes parties d'un bassin-versant [d'après Brierley et Fryirs, 2005, modifié]. 42
- **Figure 1.12** – Quelques exemples de couplage/découplage entre chenal et versants, bassin du Haut-Guil (Queyras). 43
- **Figure 1.13** – Différents systèmes de terrasses fluviales et fluvio-glaciaires. 45
- **Figure 1.14** – Plaines alluviales et deltaïques, apports latéraux et deltas de rupture de levée. 46
- **Figure 1.15** – Exemple d'évolution longitudinale des processus morphodynamiques, basé sur le schéma de la basse vallée du Rhône [d'après Arnaud-Fassetta, com. orale DIREN 2007]. 47
- **Figure 1.16** – Classification des systèmes côtiers [d'après Dalrymple *et al.*, 1992]. 48
- **Figure 1.17** – Quelques exemples de styles fluviaux. 50
- **Figure 1.18** – L'inondation du Rhône à Avignon en 1856 (cliché E. Baldus, Metropolitan Museum of Art, New York). 51
- **Figure 1.19** – Relations topographiques entre les différents lits de la plaine alluviale [d'après Ballais, 2006]. 52
- **Figure 1.20** – La genèse du lit moyen, déduite de mes observations de terrain en domaine méditerranéen. 53
- **Figure 1.21** – Quelques typologies de plaine alluviale. 55
- **Figure 1.22** – Différentes formes d'évolution environnementale et typologie des états d'équilibre, applicable aux systèmes fluviaux [d'après Chorley et Kennedy, 1971 et Butzer, 1982]. 56

- **Figure 1.23** – La capacité naturelle d’ajustement des cours d’eau dans différentes configurations de vallée [d’après Brierley et Fryirs, 2005]. 57
- **Figure 1.24** – Ajustement de la géométrie hydraulique dans un cours d’eau [d’après Léopold et Maddock, 1953]. 58
- **Figure 1.25** – Ajustements des formes fluviales dans l’espace et dans le temps [d’après Knighton, 1998]. 59
- **Figure 1.26** – Les diverses modalités de la métamorphose fluviale [A : d’après Schumm, 1977 ; B : d’après Starkel, 1983b]. 59
- **Figure 1.27** – Quelques facteurs externes de modification du style fluvial, autres que la fluctuation du ratio Q_1/Q_s . 61
- **Figure 1.28** – Quelques facteurs externes de modification du style fluvial, autres que la fluctuation du ratio Q_1/Q_s (suite). 62
- **Figure 1.29** – Quelques facteurs externes de modification du style fluvial, autres que la fluctuation du ratio Q_1/Q_s (suite). 63
- **Figure 1.30** – Théorie de la défluviation définie par le modèle de Mackey-Bridge [d’après Mackey et Bridge, 1995]. 65
- **Figure 1.31** – Le concept de débit dominant. 66
- **Figure 1.32** – Quelques exemples de métamorphoses fluviales survenues dans le bassin-versant du Rhône au cours des Temps Modernes. 67
- **Figure 1.33** – Relations entre la taille des bassins versants et les contrôles climatiques et sociaux sur différents pas de temps de l’Holocène en Macédoine orientale [d’après Lespez, 2007]. 69
- **Figure 1.34** – L’équilibre dynamique exprimé par la « balance de Lane (1955) » [d’après Rosgen, 1996]. 70
- **Figure 1.35** – Tendances probables d’évolution de certaines variables d’ajustement en fonction de l’évolution de trois variables de contrôle [d’après Kellerhals et Church, 1990]. 70
- **Figure 1.36** – Degrés de réversibilité des processus de façonnement des lits fluviaux « naturels » [d’après Champion, 2000, modifié]. 71
- **Figure 1.37** – Temps de réaction/relaxation et ajustement d’un cours d’eau à un aléa [d’après Knighton, 1998]. 72
- **Figure 1.38** – Temps de relaxation et ajustement morphologique de quelques cours d’eau en fonction de la période de retour des crues. 72
- **Figure 1.39** – Réversibilité/irréversibilité d’un hydrosystème fluvial [d’après Wasson, 1992]. 73
- **Figure 1.40** – Mise en perspective des relations entre le débit de pleins bords par unité de largeur, la puissance spécifique et la pente du lit pour comprendre les réajustements observés au Royaume Uni (Angleterre, Pays de Galles) suite à des opérations de chenalisation [d’après Brookes, 1987]. 74
- **Figure 1.41** – Réversibilité (temps de réajustement) d’un cours d’eau anthropisé en fonction de la puissance spécifique et de la nature des aménagements/équipements [d’après Wasson *et al.*, 1995]. 75
- **Figure 1.42** – Diagramme d’évolution des cours d’eau en contexte « naturel » et anthropisé [d’après Brierley et Fryirs, 2005]. 75
- **Figure 1.43** – Impacts des opérations de chenalisation et de drainage dans la plaine alluviale de la rivière Ishikari, Hokkaido, Japon [d’après Brierley et Fryirs, 2005]. 76
- **Figure 1.44** – Modèles, statistiques et analyse des seuils en hydrogéomorphologie fluviale. 78
- **Figure 1.45** – Fouilles géoarchéologiques sur le site de l’Abbaye d’Ulmet (cliché M. Charlet, 2002). 80
- **Figure 1.46** – Cartographie hydrogéomorphologique de la plaine alluviale de l’Ouvèze en aval de Vaison-la-Romaine après la crue de septembre 1992. 82

- **Figure 1.47** – Exemple de budget sédimentaire élaboré dans le bassin du Riou Bourdoux à proximité de Barcelonnette, Alpes-de-Haute-Provence [d'après Jager, 2001]. 83

Chapitre 2

- **Figure 2.1** – Le Guil et son bassin-versant. 87
- **Figure 2.2** – Caractéristiques des vallées et du réseau hydrographique dans le bassin-versant du Guil. 88
- **Figure 2.3** – Le bassin-versant de l'Argent-Double. 89
- **Figure 2.4** – Quelques vues de détail du bassin-versant de l'Argent-Double. 91
- **Figure 2.5** – Localisation des bassins versants de l'Yerres et de la Vaucouleurs dans le Bassin de Paris [d'après Battiau-Queney, 1993, modifié]. 93
- **Figure 2.6** – Le bassin-versant de l'Yerres. 94
- **Figure 2.7** – Le bassin-versant de la Vaucouleurs. 95
- **Figure 2.8** – Les publications sur l'hydrogéomorphologie des deltas (décennie 1993-2002) [d'après Arnaud-Fassetta et Provansal, 2003]. 97
- **Figure 2.9** – Le delta du Rhône, son bassin-versant et ses bras fluviaux. 98
- **Figure 2.10** – La plaine deltaïque d'Aquilée et sa région [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003, modifié]. 102
- **Figure 2.11** – La Ria Formosa et ses bordures [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. 105
- **Figure 2.12** – Synthèse des milieux sur lesquels j'ai travaillé, des problématiques et des thématiques abordées, du cadre institutionnel, des collaborations et de l'implication étudiante. 107

Chapitre 3

- **Figure 3.1** – Évolution des sources d'information pour apprécier les changements environnementaux [d'après Bell, 1992]. 109
- **Figure 3.2** – Synthèse thématique des références bibliographiques utilisées. 111
- **Figure 3.3** – Distribution décennale des crues et glaces du Bas-Rhône depuis 500 ans [d'après Pichard, 1995]. 113
- **Figure 3.4** – L'utilisation des cartes anciennes et des photographies aériennes pour reconstituer la dynamique récente des plaines alluviales : l'exemple de l'Isonzo, Italie du Nord [d'après Siché, 2002 ; Arnaud-Fassetta et Siché, en préparation]. 114
- **Figure 3.5** – Méthodes, techniques et outils que j'ai utilisés pour l'acquisition des données de terrain. 116
- **Figure 3.6** – Illustrations de quelques méthodes, techniques et outils utilisés pour l'acquisition des données de terrain (I : Cartographie géomorphologique de terrain, photographies au sol, relevés topographiques). 117
- **Figure 3.7** – Illustrations de quelques méthodes, techniques et outils utilisés pour l'acquisition des données de terrain (II : Données stratigraphiques). 118
- **Figure 3.8** – Illustrations de quelques méthodes, techniques et outils utilisés pour l'acquisition des données de terrain (III : Données sédimentologiques, faunistiques et floristiques). 119
- **Figure 3.9** – Illustrations de quelques méthodes, techniques et outils utilisés pour l'acquisition des données de terrain (IV : Mesure des taux d'accrétion/érosion à l'aide de niveaux repères). 120
- **Figure 3.10** – Mesure et restitution des formes à partir de la combinaison du traitement d'images et des données de terrain. 123
- **Figure 3.11** – Mesure et restitution des formes à partir de la combinaison du traitement d'images et des données de terrain (suite). 124
- **Figure 3.12** – Méthodes d'analyse des milieux de sédimentation fluviales. 126

- **Figure 3.13** – Méthodes d'analyse des milieux de sédimentation fluviales (suite). 127
- **Figure 3.14** – Méthodes d'analyse des milieux de sédimentation fluviales (suite). 128
- **Figure 3.15** – Méthodes d'analyse des milieux de sédimentation fluviales (suite). 129
- **Figure 3.16** – Techniques de datation utilisées. 130
- **Figure 3.17** – Les données de base nécessaires pour la reconstitution des conditions hydrauliques, sur les cours d'eau actuels (A) ou anciens (B). 132
- **Figure 3.18** – Analyse de l'occupation du sol et cartes de zonage. 138
- **Figure 3.19** – Tableau de bord des indicateurs retenus pour décrire les paléoenvironnements fluvio-deltaïques [d'après Arnaud-Fassetta, 1998 et Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003, modifiés]. 139
- **Figure 3.20** – Principes de définition d'un espace de liberté [d'après Epteau *et al.*, 1998, modifié *in* Meschinet de Richemond *et al.*, 2006]. 140

DEUXIÈME PARTIE

Chapitre 4

- **Figure 4.1** – Caractéristiques physiques du bassin-versant (A et B) et du delta du Rhône (C). 149
- **Figure 4.2** – Localisation des carottages et des sections étudiés dans le delta du Rhône. 153
- **Figure 4.3** – Sections longitudinales (première partie) du delta du Rhône : chronostratigraphie, processus de mise en place du remblaiement holocène et relations avec les variations eustatiques. 154
- **Figure 4.4** – Sections longitudinales (deuxième partie) du delta du Rhône : chronostratigraphie, processus de mise en place du remblaiement holocène et relations avec les variations eustatiques. 155
- **Figure 4.5** – Sections transversales du delta du Rhône : chronostratigraphie, processus de mise en place du remblaiement holocène et relations avec les variations eustatiques. 156
- **Figure 4.6** – Données palynologiques analysées dans le cadre de l'étude. 158
- **Figure 4.7** – Relations significatives entre l'épaisseur du prisme rétrogradant holocène du delta du Rhône et (A) la déviation par rapport à l'axe de l'alluvionnement, (B) la distance à l'apex du delta et (C) la valeur de la pente du toit du cailloutis pléistocène. 160
- **Figure 4.8** – Quantification des variations surfaciques des milieux deltaïques rhodaniens et de leur bordure continentale de -10.000 ans à demain. 161
- **Figure 4.9** – Cartographie du delta du Rhône et de sa bordure continentale à différents stades de leur développement (première partie). 162
- **Figure 4.10** – Cartographie du delta du Rhône et de sa marge continentale à différents stades de leur développement (deuxième partie). 168

Chapitre 5

- **Figure 5.1** – Carte de la plaine deltaïque d'Aquilée et de sa région [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 177
- **Figure 5.2** – Campagne de forages et carottages 2006 autour du port fluvial antique d'Aquilée. 180
- **Figure 5.3** – Localisation et détail des logs stratigraphiques L12 et L15 [d'après Siché, thèse en cours]. 181
- **Figure 5.4** – Carte géomorphologique proposant un nouvel agencement des cônes torrentiels et des plaines deltaïques du Frioul [d'après Siché, thèse en cours]. 182

- **Figure 5.5** – Paléogéographie de la plaine deltaïque d'Aquilée à quatre dates clés de son histoire [d'après Marocco, 1991a, modifié et Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 183
- **Figure 5.6** – Les paléo-milieux de sédimentation autour d'Aquilée [d'après Marocco *et al.*, 1984, modifié et Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 184
- **Figure 5.7** – Carte topographique détaillée (équidistance 0,5 m) autour d'Aquilée [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 185
- **Figure 5.8** – Interprétation des environnements de dépôt à partir des carottes SARA et Brünner [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 187
- **Figure 5.9** – Coupe lithostratigraphique WSW-ENE du site d'Aquilée (localisation des carottes sur la figure 5.8) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 188
- **Figure 5.10** – Variations du niveau marin relatif en Méditerranée nord-occidentale depuis le dernier Maximum glaciaire [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 189

Chapitre 6

- **Figure 6.1** – Localisation de la Ria Formosa [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002, modifié]. 194
- **Figure 6.2** – Évolution du paléoenvironnement de la Ria Formosa à l'échelle de l'Holocène [d'après Bettencourt, 1994, modifié et Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. 198
- **Figure 6.3** – Le paléoenvironnement des rias de Ludo et de Gondra aux XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. 200
- **Figure 6.4** – La métamorphose paysagère des rias du Ludo et de Gondra des XVIII^{ème}-XIX^{ème} siècles à 1972, d'origine essentiellement anthropique [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. 202
- **Figure 6.5** – L'impact du développement touristique et de l'agriculture intensive sur l'environnement des rias du Ludo et de Gondra depuis 1972 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002]. 205
- **Figure 6.6** – Aménagement et transformation des marais du Ludo et de Gondra [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002, modifié]. 206

Conclusion

- **Figure 6.7** – Synthèse du fonctionnement morphodynamique de trois plaines côtières à l'Holocène (delta du Rhône, plaine d'Aquilée, Ria Formosa) : mise en perspective de l'évolution paléoenvironnementale avec les facteurs de contrôle « naturels », la biodiversité et les activités humaines. 209

TROISIÈME PARTIE

Chapitre 7

- **Figure 7.1** – Localisation des sites étudiés. 218
- **Figure 7.2** – Acquisition des données hydrogéomorphologiques. 220
- **Figure 7.3** – Évolution hydrogéomorphologique et paléohydrographique dans le delta du Rhône de la Protohistoire aux Temps Modernes [d'après Arnaud-Fassetta, 2006, modifié]. 226
- **Figure 7.4** – Paléohydraulique de quelques paléochenaux du Rhône dans son aire deltaïque. 228
- **Figure 7.5** - Synthèse du fonctionnement paléohydrologique du Rhône dans son delta, révélant l'existence de trois périodes de « régime dominé par les crues » (RDC) entre 800 av. J.-C. et 1000 ap. J.-C. [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003, modifié]. 229

- **Figure 7.6** – Paléohydrologie du delta du Rhône et relations avec le bassin-versant et l'hydro-écorégion. 232
- **Figure 7.7** – Paléohydrographie et occupation du sol en Camargue [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. 233
- **Figure 7.8** – Caractéristiques de l'occupation du sol sur le site de La Capelière [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. 236
- **Figure 7.9** – Les équipements hydrauliques anciens et modernes dans le delta du Rhône [d'après Arnaud-Fassetta 1998, complété]. 238
- **Figure 7.10** – Résultats des récentes fouilles géoarchéologiques à La Capelière, delta du Rhône (première partie) [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. 241
- **Figure 7.11** – Résultats des récentes fouilles géoarchéologiques à La Capelière, delta du Rhône (deuxième partie) [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. 242
- **Figure 7.12** – Corrélations entre le régime hydrologique du Rhône et l'occupation du sol dans la plaine deltaïque entre 800 av. J.-C. et 1000 ap. J.-C. [d'après Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003]. 244
- **Figure 7.13** – Le réseau hydrographique dans le delta de l'Isonzo, déduit de la télédétection et du traitement d'images [d'après Siché, thèse en cours]. 248
- **Figure 7.14** – Interprétation paléohydrographique autour d'Aquilée durant l'Antiquité [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 249
- **Figure 7.15** – Évolution de la largeur du paléochenal du port antique entre la fin du I^{er} siècle ap. J.-C. et le haut Moyen Âge [d'après Siché, thèse en cours]. 250
- **Figure 7.16** – Paléohydrologie de la Natissa (port fluvial d'Aquilée) entre l'Âge du Fer et le haut Moyen Âge, déduite de l'interprétation des données chronostratigraphiques et des images CM [d'après Siché, thèse en cours]. 251
- **Figure 7.17** – Reconstitution des conditions paléohydrauliques sur le site d'Aquilée [d'après Arnaud-Fassetta, 2006]. 252
- **Figure 7.18** – Portion de quai découverte sur le site du port fluvial romain d'Aquilée [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 255
- **Figure 7.19** – Analyses sédimentaires et faunistique des carottes Brüner et 10/1995 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003]. 256

Chapitre 8

- **Figure 8.1** – Carte de localisation des sites où la dynamique et les risques fluviaux et lagunaires ont été étudiés. 262
- **Figure 8.2** – Localisation (A et B) et caractéristiques structurales et hydrographiques du bassin du Guil [d'après Arnaud-Fassetta et Fort, 2004]. 264
- **Figure 8.3** – Caractéristiques morpho-sédimentaires, hydrauliques et anthropiques du fond de la vallée du Haut-Guil. 265
- **Figure 8.4** – Evolution récente (1855-2000) de la bande active au Haut-Guil dans le secteur La Garcine-Abriès. 268
- **Figure 8.5** – La bande active du Haut-Guil. 269
- **Figure 8.6** – Évolution de la vallée du Haut-Guil entre la fin du XIX^{ème}-début du XX^{ème} siècle et 2005, montrée par la comparaison de deux séries de photographies. 270
- **Figure 8.7** – Évolution de la surface de la bande active du Haut-Guil entre 1855 et 2000. 273
- **Figure 8.8** – Distribution en fréquences de la largeur de la bande active du Haut-Guil à différentes dates (1855, 1889-1895, 1928-1933, 1956, 1957, 1975, 1999, 2000), dérivée de 80 mesures pour chaque date. 274
- **Figure 8.9** – Évolution de la sinuosité et du tressage en fonction de la largeur de la bande active dans le Haut-Guil. 276
- **Figure 8.10** – Synthèse et mise en perspective de l'évolution récente de la bande active du Haut-Guil avec les facteurs climatiques et humains. 278

- Figure 8.11 – Contraction de la bande active du Haut-Guil entre 1957 et 1999.	279
- Figure 8.12 – Croquis morpho-hydrologique des impacts de la crue torrentielle du 13 juin 2000 dans la partie médiane du bassin du Peynin (levés de terrain 2000-2001) [d'après Fort <i>et al.</i> , 2002].	281
- Figure 8.13 – Caractéristiques hydrosédimentaires de la crue du 13 juin 2000 dans le bassin versant du Peynin [d'après Fort <i>et al.</i> , 2002].	
- Figure 8.14 – Variation longitudinale des puissances fluviales (A) et des forces tractrices dans le Haut-Guil en juin 2000 [d'après Arnaud-Fassetta <i>et al.</i> , 2005].	283
- Figure 8.15 – Cartes comparatives montrant l'impact hydromorphologique des crues du Guil et les changements d'occupation du sol dans la Plaine des Ribes (Aiguilles) entre 1957 et 2000 [d'après Arnaud-Fassetta <i>et al.</i> , 2005].	284
- Figure 8.16 – Série séquentielle de photographies montrant les changements produits sur le cône torrentiel du Peynin avant (A), pendant (B), quelques heures après (C) et quelques semaines après la crue de juin 2000 [d'après Arnaud-Fassetta <i>et al.</i> , 2005].	284
- Figure 8.17 – Le Pont de Peynin à Aiguilles pendant et après la crue de juin 2000 [d'après Arnaud-Fassetta <i>et al.</i> , 2005].	285
- Figure 8.18 – L'équipement hydraulique de l'Aigue-Agnelle sur son cône torrentiel à Ville-Vieille [d'après Arnaud-Fassetta <i>et al.</i> , 2005, complété].	286
- Figure 8.19 – Deux façons de concevoir la gestion des écoulements torrentiels dans la haute vallée du Guil, avec des effets distincts en termes hydromorphodynamiques et de risque [d'après Arnaud-Fassetta <i>et al.</i> , 2005].	287
- Figure 8.20 – Mode de fonctionnement de la bande active du Haut-Guil [d'après Arnaud-Fassetta et Fort, 2004].	289
- Figure 8.21 – Caractéristiques du bassin-versant de l'Argent-Double [d'après Arnaud-Fassetta <i>et al.</i> , 2002, modifié].	291
- Figure 8.22 – Le bassin-versant de l'Argent-Double et les enjeux humains en quelques photographies.	292
- Figure 8.23 – Évolution du tracé de l'Argent-Double de Caunes-Minervois à La Redorte depuis 1948 [d'après Uemura, 2006].	296
- Figure 8.24 – Évolution en plan du chenal de l'Argent-Double à Rieux-Minervois depuis 1878 [d'après Uemura, 2006].	297
- Figure 8.25 – Variations de la largeur de la bande active de l'Argent-Double de Caunes-Minervois à La Redorte depuis 1948 [d'après Uemura, 2006].	298
- Figure 8.26 – Chronologie des crues historiques dans la partie orientale du département de l'Aude depuis l'an 1306.	299
- Figure 8.27 – Les indicateurs stratigraphiques de la variabilité hydroclimatique dans le bassin de l'Argent-Double [d'après Fort <i>et al.</i> , 2001].	300
- Figure 8.28 – Les conditions hydrauliques de la crue de 1999 reconstituées dans la Montagne Noire et sur son piémont (Argent-Double).	301
- Figure 8.29 – Carte hydro-morphodynamique de la confluence Argent-Double/Ruisseau du Souc [d'après Arnaud-Fassetta <i>et al.</i> , 2002].	303
- Figure 8.30 – Les impacts hydromorphologiques de la crue de 1999 dans le chenal de l'Argent Double et sur ses marges (piémont du Minervois).	304
- Figure 8.31 – Approche systémique du risque de crue dans le bassin de l'Argent-Double [d'après Fort et Arnaud-Fassetta, non publié].	306
- Figure 8.32 – Impacts hydromorphologiques et restauration du chenal de l'Argent-Double dans la plaine des Agals (Peyriac-Minervois amont).	308
- Figure 8.33 – Impacts hydromorphologiques et restauration du chenal de l'Argent-Double en aval du Domaine Pautard (Peyriac-Minervois amont).	309
- Figure 8.34 – La contribution non négligeable des eaux pluviales lors des crues.	310
- Figure 8.35 – Exemple d'actions positives (individuelles) dans la plaine alluviale.	311

- **Figure 8.36** – Caractérisation de l'espace de mobilité fonctionnel de l'Argent-Double dans la plaine alluviale située en aval de Caunes-Minervois (secteur de la décharge sauvage). 312
- **Figure 8.37** – Synthèse de l'évolution de la plaine alluviale de l'Argent-Double et de la façon dont les crues ont été (et devraient être) prises en compte lors des opérations d'aménagement hydraulique. 313
- **Figure 8.38** – Carte du secteur étudié dans la basse vallée du Rhône. 315
- **Figure 8.39** – Évolution de la largeur moyenne et du nombre d'îles et de bancs dans le Bas-Rhône de Pont-Saint-Esprit à la mer depuis 1840 [d'après Volcot, 2001, modifié]. 318
- **Figure 8.40** – Contraction artificielle et dragage du chenal du Petit Rhône entre 1895 et 1897 montré sur une section en travers dressée par les Ponts et Chaussées en 1898 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. 319
- **Figure 8.41** – Contraction du chenal du Bas-Rhône et impacts sur le plancher alluvial. 320
- **Figure 8.42** – Évolution de la largeur des chenaux du Petit Rhône (A) et du Grand Rhône (B) entre 1895 et 1999 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. 321
- **Figure 8.43** – Évolution du profil en long du Petit Rhône (1895-1969, 1969-1995, 1895-1995) et du Grand Rhône (1907-1967, 1967-1991, 1907-1991) [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. 322
- **Figure 8.44** – Évolution de la section du chenal du Petit Rhône entre 1895 et 1995 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003, complété]. 323
- **Figure 8.45** – Évolution des apports solides, de la hauteur de berges, de la géométrie du chenal et des conditions hydrauliques (A) dans le Petit Rhône à pleins bords entre 1895 et 1995 et (B) dans le Grand Rhône à basses eaux entre 1907 et 1999 [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. 324
- **Figure 8.46** – Accroissement de la compétence du Rhône deltaïque depuis le Petit Age Glaciaire, montrée par le diagramme CM de Passega [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. 325
- **Figure 8.47** – Puissances spécifiques critiques (ω_{cr}) et capacité de transport de la charge de fond (I_b) du Petit Rhône à pleins bords en 1895 (A) et en 1995 (B) [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. 325
- **Figure 8.48** – Modèle d'évolution séquentiel des bras du Rhône dans le delta depuis le Petit Âge Glaciaire (XVII^{ème}-XVIII^{ème} siècles) [d'après Arnaud-Fassetta, 2003]. 327
- **Figure 8.49** – Dynamique des berges du Rhône deltaïque. 328
- **Figure 8.50** – L'inondation de décembre 2003 en rive gauche du Rhône autour d'Arles. 330
- **Figure 8.51** – Bilan d'érosion de la crue du Rhône de décembre 2003, intégrant les inondations dans la plaine d'Arles et celles causées par la rupture des digues dans la partie occidentale du delta. 331
- **Figure 8.52** – Les deux brèches ouvertes dans les digues du Petit Rhône en décembre 2003. 332
- **Figure 8.53** – Cartographie des deltas de rupture de levée (DRL) de Petit Argence (A) et de Claire Farine (B) mis en place dans la partie occidentale de la plaine deltaïque rhodanienne (rive droite du Petit Rhône) lors de la crue de décembre 2003. 334
- **Figure 8.54** – Impacts hydromorphologiques des ruptures de digue (A : site de Claire Farine ; B à H : site de Petit Argence) en rive droite du Petit Rhône lors de la crue de décembre 2003 (clichés G. Arnaud-Fassetta, 2003). 335

- **Figure 8.55** – Cartographie des deux deltas de rupture de levée mis en place en rive droite du Petit Rhône lors de la crue de décembre 2003 [d'après Eyrolle *et al.*, 2006]. 337
- **Figure 8.56** – Localisation de la Ria Formosa (A) et du secteur étudié (B) dans les marais lagunaires [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006, modifié]. 340
- **Figure 8.57** – Coupes stratigraphiques et communautés végétales dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. 342
- **Figure 8.58** – Milieux de sédimentation et végétation associée dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. 343
- **Figure 8.59** – Quantification des volumes sédimentaires actuels dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA), marais endigués exclus [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. 345
- **Figure 8.60** – Évolution récente des marais lagunaires du cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) à proximité de Quinta do Lago [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. 346
- **Figure 8.61** – Coupe transversale (t2b) et taux d'accrétion et d'érosion entre juillet 2000 et mars 2002 dans le marais lagunaire médian du cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) à proximité de la digue 1898 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. 347
- **Figure 8.62** – L'érosion actuelle des marais du cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) en quelques photographies (clichés G. Arnaud-Fassetta, 2002). 347
- **Figure 8.63** – Mesure des taux d'accrétion à l'échelle du XX^{ème} siècle dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. 348
- **Figure 8.64** – Mesure des taux d'accrétion à l'échelle pluri-millénaire dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) dérivée de la carotte LU6 [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. 350
- **Figure 8.65** – Synthèse des taux d'accrétion à long terme dans le cul-de-sac d'Ancaõ (CDSA) [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2006]. 351
- **Figure 8.66** – Typologie de l'évolution récente des plaines alluviales dans le monde. 355

Discussion, réflexions méthodologiques et conclusions

- **Figure 8.67** – Modèle de fonctionnement des bassins versants au cours de l'Holocène [d'après Lespez, 2007, complété]. 361
- **Figure 8.68** – Extrait de la cartographie hydrogéomorphologique (commanditée par la DIREN Rhône-Alpes) du tronçon du Bas-Rhône sur lequel Mireille Provansal et moi-même avons travaillé [d'après Bravard *et al.*, 2007]. 363
- **Figure 8.69** – Espace de mobilité fonctionnel (EMF) et zones potentielles d'expansion et de dissipation des ondes de crue (ZPEDOC) de l'Argent-Double et du Rivassel, affluents de rive gauche de l'Aude [d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2004, complété]. 364
- **Figure 8.70** – Élaboration du budget sédimentaire dans le bassin du Peynin, rive gauche du Haut-Guil [d'après Geai, 2007, modifié]. 366

TABLE DES ANNEXES

- Annexe 1 – Enquête de terrain.** Questionnaire élaboré en collaboration avec Nathalie Pottier et Freddy Vinet et diffusé par Monique Fort, Albert Plet, Seddik Si Moussa et moi-même en avril 2004 auprès des habitants ($n = 131$) des communes de La Redorte et de Peyriac-Minervois (département de l'Aude). Ce travail d'enquête a été réalisé dans le cadre du programme Environnement, Vie, Sociétés (CNRS ; 2003-2005), coordonné par Richard Laganier [Université Paris-Diderot (Paris 7), UMR 8586 CNRS-PRODIG]. Il était destiné à mieux connaître les relations de la population au risque d'inondation afin d'en améliorer sa gestion. 419
- Annexe 2 – Méthode de reconstitution du paléodébit de pleins bords proposée par Van der Neut et Eriksson (1999).** Celle-ci n'a pas été retenue dans mes travaux, car beaucoup moins performante et plus laborieuse (recours à neuf équations) que celle que j'ai développée à partir des reconstitutions de sections en travers, qui permet d'arriver aux mêmes résultats en utilisant seulement deux équations (cf. partie 1, chapitre 3). 424