Apport de la paléohydrologie dans la quantification des rôles respectifs du climat et de la tectonique des systèmes fluviatiles méandriformes fossiles : application à des systèmes oligo-miocènes d'Europe occidentale

Anne-Edwige Held

▶ **To cite this version:**

Anne-Edwige Held. Apport de la paléohydrologie dans la quantification des rôles respectifs du climat et de la tectonique des systèmes fluviatiles méandriformes fossiles : application à des systèmes oligo-miocènes d'Europe occidentale. Stratigraphie. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2011. Français. NNT : 2011ENMP0008 . pastel-00570494

HAL Id: pastel-00570494
https://pastel.hal.science/pastel-00570494

Submitted on 3 Mar 2011

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.

ParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY

MINES ParisTech

École doctorale n° 398 : Géosciences et Ressources Naturelles

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

Anne-Edwige HELD

Le mercredi 2 Février 2011

Apport de la paléohydrologie dans la quantification des rôles respectifs du climat et de la tectonique des systèmes fluviatiles méandriformes fossiles.

Application à des systèmes oligo-miocènes d'Europe occidentale.

Directrice de thèse : **Isabelle COJAN**

Jury

M. Poppe de BOER, Professeur, Université des Sciences de la Terre, Utrecht	Rapporteur
M. Philippe JOSEPH, Professeur, IFP, Paris	Rapporteur
M. Jose Pedro CALVO, Professeur, Université des Sciences Géologiques, Madrid	Examinateur
Mme Isabelle COJAN, Directrice de Recherche, Géosciences Mines ParisTech	Examinateur
M. Frédéric FLUTEAU, Professeur, IPGP, Paris	Examinateur
M. Pierre RIBSTEIN, Professeur, Sisyphe UPMC, Paris 6	Président, Examinateur
M. Jean Loup RUBINO, Ingénieur, TGISS Total, Pau	Examinateur

T H È S E

35 rue Saint Honoré
77300 FONTAINEBLEAU

Avant toute chose, je tiens à remercier sincèrement et chaleureusement les Professeurs Poppe de Boer et Philippe Joseph qui ont pris part à ce travail de thèse en acceptant de réaliser un rapport critique de ce manuscrit ; et Messieurs Jose Pedro Calvo, Frédéric Fluteau, Pierre Ribstein et Jean-Loup Rubino examinateurs de ce travail de thèse.

Merci

AVANT-PROPOS

Plus de trois cents pages pour synthétiser trois ans de recherche, et trois cents autres pourraient les suppléer pour remercier toutes les personnes que j'ai rencontrées au cours de cette thèse. Seulement, qui les lirait ?! Je vais donc tenter de remercier toutes ces rencontres scientifiques et humaines en quelques paragraphes.

Mes premières pensées vont, tout naturellement, à ma directrice de thèse, *Isabelle Cojan*. Merci est un trop petit mot pour exprimer tout ce qui me vient à l'esprit. Je te remercie Isabelle de m'avoir ouvert les portes de la recherche en m'accueillant au sein de ton équipe Géologie. À travers cette rencontre et cette collaboration, j'ai appris bien plus que la gestion d'un projet scientifique. Nos discussions, outre l'ouverture scientifique qui en a résulté, m'ont permis d'acquérir la confiance qui me manquait quelque peu à mon arrivée. Mission accomplie Isabelle ! Ton soutien et ta foi inébranlable ont porté leurs fruits, et de cela je te suis éternellement reconnaissante. Je n'oublierai pas non plus ton implication et ta disponibilité (je t'entends me dire que c'était ton rôle, mais il est des directeurs moins appliqués à la tâche). Merci !

Merci à Monsieur *François Baudin*, directeur de l'ED GRN. Merci de votre confiance François et des nombreuses discussions que nous avons pu avoir. Je remercie également Monsieur *Emmanuel Ledoux*. Merci de votre engagement dans mon travail de thèse, car je n'oublie pas votre présence dans mon jury de mi-parcours. Vos remarques pertinentes ont su faire avancer ma thèse. Merci également de vos 'bon appétit et bonne soupe aux choux !' bien que, au risque de vous décevoir, je n'ai jamais mangé de soupe aux choux…

Ces cinq personnes n'auraient pu croiser mon chemin sans le concours des chercheurs qui m'ont donnée envie de faire de la recherche. Ainsi je tiens à présenter mes remerciements à *Serge Ferry*, *Didier Granjeon* et *Emmanuel Egal*, qui m'ont tous trois encouragée durant mon Master et donné envie de poursuivre en thèse. Merci Messieurs.

Les personnes que je viens d'évoquer ont donc permis mon arrivée à l'Ecole des Mines de Paris, en septembre 2007. Une arrivée saluée par les enseignements de géologie de l'Ecole qui m'ont propulsée au rang d'enseignante, grande nouveauté pour la jeune maître en géologie que j'étais. Ce baptême professoral s'est déroulé à merveille grâce à la présence des personnes suivantes que je remercie chaleureusement : *Vincent Lagneau*, *Pascal Podvin*, *Bruno Tessier* et *Médard Thiry*.

Bruno, tu as été mon maître, je ne l'oublie pas ! Une force tranquille idéale pour apprendre les rouages de l'enseignement. Je te remercie très chaleureusement des sympathiques moments partagés pendant les stages des 1A, des discussions scientifiques aux fous rires, autant d'instants indispensables pour oublier les aléas de la thèse ! Merci également des heures passées à soumettre mes lames minces à FracScan, et même si les résultats n'ont pas été concluants, je sais apprécier le temps que tu y as consacré. Un grand Merci Monsieur Tessier !

Médard, l'homme qui parle aux cailloux ! Quelle rencontre ! J'ai envie de t'élever au rang de co-directeur de thèse (que ça te plaise ou non !) car tu t'es investi à bien des égards dans mon travail. Tu m'as enseigné l'enseignement, tu m'as enseigné une géologie onirique ! Merci du temps que tu as consacré à la préparation et à l'analyse de mes nombreux échantillons. Merci de m'avoir fait partager ta riche expérience à travers de longues et passionnantes discussions. Merci des excellents moments passés ensemble, moments que je n'oublierai jamais. Merci de tes encouragements quand mon teint blafard t'inquiétait, de tes félicitations lorsque je le méritais et de ton soutien permanent. Merci à un grand Monsieur que je n'oublierais jamais. Tu te souviens cette étoile filante un soir de septembre aux Terrasses ? J'ai été prudente, mais mon vœu s'est réalisé !

Pour clore le chapitre de l'enseignement je remercie nos hôtes du *Moulin de Montrond*, mais également *Monsieur et Madame Pellissier* nos adorables hôteliers des Terrasses de Laragne. Un grand merci à *Hugues Accarie* pour ses affectueux encouragements pendant et entre les stages. Et merci pour finir aux élèves des *promotions P07 à P10* (AST et 1A) que j'ai encadrés sur les stages de Laragne et de Huete, et qui ont su me changer radicalement les idées !

Pour continuer, je tiens à saluer tout particulièrement les membres de l'équipe Géologie. Merci d'avoir participé à la chaleureuse ambiance dans laquelle se sont déroulées mes trois années de thèse.

Merci à *Sylvie Boj*, notre adorable secrétaire, sans qui j'aurais sûrement succombé sous le poids des tâches administratives ! Merci également Sylvie de tes gentils mots et de ton oreille attentive.

Merci à *Philippe Le Caër*, le MacGiver du labo ! Phiphi qui m'a plus d'une fois aidée à résoudre des problèmes de taille, qui a réalisé les plus belles figures de ce manuscrit, qui me remontait le moral, en deux mots : mon sauveur ! Philippe tu es devenu un ami, et je t'en remercie de tout mon cœur !

Merci à *Monique Berger*, notre remarquable photographe. Je te remercie des montages photo que tu as réalisés pour moi. Mais par-dessus tout je te remercie de ton amitié si douce.

Merci à *Caroline Melh*, notre généreuse structuraliste ! Caroline, merci de m'avoir accompagnée plusieurs semaines durant dans mes périlleuses missions de terrain. Trois cents kilos de grès plus tard nous avons survécu ! Que mes journées auraient été longues sans toi ! Merci, de tes nombreux coups de pouces et conseils qui ont su me remettre sur les rails. Merci des discussions géologiques mais également des discussions amicales que nous avons eues. Merci !

Merci à *Christine Franke*, notre étonnante paléomagnéticienne. Merci Christine de tes conseils avisés, de ton soutien et de ta bonne humeur.

Je remercie également nos stagiaires : *Ali, Annie-Reine, Jean-Philippe, François, Claire* et *Salma* pour leur compagnie des plus chaleureuses.

J'adresse à présent mes plus amicaux remerciements à nos secrétaires, Mesdames *Catherine Le Caër*, *Véronique Lachasse*, *Dovy Tristany-Beguerie* et *Dominique Vassiliadis*. Merci du travail remarquable que vous accomplissez.

Je tiens à ne pas oublier nos as de l'informatique, merci à l'équipe du SIF, *Charlie* (*Wazana)* et ses drôles d'hommes… Une thèse sans un ordinateur et une bonne connexion, aujourd'hui ce n'est plus possible. Alors merci messieurs d'avoir assuré !

La géologie est une discipline scientifique théorique mais également et surtout pratique. J'en viens donc à notre staff technique, dont l'efficacité rend nos projets réalisables.

Je remercie donc très vivement *Cyril Leipp* du temps qu'il a consacré à la réalisation de mes lames minces, *Noelia Carrillo* qui a minutieusement préparé mes argiles à l'analyse aux RX, et *Jean Souvirou* qui a eu la lourde tâche de tamiser mes grès.

Et un remerciement spécial à *Anne Levesque*. Ta bonne humeur et ton amitié ont été un soutien irréprochable ! Maintenant à nous le Mexique !!!

Je remercie également *Myette Guyomar*, géologue de la Réserve Géologique de Digne, pour les enrichissantes discussions que nous avons eues concernant le Sud-Est de la France.

Au cours de ces trois années doctorales j'ai rencontré de nombreux thésards avec qui nous partagions nos expériences respectives, souvent sous couvert de l'humour. Toutes ces conversations sont autant de soupapes salvatrices, alors je vous remercie doctorantes et doctorants ! Merci à *Aurélie, Béatrice, Brice, Cédric, Charlotte, Elodie, Eric, Flavia, Kouakou, Khalid, Kristell, Louise W., Matthieu, Noé, Pierre-Yves D (Bisounours)., Pierre-Yves F., Salim, Stéphanie, Thomas* et *Yannick*. Un merci tout particulier à *Antonio*, mon savant doctorant du CRI. J'ai beaucoup aimé nos conversations aux sujets aussi divers que variés ! Elles me manqueront. Un merci tout particulier à *Agnès* et *François* ! Merci de vos grains de folie respectifs qui m'ont tant fait rire à des moments où j'en avais sacrément besoin ! Je signe là deux magnifiques

rencontres ! Merci à mes amis thésards d'ici et d'ailleurs : *Damien, Lulu, Manu, Marie (minibus), Math (D.), Pierre, Raph, Ronan* et *Sandrine*.
Nous arrivons à présent à la substantifique moelle d'un projet aussi ardu que la thèse, les copains d'abord. Jamais je n'aurais réussi sans le soutien inconditionnel de mes proches.

Je commencerai par mes amis 'pré-thèse', ceux qui ont su me soutenir avant que tout commence. Merci à *Elodie, Jérôme, Marie (A.)* et *Thomas (B.).* Vous n'imaginez pas à quel point vos encouragements m'ont été utiles. Merci à chacun d'entre vous. *Marie-Béatrice* ma bordelaise préférée, merci de toujours me faire rire, de tous les petits services bibliographiques et autres que tu m'as rendus, merci d'être là. *Elisabeth*, ma Babeth, merci de ne pas avoir pleuré mon départ, de ne pas t'être agrippée honteusement à ma jambe… malgré la distance et le silence, le lien ne s'est jamais rompu, et tes petites incursions ont toujours réussi à me ragaillardir ! Ma louloute merci d'être dans ma vie. Je salue maintenant une adepte de la marche en crabe, sudiste aux calembours inimitables, une rencontre qui a marquée ma vie pour toujours. *Delphine*, tu as toujours été là, toujours le mot pour me faire rire, l'histoire pour me changer les idées, la volonté de me rendre service. On ne peut rêver meilleure amie que toi. Merci à toi et à Nico de m'avoir soutenue si fort, et d'avoir toujours cru en moi.

Pendant la thèse, il a eu de magnifiques rencontres qui se sont vite transformées en amitié. Tout d'abord le gang des anciens combattants, qui m'a très vite adoptée. *Anne et Simon, Aurélie et Julien, Rosa et David, Thomas, Romain* merci de vos conseils, merci de votre amitié. *Delphine (D.)*, ton calme et ta sérénité ont su m'apaiser dans les moments les plus stressants. Je compte là une merveilleuse rencontre. Merci. *Sunsea*, ma boulette, le soleil de géologie. Tu as été ma bonne marraine, tu t'es occupée de moi avec tellement de sincérité, je crois qu'en deux semaines on était inséparables… Merci Sun. *Rose*, mon AfRose… Tu es unique, notre amitié également. Merci de ton peps, de ton imagination et de ton amitié. Merci Rose.

Et puis il a eu les nouveaux combattants à qui j'ai accordé tout mon attachement. *Benjamin*, le Kiki jurassien. Merci d'avoir supporté mes sautes d'humeur sans broncher, merci d'avoir su me changer les idées, de m'avoir fait rire. Merci de ta patience et de ta compréhension. Merci Benjamin. *Estelle*, la Bonnaud, la seule la vraie ! Merci ma belle de ta fraîcheur, de ta candeur. Nos footings estivaux et automnaux ont été des défouloirs gigantesques. Merci de m'avoir accompagnée, de m'avoir écoutée et surtout comprise. Ton amitié a été une clé à ma réussite. Merci Estelle.

Et puis il a eu *Julien*, Juju, un post-doc exceptionnel. Tu as été mon parrain de thèse. Tu m'as donnée sans concession des conseils, du temps, ton expérience et ton amitié. C'est impossible de te remercier tellement ta présence a été importante. À une des plus belles rencontres de cette thèse !

Des rencontres incroyables pendants ces trois années j'en compte une dizaine et parmi elles il y a Dominique. Dom, mon soutien réconfortant. À nos déjeuners, à nos inoubliables bons moments, à toutes nos émotions. Je n'imagine pas cette aventure sans toi. Merci à toi. Merci à Dom et Nounours, mes doux amis.

Je salue également une rencontre toute particulière, à la mélodie harmonieuse, Olivier. À un jeune homme attachant dont l'amitié est gravée à jamais. Merci Olivier.

Je finirai par mon port d'attache, ma famille. Quand tout s'effondre autour de vous, seule la famille reste.
À Rodolphe mon grand frère protecteur.
À Johann mon petit d'homme qui me vénère, chut ! Je sais que tu me voues une adoration sans limite, et c'est bien réciproque !
À Bérénice, ma princesse qui a su faire abstraction de ses problèmes pour s'occuper des miens, il n'est de plus réconfortante compagnie que la tienne. À Yoan qui prend soin d'elle et donc de moi.
À Papa et à Maman, mes racines. Vous croyez en moi depuis toujours, la fierté que je lis dans vos yeux est mon moteur perpétuel. La seule peur que j'avoue est celle de vous décevoir. À vous mes tendres parents.
Merci à vous cinq de m'aimer et de me soutenir sans condition.

À ma grand-mère qui veille sur moi.

RÉSUMÉ

La sédimentologie des systèmes fluviatiles méandriformes, à travers l'étude des remplissages des chenaux et des structures sédimentaires, est classiquement utilisée afin de déduire des dynamiques sédimentaires et des environnements de dépôts. Associée à la paléohydrologie, cette approche permet l'estimation des paramètres hydrologiques de la géométrie du chenal (profondeur et largeur) à celle du bassin versant (aire drainée et longueur du cours d'eau), en passant par la dynamique des écoulements (décharge et vitesse).

Bien que les systèmes fluviatiles soient connus pour évoluer sous les contrôles de paramètres allo- et auto-cycliques, leur influence n'a que peu été prise en compte dans les études antérieures. Nos travaux exposent une méthode originale de restitution paléohydrologique, basée sur la géométrie des corps sableux méandriformes et contrainte par le climat. Les hauteurs de barres de méandre mesurées dans l'enregistrement sédimentaires sont converties en profondeur d'eau et forment ainsi le paramètre initial permettant les restitutions paléohydrologiques.

La contrainte climatique est développée à travers le choix de deux cas d'études méandriformes Oligo-Miocène, mis en place sous des climats différents : le bassin d'avant-pays alpin (SE France) associé à un climat subtropical semi-humide ; et le bassin d'avant-pays ibérique (Centre Espagne) développé sous un climat subtropical à saisons sèches

Des bases de données hydrologiques réunissant des paramètres de rivières actuelles s'écoulant sous chacun des deux domaines climatiques sont construites selon des critères très précis : rivières au lit sableux et systèmes libres. Pour chacune d'entre elles sont définies des lois paléohydrologiques originales propres à chacun des deux domaines climatiques. Ces lois régionales mettent en relation les paramètres hydrologiques essentiels d'une rivière méandriforme (largeur, décharge, aire de drainage et longueur du chenal) avec la profondeur d'eau d'un chenal (déduite des hauteurs des barres de méandre).

Les résultats paléohydrologiques des deux bassins d'avant-pays étudiés sont en parfait accord avec les données de terrain (zones source et les vitesses d'écoulement). Ces résultats paléohydrologiques sont analysés parallèlement à l'enregistrement sédimentaire afin de déterminer les facteurs de contrôle climatique, tectonique et de niveau de base responsables de l'évolution des réseaux hydrographiques.

Les fluctuations des hauteurs barres de méandre sont interprétées dans un premier temps en termes de fluctuations climatiques. Les séries des avant-pays alpin et ibérique enregistrent l'évènement froid du Miocène, le Mi1 et mettent en évidence la mise en place, dès l'Aquitanien, d'un gradient climatique entre Espagne et France

Les changements de grande amplitude sont interprétés comme une réponse aux déformations responsables des réorganisations paléohydrologiques et paléogéographiques du réseau fluviatile : capture, changement de style fluviatile et variations du degré d'amalgamation des dépôts chenalisés.

L'introduction d'une contrainte climatique dans les équations hydrologiques fournit un outil original qui, non seulement permet les restitutions paléohydrologiques, mais offre également la possibilité de distinguer les rôles respectifs du climat et de la tectonique.

ABSTRACT

In meandering system, fluvial sedimentology studying infill geometries and sedimentary structures of channelized sandstone bodies, gives information about the sedimentary dynamic and the depositional environment. Associated with such a sedimentary approach, paleohydrology enables the reconstruction of hydrological parameters such as channel geometries, discharge and, drainage area or stream length.

Although fluvial systems are known to be influenced by allogenic and/or autogenic processes, climate or structural evolution were not taken into account in previous paleohydrological studies. Therefore, the present study attempts to develop a new method of paleohydrological reconstitution, based on the geometry of fluvial sandstone bodies and constrained by the climate. The point-bar thicknesses measured in the field are translated into channel depth and, constitute the main parameter used for the paleohydrological reconstructions.

To develop the original climatic constraint, we selected two Oligo-Miocene meandering systems deposited under different climatic setting: the Alpine Foreland Basin (SE France) associated to a subtropical humid realm; and the Loranca Basin (Central Spain) related to subtropical climate with dry seasons.

For each of these two climatic setting a database from modern systems is created taking into account specific criteria such as: sand-bed meandering rivers and free systems. Empirical relations are defined relating the parameters to the point-bar thickness (e.g. water depth).

The paleohydrological reconstructions of the two studied foreland basins are in agreement with the field data (mineralogical sources and flow velocity). Paleohydrological and sedimentary elements are used to quantify the contribution of the controlling factors in charge of the evolution of the fluvial systems.

Point-bar geometrical fluctuations are related to a combination of climatic, tectonic or base level variations. Using the new paleo-hydro-climatic method, these fluctuations are at first translated into variations of the precipitation rates and, correlated at a European scale. The meandering successions of the alpine and iberic foreland basins had recorded the cold Mi1 event and, the development of a climatic gradient from Spain to France, since the Aquitanian. Then the large changes are interpreted as reflecting tectonic and base level controls such as river capture, changes in fluvial style, from meandering to anabranching and braided and, stacking of channelized bodies.

The introduction of climatic constraints into the paleohydrological relationships provides a tool that enables the reconstruction of the hydrological parameters of a fossil system and also offers possibilities to approach the respective roles of climate and tectonics.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION 10

CHAPITRE 1 : LES SYSTÈMES FLUVIATILES MODERNES 19

1.1 Morphologie des cours d'eau actuels 19

1.1.1 Classification des types de cours d'eau 19

1.1.2 Description des principales classes fluviatiles 23

1.2 Dynamique des systèmes méandriformes 25

1.2.1 Hydrologie des systèmes fluviatiles méandriformes 25

1.2.2 Transport et dépôt du matériel sédimentaire 29

1.3 L'enregistrement sédimentaire des systèmes méandriformes 35

1.3.1 Le chenal en méandre 35

1.3.2 Les phénomènes de rupture de berges 39

1.3.3 La plaine d'inondation 41

1.4 Conclusion 45

CHAPITRE 2 : LES DIFFÉRENTES ÉCHELLES DE TEMPS ENREGISTRÉES PAR LES SYSTÈMES FLUVIATILES 47

2.1 Les fluctuations enregistrées par les chenaux 47

2.2 Réponse d'un système fluviatile aux facteurs de contrôle à long terme 50

2.2.1 Notion de profil d'équilibre et de niveau de base en domaine continental 51

2.2.2 Le climat 52

2.2.3 La tectonique 57

2.2.4 Le niveau de base 62

2.3 Conclusion 67

CHAPITRE 3 : DES SYSTÈMES MÉANDRIFORMES FOSSILES OLIGO-MIOCÈNES 71

3.1 Contexte de l'étude 71

3.1.1 Contexte paléogéographique 71

3.1.2 Contexte tectonique 72
3.1.3 Contexte paléoclimatique 76
3.2 Le remplissage continental du bassin d'avant-pays alpin, SE France 83
3.2.1 Stratigraphie générale 84
3.2.2 Les bassins au front de la nappe de Digne 84
3.2.3 Les séries fluviatiles du bassin en piggy-back de Barrême 87
3.2.4 Points forts des systèmes méandriformes du SE de la France 88
3.3 Le bassin endoréique de Loranca, Espagne Centrale 90
3.3.1 Stratigraphie générale 90
3.3.2 Les séries fluviatiles de l'Unité Détritique Supérieure du Bassin de Loranca 92
3.3.3 Points forts des systèmes méandriformes d'Espagne centrale 97
3.4 Synthèse des éléments paléoenvironnementaux 97

CHAPITRE 4 : LES ÉLÉMENTS DE LA RESTITUTION PALÉOHYDROLOGIQUE 99

4.1. Stratégie de l'étude 99
4.1.1. Analyse des corps chenalisés de barres de méandre 99
4.1.2. Analyse des dépôts de la plaine d'inondation 100
4.2. Les séries fluviatiles du Sud-est de la France 101
4.2.1. Description sédimentaire générale des systèmes méandriformes 102
4.2.2. Caractéristiques du bassin de Barrême 111
4.2.3. Caractéristiques du bassin de Digne-Valensole 114
4.2.4. Granulométrie des barres de méandres et de leurs berges 120
4.2.5. Conclusion sur le SE de la France 121
4.3. La série fluviatile d'Espagne centrale 122
4.3.1. La coupe de Canales 122
4.3.2. La coupe de Peñas de San Juan 124
4.3.3. Les coupes de La Higuerilla et San Bartolomé 126
4.3.4. Restitution paléoenvironnementale de l'Unité Détritique Supérieure 128
4.3.5. Identification des niveaux chenalisés et mesure des barres sableuses 138

4.3.6. La plaine d'inondation et les paléosols de la Série du Fan de Tórtola 143

4.3.7. Conclusion sur l'Espagne Centrale 146

4.4. Conclusion générale 146

CHAPITRE 5 : DÉVELOPPEMENT D'UNE MÉTHODE DE RESTITUTION PALÉOHYDROLOGIQUE 149

5.1 État de l'art 150

5.1.1 Conversion des géométries de barres de méandre fossiles en géométries de chenal actif 150

5.1.2 La notion de Géométries Hydrauliques 155

5.1.3 Le bassin versant 158

5.1.4 Synthèse 160

5.2 Construction des bases de données 160

5.2.1 Les grandes régions climatiques : classification de Köppen-Geiger 160

5.2.2 Écorégions échantillonnées 164

5.2.3 Les paramètres collectés 167

5.3 Développement des relations hydrologiques empiriques 170

5.3.1 Les relations dites de géométries hydrauliques de crue de pleins bords des environnements subtropicaux 170

5.3.2 Les relations associées aux bassins versants des environnements subtropicaux 179

5.3.3 Conclusion 189

5.4 Impact du climat : comparaison avec les lois de la littérature 190

5.5 Synthèse : les éléments de la restitution paléohydrologique 193

5.6 Conclusion 194

CHAPITRE 6 : INTERPRÉTATION PALÉOHYDROLOGIQUE DES SYSTÈMES MÉANDRIFORMES OLIGO-MIOCÈNES 195

6.1 Restitutions paléohydrologiques des systèmes fluviatiles oligo-miocènes 195

6.1.1 Les systèmes méandriformes oligo-miocènes du SE de la France 195

6.1.2 Les systèmes méandriformes oligo-miocènes d'Espagne Centrale 206

6.1.3 Discussion sur la validité de l'approche paléohydrologique 215

6.2 Signal climatique des séries méandriformes fossiles 224

6.2.1 Fluctuations des géométries des barres de méandre 224

6.2.2 Signal climatique de la plaine d'inondation de la série du Fan de Tórtola 234

6.2.3 Conclusion paléoclimatique déduite des données paléohydrologiques à l'échelle de l'Europe occidentale 239

6.3 Décryptage des séries oligo-miocènes du bassin d'avant-pays alpin du SE de la France. 241

6.3.1 Signal tectonique des séries méandriformes fossiles 241

6.3.2 Le niveau de base et les séries méandriformes fossiles 243

6.3.3 Synthèse 245

6.4 Interprétation de la série oligo-miocène du Fan de Tórtola (Espagne centrale) 248

6.4.1 Influence de la tectonique sur le Fan de Tórtola 248

6.4.1 Influence du niveau de base sur le Fan de Tórtola 250

6.4.2 Synthèse 251

6.5 Conclusion 252

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 253

BIBLIOGRAPHIE 257

LISTE DES FIGURES 271

LISTE DES TABLEAUX 287

ANNEXES 291

INTRODUCTION

Les systèmes sédimentaires continentaux suscitent depuis plusieurs décennies un nouvel intérêt basé sur l'analyse des réservoirs sableux. L'outil numérique est depuis peu utilisé afin d'en modéliser l'évolution. Cependant, de telles méthodes d'étude nécessitent une connaissance approfondie du mode de fonctionnement de ces systèmes continentaux, et ce, à l'échelle géologique.

La sédimentologie de faciès interprète les environnements de dépôt des séries continentales et lorsque la préservation l'autorise, les structures sédimentaires sont utilisées pour l'estimation des dynamiques de dépôt. Cependant, la qualité des proxys environnementaux est souvent un frein à l'interprétation avancée des formations continentales et notamment des dépôts issus du fonctionnement des systèmes fluviatiles.

La paléohydrologie a ainsi été initiée afin de fournir une explication multi-scalaire quant au fonctionnement et à l'évolution des systèmes fluviatiles. Le traitement paléohydrologique des données fluviatiles de terrain permet alors la restitution des paramètres hydrologiques des paléorivières de l'échelle d'un chenal à celle d'un bassin versant.

L'objectif de cette thèse réside dans l'approfondissement de l'outil paléohydrologique afin de répondre à une problématique actuelle : comment quantifier et partager l'influence des facteurs de contrôle responsables des changements enregistrés par les systèmes fluviatiles fossiles ?

Il en va donc de la compréhension des systèmes fluviatiles méandriformes actuels et de leurs analogues fossiles. La problématique de ces travaux s'articule ainsi autour du développement d'une méthodologie alliant sédimentologie de terrain et paléohydrologie, appliquée à des paléosystèmes méandriformes oligocènes à miocènes se développant sous des latitudes et donc des climats différents.

La méthode proposée utilise les géométries des barres d'accrétion latérale, unique paramètre fluviatile mesuré dans l'ancien. L'observation des rivières actuelles fournit une relation consensuelle entre hauteur d'eau et hauteur de sédiments déposés dans une boucle de méandre. La démarche adoptée s'enracine dans cette relation afin de définir des équations originales, adaptées à des environnements spécifiques, permettant la définition des paramètres suivants : (i) les géométries du chenal (profondeur et largeur), (ii) la décharge, qui fait le lien avec (iii) la géométrie du bassin versant (aire de drainage, longueur du cours d'eau).

La présentation de cette méthodologie nouvelle et des résultats auxquels elle aboutit sont exposés selon le plan présenté dans les paragraphes qui suivent.

La **Partie I** de cette thèse présente une synthèse bibliographique des systèmes fluviatiles actuels et anciens, de leur dynamique à la complexité de leur enregistrement.

Le *chapitre 1* s'applique à présenter la morphologie des systèmes fluviatiles actuels. Un intérêt tout particulier est porté aux systèmes méandriformes, objets majeurs de ces travaux. Leur dynamique est abordée à travers la composante hydrologique et à travers leurs processus de transport. Puis les différents types d'enregistrements sédimentaires, liés au chenal et à la plaine d'inondation, sont décrits à travers des exemples actuels.

Le *chapitre 2* est, quant à lui, un aperçu des différents types de contrôle qui affectent un système fluviatile méandriforme, selon différentes échelles de temps et d'espace. Une synthèse des fluctuations à court terme enregistrées par les chenaux est tout d'abord présentée. Puis les grands facteurs de contrôle, dont l'influence peut être décryptée dans les enregistrements sédimentaires à long terme sont expliqués. La notion de profil d'équilibre est alors définie afin d'introduire l'impact des paramètres allocycliques que sont le climat, la tectonique et le niveau de base.

La **Partie II** de ce travail s'organise autour de nos cas d'études géologiques :

Le *chapitre 3* constitue une synthèse géologique des bassins étudiés. Nos investigations géologiques de terrain portent sur les systèmes méandriformes oligo-miocènes du bassin d'avant-pays alpin (SE France ; Barrême ; Esclangon ; Esparron), et du bassin d'avant-pays ibérique (bassin de Loranca, Centre Espagne ; Huete). Les remplissages Chattien supérieur à Aquitanien inférieur de ces bassins d'avant-pays se sont produits sous des climats différents : subtropical semi-humide pour le bassin d'avant-pays alpin et subtropical à saisons sèches pour le bassin d'avant-pays ibérique. L'originalité de la démarche proposée réside en partie dans le choix de ces cas d'étude climatiquement différents.

Le *chapitre 4* présente la stratégie de terrain qui consiste à extraire de l'enregistrement sédimentaire les informations capitales qui nous permettront de remonter au signal paléohydrologique. Les géométries des barres de méandres fossiles, unique paramètre appréhendable sur le terrain, ont été mesurées selon un protocole précis que nous décrivons. Pour chaque coupe des deux bassins d'avant-pays étudiés, les objets mesurés sur le terrain sont présentés et décrits dans leur cadre stratigraphique. Cette approche est complétée dans le bassin de Loranca (Espagne Centrale) d'une étude des niveaux pédogéniques.

La **Partie III** de cette thèse présente le lien entre systèmes fossiles et systèmes actuels à travers le développement et l'application d'une méthodologie innovante.

Le *chapitre 5* définit les paramètres hydrologiques essentiels à l'établissement de lois paléohydrologiques nouvelles. Les contraintes environnementales initiales de notre démarche sont décrites afin de cibler les domaines climatiques actuels sous lesquels s'écoulent les rivières dont les paramètres seront collectés. Ces bases de données originales sont utilisées pour définir des relations hydrologiques empiriques s'appuyant sur la hauteur des sets d'accrétion latérale des objets de terrain. La validité et l'apport de ces relations spécifiques sont discutés à travers des comparaisons avec des lois empiriques généralistes.

Le *chapitre 6*, dernier 'opus' de cette thèse, présente les interprétations déduites de nos investigations sédimentologiques et paléohydrologiques. Dans un premier temps, les restitutions paléohydrologiques sont discutées à travers une comparaison avec les données géologiques. Les sources paléohydrologiques sont comparées aux sources minéralogiques, et les estimations de vitesses d'écoulement sont confrontées aux structures sédimentaires de courant identifiées dans les dépôts. Puis une réflexion sur les paléo-bassins versants est proposée à travers leur comparaison avec des bassins versants actuels.

Chacun des deux bassins d'avant-pays est ensuite abordé selon trois volets principaux. Le premier, à travers une méthode nouvelle, interprète les fluctuations hydrologiques des systèmes étudiés en relation avec le climat Oligocène-Miocène, et permet une corrélation

paléoclimatique à l'échelle de l'Europe. Le deuxième volet s'intéresse à l'évolution temporelle des ces systèmes en fonction de la tectonique et démontre l'impact de la physiographie sur le développement d'un cours d'eau. Le troisième et dernier volet extrait de l'enregistrement sédimentaire le signal d'un niveau de base. L'interprétation conjointe des effets de chacun des paramètres de contrôle allocyclique est réalisée afin de pondérer leur impact et de synthétiser à l'échelle régionale l'évolution Oligocène-Miocène des systèmes fluviatiles étudiés.

PARTIE I

DYNAMIQUE ET CONTRÔLE DES SYSTÈMES FLUVIATILES MÉANDRIFORMES MODERNES ET ANCIENS

CHAPITRE 1 : LES SYSTÈMES FLUVIATILES MODERNES

Les rivières assurent le transport des sédiments des reliefs aux points bas et sont également le lieu de dépôts ou d'érosion sédimentaires. Les styles d'écoulement qu'elles adoptent et les dépôts qui en résultent, sont généralement représentatifs de conditions environnementales particulières liées aux climats et à la géographie. À terme, l'empreinte laissée par de tels systèmes est identifiable dans les enregistrements sédimentaires. Il est donc possible de remonter d'une succession sédimentaire à un environnement de dépôt. Nous verrons donc dans un premier temps quels sont les grands domaines fluviatiles actuels. Suite à cette introduction notre exposé se focalisera sur les systèmes fluviatiles méandriformes actuels puis fossiles.

1.1 Morphologie des cours d'eau actuels

Il ressort de l'observation et de l'étude des rivières modernes que deux types de critères sont pris en compte dans la classification des systèmes fluviatiles. Les premiers éléments, descriptifs, portent sur la morphologie du chenal, à savoir le nombre de chenaux actifs, leur géométrie, leur sinuosité. Les seconds éléments correspondent aux facteurs ayant un contrôle sur la morphologie du chenal, c'est-à-dire des paramètres environnementaux tels que la pente, la végétation, la nature du sol. Ces facteurs influent sur le mode de transport et la granulométrie de la charge sédimentaire (Leopold et Wolman, 1957 ; Schumm, 1963, 1967 ; Rust, 1978 ; Bridge, 2003).

1.1.1 Classification des types de cours d'eau

Les éléments de classification sont définis sur l'observation et la description de tronçons de rivières. En effet, une rivière évoluant au long de son tracé (notamment de par le relief et son taux de capture), elle ne peut être restreinte à une unique classe de régime fluviatile (Figure 1-2).

La classification proposée par Leopold et Wolman (1957) fait état de trois grandes catégories de chenaux : (i) droit, (ii) en tresse et (iii) méandriforme. Le système est défini comme étant en tresse dès lors que l'écoulement se répartit sur au moins deux ou plus de deux chenaux et qu'il serpente autour de barres ou d'îles ; il est considéré comme méandriforme dès lors que sa sinuosité atteint ou dépasse 1,5. Cette description peu restrictive entraîne la confusion des types de chenaux dès lors que la sinuosité dépasse 1,5 tandis que le chenal n'est plus unitaire.

Ainsi, Rust (1978) propose une nouvelle classification composée de quatre types majeurs définis sur la base d'un coefficient de sinuosité et d'un index de tresse. Il décrit les systèmes **méandriformes** comme étant composés d'un chenal unitaire (*index de tresse* < 1) de forte sinuosité (coefficient de sinuosité > 1,5) ; les systèmes **en tresse** comme présentant des chenaux multiples (*index de tresse* > 1) de faible sinuosité (coefficient de sinuosité < 1,5) ; les chenaux dits **droits** se composant d'un chenal unique de faible sinuosité ; et les systèmes **anastomosés** présentant, quant à eux, de multiple chenaux de forte sinuosité (Figure 1-1).

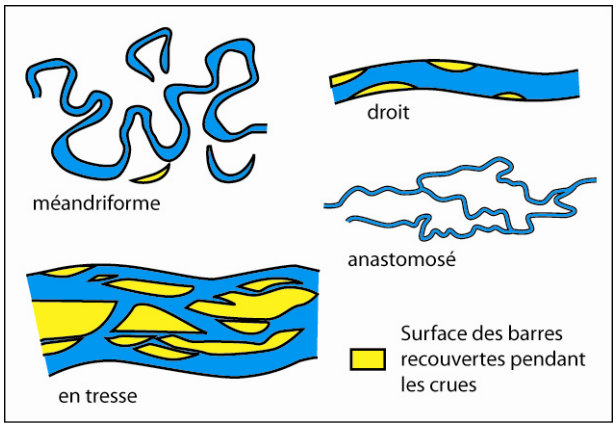


Figure 1-1 : Classification des cours d'eau selon Rust (1978) définie sur la morphologie en plan des chenaux faisant intervenir les notions de sinuosité et de pluralité des chenaux

Cependant, basant ses observations sur les systèmes actuels et leurs analogues fossiles, Schumm (1981) remarque que les cours d'eau adoptent des comportements complexes qui se traduisent par une grande variabilité à travers le temps et l'espace (Figure 1-2). Cette complexité est illustrée par les photos aériennes du cours de la Loire, qui montrent le passage d'un cours méandriforme à un cours en tresse, sur une distance de moins de 50 kilomètres.

Figure 1-2 : Variation du tracé de la Loire illustrant la variabilité des régimes fluviatiles au sein d'un même fleuve. Seuls 45 kilomètres séparent les deux vues aériennes présentées (source : GoogleEarth). Les directions d'écoulement (vers le Nord) sont indiquées par les flèches blanches.

Schumm établit donc une nouvelle classification basée sur l'association des paramètres dynamiques caractéristiques d'un cours d'eau, à savoir : la charge sédimentaire, la granulométrie, la sinuosité, la stabilité relative, le rapport largeur – profondeur de la section du chenal, le gradient du chenal, la vitesse d'écoulement et la puissance hydraulique (Figure 1-3).

Cette nouvelle classification fait état de cinq grands types fluviatiles. Les types 1 et 2, également appelés droits (faible sinuosité), se caractérisent par de faibles valeurs du transport sédimentaire, du pourcentage de la charge de fond rapporté à la charge totale, et de la puissance hydraulique. Le type 3, proprement appelé méandriforme (forte sinuosité), se traduit par des valeurs faibles à moyennes du transport sédimentaire, du pourcentage de la charge de fond rapporté à la charge totale, et de la puissance hydraulique. Le type 4 est défini comme un modèle transitoire entre le type 3 et le type 5, appelé en tresse (faible sinuosité), caractérisé par un transport sédimentaire très efficace dominé par la charge de fond et par une importante

puissance hydraulique. Cette classification s'intéresse également à la géométrie en section du chenal, à travers le rapport largeur – profondeur. Schumm et Meyer (1979) remarquent ainsi que les systèmes en tresse tendent à développer des rapports bien plus élevés que les systèmes méandriformes, ce qui se traduit par des chenaux plus étalés et moins profonds.

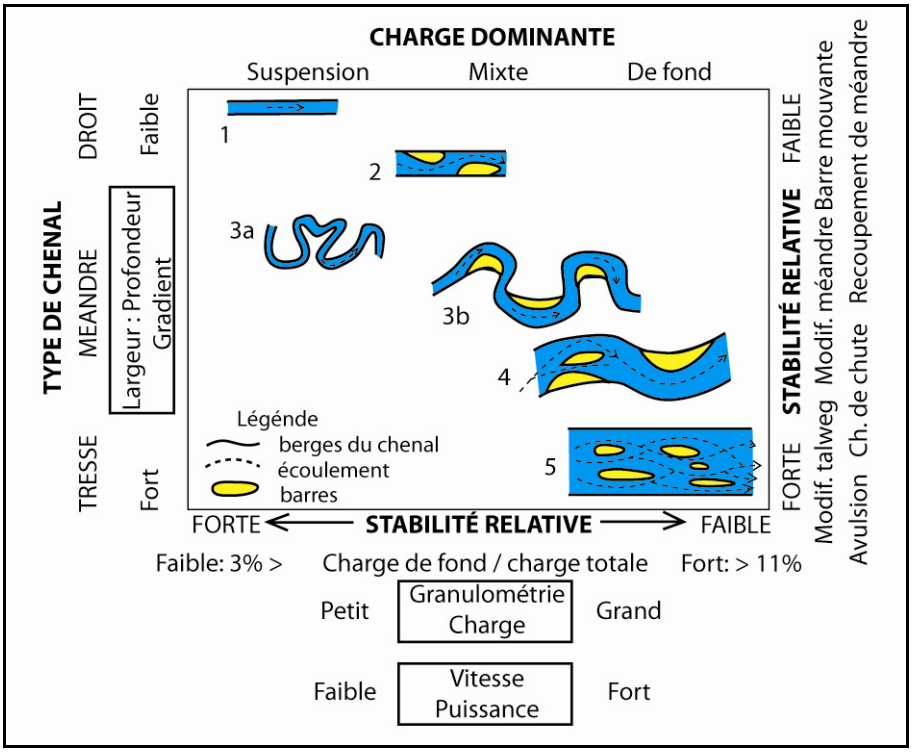


Figure 1-3 : Classification des systèmes fluviatiles selon Schumm (1981, 1985) définie sur la base des charges sédimentaires transportées par les cours d'eau, reportées à la stabilité relative et aux autres variables indiquées.

Depuis les travaux de Leopold et *al.* (1964) il est admis que la morphologie d'un cours d'eau est influencée par huit paramètres majeurs : la largeur et la profondeur, la vitesse et la décharge, la pente du chenal, la rugosité du fond du chenal et la taille du matériel, et la charge sédimentaire. Rosgen (1994), en se basant sur la quantification de ces paramètres, propose une nouvelle classification fluviatile. Cette classification se divise selon deux grandes catégories. La première est dite (i) géomorphologique : elle prend en compte les relations entre la rivière et sa vallée. Les critères définis concernent donc le profil longitudinal du chenal, la morphologie de sa section en coupe et de sa vue en plan (nombre de chenaux et sinuosité, Figure 1-4). Cette catégorie regroupe les grandes classes A à G.

La seconde est dite (ii) morphologique : elle fournit des éléments descriptifs qui complètent les classes A à G. Ainsi les sous-classes 1 à 6 définissent la granulométrie du matériel de la rivière (Figure 1-5). Cette catégorie décrit également le degré d'encaissement de la rivière (encaissée à faiblement encaissée), le rapport largeur de chenal sur profondeur de crue de pleins bords (faible si < 12 et modéré à fort si > 12), la sinuosité (rapport longueur du chenal sur longueur de la vallée) et la pente du chenal (a+ : pente > 0,10 ; a : pente de 0,04-0,10 ; b : pente de 0,02-0,039 ; c : pente < 0,02 ; c- : pente < 0,001).

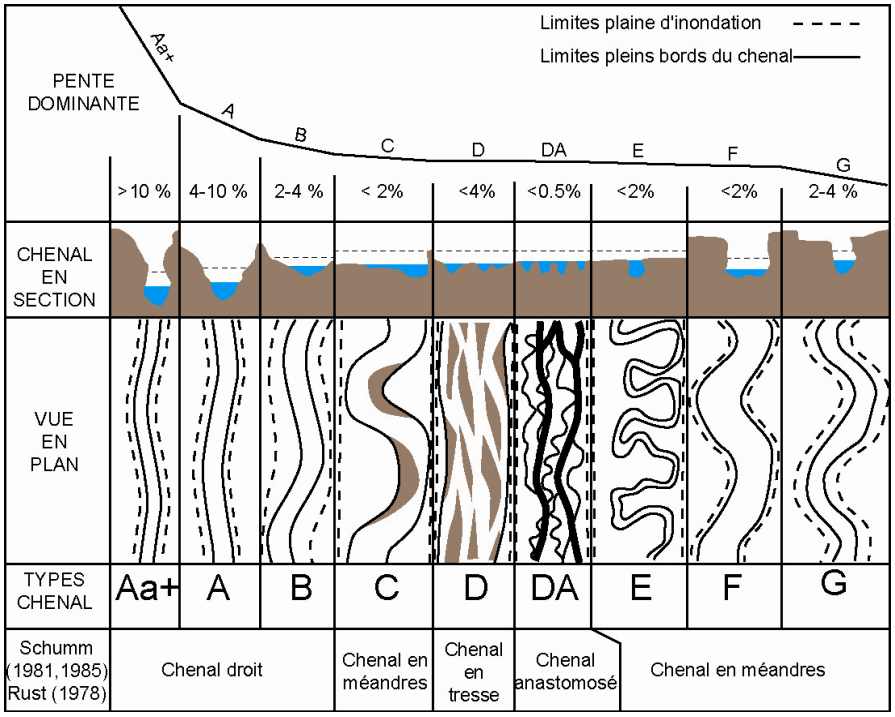
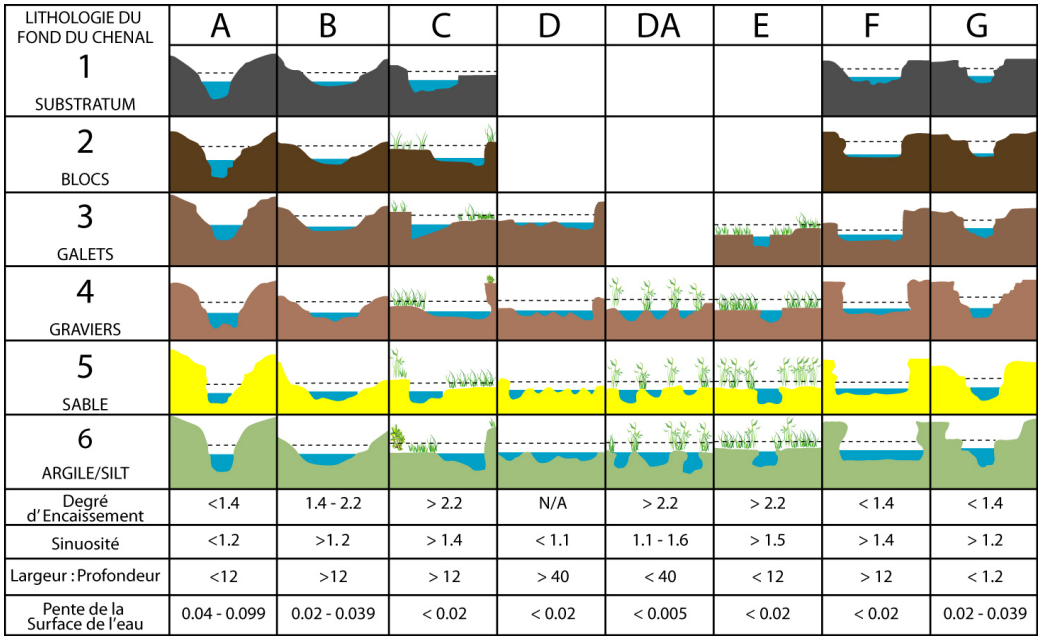


Figure 1-4 : Classification des cours d'eau selon Rosgen (1994) basée sur la section transversale du chenal et la vue en plan reportée à la pente du transect considéré. Cette classification prend en compte les modifications enregistrées par la rivière tout au long de son trajet.



	A	B	C	D	DA	E	F	G
Degré d'Encaissement	<1.4	1.4 - 2.2	> 2.2	N/A	> 2.2	> 2.2	< 1.4	< 1.4
Sinuosité	<1.2	>1.2	> 1.4	< 1.1	1.1 - 1.6	> 1.5	> 1.4	> 1.2
Largeur : Profondeur	<12	>12	> 12	> 40	< 40	< 12	> 12	< 1.2
Pente de la Surface de l'eau	0.04 - 0.099	0.02 - 0.039	< 0.02	< 0.02	< 0.005	< 0.02	< 0.02	0.02 - 0.039

Figure 1-5 : Classification des cours d'eau selon Rosgen (1994). Cette classification prend en compte les caractéristiques morphologiques du chenal qui sont la granulométrie du matériel, le degré d'encaissement, la sinuosité, le rapport largeur sur profondeur et la pente à la surface de l'eau.

Comme les caractéristiques morphologiques d'une rivière peuvent varier sur de courtes distances (Figure 1-2), cette classification se base sur l'observation de tronçons (de 10 mètres à plusieurs kilomètres) de centaines de rivières d'Amérique du Nord. Chacune des classes et sous-classes qui y sont proposées peuvent par conséquent être attribuées à des tronçons de chenaux

et non à un chenal entier. C'est dans ce principe que réside l'intérêt de cette nouvelle classification, largement utilisée aujourd'hui.

Il est à noter que les grandes classes définies par Schumm (1981, 1985) et Rust (1978) correspondent pour des chenaux droits aux types Aa+, A et B ; pour des chenaux méandriformes aux types C, E, F et G ; et pour les chenaux en tresse au type D. Elle introduit également la classe DA, plus ou moins composite de systèmes droits et méandriformes, composée de plusieurs chenaux et qui peut être assimilée au système anastomosé de Rust (1978), également appelé anabranché par Brice et *al.* (1978). Par ailleurs, pour certains auteurs, cette classe ne peut être utilisée de manière restrictive mais comme composite d'un système général en tresse de climat humide (Bridge, 2003, Rosgen, 1994).

1.1.2 Description des principales classes fluviatiles

Les quatre grandes classes définies par les précédents auteurs se distinguent dans la nature par des systèmes de dépôt propres. Nous en présentons une description rapide permettant de mettre en avant les caractères spécifiques des systèmes méandriformes.

1.1.2.1 Les chenaux droits ou peu sinueux

Ils sont généralement inféodés à un transect limité de rivière et sont peu observés dans la nature (Figure 1-6). De faible sinuosité (< 1,2), le chenal unitaire s'écoule sur des pentes fortes variant de 2 à 10%. Un matériel de granulométrie très variable y est transporté et déposé sous forme de bancs latéraux, composés de sable ou de graviers. Ces bancs migrent vers l'aval du système. Il est courant que des lobes de débordement se mettent en place à proximité du chenal. Ces objets peuvent être réactivés lors des fortes crues.

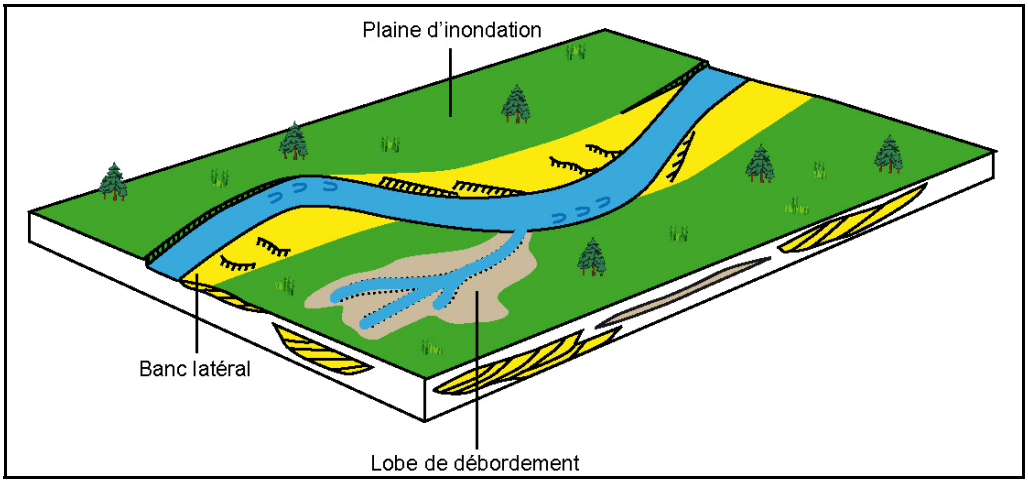


Figure 1-6 : Bloc-diagramme représentant une portion de chenal rectiligne. Les bancs d'accrétion migrent vers l'aval du système (d'après Miall, 1996).

1.1.2.2 Les chenaux en tresse

Ce type de chenal est très répandu et s'écoule sur un bâti structural de pentes très variables (5‰ à 4%). Les chenaux en tresse se composent d'un lit majeur, actif en permanence, auquel se raccordent plusieurs lits mineurs indiscernables pendant les épisodes de hautes eaux (Figure 1-7). La sinuosité de l'ensemble est inférieure à 1,5.

Une rivière en tresse se caractérise par une large dominance de la charge de fond. Elle se compose de nombreux bancs longitudinaux et transversaux dont la migration influe sur le tracé des chenaux secondaires (Figure 1-7).

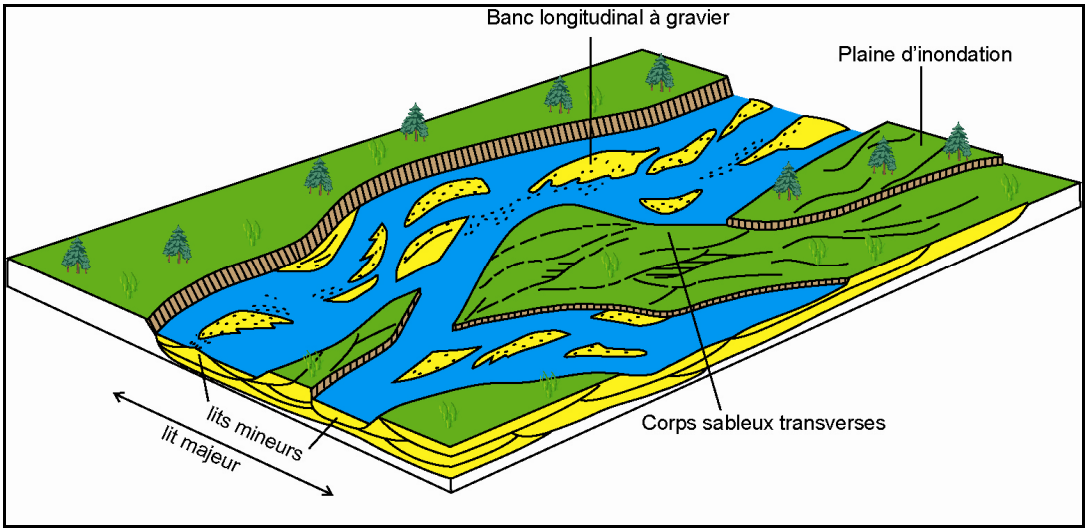


Figure 1-7 : Bloc-diagramme illustrant une portion en tresse d'un chenal fluviatile. Les bancs centraux longitudinaux sont constituées de matériel grossiers contrairement aux bancs transverses sableux, ce schéma reflète la déperdition d'énergie du centre du chenal vers ses berges (d'après Miall, 1996).

1.1.2.3 Les chenaux anastomosés

Ils sont composés de plusieurs branches, mais se distinguent des chenaux en tresse par une sinuosité plus élevée (>1.5 ; Figure 1-8) et par des chenaux séparés non pas par des barres mais, par des portions de plaine d'inondation.

Ces rivières transportent des charges solides argilo-sableuses car, tout comme les rivières méandriformes elles se caractérisent par de faibles énergies. Il s'agit donc de systèmes dominés par une charge en suspension. On observe généralement une dominance des dépôts de débordement. De plus ces systèmes relativement pérennes divaguent peu, ce qui se caractérise par une forte accrétion verticale.

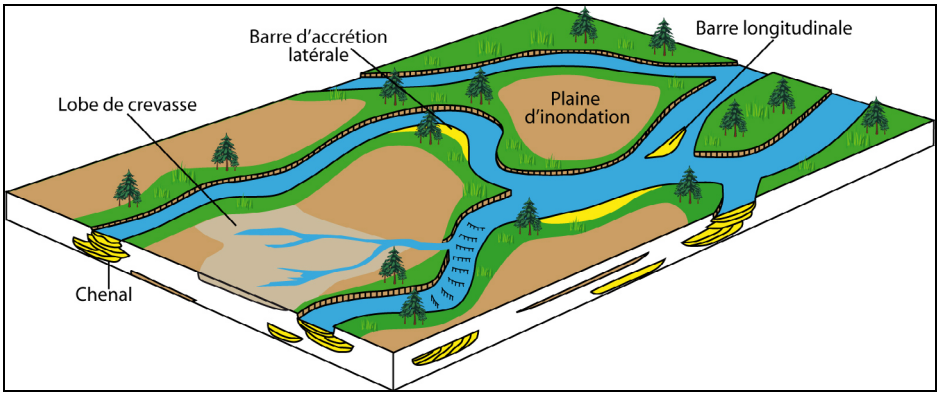


Figure 1-8 : Bloc 3D représentant un tronçon de rivière anastomosée. Barres d'accrétion verticale et latérale s'y retrouvent conjointement reflétant un type d'écoulement mixte entre sinueux et droit (d'après Miall, 1996).

1.1.2.4 Les chenaux en méandres

En plan, une portion méandriforme de rivière consiste en un chenal unitaire sinueux (sinuosité > 1,5) s'écoulant sur une pente faible (< 2% ; Rosgen, 1994 ; Figure 1-9).

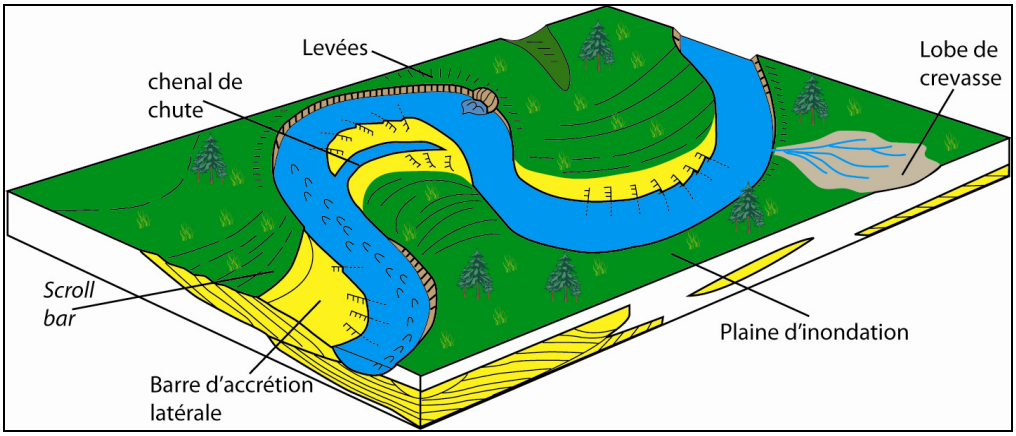


Figure 1-9 : Bloc-diagramme d'un système méandriforme. La sinuosité élevée entraîne la formation de barres d'accrétion latérale dont la géométrie en coupe forme les « epsilon cross-bedding » décrits par Allen (1963) (d'après Miall, 1996).

À ces cours d'eau sont généralement associées des charges argilo-sableuses bien que des systèmes méandriformes à graviers et/ou galets existent. Les chenaux méandriformes se caractérisent par un fort potentiel de migration qui se traduit par la construction de bancs sableux sur les rives internes des boucles de méandres, les barres de méandres. Ces barres migrent transversalement à l'écoulement.

La forte sinuosité de ce chenal unique et la construction de ces barres d'accrétion latérale sont certainement les caractéristiques particulières des systèmes méandriformes que nous allons développer dans les paragraphes suivants.

1.2 Dynamique des systèmes méandriformes

1.2.1 Hydrologie des systèmes fluviatiles méandriformes

Un système fluviatile est caractérisé par plusieurs paramètres, spatiaux, allant de la géométrie de chenal à celle du bassin versant, et temporels, qui concernent les écoulements et les charges solides et dissoutes. Le but de ce travail de thèse est de remonter à partir de l'enregistrement sédimentaire d'une paléorivière, aux caractéristiques de son bassin versant. Nous verrons donc ici quels sont les paramètres hydrologiques qui influent sur l'évolution d'une rivière et qui peuvent être déduits des systèmes fossiles.

Les rivières actuelles sont surveillées attentivement par les hydrologues, notamment afin d'en prévoir les débits. À cet effet sont installées des stations de jaugeage ayant pour but de mesurer les débits et tirant d'eau d'une rivière selon un pas temporel défini. Ces stations sont installées dans des portions droites et donc symétriques de chenal. Elles fournissent des débits journaliers, traités par la suite par les hydrologues afin d'en déduire des débits mensuels moyens, puis annuels moyens. Les tirants d'eau sont rarement mesurés de façon directe, en règle générale la station mesure une hauteur d'eau par rapport à un point côté de référence qui représente le zéro

hydraulique de la rivière. Ces stations enregistrent également les épisodes de crues remarquables.

Les mesures dans ces stations ne s'intéressent pas aux géométries du chenal. Or, il existe des spécificités géomorphologiques liées à l'écoulement de la rivière qui, de par leur importance, nécessitent des interventions spécifiques. Les variations entre les conditions de bas étiage et de crue ne se font pas ressentir uniquement sur les vitesses des écoulements mais également sur les sections mouillées du chenal. Ainsi, il existe deux niveaux majeurs et remarquables dans une section de chenal, (i) la section moyenne et (ii) la section de crue de pleins bords. Les crues de pleins bords sont responsables du développement des barres de méandre, elles présentent donc un intérêt majeur pour le géologue, en cela même qu'elles sont à l'origine de l'enregistrement sédimentaire. Or, dans une rivière actuelle, l'unique critère permettant la reconnaissance d'un épisode de crue de plein bord est géomorphologique. Ce régime de crue particulier remplit le chenal jusqu'à ses berges sans en déborder (Figure 1-10). Par conséquent pour identifier ce phénomène des observations directes doivent être effectuées.

Les rivières sont soumises à des régimes d'écoulement variables, qui ont chacun un impact différent sur celles-ci. Ainsi les décharges moyennes sont étudiées afin, entre autre, de suivre l'érosion des berges ou les cycles de reproduction de certains types de faunes piscicoles. De plus, les décharges de crues remarquables (décennale à centennale) font l'objet d'un suivi rigoureux à titre préventif, les risques liés à de tels évènements représentant un coût financier et humain considérable. La décharge efficace (*effective discharge*), définie par Wolman et Miller (1960) est également très étudiée, en cela qu'elle correspond à la décharge la plus efficace en terme de taux de transport sédimentaire annuel. Elle est généralement associée à la puissance hydraulique d'un cours d'eau ou '*stream power*'. La puissance hydraulique d'un cours d'eau est un taux d'énergie pour lequel la rivière produit physiquement parlant du travail. Ce travail correspond essentiellement au transport de la charge fluviatile et est exprimé selon une longueur de chenal unitaire. Cette grandeur est fonction de la pente et de la vitesse d'écoulement et s'exprime selon Knighton (1999) :

$$\Omega = \gamma Q_{bkf} s \tag{1.1a}$$

$$\text{et } \omega = \frac{\Omega}{w_{bkf}} \text{ d'où } \omega = \gamma V_{bkf} d_{bkf} s \text{ avec } Q_{bkf} = V_{bkf}(w_{bkf} \cdot d_{bkf}) \tag{1.1b}$$

avec Ω la puissance hydraulique (W/m), γ le poids spécifique de l'eau (ρg = 9810 N/m^3), Q_{bkf} la décharge de crue de plains bords du chenal (m^3/s), s la pente à la surface de l'eau (m/m), ω la puissance hydraulique par unité de surface (W^2/m), w_{bkf} la largeur de crue de pleins bords (m) et d_{bkf} la profondeur de crue de pleins bords (m).

Cependant ces décharges, bien que responsables du transport de plus de 50% de la charge sédimentaire, ne sont pas systématiquement responsables du façonnement morphologique du chenal. La décharge responsable de cette action est appelée *channel forming discharge* ou décharge dominante, qui est communément identifiée comme étant la décharge de crue de pleins bords (Wolman et Leopold, 1957 ; Bridge, 2003). Cette décharge de crue de pleins bords (*bankfull discharge*) emplit le chenal jusqu'à ses berges, sans atteindre la plaine d'inondation, elle est donc contenue entièrement dans le chenal.

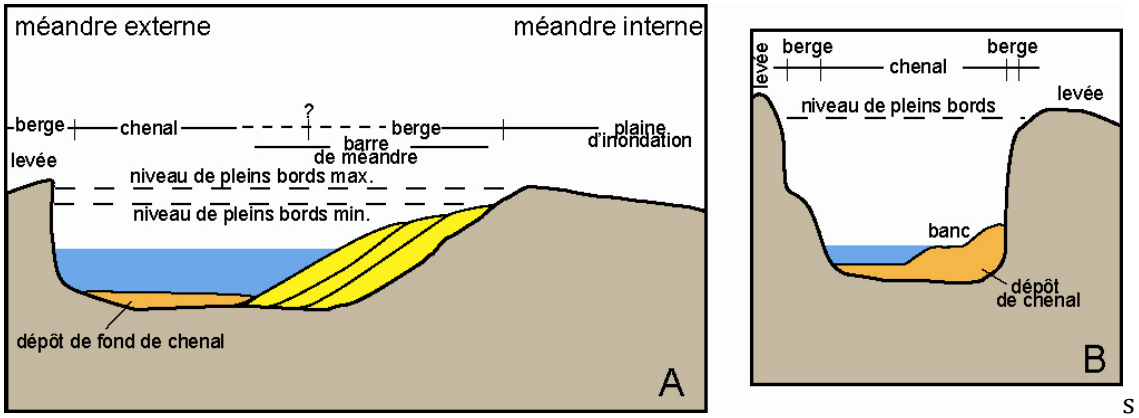


Figure 1-10 : Représentation schématique des géométries mesurées. **A :** section à l'apex d'un méandre et **B** : section dans une portion droite. La largeur de pleins bords peut être déterminée à partie des ruptures de pente des berges. Des mesures de l'élévation du lit du chenal berge à berge, permet de définir une aire de section, à partir de laquelle est définie a postériori une profondeur moyenne de crue de pleins bords (d'après Fitzpatrick et *al.*, 1998).

La décharge de crue de pleins bords est associée aux géométries dites également de crue de pleins bords (Figure 1-10) et autrement appelées « *hydraulic geometry* » ou **géométries hydrauliques** (Leopold et Maddock, 1953 ; Williams, 1978). Ce terme englobe profondeur d'eau et largeur du chenal et les relations qui les associent à une décharge de crue de pleins bords. La profondeur de crue de pleins bords est définie selon :

$$A_{bkf} = w_{bkf} \times d_{bkf,moy} \qquad (1.2)$$

Avec A_{bkf} l'aire de la section du chenal mesurée sur le terrain (m^2), w_{bkf} la largeur de crue de pleins bords du chenal mesurée sur le terrain (m) et d_{bkf} la profondeur moyenne de crue de pleins bords déterminées par cette équation (m).

En règle générale, les berges du chenal, qui marquent le passage à la plaine d'inondation, et donc les limites du lit majeur, sont identifiées grâce à la végétation qui y apparaît et grâce à une rupture de pente (Fitzpatrick et *al.*, 1998 ; Mulvihill et Baldigo, 2007).

La **décharge de pleins bords** associée à ces géométries peut être déterminée de plusieurs manières.
La première, et la plus sûre, est de la mesurer sur le terrain. Cependant, il est rare de se trouver sur place lors de ces écoulements particuliers. Il faut donc avoir recours à des estimations indirectes.
La seconde utilise les intervalles de récurrence des crues (Williams, 1978 ; Harman et *al.*, 2009). Cette méthode nécessite un jeu de données conséquent regroupant des décharges maximales annuelles de crues sur une durée minimale de 10 ans. Ces données sont ensuite traitées par des méthodes statistiques (Log Pearson Type III ou ANOVA) qui calculent, pour un intervalle de récurrence donné, la décharge de crue associée. Puis l'inverse de ces intervalles de récurrence est calculé et donne les probabilités annuelles de dépassement. Ces dernières sont graphiquement représentées en fonction de la décharge sur un papier log-probabilité et une droite de régression en est extraite, permettant la lecture graphique de la décharge de crue de pleins bords.

Une troisième méthode développée par Leopold et *al.* (1964) consiste à utiliser les courbes de tarage. Cette méthode utilise les relations hauteur-débit à l'échelle limnimétrique afin de convertir un niveau d'eau en débit. Faisant appel aux courbes de tarages, cette méthode nécessite impérativement des mesures topographiques à l'amont et à l'aval d'une échelle limnimétrique, associée à la courbe de tarage.
La quatrième méthode est l'utilisation de la formule de Manning :

$$Q_{bkf} = KA_{bkf} Rh_{bkf}^{2/3} s^{1/2} \quad (1.3)$$

avec Q_{pb} la décharge de plein bord (m^3/s), K le coefficient de résistance à l'écoulement de Strickler, A_{spb} l'aire de la section de plein bord (m^2), Rh_{pb} le rayon hydraulique de pleins bords et S la pente.

De nombreuses études montrent par ailleurs que ces décharges de crue de pleins bords sont corrélées avec les géométries de pleins bords du chenal. Il existe ainsi des relations en puissance liant ces deux paramètres (Bridge, 2003 ; Castro et Jackson, 2001 ; Mulvihill et Baldigo, 2007, Metclaf et *al.*, 2009).

$$w_{bkf} = ad_{bkf}^{b} \quad (1.4)$$

$$d_{bkf} = cQ_{bkf}^{d} \quad (1.5)$$

Avec w_{bkf} la largeur de crue de pleins bords du chenal (m), d_{bkf} la profondeur de crue de pleins bords du chenal (m) dans des sections droites de chenal, et Q_{bkf} la décharge de crue de pleins bords (m^3/s).

Ces décharges, quelque soit leur intensité, sont liées au bassin versant de par (i) le taux de capture d'affluents (ii) le climat de la source et donc (iii) la physiographie du bassin versant. Afin de quantifier cette dépendance, Leopold et *al.* (1964) ont extrait des systèmes actuels (essentiellement nord-américains) une relation liant l'aire d'un bassin versant à la décharge du cours d'eau en un point donné :

$$Q_{bkf} \propto A_d^{\beta} \quad (1.6)$$

Avec Q_{pb} la décharge de pleins bords (m^3/s), A_d l'aire du bassin versant (km^2) et β un coefficient climatique représentatif des entrées d'eau dans le chenal (bilan Précipitation / Evaporation / Infiltration).

Par conséquent, il existe des relations empiriques permettant de lier les géométries d'un chenal à la taille de son bassin versant, et ce par l'intermédiaire du paramètre dynamique qu'est la décharge de crue de pleins bords.

D'autre part, **l'aire d'un bassin versant** est définie comme la surface sur laquelle s'effectue la collecte de l'eau d'une rivière et de ses affluents, depuis la source du système jusqu'à un point donné, pouvant être son exutoire ou une station d'étude. Elle est généralement déterminée à partir de cartes ou de photographies aériennes et plus récemment par l'utilisation des données satellites. Certains travaux montrent que les géométries d'un chenal peuvent être directement liées à la taille du bassin versant (Castro et Jackson, 2001 ; Davidson et North, 2009).

$$w_{bkf} = aA_d^b \quad (1.7)$$

$$d_{bkf} = fA_d^g \quad (1.8)$$

Avec d_{bkf} et w_{bkf} les profondeurs moyennes et largeurs de crue de pleins bords (m) et A_d l'aire du bassin versant (km²).

Ces relations témoignent de l'évolution croissante d'un système alluvial depuis l'amont vers l'aval. L'énergie du système, dissipée par le nombre conséquent de tributaires dans la partie amont d'un bassin alluvial, produit des géométries moins grandes que dans la partie aval, où elle se canalise en un chenal principal. L'étude des systèmes actuels montrent que cette évolution répond à des lois en puissance.

Ainsi, le bassin versant d'un cours d'eau augmente avec sa taille. Il existe donc une relation en puissance entre la longueur d'un cours d'eau et l'aire de son bassin versant, mise en exergue par Hack (1957) :

$$L = hA_d^i \quad (1.9)$$

Avec L la **longueur du cours d'eau** (km) définie comme la longueur du trajet emprunté par le talweg du chenal depuis sa source jusqu'à un point donné qui peut être l'exutoire du système ou une localité d'étude. Cette longueur est mesurée à partir de cartes topographiques, de photographies aériennes, ou d'imageries satellites.

De par les changements de régime fluviatile enregistrés au cours du trajet d'une rivière, la longueur d'un chenal n'est pas assimilable à une **distance à la source**. En effet, si les premiers kilomètres d'un cours d'eau sont généralement torrentiels, les diminutions de pente progressives se traduisent par le passage d'un régime en tresse dynamique à un régime méandriforme moins énergétique. Il en résulte des variations de sinuosité du chenal, dont la longueur diffère de la distance vraie qui le sépare de sa source. Par conséquent, la longueur d'un cours d'eau est supérieure à celle de la vallée dans laquelle il s'écoule.

Ainsi il s'avère que les paramètres locaux d'un chenal (géométries hydrauliques) sont reliés à des paramètres régionaux (caractéristiques du bassin versant). Il est donc possible de développer des relations liant géométries de chenal et taille de bassin versant. Ces relations existent pour les systèmes actuels, et sont donc basées sur la présence d'un courant hydrique.

1.2.2 Transport et dépôt du matériel sédimentaire

Dans les systèmes fluviatiles fossiles, les sédiments déposés par la rivière sont les uniques données exploitables. Afin de comprendre la mise en place de ces sédiments, nous allons nous intéresser à la charge sédimentaire des cours d'eau actuels.

La charge sédimentaire transportée par les rivières peut être subdivisée en trois composantes (i) la charge en solution, (ii) la charge en suspension et (iii) la charge de fond (Knighton, 1998). La charge de fond est transportée par charriage (roulement, glissement ou saltation), et ce à des vitesses beaucoup plus faibles que celles des courants avoisinants (Knighton, 1998. Figure 1-11). Le reste de la charge est, quant à lui, mis en suspension dans les eaux de surface et transite à des

vitesses proches de celle des courants qui le transportent. Lors de ce transport la charge sédimentaire est maintenue dans les couches d'eau de surface grâce à l'action de mélanges turbulents.

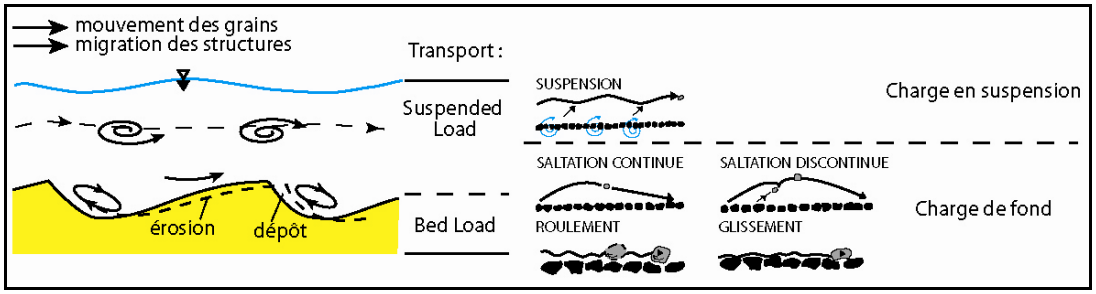


Figure 1-11 : Représentation schématique des phénomènes d'érosion et de dépôt associés à la formation des dunes. Illustration des différents modes de transport de la charge de fond et de la charge en suspension (modifié d'après Knighton, 1998).

Le transport de la charge sédimentaire est fonction du type de rivière méandriforme étudié. Une rivière méandriforme de piémont transporte un matériel dominé par des graviers nécessitant un **transport mixte**, par charriage et suspension. Une rivière s'écoulant sur une grande plaine transporte par suspension une charge sédimentaire plus fine (argilo-sableuse).

Nous nous intéressons ici au transport et dépôts des **rivières méandriformes argilo-sableuses**.

Il existe deux grands types de dénomination des charges sédimentaires ; (i) la première basée sur la taille du matériel transporté ; et (ii) la seconde basée sur les mécanismes de transport de la charge (Tableau 1-1). La présentation qui suit prend en compte les deux classifications.

Dans les rivières méandriformes argilo-sableuses les composantes en solution et en suspension dominent. Bien que quantitativement importante (20% des masses délivrées dans les océans) la **charge en solution** (ou charge dissoute), transportée par des courants fréquents, n'a un impact que modéré dans le modelage de la géométrie du chenal.

<table>
<tr><th colspan="3">Classification des charges et transports sédimentaires selon :</th></tr>
<tr><th>Les mécanismes de transport</th><th colspan="2">La taille des particules</th></tr>
<tr><td>Charge en solution</td><td>Dissolved load ou charge dissoute</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2">Suspended load ou Charge en suspension</td><td>Wash load ou Charge de lessivage</td><td>< 0,063 mm</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Bed material-load ou Charge charriée sur le fond</td><td rowspan="2">> 0,063 mm</td></tr>
<tr><td>Bed load ou Charge de fond</td></tr>
</table>

Tableau 1-1 : Classifications des charges sédimentaires.

A contrario la **charge en suspension** (*bed-material et wash load*) -qui peut représenter jusqu'à 95% de la charge totale d'une rivière et 70% des sédiments délivrés dans les océans- influence le comportement et la forme d'un chenal. En effet, selon Knighton (1998) une forte concentration en matériel en suspension freinerait la turbulence, entraînant alors une augmentation de la viscosité apparente. Les vitesses de décantation seraient alors réduites et autoriseraient ainsi le transport de matériel plus grossier, renforçant en conséquence l'apport de la charge de fond. Il semblerait, selon Schumm (1960), que les cours d'eau dont la charge en suspension est dominante, soient plus étroits et plus profonds.

Les particules de la composante la plus fine de cette charge en suspension (*wash load*) se déplacent à des vitesses identiques à celles du courant qui les transportent. Selon les études menées par Wolman et Miller (1960), les charges en suspension sont généralement transportées par des décharges dites efficaces (dont l'influence semble majeure) présentant des durées d'écoulement de l'ordre de 0.3 à 5% (soit 1 à 20 jours par année). Enfin la quantité de matériel transportée par suspension est en règle générale largement en deçà des capacités de transport de l'écoulement, et est donc conditionnée par la quantité de fines disponibles dans le bassin versant.

Le lit du chenal est le lieu de transports différents affectant un matériel plus grossier qui forme le **matériel charrié par le fond** (*bed-material load*). Ce matériel est composé par des particules de toutes tailles généralement supérieures à 0,062 mm. Ces particules se déplacent à une vitesse inférieure à celle de l'écoulement, et sont transportées selon trois modes différents dits de **charge de fond** *(bed load*) (i) la saltation, (ii) la rotation et (iii) la reptation. Elles peuvent également être transportées et maintenues au sein de l'écoulement lorsque celui-ci forme un mélange turbulent, le transport est dit en **suspension**. Dans les rivières argilo-sableuses, ce matériel essentiellement sableux (la taille des grains dépasse rarement les 2mm) forme par migration des structures de courants telles que des rides, des dunes ou des antidunes (structures non reproduites dans des systèmes plus grossiers, Figure 1-13). De plus, le taux de transport de la charge de fond est dépendant de la capacité de transport de l'écoulement, contrairement à celui de la charge en suspension.

Cependant ces différentes charges adoptent des comportements distincts en fonction de la vitesse de l'écoulement. Ainsi, le transport des particules en suspension est actif jusqu'à un certain seuil, celui de la vitesse d'entraînement, au-delà duquel s'observe un comportement à tendance érosive. À l'inverse, des vitesses d'écoulement faibles (qui sont fonction de la taille des particules) favoriseront la décantation des particules qui entreront alors dans une phase de dépôt. Les particules plus grossières qui forment le matériel du fond du chenal, se caractérisent par une très faible zone de transport, en dehors de laquelle elles migrent puis érodent le fond du chenal (Knighton, 1998 ; Figure 1-12).

Dans les systèmes méandriformes, le dépôt s'effectue sur la berge interne du méandre et forme une séquence granodécroissante qui traduit la diminution de la puissance de l'écoulement au cours du temps.

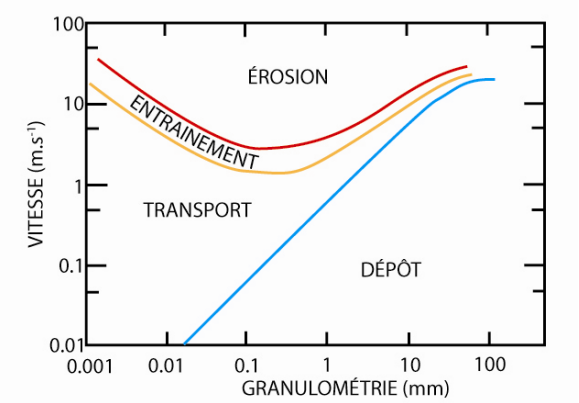


Figure 1-12 : Graphiques illustrant l'occurrence des mécanismes d'érosion et de dépôts en termes de seuil de vitesse et de taille de particules au sein d'un écoulement fluviatile (d'après Hjulström, 1935).

Le matériel se dépose dans un premier temps sur une surface plane. Puis l'absence de cohésion associée à la granularité de cette surface permet un réarrangement géométrique par le jeu des contraintes de cisaillement des écoulements. L'agencement des particules sableuses aboutit à la formation de structures sédimentaires (*bedforms*). Ces structures de courant sont représentatives des variations locales du taux de transport sédimentaire (Figure 1-13). Chaque structure est interprétée comme une moyenne représentative de l'ajustement vertical et horizontal du matériel sableux.
Les séquences sédimentaires engendrées présentent alors un motif répétitif qui témoigne des alternances entre phase de dépôt et phase d'érosion (Figure 1-13). La séquence associée à une augmentation croissante de l'intensité du courant pour une granulométrie donnée, est la suivante : Rides - Dunes - Laminations planes - Antidunes.

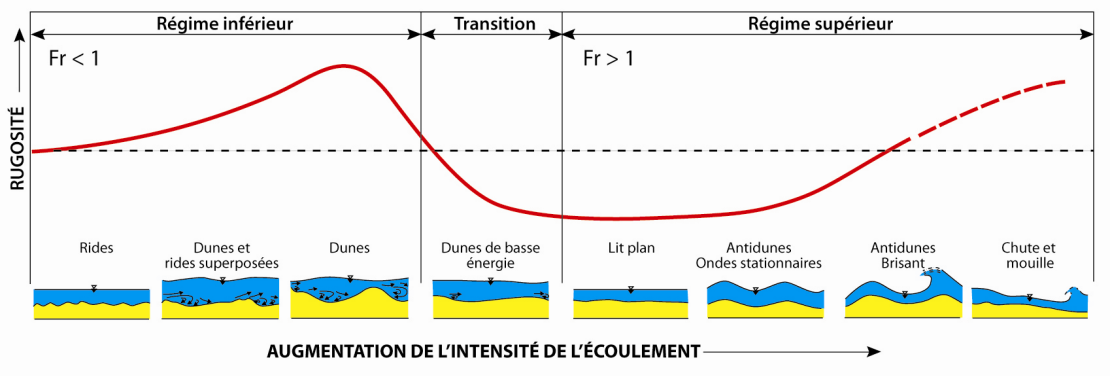


Figure 1-13 : Schéma illustrant l'impact de la rugosité sur la formation des structures sédimentaires au sein d'un système fluviatile sableux. La ligne rouge représente les variations de résistance de l'écoulement associées à une augmentation de son intensité. Sont également dessinées les structures sédimentaires issues de ces différents régimes d'écoulement (d'après Knighton, 1998).

Chaque structure de courant est liée à un régime d'écoulement présentant des résistances et des vitesses de transport différentes. Au vu des systèmes actuels et des modélisations analogiques, il apparaît que les structures de type rides et dunes soient caractéristiques de régime d'écoulement inférieur (Fr < 1) et que les structures de laminations planes et d'antidunes attestent d'un régime d'écoulement supérieur (Fr > 1 ; Figure 1-13). La nature de ces structures est également fonction de la puissance hydraulique et de la granulométrie de la charge transportée par la rivière, tels que le montrent les travaux de Simons et Richardson (1966 ; Figure 1-14). Plus la puissance hydraulique de la rivière est grande et plus les structures qui se mettent en place sur le lit du chenal sont représentatives d'un régime d'écoulement élevé. La

taille des particules influe peu quant à la formation des structures de très haute ou très faible énergie (lits plans et/ou antidunes), mais devient discriminante dans les régimes d'écoulement moyens, lorsque se développent rides et dunes.

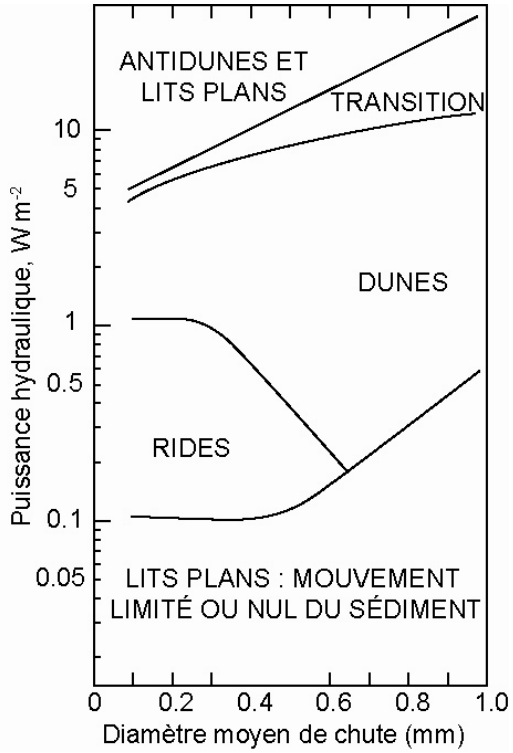


Figure 1-14 : Relations entre structures sédimentaires, puissance hydraulique et granulométrie (d'après Simmons et Richardson, 1966).

Selon Knighton (1998), la formation des structures de courant relève des mécanismes suivants (Figure 1-13). La réorganisation des dépôts sableux planaires de la barre de méandre démarre dès lors que la contrainte de cisaillement dépasse le seuil de la vitesse d'entraînement. Le matériel sableux du fond du chenal est alors soumis à un réagencement par remise en mouvement. Dans un premier temps, les contraintes auxquelles sont soumises les particules sont très faibles et engendrent, par accumulation aléatoire du sédiment, de petites ondes. Progressivement ces ondelettes vont former des **rides** dont la partie amont présente une pente faible et la partie aval une pente forte. Ces rides sont en règle générale composées par du matériel sableux de granulométrie inférieure à 0,6 mm et peuvent atteindre jusqu'à 0,2 m de hauteur, pour des longueurs d'onde maximales de 0,6 m. Ces dimensions sont par ailleurs indépendantes de la hauteur d'eau du chenal, mais tendent à augmenter avec la taille du sédiment.

Avec l'augmentation de la vitesse d'écoulement, la contrainte de cisaillement continue de s'intensifier et remodèle les rides en **dunes**. Elles adoptent la même géométrie que les rides mais développent des tailles plus importantes, elles peuvent atteindre des hauteurs de 10 m et des longueurs d'onde maximales de 1000 m (valeurs extrêmes observées dans de très larges rivières). De plus ces géométries, contrairement à celles des rides, sont directement liées à la profondeur d'eau du chenal. On note également que l'augmentation des vitesses d'écoulement entraînent le passage de structures 2D de type ride à des structures 3D de type dune.

Si la vitesse d'écoulement continue de croître, les dunes peuvent être remobilisées et réorganisées par un courant de haute énergie qui inhibe tout processus de dépôt ou d'érosion 3D et aboutit donc à la formation de **laminations planes**.

Dans les cours d'eau larges et peu profonds, il arrive que ces dunes, alors proches de la surface de l'eau, soient remodelées par l'augmentation de l'intensité du courant sous forme d'**antidunes**, structures reflétant le mouvement des vagues qui se développent en surface. Ces antidunes se déplacent dans le sens inverse du courant et sont caractérisées par une érosion de leur face aval et un dépôt sur leur face amont (à l'inverse des rides et des dunes). Elles caractérisent des courants de très haute énergie et correspondent à un faciès transitoire, rarement préservé.

Il apparaît que les particules sédimentaires sableuses des cours d'eau se déposent lors des phases de chute des vitesses d'écoulement et qu'elles soient remobilisées lors des phases d'intensification entraînant la formation des structures de courant. Cependant, ces phénomènes d'accélération et de décélération des vitesses de courant, à l'origine du dépôt de ces structures, auraient une occurrence relative à des décharges dites efficaces. Ces décharges, de haute fréquence et faible amplitude, sont appelées décharges de pleins bords, en cela qu'elles remplissent le chenal sans en déborder et par conséquent sans atteindre la plaine d'inondation (Knighton, 1998 ; Figure 1-15 illustrant la construction d'une barre de méandre lors de la chute de courant qui suit la crue).

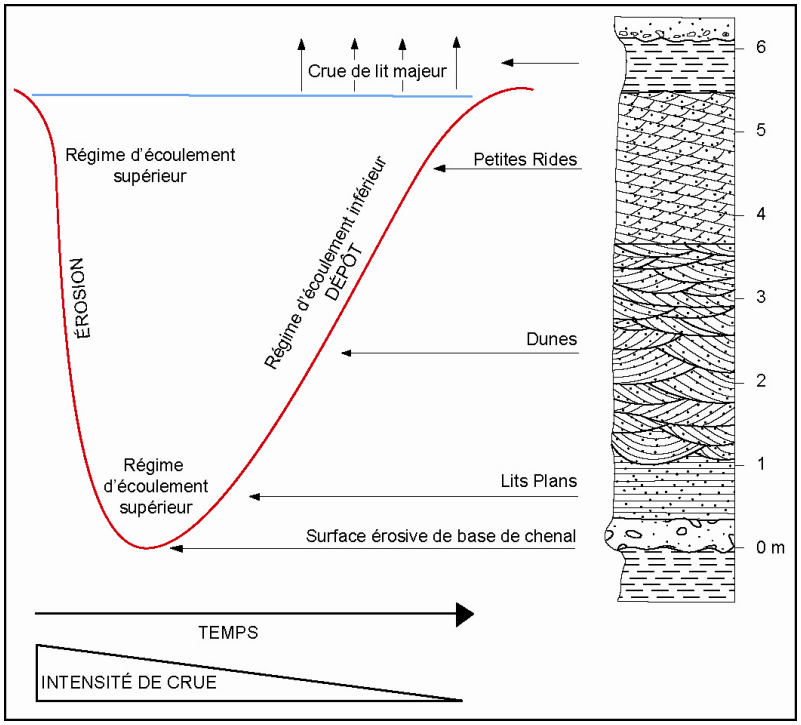


Figure 1-15 : Coupe stratigraphique type d'une barre de méandre. La succession verticale des structures sédimentaires observées est associée aux variations d'intensité de l'écoulement (ligne rouge) et à l'alternance de régime de dépôt et d'érosion (d'après Miall, 1996).

Les crues de plus forte intensité débordent du chenal donnant naissance à des écoulements lents dans la plaine d'inondation (interaction lit mineur / lit majeur) générant des flux de matériel en suspension du chenal vers la plaine d'inondation. De plus, lorsque la crue déborde, la vitesse de l'écoulement chute, du fait d'une perte de son confinement, entraînant un dépôt rapide des particules les plus grossières à proximité du chenal (construction des levées) et un transport des particules les plus fines (notamment le *wash load*) dans la plaine d'inondation.

Ainsi les crues de faible intensité sont responsables en grande partie du transport et du dépôt du matériel au sein du chenal, et les crues de plus forte intensité, dites de débordement, permettent le dépôt de matériel fin au niveau de la plaine d'inondation.

1.3 L'enregistrement sédimentaire des systèmes méandriformes

Les dépôts continentaux issus des systèmes fluviatiles peuvent s'individualiser en trois catégories majeures, les dépôts du chenal, les dépôts de débordement de la plaine d'inondation et les dépôts de la plaine d'inondation. Leur description est faite dans les paragraphes suivants.

1.3.1 Le chenal en méandre

Le lit mineur d'une rivière méandriforme se caractérise par une sinuosité relativement importante, matérialisée par le développement de boucles de méandres, dont les migrations évoluent au sein de la ceinture de méandres (Figure 1-16).

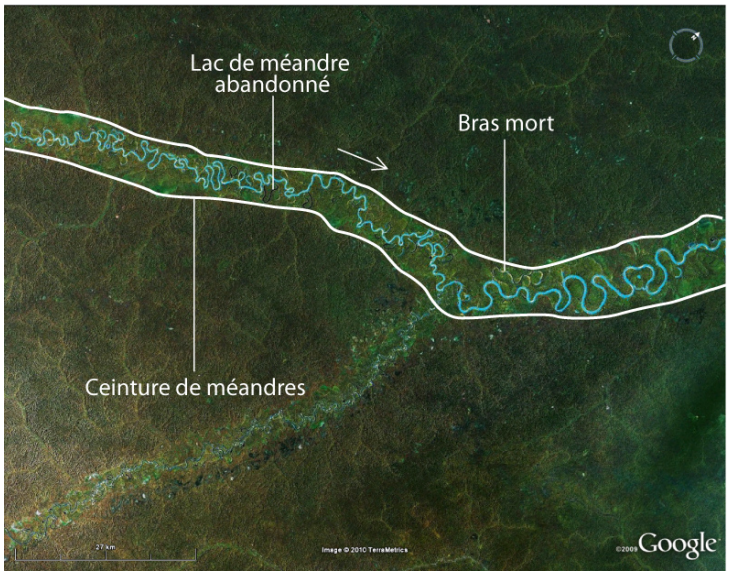


Figure 1-16 : Photo satellite de la rivière Jutaï (Amazonie, Nord Brésil) extraite de Google Earth. Ce cliché présente la ceinture de méandres formée par une rivière à haute sinuosité, à l'intérieur de laquelle les recoupements de méandres engendrent également la formation de lacs et de bras morts.

La morphologie particulière de ces méandres (berge intérieure en régime d'accumulation et berge extérieure en régime d'érosion) conduit au dépôt par accrétion latérale de corps sédimentaires de forme lenticulaire à sigmoïdale, et granoclassés, appelés les **barres de méandre** (*point-bar* ; Figure 1-9). Bien que la morphologie complète des barres soit rarement préservée, il est des éléments caractéristiques qui permettent de reconstituer les conditions de dépôt. Ainsi, Allen (1963) met en évidence une géométrie particulière, qu'il appelle *epsilon-cross-bedding* (Figure 1-17). Ces structures forment des sets obliques dont la géométrie générale forme un « S », et marquent la direction de migration de la barre. L'observation de ces géométries en coupe permet donc de mettre en évidence la direction de progradation du méandre, qui correspond à la normale au courant. Chacun de ces sets présente par ailleurs une succession type, inhérente aux processus de transport et de dépôts vus dans le *paragraphe 1.2.2*. Une séquence type (Allen, 1963 ; Figure 1-15) serait donc constituée de sa base à son sommet par :

- Une base érosive surmontée par du matériel micro-conglomératique (Φ > 2 mm), organisée selon des stratifications planes et correspondant au fond du chenal,

- Des sables passant de grossiers à moyens (0,25 < Φ < 2 mm), organisés selon une alternance de stratifications entrecroisées (*cross-bedding*) et planes de haute énergie, correspondant à la partie profonde du chenal,
- Des sables fins à très fins (0,063 < Φ < 0,25 mm) formant des rides et dunes, ou laminations entrecroisées (*cross-laminations*) de plus faible énergie et correspondant ainsi à environnement moins profond.

Il est toutefois à noter que cette succession est une succession dite type et donc idéale, rarement observée telle quelle dans l'ancien.

Ces trois ensembles individualisés, de par leur granulométrie (granoclassement décroissant) et leurs structures sédimentaires (stratifications entrecroisées, stratifications planes, rides et dunes) s'observent au sein de chaque set et traduisent de la répartition de l'énergie dans le chenal. Chaque set ainsi formé correspond à un épisode de migration du méandre. Leur empilement latéral aboutit à la formation d'une barre à fond relativement plat et horizontal, formée sur une surface érosive. Si l'organisation globale des sets indique le sens de migration de la barre, l'orientation des rides et des dunes est, quant à elle, un excellent indicateur du sens du courant. Ainsi une section normale aux sets d'accrétion latérale, permet de définir le sens d'écoulement local de la paléorivière.

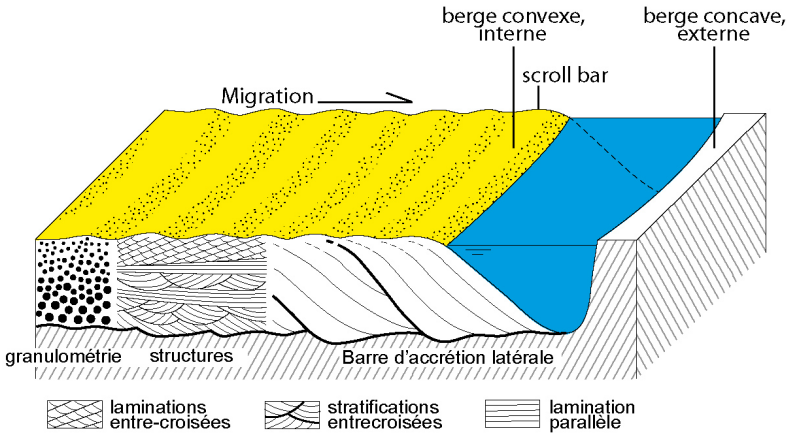


Figure 1-17 : Schéma illustrant l'architecture, les structures sédimentaires et l'évolution granulométrique d'une barre de méandre (d'après Allen, 1985).

Sur des affleurements de bonne qualité mettant à jour la surface des barres d'accrétion latérale, il est possible d'observer en plan des structures particulières, en forme de croissant, qui correspondent à la surface supérieure des différents sets d'accrétion latérale, les ***scroll bars*** (Reading, 1978 ; Figure 1-17 et Figure 1-18). Entre deux scroll bars peut se développer une petite dépression à l'origine du piégeage de sédiments fins sur la surface des barres de méandre. Ces phénomènes peuvent être identifiés en coupe grâce aux structures en crête et creux qu'ils forment sur la partie sommitale des barres de méandre.

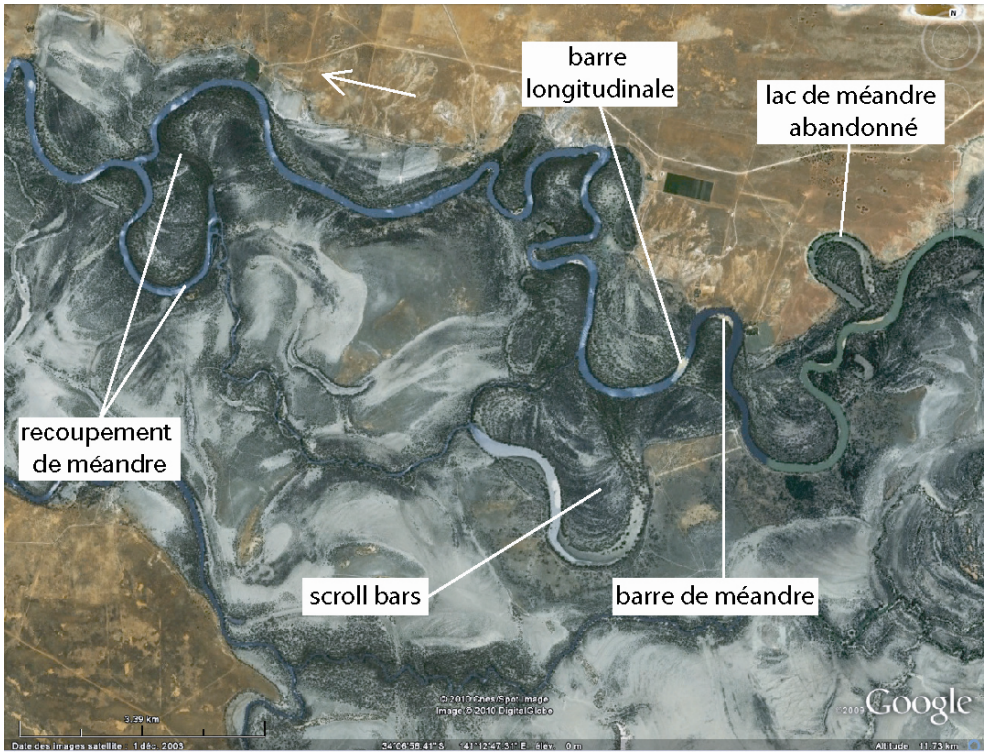


Figure 1-18 : Photo satellite de la Murray River (Victoria, Sud Australie) extraite de Google Earth. Sont présentées sur cette photo les *scroll bars* créées par la migration de la barre de méandre. Il est également possible d'observer des phénomènes de recoupement de boucle de méandre.

L'enregistrement sédimentaire d'une barre de méandre peut être plus complexe, notamment par la formation de morphologies particulières telles que les ***chute channels*** (Figure 1-19). Ces chenaux particuliers qui sont surcreusés sur la partie convexe de la barre de méandre, viennent compliquer la géométrie de celle-ci par un remplissage secondaire de haut niveau. Les barres dites *chute bars* qui se développent alors dans les dépressions créées sont remplies par accrétion verticale contrairement aux barres de méandre (*point bar*). Leur remplissage consiste en de petites séries (quelques dizaines de centimètres) granodécroissantes allant du gravier au sable puis au drapage argileux. Les sables s'organisent au centre de la barre selon de petites structures en auges qui passent latéralement à des rides grimpantes puis à des laminations obliques parallèles sur les côtés. Les drapages argileux se développent par décantation lors de l'abandon de la barre (jusqu'au prochain épisode de crue), qui est alors colonisée par la végétation.

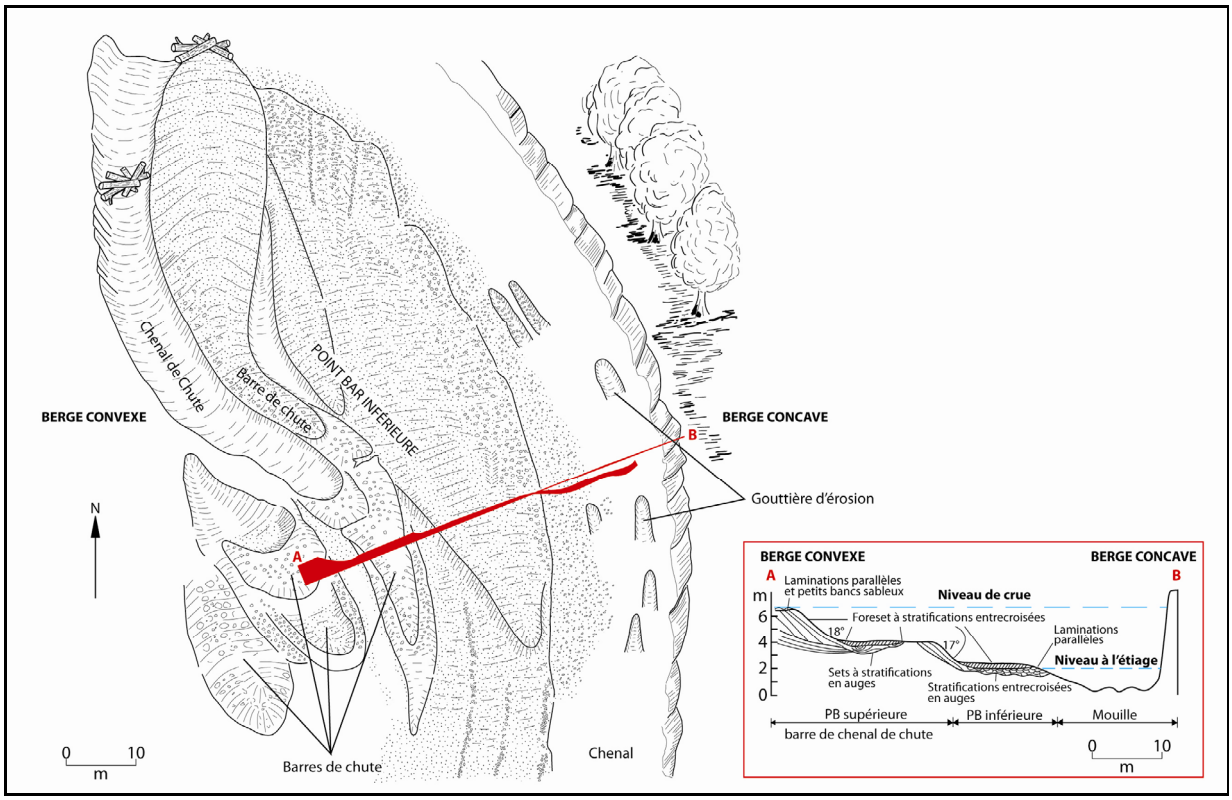


Figure 1-19 : Vue en plan et en section transverse d'une barre d'accrétion latérale et de son chenal de chute. La section transverse fournit une représentation de la topographie et des structures sédimentaires d'une barre de méandre de granulométrie grossière (d'après Reading, 1978).

Le fond du chenal se caractérise également par la formation de seuils et de mouilles (Figure 1-20). Les **seuils** (*riffle*) sont généralement formés à la sortie du méandre, au niveau du point d'inflexion et consistent en un point haut formé par une accumulation de matériel. Les **mouilles** (*pool*) sont des parties plus profondes localisées dans l'extrados des méandres.

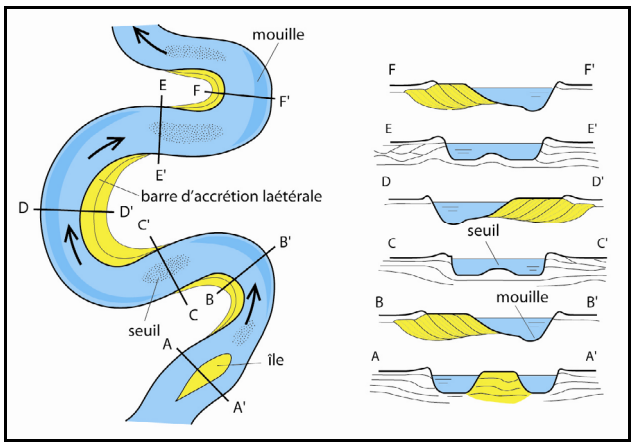


Figure 1-20 : Vue en plan et en coupe d'un chenal méandriforme illustrant les variations de profondeur le long du talweg. Les variations d'énergie au sein de l'écoulement engendrent la formation de surcreusements à l'apex du méandre appelés mouilles (*pool*) et de petits haut-fonds à sa sortie appelés seuils (*riffle*) (d'après Allen, 1985).

D'autres phénomènes interprétés par certains auteurs comme des avulsions mineures, aboutissent à des recoupements de méandre (Figure 1-18). Lorsque la sinuosité d'une boucle de méandre devient trop importante des phénomènes de recoupements vont entraîner la jonction des deux bras du méandre (Figure 1-21), modifiant ainsi le tracé de la rivière et créant à terme un **méandre abandonné** (*oxbow*) qui intègre la plaine d'inondation en conservant une jonction

plus ou moins marquée avec le chenal. Ces méandres abandonnés sont alors progressivement comblés par les sédiments fins transportés pendant les crues successives et forment des bouchons argileux. Sous des climats relativement humides, la plaine d'inondation n'étant jamais totalement asséchée, les dépressions laissées par ces méandres abandonnés sont occupées par des systèmes marécageux à lacustres (*oxbow lake, e.g*. des bayous de Louisiane).

Figure 1-21 : Phénomène dit de *neck,* goulot d'étranglement du méandre qui conduit à terme au recoupement des racines du méandre et à la formation d'un méandre abandonné. Exemple de la Red River (USA, Minnesota). Le Nord est à gauche (Photo de D.P. Schwert, Université du Dakota du Nord ; http://www.ndsu.nodak.edu).

1.3.2 Les phénomènes de rupture de berges

Les phénomènes de crues violentes provoquent parfois une rupture brutale des berges qui peut aller jusqu'à une avulsion complète du lit de la rivière qui réajuste alors son tracé.

Pendant les épisodes de crues, les levées peuvent rompre sous la force du courant et entraîner la diversion d'une partie de l'écoulement dans la plaine d'inondation. Se forme alors un **lobe de crevasse** (Figure 1-9). L'eau qui quitte le chenal est chargée en matériel sédimentaire, alors déposé dans la plaine d'inondation sous forme de lobe, ou de delta de crevasse (*crevasse splay*). Si ces lobes se développent suffisamment, un réseau de chenaux peut se mettre en place à leur surface (Figure 1-22). Morphologiquement, en section, ces deltas mono- à pluri- lobés forment des objets lenticulaires qui s'amincissent vers la plaine d'inondation. Résultant de courants relativement rapides et très chargés en matériel, il est courant qu'ils érodent une partie des fines sur lesquelles ils se déposent. Ces lobes de crevasses sont composés de matériel sableux relativement grossiers, pouvant s'organiser sous forme de stratifications entrecroisées puis planaires. Les dépôts présentent un granoclassement décroissant dû à la perte progressive d'énergie du système à mesure que le delta avance vers la plaine (O'Brien et Wells, 1986).

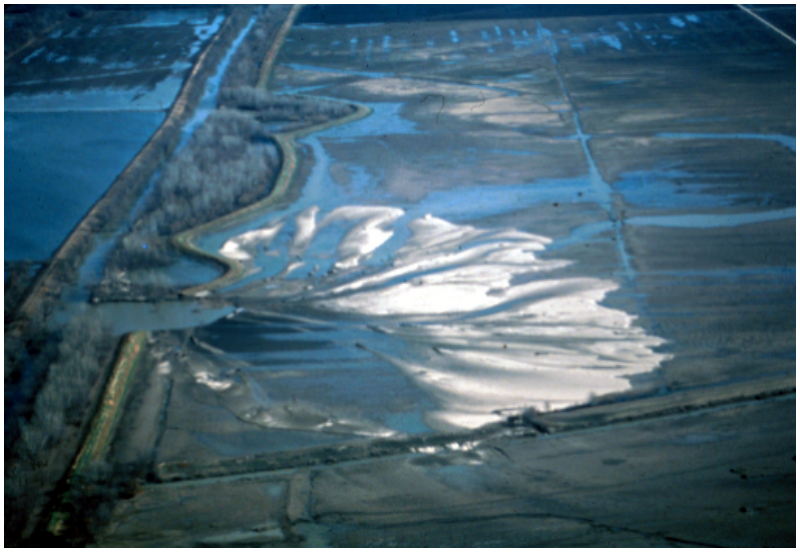


Figure 1-22 : Lobe de crevasse sableux mis en place après la rupture des levées de la rivière Bryants (USA, MO ; Photo de R.H. Meade, USGS http://faculty.gg.uwyo.edu)

Les **avulsions** dites régionales ont des fréquences élevées (un à plusieurs siècles) et engendrent la création d'un chenal abandonné ou **bras mort** pouvant être réemprunté par la rivière *a posteriori* (Figure 1-23). Ces avulsions peuvent également être dues à une modification du profil d'équilibre de la rivière, qui modifie son parcours suite à une augmentation trop importante de la pente.

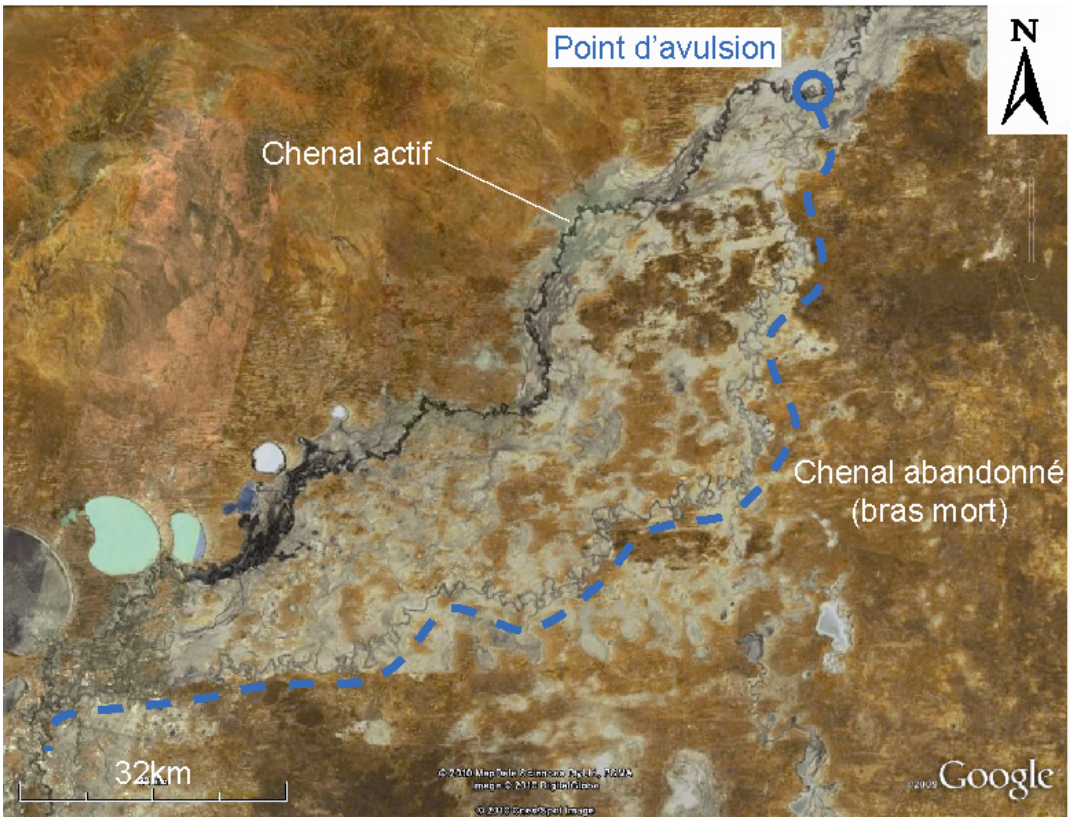


Figure 1-23 : Avulsion du fleuve Murray (Australie). Le point d'avulsion indiqué par un cercle bleu marque la séparation entre l'ancien chenal abandonné au profit du nouveau, actif. La lignée pointillée bleue marque l'ancien tracé de la rivière (image extraite de Google Earth).

1.3.3 La plaine d'inondation

Le lit majeur d'une rivière est la partie du système qui est immergée uniquement pendant les épisodes de crue majeure. Par conséquent les dépôts qui s'y mettent en place sont assimilés à des dépôts de débordement. Les **levées** correspondent à un faciès de transition entre le lit mineur et le lit majeur et marquent les limites du domaine de crue de pleins bords. Les principaux systèmes actifs dans le lit majeur sont la **plaine d'inondation** *sensu stricto* alimentée en fines lors des crues, et les zones **marécageuses à lacustres** alimentées ou non par les crues, et souvent par la nappe phréatique.

La transition entre le chenal et la plaine d'inondation dans laquelle il s'écoule est marquée par un système de **levées**. Bien que présentes sur chacune des deux berges, elles semblent plus développées sur la berge externe. Ces dépôts de crue de débordement (*overbank)* sont ennoyés uniquement lors des phénomènes de forte crue dite de débordement, en régime intermédiaire ou de haut étiage elles demeurent émergées. Il est fréquent d'y voir se développer la végétation (Figure 1-24). Ainsi, **les levées** se forment lors des épisodes de crue et ont donc un faible potentiel de préservation (Reading, 1978 ; Brierley et *al.*, 1997). Lors des crues importantes, l'eau passe au dessus des berges du chenal, passant ainsi d'un écoulement confiné à un écoulement en nappe. La diminution de turbulence au sein de l'écoulement qui s'en suit, entraîne le dépôt des particules les plus grossières de la charge en suspension. La granulométrie du matériel qui constitue les levées est donc variable, elle dépend de la charge transportée par la crue. Les levées sont généralement silteuses à sableuses. De par les forts courants responsables de leur création, elles enregistrent des structures sédimentaires de relativement haute énergie telles que des laminations entrecroisées, des laminations planes parallèles ou encore des rides grimpantes (Reading, 1978 : Brierley et *al.*, 1997). Les levées sont donc formées d'alternances de laminations interstratifiées de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur (certains systèmes développent des levées pluri-métriques) reflétant les fluctuations du niveau de l'eau dans le chenal. Il n'existe, *a priori*, pas de séquence standard pour les systèmes de levées (Brierley et *al.*, 1997), hormis un critère de reconnaissance basé sur l'évolution de la granulométrie qui tend à décroître à mesure que les dépôts avancent dans la plaine. Dans l'enregistrement sédimentaire cette tendance se traduit en coupe par une granulométrie croissante, qui diffère de celle des barres longitudinales ou latérales du chenal. De plus ces levées étant occasionnellement inondées, la végétation est libre de se développer sur leur surface. En conséquence, il n'est pas rare de trouver des traces de racines, ou des ichnofossiles dans les dépôts de levées. Leur géométrie en coupe est peu connue car mal contrainte par les affleurements. Elles affleurent généralement sous forme de banc non massif et d'épaisseur relativement constante pouvant présenter un léger pendage (< 5°) par rapport aux barres sableuses.

Figure 1-24 : Dépôts sableux de levées de la rivière Sheyenne (USA, Dakota du Nord) dépôt lors des derniers épisodes de crues subis par le système (Photo de D.P. Schwert, Université du Dakota du Nord ; http://www.ndsu.nodak.edu).

Lors des crues exceptionnelles le niveau d'eau dépasse les levées et ennoie la **plaine d'inondation** aussi appelée lit majeur. Les taux de sédimentation de la plaine d'inondation sont faibles et décroissent avec la distance au chenal du fait de la perte de vitesse de l'écoulement qui n'est plus chenalisé. La sédimentation du matériel mis en suspension dans cette plaine n'est pas uniforme et peut être contrôlée par la végétation régnante. Entre les épisodes de crues, deux types de fonctionnement, rythmés par le climat, existent. Le premier type est défini en domaine humide ; les points bas de la plaine d'inondation sont ennoyés et forment des marais, voire des lacs. Ces environnements propices au développement de la végétation peuvent ainsi conduire à la formation de tourbières. Cette végétation, dont la croissance est associée aux fluctuations de la nappe phréatique, entraîne le développement de sols sur l'ensemble de la plaine d'inondation. Le second type s'observe en milieu semi-aride, où l'absence de protection par le couvert végétal va favoriser le développement de structures de dessiccation, d'érosion éolienne et le dépôt de rides et dunes éoliennes. La plaine d'inondation alimentée uniquement pendant les crues est donc caractérisée par des dépôts fins argileux à silteux. À l'affleurement, ces dépôts correspondent à des argiles plus ou moins silteuses et relativement massives, qui peuvent présenter des traces de racines.

Les points bas de la plaine d'inondation, généralement hydromorphes, peuvent être marqués par la mise en place de zones marécageuses. Ces environnements se traduisent par des dépôts argilo-calcaires sombres dits **palustres**. Ces faciès souvent riches en assemblages polliniques peuvent également contenir des fossiles d'organismes de type mammifères, micromammifères, reptiles, invertébrés. Ces dépôts peuvent également être marqués par des traces d'émersion, tels que des fentes de dessiccation, des traces de racines ou des marmorisations liées au développement d'un sol. Les niveaux **lacustres** plus profonds et plus pérennes se caractérisent à l'affleurement par des dépôts calcaires blancs finement laminés ou massifs. Les microfossiles y sont abondants, tous comme les malacofossiles (majoritairement constitués de gastéropodes). Les systèmes lacustres des plaines alluviales restent restreints en taille. Les lacs servant d'exutoire aux rivières sont généralement plus étendus et les séries sédimentaires associées seront par conséquent plus importantes, ou pourront présenter des rythmites liées aux cycles saisonniers, les varves lacustres.

Les crues provoquant l'ennoiement total de la plaine d'inondation sont rares, et présentent des fréquences décennales à centennales. Les alluvions déposées dans la plaine pendant ces crues

sont donc rarement perturbées par des apports turbides. Cette perturbation est d'autant plus faible que l'on s'éloigne du chenal. Il en résulte un développement des zones végétalisées, favorisé d'autre part, par la proximité de la nappe phréatique (raccordée au chenal). Ainsi, ces étendues planes qui bordent la ceinture de méandres sont colonisées par la végétation et soumises à des phénomènes d'altération chimique (et mécanique), entraînant la formation de **sols**.

Les sols sont le résultat de l'altération chimique d'une roche mère par l'eau. L'hydrolyse qui suit un trajet descendant entraîne des transformations chimiques, créant de nouvelles phases minéralogiques. Ainsi, un sol se définit par une succession de couches ou horizons différents du substratum qu'il altère. Ces horizons sont le résultat de gain, de perte, de transfert et de transformation d'énergie et de matière. On distingue ainsi un horizon d'accumulation de matière organique l'horizon O ; un horizon lessivé, l'horizon A ; un horizon d'accumulation minérale, l'horizon B ; un horizon déstructuré, l'horizon C et un horizon sain qui correspond à la roche mère, l'horizon R.

Le développement d'un sol est lié à cinq paramètres majeurs. La **roche mère** (1) conditionne la composition chimique du sol. Le **climat** (2) influe sur le type et le degré de désagrégation et d'altération du substratum, à travers les températures et les précipitations. Le **biotope** (3), qui comprend la faune et la flore, joue sur les apports de matière organique. La **topographie ou relief** (4) influe sur les écoulements d'eau et donc la végétation - *i.e.* une pente importante favorisera un écoulement des précipitations à la défaveur des infiltrations, ce qui empêchera un développement accru de la végétation et par conséquent l'altération de la roche. Plus le **temps** (5) s'écoule plus les sols sont matures car les processus à l'œuvre dans la formation des sols sont lents (Université de Colombie Britannique, http://www.landfood.ubc.ca/soil200). De ces cinq paramètres résultent une zonation des sols qui se développent au voisinage d'une rivière.

Ainsi, les travaux réalisés par Kraus (1999) et Bown et Kraus (1987) montrent que l'influence de la granulométrie, des taux de sédimentation et des fluctuations de la nappe phréatique modifie la nature et le degré d'évolution des sols. Ainsi, les dépôts de levées situés sur des hauts topographiques ont des taux de sédimentation épisodiquement élevés, et essentiellement sableux ; il s'y observe par ailleurs des sols peu développés et généralement composites. Les dépôts de débordement de la plaine d'inondation plus distaux du chenal, sont quant à eux, situés dans des zones basses hydromorphes, proches de la nappe phréatique et possèdent des taux de sédimentation faibles ; des sols bien développés et relativement épais se forment dans ces environnements. Kraus (1999) observe également que les sols qui se développent à la surface des dépôts de crevasse sont composites et peu matures, elle associe ce pédofaciès aux évènements rapides et instables de dépôts qui caractérisent les lobes de crevasse (Figure 1-25).

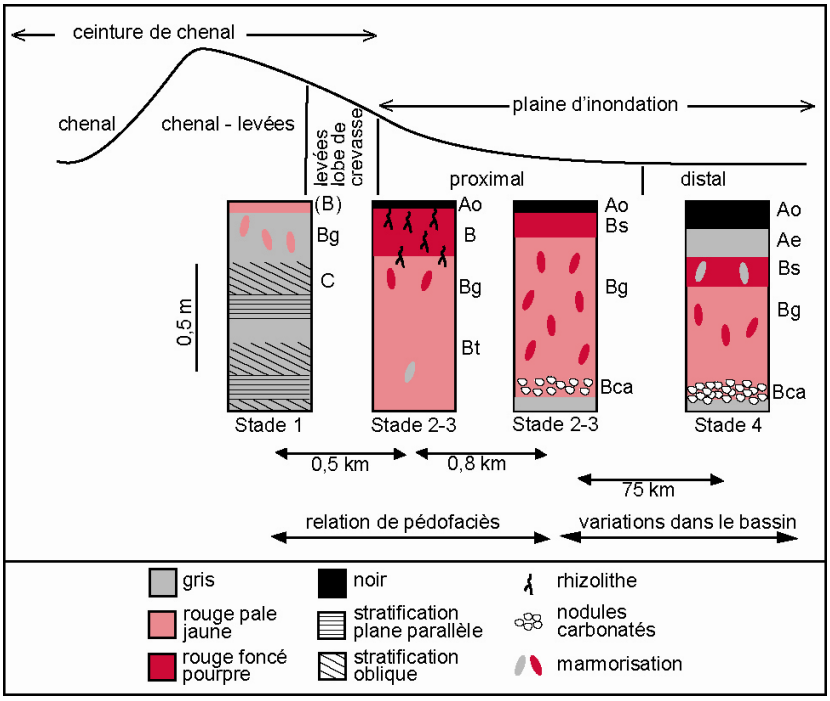


Figure 1-25 : Relations entre pédotype et environnement alluvial, à petite et grande échelle (variations dans le bassin). Les sols développés dans un périmètre de 2 km autour du chenal sont de type Entisols ou Inceptisols (*US Soil Conservation Service*), très peu matures (stade 1). Les sols plus matures (stades 3 et 4) de types Alfisols ou Vertisols (*US Soil Conservation Service*) se développent jusqu'à 75 km du chenal grâce au changement des taux d'aggradation (modifié d'après Kraus, 1999). Les horizons A correspondent aux horizons lessivés. Les horizons B correspondent aux horizons d'accumulation (avec g : gleyifié ; t : riche en argile ; s : riche en sesquioxydes ; ca : riche en carbonate). Les horizons C correspondent aux horizons destructurés.

Il ressort de ces études (Kraus, 1999 ; Bown et Kraus, 1987) que les sols développés à proximité du chenal (sur les dépôts de barres sableuses, sur les levées ou sur les dépôts de crevasse) présentent des degrés de maturation bien moindres que les sols formés dans la plaine d'inondation. Ce phénomène est relatif au fonctionnement même de la rivière. La formation d'un sol nécessite du temps et des conditions relativement calmes, les taux de sédimentation extrêmement faibles de la plaine d'inondation sont par conséquent plus propices à leur développement. De plus la végétation qui se développe sur les alluvions argilo-silteuses de la plaine d'inondation augmente le pouvoir d'altération chimique des eaux de ruissellement, favorisant ainsi les réactions chimiques responsables du développement des horizons pédogénétiques. Les zones de levées, de lobes de crevasse ou de barres de méandre essentiellement sableuses sont rarement colonisées par la végétation de par leur instabilité, elles sont donc, d'une part plus difficilement altérables chimiquement, et d'autre part plus sujettes aux apports sédimentaires qui étouffent les sols.

Dans le domaine fluviatile, le degré d'évolution et de maturation d'un sol augmente avec la distance par rapport au chenal. Les conditions responsables de ce phénomène sont lithologiques (argile de plaine VS sable de chenal), topographiques (plaine basse VS chenal haut), écologiques (végétation de plaine VS faible végétation au voisinage du chenal), et dynamiques (stabilité et faible taux de sédimentation de la plaine VS instabilité et fort taux de sédimentation du chenal).

Il convient également d'y ajouter une modulation climatique, dont l'action se fait à travers les températures et la saisonnalité des pluies.

1.4 Conclusion

Ces premiers éléments d'information sur les systèmes fluviatiles, et plus particulièrement sur les systèmes méandriformes, fournissent des éléments de réflexion quant à la démarche à adopter.

L'observation des systèmes actuels montre que l'élément caractéristique des rivières en méandres est la barre d'accrétion latérale qui se développe sur la berge interne de la boucle de méandre. Cet objet est par ailleurs lié à un régime d'écoulement particulier appelé décharge de crue de pleins bords. De cette décharge dominante résulte des géométries particulières appelées géométries hydrauliques ou géométries de crue de pleins bords. La formation et la morphologie des barres d'accrétion latérale sont directement corrélées à ces régimes d'écoulement de crue de pleins bords.

Ces méandres sont par ailleurs des objets très mobiles, leur progradation est constante et entraîne une migration progressive du chenal au sein de la ceinture de méandres. Outre les phénomènes de migration progressive, les chenaux méandriformes, de par leur forte sinuosité, sont également affectés par des évènements plus rares et plus conséquents, les avulsions et recoupements de méandres. Résultent de ces processus des modifications notables au sein de la rivière. La plaine d'inondation présente, quant à elle, une pérennité et une stabilité qui donnent accès aux évènements condensés ou effacés au sein de la ceinture de chenaux. Les sols qui s'y développent sont soumis à des contrôles environnementaux et climatiques qui, nous l'avons vu, sont biaisés à proximité du chenal.

Il apparaît donc que de nombreux signaux soient portés par les dépôts engendrés par un système méandriforme, tant par le système chenalisé que par la plaine d'inondation. Le décryptage et l'analyse de ces signaux sont indispensables à la compréhension du fonctionnement à grande échelle (spatiale et temporelle) de ces systèmes fluviatiles, car ils résultent de l'action de paramètres de contrôle, extérieurs à la rivière, auxquels nous consacrons le chapitre suivant.

CHAPITRE 2 : LES DIFFÉRENTES ÉCHELLES DE TEMPS ENREGISTRÉES PAR LES SYSTÈMES FLUVIATILES

Les systèmes fluviatiles sont des systèmes dynamiques qui évoluent non seulement dans l'espace mais également dans le temps. En résulte un enregistrement sédimentaire complexe. Réussir à interpréter les successions sédimentaires produites par de tels systèmes est un enjeu majeur pour l'analyse des réservoirs potentiels et la prédiction de leur évolution temporelle et spatiale. Deux approches permettent de comprendre les changements enregistrés par des dépôts fluviatiles anciens ; la première se focalise sur le chenal et plus particulièrement sur le lien entre chenal actif et dépôts chenalisés fossiles. Elle est utilisée dans notre étude pour déduire des paramètres paléohydrologiques. La seconde regarde le système dans sa globalité et analyse son comportement à grande échelle (spatiale et temporelle). Nous l'emploierons pour faire ressortir des signaux imputables aux paramètres de contrôle tectonique, eustatique et climatique d'un système fluviatile.

2.1 Les fluctuations enregistrées par les chenaux

Parmi les phénomènes susceptibles de modifier la morphologie d'une rivière, les fluctuations de la décharge sont les plus instantanées. Leur incidence se fait ressentir sur la section du chenal selon plusieurs échelles de temps, gouvernées par l'intensité et la fréquence des décharges considérées.

La décharge considérée comme la plus active en terme de transport de sédiments et qui présente des fréquences élevées est appelée décharge efficace. Amsler et *al.* (2005) en étudient le comportement à partir de l'exemple de la rivière Paraná (Argentine). Leurs travaux se basent sur les données cartographiques, hydrauliques et sédimentaires de cette rivière, mesurées sur une période proche du siècle. Ils représentent ainsi les évolutions conjointes entre géométries de chenal, décharges efficaces et précipitations. Leur analyse montre que les décharges efficaces sont plus élevées pendant les périodes humides que pendant les périodes arides ; et que la largeur du chenal, la sinuosité, le rapport largeur sur profondeur et le volume du chenal augmentent pendant les périodes de décharges efficaces élevées (Figure 2-1). Ils attribuent ces changements morphologiques aux fluctuations climatiques responsables, par l'intermédiaire des taux de précipitations, des variations de quantité d'eau collectée par le chenal et, par l'intermédiaire des températures, des taux d'érosion et donc des volumes de sédiment transportés par le chenal.

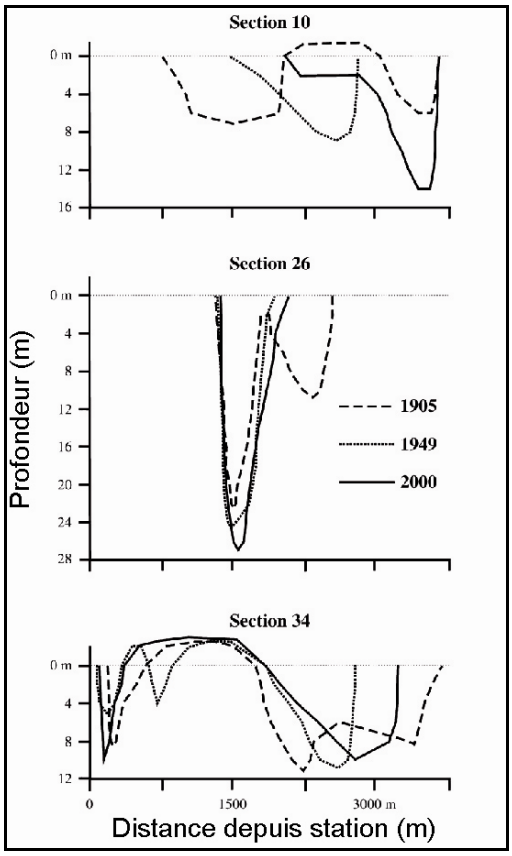


Figure 2-1 : Variations morphologiques de la rivière Paraná à trois sections différentes, au cours du 20ème siècle. Les valeurs de décharges effectives sont en 1905 :13 600 m^3/s ; en 1949 :12 560 m^3/s ; 2000 : 16 300 m^3/s.

Ainsi, des relevés effectués sur la rivière Colorado (Arizona) montrent que l'augmentation de l'intensité des décharges de crue entraîne un surcreusement du chenal et par conséquent une diminution du rapport largeur sur profondeur du chenal (Leopold et Maddock, 1953 ; Figure 2-2).

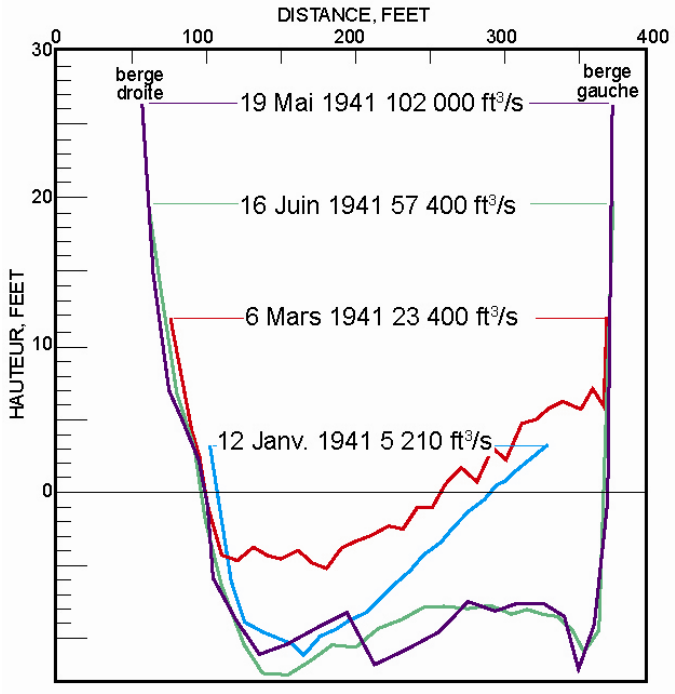


Figure 2-2 : Evolution de la section du chenal de la rivière Colorado (Arizona) au cours d'une crue majeure en 1941 (Leopold et Maddock, 1953). Durant la première partie de la crue, le chenal est empli par le matériel transporté par la crue (ligne bleue de janvier sous la ligne rouge de mars) puis pendant la seconde phase de la crue les courants érodent le fond du chenal (lignes verte et violette).

Cependant ces modifications sont imputées à des phénomènes violents de crue de débordement, dont les intervalles de récurrence sont élevés et, comme l'exemple de la rivière Colorado le montre, dont les durées sont relativement longues (Figure 2-2).

Ces études réalisées à des échelles temporelles inférieures à la centaine d'années mettent en évidence les conséquences morphologiques des variations de décharge sur une rivière. Ces décharges sont par ailleurs contrôlées par les taux de précipitations et de températures moyens qui influent sur le bilan évaporation-précipitation, et donc, sur les volumes d'eau collectés par le chenal. Ces premières variations présentent des cyclicités à petite échelle dites saisonnières (alternances de périodes sèches et humides) reconnaissables dans les systèmes actuels à travers les variations de décharges saisonnières (Figure 2-3).

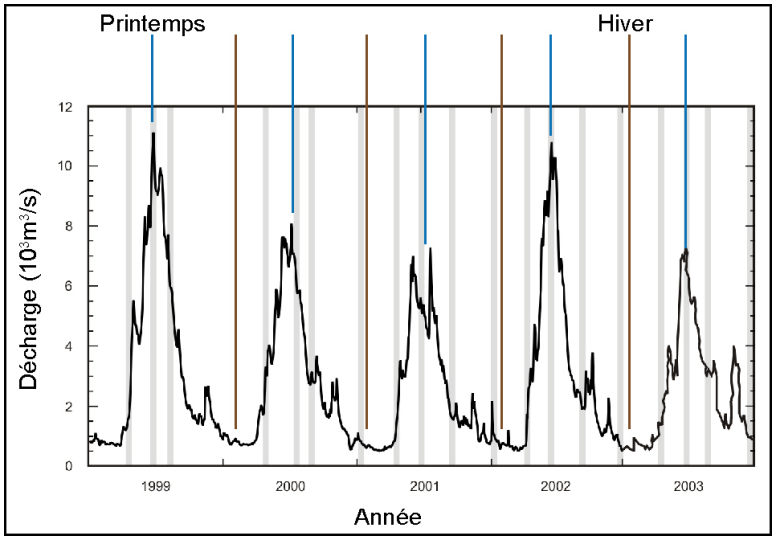


Figure 2-3 : Variations de décharge enregistrées par la rivière Fraser (Canada). Les valeurs maximales pouvant atteindre $1000 m^3/s$ sont enregistrées au printemps (traits bleus) et les valeurs minimales pouvant descendre à $300 m^3/s$ correspondent aux hivers (traits marron ; www.dfo-mpo.gc.ca).

Des études réalisées sur des systèmes fluviatiles actifs depuis le Quaternaire montrent que les chenaux peuvent également enregistrer des variations climatiques à des échelles supérieures à celle des saisons. Ces variations sont notamment attribuées aux fluctuations climatiques au cours des cycles glaciaires-interglaciaires du Quaternaire. Un exemple est fourni par les travaux de Rotnicki (1991) qui utilisent les géométries de 25 paléoméandres de la rivière Prosna (Pologne) afin de restituer un signal climatique depuis l'Alleröd (âge du plus ancien méandre mesuré). Ainsi, les paléoméandres sont utilisés pour définir les géométries de crue de pleins bords successives de la rivière à partir desquelles les décharges de crue de pleins bords et moyennes sont calculées. Les taux de précipitations, d'évaporation et de ruissellements associés à ces décharges sont ensuite estimés. Les courbes d'évolution de ces différents paramètres montrent une tendance générale à la diminution sur les derniers 12 ka. Les travaux de Rotnicki (1991) montrent que les chenaux associés aux différents tracés de la rivière Prosna ont enregistré des variations de débit qui se corrèlent avec les fluctuations climatiques ayant marqué les derniers 12 ka. Ainsi, leurs estimations montrent des augmentations des débits pendant les périodes froides du Younger Dryas, du Pré-Boréal et du Sub-Boréal (Figure 2-4).

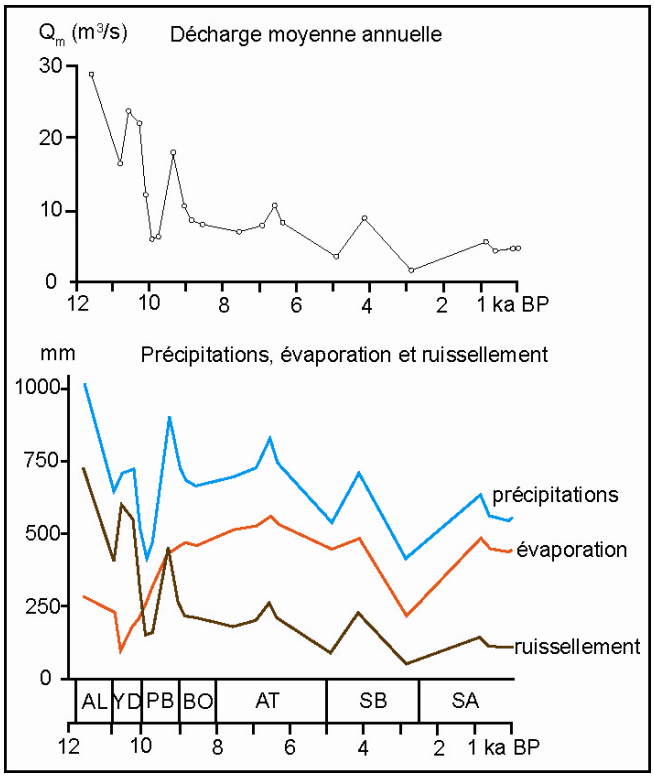


Figure 2-4 : Décharge, précipitations, évaporation, et ruissellement calculés depuis 12 000 ans à partir des géométries de chenaux de la rivière Prosna (Pologne ; Rotnicki, 1991). AL : Alleröd ; YD : Younger Dryas ; PB : Pré-Boréal ; BO : Boréal ; AT : Atlantique ; SB : Sub-Boréal ; SA : Subatlantique.

Ces études menées depuis l'échelle de l'année à celle de la dizaine de milliers d'années soulignent l'impact du climat sur la morphologie d'un chenal fluviatile au travers des variations de décharge. Les études actuelles utilisent décharge de crue ou décharge efficace, mesurées pour un chenal actif. L'étude de Rotnicki basée sur des chenaux fossiles utilise quant à elle la décharge associée aux géométries accessibles dans l'ancien, à savoir la décharge de crue de pleins bords. Considérant ces études il est donc possible de restituer des paléodécharges à partir de données géométriques mesurées dans des séries sédimentaires et, qui plus est, d'en déduire un signal climatique.

De plus les études des rivières quaternaires à actuelles qui ont utilisé les méthodes paléohydrologiques (Leopold et Maddock, 1953 ; Rotnicki, 1991 ; Amsler et *al.*, 2005) mettent en évidence l'importance du contrôle climatique dans l'évolution morphologique d'une rivière à travers les fluctuations des décharges. Le climat semble un paramètre très sensible qui influence la géométrie du chenal ainsi que le débit résultant pour un volume de précipitations donné.

2.2 Réponse d'un système fluviatile aux facteurs de contrôle à long terme

Les travaux de Shanley et McCabe (1994, 1998) montrent que les systèmes fluviatiles sont sous le contrôle de trois grands facteurs allogéniques : le **climat**, la **tectonique**, et **le niveau de base** (Figure 2-5 et Figure 2-6). La quantification de leur contribution respective sur l'évolution d'un système fluviatile constitue aujourd'hui encore un challenge à cause de l'interaction complexe entre ces trois grands facteurs.

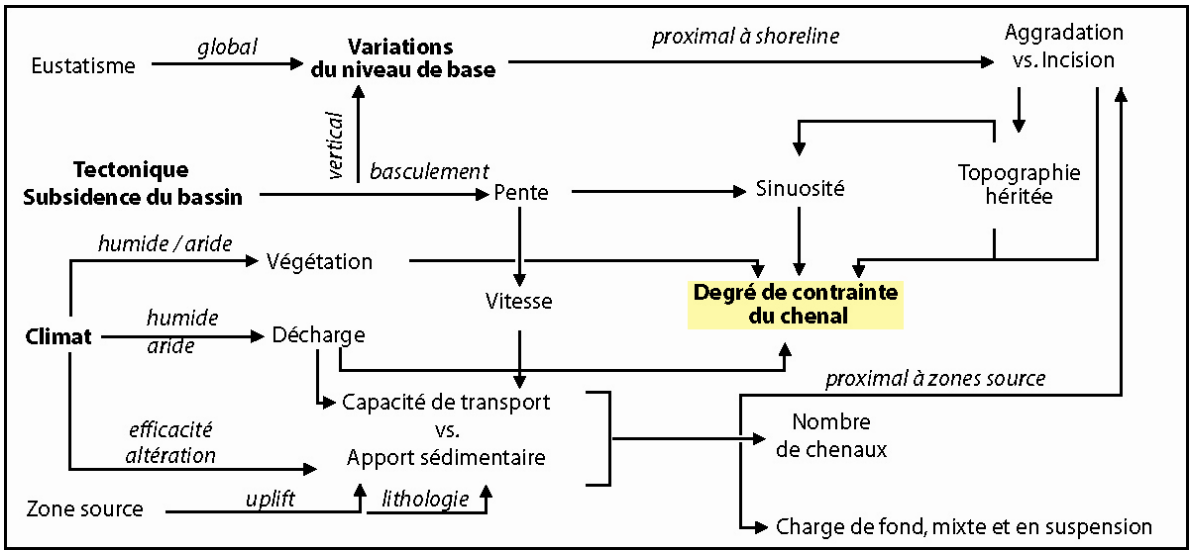


Figure 2-5 : Présentation des relations de cause à effet engendrées par les facteurs de contrôle allocycliques exercés sur un système fluviatile (d'après Catuneanu, 2006).

2.2.1 Notion de profil d'équilibre et de niveau de base en domaine continental

L'adaptabilité des systèmes fluviatiles s'explique par la recherche constante du **profil d'équilibre**. Leopold et Bull (1979) fournissent une définition du profil d'équilibre relativement complète et qui énonce que le profil d'équilibre d'une rivière est celui pour lequel la pente, la vitesse, la profondeur, la largeur, la rugosité, le réseau et la morphologie du chenal sont en telle harmonie qu'ils permettent la puissance et l'efficacité nécessaires au transport de la charge sédimentaire issue du bassin versant, sans que le chenal entre dans des phases d'aggradation ou d'érosion. Les cours d'eau qui sont hors de cette configuration entrent donc dans des phases d'érosion ou de dépôt afin d'atteindre cet équilibre, et ce, au travers d'un contrôle par la tectonique, le climat ou le niveau de base.

La *shoreline* ou ligne de rivage marque la limite entre le domaine marin soumis aux **variations eustatiques** et le domaine côtier à continental soumis à un régime mixte alliant variations du niveau de base *sensu stricto* et contrôles tectonique et climatique. De nombreux auteurs distinguent dans leurs travaux (Schumm, 1993 ; Shanley et McCabe, 1991, 1993 et 1994 ; Dalrymple et *al.*, 1998 ; Ethridge et *al.*, 1998 ; Bridge, 2003 ; Catuneanu, 2006) les systèmes fluviatiles côtiers qui sont soumis aux variations du niveau marin, dont l'influence diminue vers l'amont du système, laissant place à des influences tectonique et/ou climatique marquées (la limite d'action de l'eustatisme est aujourd'hui encore mal connue et dépend en partie de la taille du système). La partie proximale d'un système fluviatile est alors contrôlée par un pseudo-niveau de base (Shanley et McCabe, 1994) résultant de l'interaction climat/tectonique : le **niveau de base fluviatile** est associé en règle générale à la surface de la nappe phréatique, laquelle se raccorde au niveau de base marin à hauteur de la ligne de rivage, ou à un niveau de base local (par exemple celui d'un lac) si le système est endoréique.

Ainsi, lorsque le profil topographique d'une rivière est situé en deçà de son profil d'équilibre, celle-ci entrera dans une phase de dépôt ou **aggradation sédimentaire** (*aggradation*) ; *a*

contrario lorsque le profil topographique d'une rivière est situé au-dessus de son profil d'équilibre, un comportement érosif dominera, également appelé **érosion sédimentaire** (*degradation* ; Dalrymple et *al.*, 1998). Ces deux mécanismes se mettent en place lorsque l'équilibre relatif du système alluvial subit un forçage, en l'occurrence lorsque les paramètres allocycliques deviennent instables. Un système fluviatile répond avec un temps de latence aux facteurs tectoniques, climatiques et eustatiques. Ce temps de réponse se divise en deux composantes (Dalrymple et *al.*, 1998), (i) la première est sous contrôle allocyclique et correspond au temps écoulé entre l'introduction du changement dans le système et la réponse de celui-ci, elle est appelée *« causal » lag time* ; et (ii) la seconde liée aux mécanismes autocycliques (nature du sédiment, niveau de la nappe phréatique locale, niveau des lacs, couverture végétale et morphologie fluviatile), représente l'intervalle de temps entre l'initiation de la réponse du système à une perturbation extérieure et l'ajustement du profil du système aux nouvelles conditions mises en place, elle est appelée *« effectual » lag time.*

De plus, l'impact de ces facteurs allogéniques diffère en fonction de la position par rapport à la source et à l'exutoire, (Shanley et McCabe, 1994 ; Figure 2-6) et également en fonction du contexte structural régional du bassin (extension, compression). Ainsi, Catuneanu (2006) explique que les systèmes fluviatiles développés au-delà de la limite d'action des variations du niveau marin, répondent essentiellement aux facteurs de contrôle climatique et tectonique. Leur étude selon des méthodes de stratigraphie séquentielle requiert l'emploi d'un vocabulaire technique spécifique, introduisant des notions de cortège « d'accommodation » haute ou basse et non de haut ou bas niveau marin.

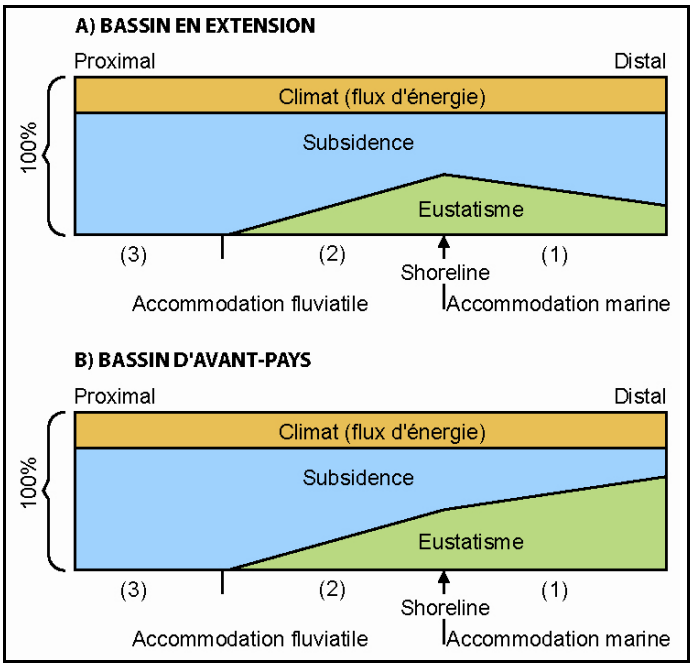


Figure 2-6 : Importance relative des facteurs de contrôle allocycliques sur l'accommodation d'un (A) bassin en extension et d'un (B) bassin d'avant-pays. Les bassins sédimentaires sont subdivisés en trois zones majeures : (1) marine ou lacustre (endoréique), l'espace disponible y est majoritairement contrôlé par l'eustatisme et la subsidence du bassin ; (2) partie distale du système fluviatile pour laquelle l'influence eustatique diminue au profit de la tectonique et (3) partie proximale du système fluviatile indépendante des variations du niveau marin. L'impact du climat est considéré stable dans les deux types de bassins (Catuneanu, 2006).

2.2.2 Le climat

L'impact du climat sur un système alluvial est d'autant plus important que la tectonique du bassin est stable. Il se fait ressentir à travers la combinaison température/précipitation, dont les associations modifient : les bilans évaporation/transpiration, les taux de ruissellement, la

végétation, la cohésion du sol et les taux d'érosion. Ces paramètres vont avoir un impact sur un cours d'eau à travers les volumes d'eau collectés par celui-ci (Figure 2-5) et également sur les plaines d'inondation, notamment, à travers la végétation.

2.2.2.1 Impact du climat sur l'évolution à long terme d'un chenal

Nous avons vu au préalable que les chenaux enregistrent des fluctuations de la décharge allant des saisons à plusieurs milliers d'années, à travers des ajustements géométriques. Cependant, ces phénomènes correspondent à des fluctuations courtes à l'échelle géologique, et certains auteurs s'intéressent aux évènements climatiques susceptibles d'influencer l'évolution à long terme d'un système fluviatile.

- **La cyclicité climatique**

Les cyclicités à grande échelle liées aux cycles orbitaux de Milankovitch exercent également un contrôle sur l'évolution des systèmes fluviatiles. Ainsi, une étude menée sur les dépôts fluviatiles méandriformes du Dévonien du Groenland de l'Est identifie les cycles d'excentricité et de précession qui influent sur les décharges fluviatiles par le biais des taux de précipitations (Olsen, 1990). Les auteurs en déduisent que des cyclicités de 20 000 et 110 000 ans prévalent dans les variations de pentes et de tailles des chenaux développées par le système méandriforme étudié (Figure 2-7).

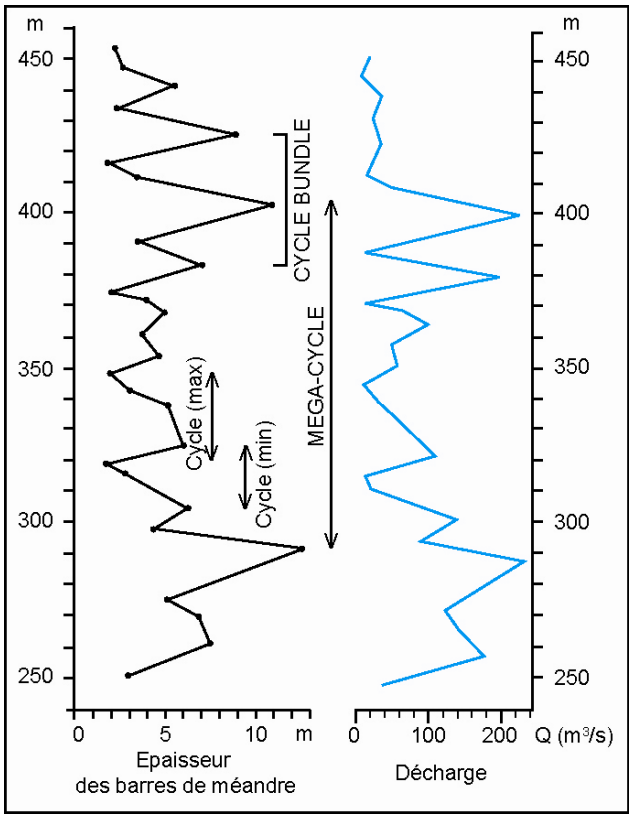


Figure 2-7 : Variations climatiques cycliques interprétées sur la base des épaisseurs de chenaux et des décharges associées dans les séries méandriformes de la série de Anderson Land (Dévonien, Kap Graah, Groenland Est). Le méga-cycle correspond à un cycle d'excentricité de 110 ka défini à partir des valeurs maximales. Les petits cycles correspondent à des périodes de précession de 20 ka (min. et max. ; Olsen, 1990).

Vandenberghe (1995), en se basant sur l'évolution de systèmes hydrographiques nord européens au cours du Quaternaire (Meuse et Dinkel, Pays-Bas et Belgique), montre que l'influence du climat est fonction de l'échelle de temps considérée. Il distingue ainsi quatre échelles temporelles selon lesquelles doivent être analysés les comportements des rivières : la

première est liée aux cycles glaciaire-interglaciaire. Sur ces périodes de l'ordre de la centaine de milliers d'années l'évolution d'un système fluviatile est totalement dépendante du climat. En effet, les températures et les précipitations ont une incidence directe sur la végétation, laquelle favorise la cohésion du sol et donc freine son érosion. Or l'érodabilité du sol est en lien direct avec la concentration en matériel sédimentaire charrié par la rivière (Knighton, 1998). Il en découle que le climat influence le régime d'un chenal, en dictant les phases d'érosion ou de dépôt le long du profil d'équilibre d'un cours d'eau.
Puis, la seconde échelle que Vandenberghe propose, est de l'ordre des dizaines de milliers d'années, il l'assimile aux alternances d'épisodes chauds et froids. À cette échelle de temps sont modifiés la végétation, la stabilité des sols et les taux de ruissellement, ayant un impact sur le comportement d'une rivière.
Les troisième et quatrième échelles sont respectivement de l'ordre du millier et de la centaine d'années et ont une incidence plus locale sur les systèmes fluviatiles. Il les assimile à des périodes d'instabilité et des variations climatiques d'ordre inférieur. Ce même auteur dans une étude postérieure (Vandenberghe, 2002) ajoute que la cyclicité des systèmes fluviatiles n'est pas entièrement liée au climat, et que le temps de réponse du système doit être pris en compte dans l'analyse de l'impact climatique. Ainsi, il s'appuie sur les simulations numériques de Bogaart et van Balen (2000) pour tester l'influence des évènements climatiques en fonction du temps de réponse du système. Il conclut que les changements climatiques de faibles durées ne laissent d'empreintes visibles sur les systèmes fluviatiles que lorsque le temps de réponse du système fluviatile est rapide, et que par conséquent, les cycles d'ordre supérieur sont plus susceptibles d'être enregistrés par les successions fluviatiles.

De plus, Schumm (1968) en étudiant les relations entre ruissellement annuel moyen, apport sédimentaire et précipitations annuelles moyennes, met en évidence l'importance du climat initial sur la réponse du système alluvial à un changement climatique. Il conclut également de son étude basée sur des systèmes alluviaux d'Amérique du Nord que la sensibilité des systèmes fluviatiles entraîne des réponses significatives à des changements climatiques globaux mais également à des variations d'amplitude ou de fréquence d'évènements ponctuels compris au sein d'un climat global stable.

- **<u>Le climat et la taille du matériel charrié par la rivière</u>**

Cependant, la controverse quant à l'impact du climat sur la configuration des systèmes fluviatiles reste ouverte. Bridge (2003) réfute la théorie du contrôle climatique unique sur les décharges des rivières et par conséquent sur sa capacité à influer sur leurs géométries. Il explique que les fluctuations saisonnières des décharges se font ressentir préférentiellement sur la taille des grains et sur les structures sédimentaires. Se basant sur l'observation de tous types de rivière sous tous types de climats, Bridge (2003) argumente que le contrôle climatique par l'intermédiaire de la végétation n'est pas prouvé. Il introduit cependant un changement de comportement des systèmes fluviatiles associé aux cycles glaciaires/interglaciaires. Les **périodes glaciaires** et **l'initiation de la déglaciation** sont associées à des augmentations de l'intensité des décharges de crues, de la granulométrie moyenne et de l'apport sédimentaire. Ces modifications entraînent une avancée des systèmes grossiers d'altitude, une augmentation de la pente des vallées, un élargissement de la taille des ceintures de chenaux et des changements de configuration des chenaux. Pendant ces périodes se mettent en place de nombreux corps chenalisés fortement interconnectés. Les **périodes interglaciaires** sont, quant à elles, associées

à un renouvellement de la végétation montagneuse, à une réduction de l'intensité des décharges de crues, de la granulométrie moyenne et des apports sédimentaires. Au cours de ces périodes de réchauffement, l'érosion des régions de haute et moyenne altitude va s'intensifier puis aboutir à la mise en place des **terrasses fluviatiles**. Ces épisodes s'accompagnent également d'une diminution des fréquences d'avulsion et de la taille des chenaux et ceinture de chenaux dans les moyennes vallées, ce qui se traduit par une réduction de la proportion et de la connexion des corps sableux chenalisés. Cependant, en région côtière, l'augmentation du niveau marin entraîne une augmentation des taux de dépôt et de la fréquence des avulsions se traduisant par un accroissement de la proportion et de la connexion des corps sableux chenalisés.

- **Conclusion**

Il existe donc plusieurs points de vue quant à l'impact du climat sur l'évolution des morphologies fluviatiles. De plus, comme le révèle nombre d'études, il est difficile de prouver l'impact du climat au sein d'un système continental dès lors que les composantes tectoniques et eustatiques sont introduites (de Boer et Smith, 1994 ; Miall, 1996). Le lien le plus direct qui est donc proposé est résumé par la chaîne suivante : les variations climatiques influent sur les taux de précipitations et d'évaporation et sur les températures, qui contrôlent les taux de production et de transport de matériel sédimentaire à travers les taux d'érosion et les décharges.

2.2.2.2 Impact du climat sur l'évolution de la plaine d'inondation

L'impact du climat au sein d'un système fluviatile n'est pas limité à la morphologie des chenaux mais se fait ressentir également sur les dépôts de la plaine alluviale. Ainsi les processus pédogénétiques responsables de la maturation des sols sont directement contrôlés par le climat. Comme le démontrent les différentes classifications qui sont faites des sols actuels (USDA, FAO, WRB), les transformations chimiques qui se produisent dans les sols sont fonction des précipitations, des températures et de la saisonnalité (Retallack, 1990). L'efficacité des systèmes dépend ainsi des actions conjuguées de ces paramètres, associées à des paramètres plus locaux tels que la nature du substrat initial sur lequel se développent les sols, ou plus globaux tels que la stabilité du système.

Les précipitations participent à la dissolution et au lessivage du carbonate de calcium présent dans de nombreux minéraux (ex : feldspath, apatite, amphibole ; Retallack, 1990). Ainsi, dans les milieux humides, bien drainés le carbonate de calcium est évacué dans les eaux souterraines, à l'inverse des environnements à saisons alternées où il n'est pas totalement évacué et peut alors reprécipiter dans un horizon de subsurface (*Bk*). Retallack (1990) montre que les sols présentant un horizon d'accumulation carbonaté sont de bons indicateurs de climat semi-aride et que les sols appauvris en carbonates, indiquent quant à eux des environnements humides (Tableau 2-1 et Figure 2-8). Cependant les précipitations ne jouent pas uniquement sur la concentration en carbonates des sols, elles influent sur leur géochimie globale. Ainsi, la nature des argiles est également représentative des taux de précipitations (elle est également tributaire des temps de formation des sols). Par exemple, la kaolinite caractérise des sols de régions humides contrairement à la smectite présente pour des conditions de précipitations annuelles inférieures à 500 mm (Retallack, 1990).

Type de Sol bien développé	PMA	TMA	CIA–K	B/Al
Alfisol (enrichi en argiles)	991 ± 196	11,1 ± 3,6	69,1 ± 8,1	0,61 ±0,19
Mollisol (enrichi en carbonates)	582 ± 181	9,4 ± 3,6	51,4 ± 16,1	1,38 ± 0,9
Ultisol (appauvri en cations)	1239 ± 138	16,2 ± 2,5	87,4 ± 8,9	0,24 ± 0,23

Tableau 2-1 : Comparaison des taux de précipitations moyennes annuelles (PMA, mm/an), des températures moyennes annuelles (TMA, °C), des indices d'altération sans le potassium (CIA-K) et du rapport et Base / Alumine (Na+Ca+Mg+K/Al) pour des pédotypes d'Amérique du Nord (Sheldon et *al.*, 2002).

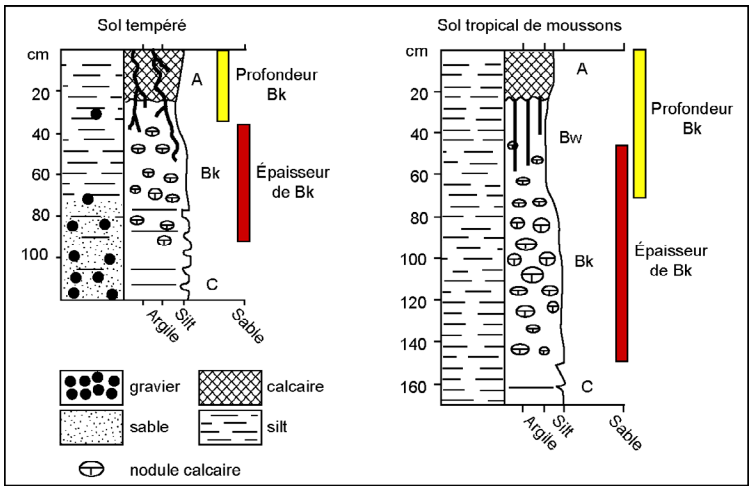


Figure 2-8 : Profils d'altération de sols actuels de milieux tempéré et dominé mousson sur lesquels sont indiquées les caractéristiques d'épaisseur et de profondeur de l'horizon Bk (enrichi en carbonate ; Retallack, 2005).

Toutefois, les transformations chimiques enregistrées par les sols sont également tributaires de la température, paramètre contrôlant les vitesses des réactions engendrées par l'action de l'eau. Bien que les quantités des minéraux argileux, l'occurrence de la teinte rouge, la formation de plinthite (minéral de couleur rouge brique formé entre autre de silice et de sesquioxydes), les profondeurs d'altération et la réduction de minéraux altérables sont plus importantes sous des climats chauds et humides. Sous des conditions climatiques moins extrêmes il est difficile de différencier l'action de la température de celles des précipitations et du temps.

Ainsi, l'action des précipitations, des températures et du temps peut donc être interprétée en termes de saisonnalité. Par exemple, des régions marquées par des alternances de saisons sèches et humides présentent des sols aux structures particulières de mukkara et gilgai (fissuration par retrait/gonflement ; Retallack, 1997, 1990). Ces structures ne se développent pas sous des climats à humidité ou sécheresse constantes, car les argiles n'y possèdent pas les propriétés nécessaires. Seules les argiles gonflantes de climat à forte saisonnalité forment de telles structures (Tableau 2-2). La saisonnalité peut également être responsable de la formation d'autres structures remarquables, telles des concrétions, des traces de racines ou de charbon de bois, ou encore des fractures de gel ou de dessiccation.

Structure		Causes de la formation
Plaquettes		Relique du litage initial
Prismes		Gonflement et retrait des argiles par alternances humide/aride
Colonnes		Idem structures en prisme, avec érosion plus intense par percolation de l'eau et gonflement plus important des argiles
Blocs angulaires		Fissuration autour des racines et des terriers ; retrait et gonflement des argiles suite aux alternances humide/aride
Blocs sub-angulaires		Idem structure à blocs angulaires avec une érosion plus importante et colmatage des fissures
Granulaires imbriqués		Intense bioturbation et recouvrement du sol par argile, sesquioxydes et matière organique
Granules		Idem granulaire imbriqué avec pelotes fécales et fragments reliques de la roche mère

Tableau 2-2 : Classification des structures les plus courantes développées dans les sols (Retallack, 1990).

Il ressort de ces observations que le paramètre majeur contrôlant la nature des sols demeure les précipitations responsables des apports d'eau dans le système. Cependant les vitesses de réaction sont accélérées ou ralenties par l'intervention de la température. D'autre part, le temps reste également un facteur majeur dans l'évolution et la maturation des sols. Ainsi, l'observation des sols contemporains révèle que les systèmes des régions froides et arides sont moins efficaces que les systèmes de régions chaudes et humides présentant des saisonnalités marquées.

2.2.3 La tectonique

L'activité tectonique d'un bassin contrôle plusieurs paramètres susceptibles de perturber le comportement d'un cours d'eau et de son bassin versant. Ainsi, à travers le contrôle des taux de **surrection** et de **subsidence,** la tectonique modifie la topographie des paysages, et par là-même la position des rivières, et des zones émergées et immergées. Il en découle que les effets de la tectonique sont en relation étroite avec ceux du climat, de la végétation et de l'eustatisme, et contrôlent la production, le dépôt, l'érosion et le transport sédimentaire. C'est par le biais des vitesses de création de relief ou de dépression que l'activité tectonique modifie la taille, la forme et l'orientation des systèmes fluviatiles (Holbrook et Schumm, 1999 ; Figure 2-9). L'architecture des systèmes fluviatiles étant en partie liée à la topographie, l'activité tectonique modifie les gradients longitudinaux des cours d'eau, et influence ainsi la distribution et la grandeur des vecteurs de déplacement de surface (Alexander et Leeder, 1987). À termes, ces modifications influent sur la **sinuosité** du cours d'eau qui tente irrémédiablement de retrouver un profil stable (Miall, 1996).

Ainsi, le modelage des reliefs notamment à travers des phénomènes d'***uplift*** vient modifier la configuration amont d'un système fluviatile qui peut se traduire à terme par des changements de directions d'**écoulement**, voire des changements de **sources.**

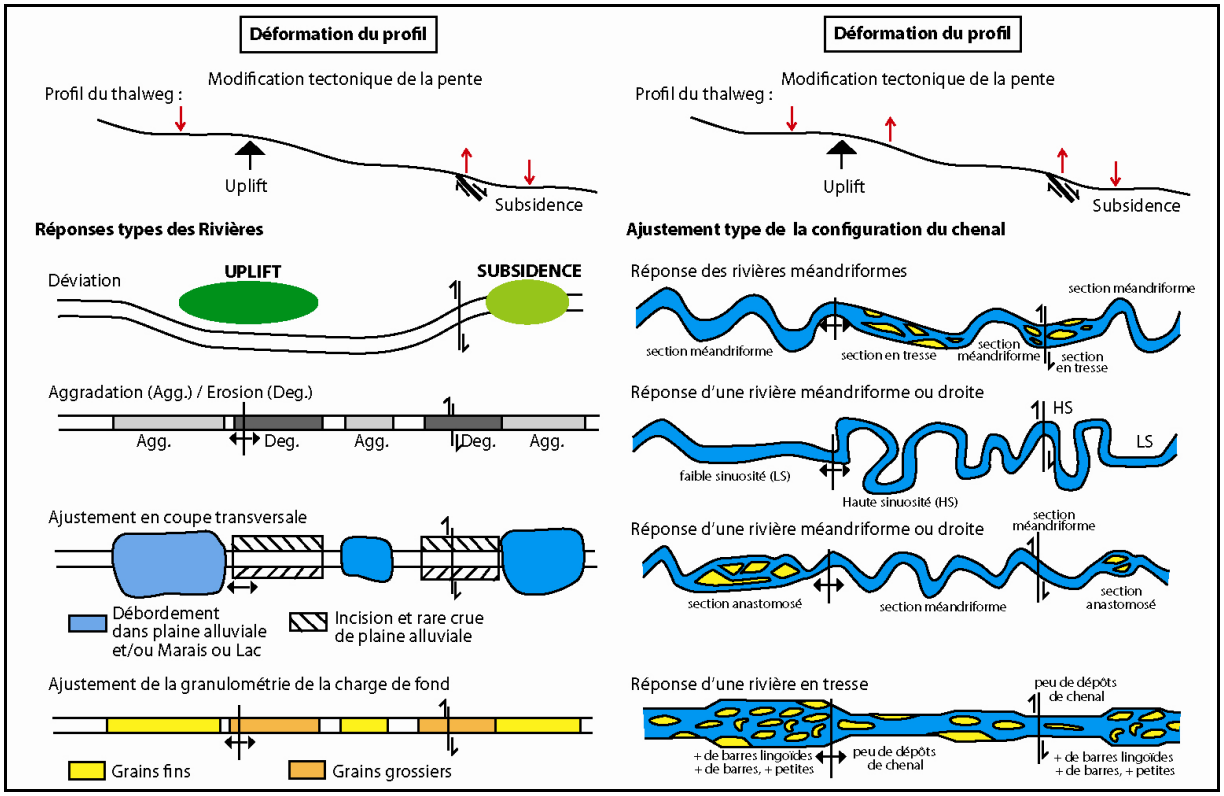


Figure 2-9 : Synthèse des grands types de comportements adoptés par une rivière lors d'épisodes de modifications de son profil longitudinal induit par des mouvements tectoniques. À gauche, déviation et variations liées à des modifications de la puissance hydraulique de la rivière. À droite, modifications classiques au sein de la configuration d'un chenal (Holbrook et Schumm, 1999).

2.2.3.1 Dynamique des systèmes fluviatiles en domaine compressif

Les bassins d'avant-pays formés dans les zones en compression, sont généralement comblés par des prismes détritiques alluviaux dont la mise en place a longtemps été interprétée comme émanant de flux liés au chevauchement et/ou surrection d'une chaîne orogénique. Or, Leeder et Gawthrope (1987), Heller et *al.* (1988) et Blair et Bilodeau (1988) ont démontré qu'un modèle en deux temps prévaut dans ces zones de compression ; (i) dans un premier temps, les diminutions des taux de chevauchement ou de surrection favorisent la progradation du prisme détritique vers le bassin (l'avant-fosse n'est donc pas considérée comme un piège à sédiments), puis (ii) dans un second temps lorsque la chaîne redevient tectoniquement plus active, les dépôts fluviatiles grossiers et les systèmes de cônes alluviaux se concentrent à l'avant de la chaîne au niveau d'une étroite fosse adjacente à la zone d'*uplift*. De plus, selon Bridge (2003), ces *uplifts* peuvent s'accompagner de **changements climatiques** (création d'une barrière atmosphérique ; *i.e.* Les Pyrénées) susceptibles de modifier la nature de l'érosion par des processus d'altération et le transport sédimentaire. S'en suivent des changements au niveau des taux d'érosion, lesquels peuvent faire fluctuer les taux de surrection par réponse isostatique (indépendamment des taux de surrection liés au chevauchement ou à la compression). *A contrario*, les zones de **subsidence** ou de **flexure** vont être le lieu de comblement par dépôt

fluviatile (Figure 2-10). Ainsi, selon Miall (1996) le profil d'un cours d'eau sécant par rapport à une zone de plissement va évoluer suivant des phénomènes **aggradants** le long des axes synclinaux et **érosifs** le long des axes anticlinaux.

Nous nous intéressons plus particulièrement à la réponse des systèmes fluviatiles méandriformes, objets de notre travail, aux déformations tectoniques compressives (anticlinal/synclinal).

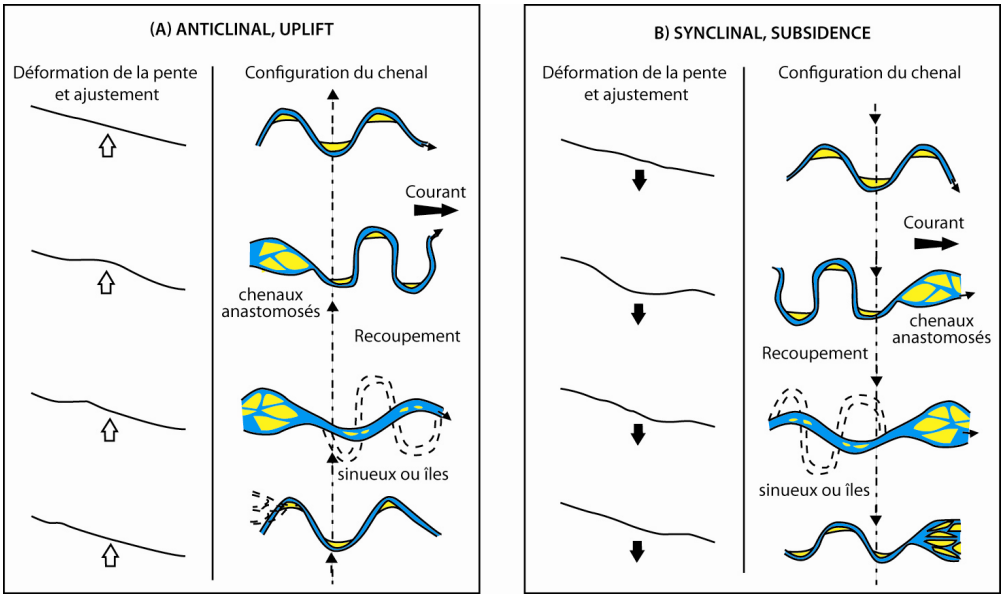


Figure 2-10 : Représentation graphique de l'ajustement d'un chenal méandriforme mixte à des déformations de type (A) anticlinal ou uplift et (B) synclinal ou subsidence. L'évolution du système se lit de bas en haut (Ouchi, 1985).

Lorsque le profil d'une rivière méandriforme est modifié par la mise en place d'un relief, la réponse du cours d'eau est différente de part et d'autre de celui-ci (Ouchi, 1985 ; Figure 2-10A). Ainsi, à l'aval du relief, la rivière compense l'augmentation de la pente de la vallée, par un accroissement de sa sinuosité, ce qui, à terme, se traduit par une fréquence élevée des phénomènes de recoupement de méandres (nombreux méandres abandonnés) ou par le développement d'un réseau anastomosé (*i.e.* application sur le système oligo-miocène de Frio, Texas ; Maynard, 2006,). Par contre, à l'amont du système du relief, celui joue le rôle d'un barrage naturel, responsable de l'ennoiement de la plaine d'inondation et d'avulsions successives du chenal. Ces phénomènes entraînent à long terme la mise en place d'environnements humides de type marécages. Les vitesses de réponse d'une rivière sont lentes, mais l'ajustement du profil d'équilibre entraîne l'érosion des parties surélevées (Figure 2-10). Ainsi, le relief s'estompe et autorise la vidange de la zone ennoyée. Le système se réinitialise (Figure 2-10A). Par exemple, Le fleuve Mississippi à hauteur de New Madrid, traverse l'uplift de Lake County, à l'entrée duquel la pente douce diminue la sinuosité, et à la sortie duquel l'augmentation d'inclinaison force une sinuosité plus élevée.
Le développement d'une zone subsidente sur le parcours d'une rivière entraîne une réponse comparable à celle créée par une zone en surrection. Cependant la sinuosité du chenal augmente dans la partie amont de la dépression créée (zone de pente croissante) ; et la partie aval (qui joue le rôle de barrage naturel) voit se développer des systèmes lacustres. Toutefois, ces

systèmes sont généralement longs à revenir à l'équilibre car le comblement de la zone de subsidence se fait par aggradation, processus plus lent que l'érosion (Ouchi, 1985).

Le développement des **terrasses** fluviatiles a généralement lieu pendant ces épisodes de surrection ou de subsidence qui obligent la rivière à inciser une partie de son cours afin de retrouver son profil d'équilibre. La distinction est faite entre zone d'uplift et zone de subsidence grâce au profil adopté par les terrasses respectivement concave et convexe pour des zones de subsidence et des zones de surrection (Holbrook et Schumm, 1999 ; Burnett, 1982 ; Burnett et Schumm, 1983 ; Ouchi, 1985 ; Schumm et *al.*, 1994). Il est toutefois à noter que les terrasses fluviatiles ne sont pas seulement un indicateur d'activité tectonique, elles sont également imputées à des phénomènes climatiques et eustatiques.

En terme de dynamique d'écoulement, une augmentation de pente induite par des mouvements épirogéniques peut être responsable d'une augmentation des intensités de décharge et de la puissance hydraulique de la rivière (*stream power ;* §1.2.1, Eq. 1.4) et d'une diminution du rapport largeur / profondeur du chenal et de la fréquence des épisodes de crue. Ces variations de pente agissent donc sur la puissance hydraulique (*stream power*) des cours d'eau, elle-même en lien direct avec la granulométrie de la charge sédimentaire. Une augmentation tectonique de la pente serait donc responsable de l'augmentation de la granulométrie moyenne de la charge de fond et *vice et versa*. Cependant Holbrook et Schumm (1999) insistent sur le fait que cette granulométrie est également dépendante des lithologies traversées par le cours d'eau et n'est en conséquent pas uniquement dépendante de la puissance hydraulique et de la tectonique. Ces mêmes auteurs expliquent que contrairement à l'idée générale, il est rare qu'un chenal modifie radicalement sa configuration suite à une variation de pente. Ainsi, les passages de systèmes méandriformes à tresse sont peu probables, l'ajustement du tracé d'une rivière suite à un changement de son profil longitudinal se fera préférentiellement à travers des fluctuations de sinuosité.

2.2.3.2 Éléments sur les bassins d'avant-pays

Une étude récente menée par Clevis (2003) propose un concept de fonctionnement des bassins d'avant-pays pouvant expliquer les réorganisations subies par les systèmes molassiques. Ces derniers seraient contrôlés par l'alternance d'épisodes de chevauchement et d'érosion.

Pendant les **phases de tectonique active**, il se forme à l'avant de la chaîne, un prisme sédimentaire, dont le poids et l'asymétrie augmente la subsidence à l'arrière du bassin et soulève la partie frontale du chevauchement, qui entame alors une migration vers les zones internes. Ces phases sont associées à la mise en place de systèmes fluviatiles qui vont alors s'écouler dans la dépression créée entre les reliefs internes et le bombement du front du chevauchement (Figure 2-11). Les **systèmes fluviatiles parallèles** à la chaîne sont alors dominants.

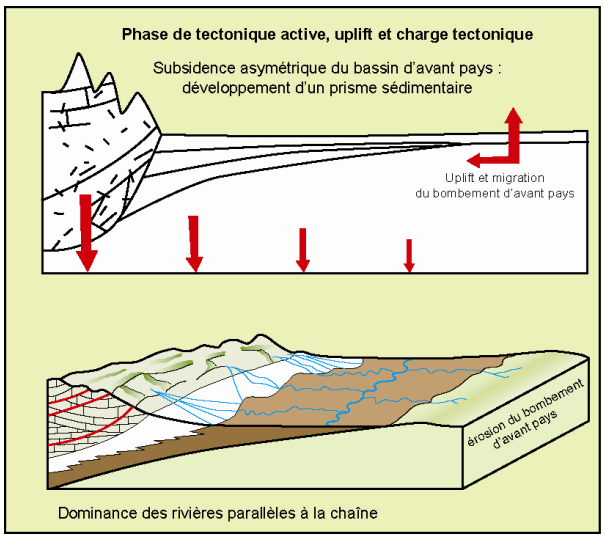


Figure 2-11 : Phase de tectonique active d'un bassin d'avant-pays. Le prisme entraîne la subsidence de l'arrière du bassin et le soulèvement de la partie frontale du chevauchement, dont la migration est orientée vers les zones internes. En réponse, se développent des systèmes fluviatiles longitudinaux (d'après Burbank, 1992).

Pendant les **phases de relâche tectonique**, le prisme de chevauchement est érodé. En réponse, l'amplitude du bombement frontal diminue et migre vers les zones externes. L'érosion de l'arrière-pays diminue la charge jusqu'alors supportée par la lithosphère, qui, pour compenser, va engendrer un rebond isostatique. Le soulèvement ainsi généré est alors responsable d'une diminution de l'espace d'accommodation dans le bassin d'avant-pays. Cependant, cette perte d'espace disponible s'accompagne également d'une augmentation des flux sédimentaires due à l'érosion de l'arrière-pays (Figure 2-12). Le couplage de ces deux phénomènes se traduit par une progradation généralisée des systèmes alluviaux. Ainsi, les phases de repos tectonique sont dominées par le développement de **systèmes alluviaux transverses** à la chaîne qu'ils érodent.

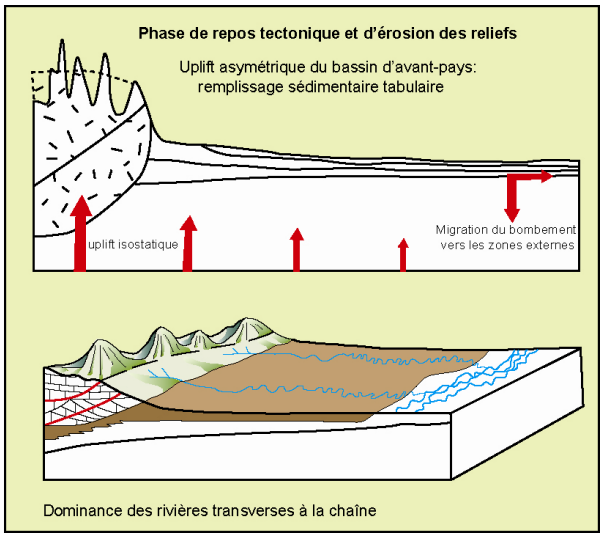


Figure 2-12 : Phase de relâche tectonique. L'érosion du prisme entraîne un rebond isostatique. La perte d'espace d'accommodation qui en résulte couplée aux importants apports sédimentaires liés à l'érosion des reliefs favorisent le développement de systèmes transverses progradants (d'après Burbank, 1992)

Il ressort donc de cette étude que la répétition de phases de tectonique active et de phases de relâche tectonique, inhérentes au fonctionnement d'un bassin d'avant-pays, est responsable du développement de cycles entre systèmes molassiques progradants et systèmes axiaux fluviatiles (Burbank, 1992).

2.2.3.3 Réponses d'une rivière à un basculement

Les comportements d'avulsion et de migration unilatérale sont interprétés comme une réponse à un basculement latéral générateur de pentes perpendiculaires à la direction principale d'écoulement (Holbrook et Schumm, 1999).

Si la pente créée par les mouvements tectoniques est suffisamment importante, la rivière enregistre des **avulsions** successives orientées vers le point bas de la plaine d'inondation basculée (Bridge et Leeder, 1979 ; Alexander et Leeder, 1987 ; Figure 2-13). Ce comportement se matérialise par une asymétrie de la position de la rivière dans sa vallée. Les systèmes affectés par de telles déformations présentent en règle générale des plaines d'inondation plus étroites, de plus fortes proportions de dépôts sableux chenalisés en direction de la dépression, et un appauvrissement en paléosol par ailleurs caractérisés par des degrés de maturation moindre à mesure que l'axe du bassin est atteint (Mack et James, 1993).

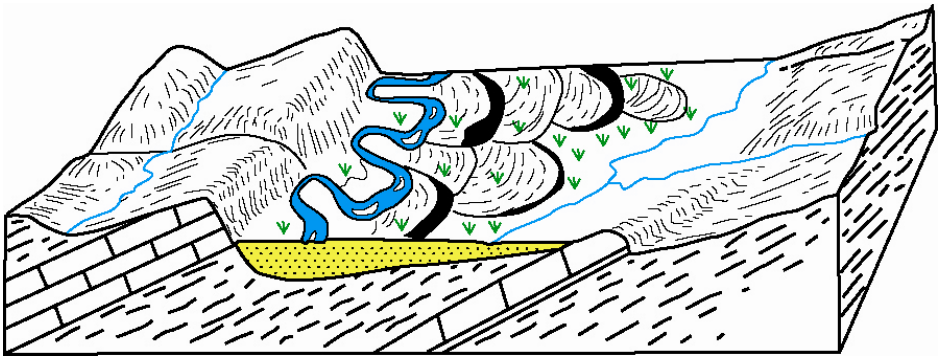


Figure 2-13 : Système méandriforme développé dans une zone de basculement montrant l'asymétrie de la position de la rivière au sein de sa plaine, et l'asymétrie des dépôts de méandre plus importants sur la partie surélevée. On note également l'augmentation de la proportion de sable au niveau de l'axe du bassin et la conservation préférentielle des sols sur la partie surélevée (Holbrook et Schumm, 1999).

Si la pente générée par le basculement tectonique évolue lentement elle permet alors une **migration progressive et unidirectionnelle** de la rivière également appelée « *combing* » (littéralement : *peignage*). Tout comme les phénomènes d'avulsion, cette migration est dirigée vers la partie basse de la dépression tectonique et influe sur l'architecture de la ceinture de méandres : (i) les surfaces d'accrétion latérale vont être orientées préférentiellement vers la zone en surrection, (ii) les chenaux des ceintures de méandres ne présentant ni pendage ni surface d'accrétion latérale sont interprétés comme ayant évolué aléatoirement et indépendamment de l'influence tectonique et, (iii) sous des conditions aggradantes, les bases des différents épisodes chenalisés générés par la migration s'organisent graduellement selon une direction oblique orientée vers la partie subsidente (Figure 2-13).

2.2.4 Le niveau de base

La **stratigraphie séquentielle** intègre depuis plusieurs dizaines d'années l'impact des variations **eustatiques** sur l'évolution des systèmes fluviatiles. Les premiers modèles proposés associent **hausse** du niveau marin avec **aggradation** fluviatile, et **chute** du niveau marin avec **incision** fluviatile en domaine côtier (Jervey, 1988 ; Posamentier et Vail, 1988 et Posamentier et *al.*, 1988 ; Figure 2-14 et Figure 2-15). Cependant la partie amont des systèmes fluviatiles et les systèmes endoréiques (Zone 3, Figure 2-6) évoluent en fonction des variations de niveaux de

base locaux, rapportés à la nappe phréatique, ou à des niveaux de base lacustres. Par conséquent, il convient d'adopter des démarches différentes pour des systèmes aval et amont.

2.2.4.1 Réponses des systèmes fluviatiles côtiers aux variations eustatiques

L'approfondissement des recherches stratigraphiques démontre que seuls les phénomènes d'aggradation et d'incision fluviatiles observés dans le domaine distal des systèmes fluviatiles peuvent être intégrés aux modèles séquentiels classiques comprenant cortège de bas niveau (*Lowstand System Tract*, LST), cortège transgressif (*Transgressif System Tract*, TST) et cortège de haut niveau (*Highstand System Tract*, HST ; Catuneanu, 2006 ; Figure 2-14 et Figure 2-15).

D'autre part, la progression dans le temps de ces phénomènes aggradants ou incisant se fait à travers l'avancée des points de rupture de pente (*knickpoints*) vers l'amont du bassin alluvial (par dépôt ou érosion) et ce, depuis la ligne de rivage (*shoreline*). L'expansion graduelle des aires de dépôt de **haut niveau marin** aboutit à la formation **d'*onlap* fluviatiles**. L'avancée des **vallées incisées** vers l'amont du bassin alluvial lors des épisodes de **bas niveau marin** est, quant à elle, liée à l'érosion vers l'amont du point d'inflexion (*knickpoint*) des gradients fluviatiles. Ces phénomènes sont associés à des modifications des flux d'énergie sédimentaire amorcés par des variations de pente distales. Ainsi, pendant les épisodes de haut niveau marin, la base des systèmes fluviatiles se place sous le niveau de base autorisant par conséquent la rivière à aggrader. *A contrario*, lors des épisodes de bas niveau, la chute du niveau marin entraîne une modification du profil d'équilibre, le profil de la rivière se trouve alors au-dessus du niveau de base et entre dans une phase d'incision afin de le rattraper.

Le rapport sable/argile des sédiments déposés pendant les épisodes d'accommodation positive dépend fortement de la vitesse d'augmentation du niveau marin (Shanley et McCabe, 1991, 1993, 1994). Une **hausse rapide** du niveau marin (épisodes de TST et HST) entraînera une augmentation rapide du taux d'**aggradation** de la plaine alluviale, caractérisée par des successions granulométriquement plus fines. Une **hausse lente** du niveau marin (épisodes de LST et fin de HST) empêchera l'aggradation efficace du système et aboutira au dépôt de chenaux **amalgamés** révélateurs d'une faible accommodation de la plaine alluviale. Il est fréquent que le fort degré d'amalgamation conduise les systèmes confinés à des phénomènes de cannibalisation qui s'accompagnent d'avulsions fluviatiles, évacuant ainsi latéralement l'excédent sédimentaire (Holbrook, 1996). Lorsque le système n'est plus confiné, l'évacuation du surplus sédimentaire se fait vers l'aval du système, aboutissant ainsi à un comblement plus rapide.

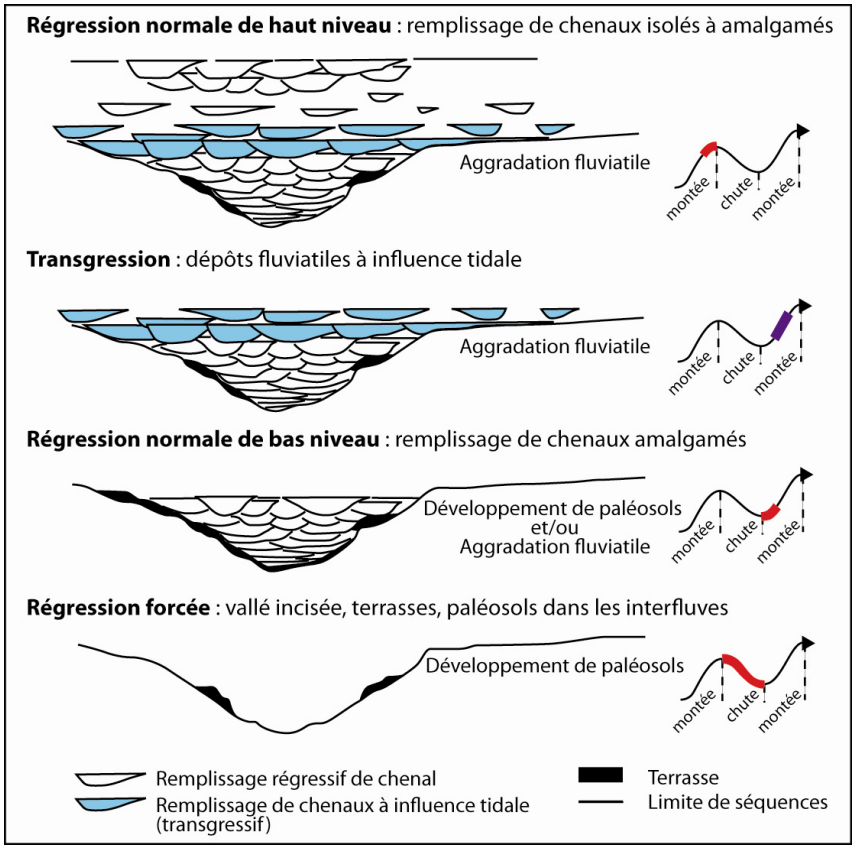


Figure 2-14 : Architecture stratigraphique d'une séquence de dépôts fluviatiles distale (d'après Shanley et McCabe, 1991 et 1993). La nouvelle limite de séquence tronque généralement les dépôts de haut niveau, expliquant ainsi leur faible potentiel de préservation. Le développement d'une limite de séquence pédogénéisée dans la plaine d'inondation (paléosols de chute du niveau marin) peut perdurer pendant l'épisode régressif de bas niveau, selon l'amplitude des vallées incisées. Ces paléosols cessent d'évoluer lorsque la vallée incisée est comblée et que l'espace disponible est suffisant pour permettre à la plaine d'inondation de s'établir de manière pérenne en dehors des limites de la vallée incisée.

Les modèles stratigraphiques classiques décrivent des **séquences fluviatiles granodécroissantes** au sein desquelles les dépôts fluviatiles correspondent depuis la base jusqu'au sommet à des systèmes de haute énergie non confinés et amalgamés (proximal) passant à des dépôts de systèmes de faible énergie confinés et amalgamés (distal). Les corps sableux chenalisés de la base de la coupe présentent généralement des rapports largeur/profondeur élevés contrairement à ceux du sommet, ce qui suggère que leur degré de confinement tend à augmenter vers l'amont, d'un système en tresse vers un système méandriforme, avec la réduction de la pente et de l'énergie fluviatile. Il en est de même avec les rapports argile/sable, élevés à la base et faibles au sommet. Ces profils granodécroissants témoignent de l'aggradation côtière continue et du remplissage progressif des profils fluviatiles lors des épisodes de hausse du niveau marin et de dénudation des sources. *A contrario*, ces profils sont approfondis par incision fluviatile lors des chutes du niveau marin, formant ainsi des surfaces de discontinuité subaériennes (Figure 2-14 et Figure 2-15).

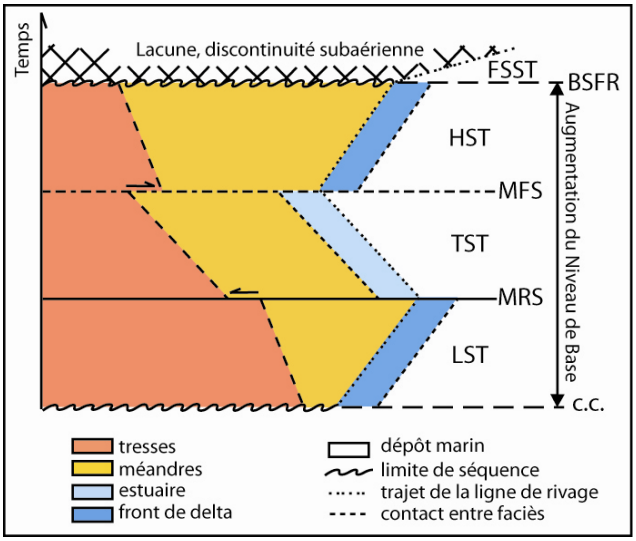


Figure 2-15 : Réponse d'un système fluviatile aux facteurs de contrôle aval d'un épisode de hausse du niveau marin (Catuneanu, 2006). Chacun des cortèges inclut une séquence fluviatile granodécroissante développée en réponse à une aggradation côtière et à une diminution de profondeur du profil fluviatile associé. L'initiation et la fin des transgressions sont marquées par un changement abrupt des régimes fluviatiles le long des surfaces maximales de régression et d'inondation. [Abréviations : LST : cortège de bas niveau marin ; TST : cortège transgressif ; HST cortège de haut niveau marin ; FSST : cortège de chute du niveau marin ; c.c. : surface de corrélation conforme (Hunt et Tucker, 1992) ; MRS : surface de régression maximale ; MFS : surface d'inondation maximale ; BSFR : surface basale de régression forcée].

Les systèmes transgressifs (TST) évoluent souvent sous influence tidale (Shanley et *al.*, 1992), développant ainsi des systèmes d'embouchure estuariens, contrairement aux systèmes régressifs marqués par des terminaisons deltaïques.

Toutefois, Catuneanu (2006) qui dans son livre propose une synthèse relativement complète de l'influence du niveau marin sur l'évolution des systèmes fluviatiles, émet une mise en garde quant à l'application des observations ci-dessus. Les systèmes naturels évoluent rarement selon un scénario unique, il ne s'agit donc pas d'appliquer « les règles » décrites par les modèles mais plutôt d'essayer de comprendre au travers d'analyses les plus complètes possibles comment les successions de dépôts observées ont été mises en place. De plus Ethridge et *al.* (1998) énoncent que les effets du niveau de base dépendent de la vitesse, de l'amplitude et de la direction du changement, mais également des caractéristiques initiales du cours d'eau et enfin de la dynamique et de la nature sédimentaire de la zone source.

2.2.4.2 Réponses des systèmes fluviatiles amont aux variations du niveau de base

Les incisions fluviatiles dans la partie distale du bassin alluvial sont facilement associées à des épisodes de chute du niveau marin, il en est autrement dans la partie proximale. Il n'existe *a priori* aucune corrélation possible entre les incisions amont et aval, car leur contemporanéité ne peut être prouvée. Par ailleurs, il s'agit plus d'un antagonisme comportemental entre l'amont et l'aval du système, par phénomène de compensation isostatique le profil aggrade à l'arrière tandis qu'il érode à l'avant (Blum et Price, 1998 ; Törnqvist et *al.*, 2000 ; Van Heijst et Postma, 2001). L'interprétation stratigraphique des dépôts proximaux des systèmes fluviatiles est indépendante des variations eustatiques observées en milieux côtiers. Olsen (1995) discute de

l'emploi du terme 'niveau de base' dans l'analyse stratigraphique des séries fluviatiles et énonce qu'une baisse du niveau de base peut être marquée par un non dépôt ou une érosion et qu'une hausse de ce niveau de base peut, quant à elle, générer des périodes de dépôt. Cette définition montre que les rivières peuvent enregistrer les fluctuations d'un niveau de base indépendamment de celles du niveau marin.

Il découle de ces observations que les systèmes proximaux non affectés par les variations marines et les systèmes endoréiques, sont potentiellement contrôlés par les fluctuations d'un niveau de base local que nous assimilons à celui d'une nappe phréatique ou à la surface d'un lac dans lequel le système se jette. Le profil de la rivière, afin de compenser ces modifications, érodera lors des épisodes de bas niveau, ou aggradera lors des épisodes de haut niveau. Ces réponses sont identiques à celles des systèmes fluviatiles côtiers, et le niveau de base continental est également responsable de la création d'espace d'accommodation (Figure 2-16; Shanley et MacCabe, 1991 ; Olsen, 1995 ; Currie, 1997). Toutefois, les réajustements du profil d'équilibre d'un cours d'eau peuvent également être induit par des variations d'apport sédimentaires, de décharge ou par la tectonique du bassin ; par conséquent l'espace d'accommodation n'est pas uniquement sous le contrôle des variations du niveau de base (Shanley et McCabe, 1994).

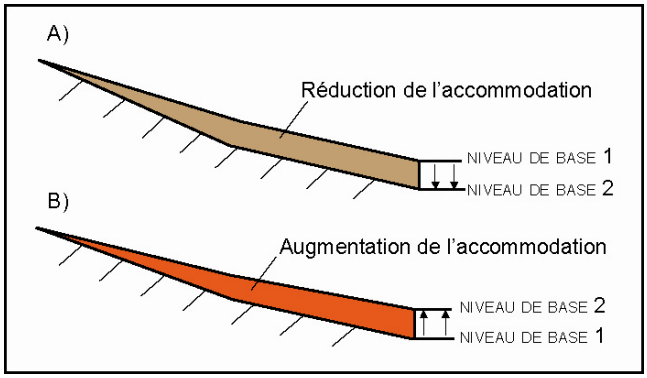


Figure 2-16 : Impact des variations du niveau de base non marin sur la création d'espace d'accommodation. A) chute du niveau de base de 1 à 2 qui entraîne une perte d'espace d'accommodation et une incision du profil fluviatile. B) hausse du niveau de base de 1 à 2 qui crée de l'espace d'accommodation et entraîne le dépôt (Currie, 1997).

Dans la plaine alluviale, tout comme dans la plaine côtière, les fluctuations de la nappe phréatique ont un impact sur la formation des sols. Des épisodes de haut niveau entraînent le développement de sols hydromorphes (Kraus, 1999), ou un ennoiement de la plaine d'inondation qui résulte en une accumulation de matériel fin (développement de tourbières). Des épisodes de bas niveau vont quant à eux, provoquer une chute du niveau de la nappe phréatique, responsable d'une érosion de la plaine d'inondation dont l'aridité favorise le démantèlement et d'une migration vers le bas des profils d'altération des sols (Figure 2-17).

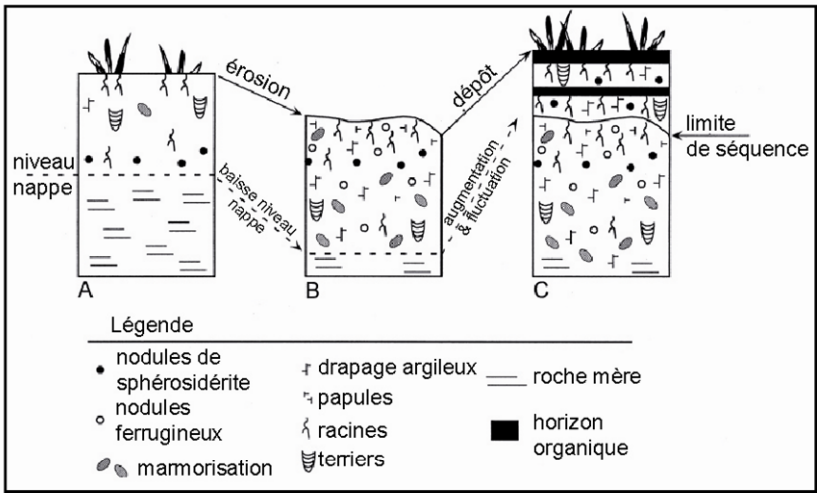


Figure 2-17 : Impact des variations du niveau de base sur l'évolution d'un paléosol d'interfluve. A) Sidérite et sol gris, peu drainé. B) chute du niveau de base (nappe phréatique), la plaine est érodée des drapages argileux et des nodules ferrugineux se forment grâce à un meilleur drainage. C) remontée du niveau de base, nouveau dépôt de plaine et développement de sols hydromorphes (Kraus, 1999)

Le contrôle d'un système fluviatile par le niveau de base est donc identifié à travers le comportement érosif ou aggradant de la rivière, et à travers la nature des sols de sa plaine d'inondation. Toutefois il ne faut pas oublier que les systèmes fluviatiles sont des systèmes dynamiques complexes et que leur développement est commandé par un ensemble de facteurs climatiques et tectoniques qui eux-mêmes influent sur les fluctuations du niveau de base.

2.3 Conclusion

Les contrôles exercés sur les systèmes fluviatiles sont nombreux et complexes. Individualiser chacun d'entre eux est un défi de taille en cela qu'ils interagissent les uns avec les autres. L'action conjuguée de la tectonique et du climat influe largement sur l'eustatisme à travers notamment les variations (i) du volume des glaces, (ii) du volume des bassins océaniques ou (iii) des quantités d'eau de surface. De plus les études stratigraphiques réalisées ces 30 dernières années montrent que l'influence des variations eustatiques sur l'évolution d'un système fluviatile varie entre l'amont et l'aval d'un cours d'eau. Leur impact est limité à la partie distale du profil fluviatile et son identification dans l'enregistrement sédimentaire peut se révéler ambigüe car les réponses adoptées par les systèmes alluviaux aux variations du niveau marin sont bien souvent les mêmes faites à un changement climatique ou tectonique. De plus, certains auteurs émettent des réserves quant au comportement adopté par un cours d'eau suite à une modification environnementale (Holbrook et Schumm, 1999). Chaque rivière est susceptible de proposer une réponse particulière bien que systématique. Face à ces conclusions il apparaît donc préférable d'adopter une démarche adaptée à chaque cas d'étude rencontré.

Nous proposons donc de développer une méthode de restitution paléohydrologique basée sur l'enregistrement sédimentaire de systèmes fluviatiles méandriformes anciens prenant en compte les principes énoncés par les travaux antérieurs. Ainsi, l'importance du contrôle climatique, mise en évidence notamment dans les travaux de Rotnicki (1991), est prise en compte et se traduit par le choix de cas d'étude pour lesquels existent des données paléoclimatiques. Les cas d'étude ainsi choisis correspondent à des systèmes méandriformes fossiles dont les séries ont fourni des données paléoclimatiques. Ces séries méandriformes sont ensuite étudiées selon une approche stratigraphique permettant de représenter les variations spatio-temporelles du/des système(s). Conjointement à cette approche de terrain, des relevés géométriques sont effectués sur les barres de méandres fossiles accessibles à l'affleurement. Ces

relevés se focalisent sur les hauteurs et largeurs des sets d'accrétion latérale développés à l'apex des boucles de méandre. Puis les hauteurs ainsi obtenues sont corrigées selon les différents coefficients énoncés dans la littérature afin d'en déduire des hauteurs moyennes de crue de pleins bords ou hauteur de crue de pleins bords de section droite de chenal. Les étapes suivantes de notre méthode, qui consiste à définir les paramètres hydrologiques associés aux géométries d'un chenal, seront détaillées par la suite. Puis l'analyse conjointe des relevés stratigraphiques de terrain et des restitutions paléohydrologiques sera utilisée afin de quantifier les paramètres de contrôle climatiques, tectoniques et eustatiques responsables des modifications enregistrées par les paléorivières étudiées.

PARTIE II

LES CAS D'ÉTUDE :

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE

&

ÉLÉMENTS DE TERRAIN

CHAPITRE 3 : DES SYSTÈMES MÉANDRIFORMES FOSSILES OLIGO-MIOCÈNES

La méthode ici développée vise à restituer des paramètres hydrologiques anciens sur la base des enregistrements sédimentaires des systèmes fluviatiles méandriformes. L'intérêt de cette méthodologie réside d'une part dans la restitution des paramètres spatiaux d'un réseau hydrologique à partir d'une zone d'affleurement et d'autre part dans la quantification des facteurs de contrôle que sont le climat, la tectonique et le niveau de base.

Dans cette optique nous avons sélectionné deux séries fluviatiles méandriformes de même âge appartenant à deux grands bassins sédimentaires choisis de par leurs domaines climatique et tectonique différents. Le premier grand ensemble appartient au bassin d'avant-pays alpin du Sud-est de la France, mis en place entre Oligocène supérieur et Miocène inférieur. Le second système choisi, contemporain du premier, est le bassin endoréique de Loranca situé en Espagne centrale (Figure 3-1).

Dans ce qui suit nous présentons à l'échelle de l'Europe de l'Ouest le contexte tectonique, paléogéographique et climatique dans lequel ces séries se sont déposées, avant d'aborder, à l'échelle régionale, les conditions propres de chacun de ces ensembles.

3.1 Contexte de l'étude

Au Cénozoïque, l'actuel domaine européen est marqué par des réarrangements géographiques majeurs, dus notamment à la fermeture de la Téthys, à l'ouverture de l'Atlantique et aux orogenèses alpine et pyrénéenne.

3.1.1 Contexte paléogéographique

Durant les temps oligocène et miocène, l'Europe de l'Ouest et du Nord, se caractérise par un recul des systèmes marins, autorisant le développement de bassins continentaux (Meulenkamp et Sissingh, 2003 ; Figure 3-1).

La péninsule ibérique est alors totalement émergée et voit se développer trois grands domaines continentaux, les bassins du Duero et de l'Ebro au Nord et le bassin de Madrid (ou de Tajo) au Centre.

La France, quant à elle, correspond à un large domaine de transition marin/continental morcelé par plusieurs 'bras de mer' reliant les eaux téthysiennes aux eaux boréales. Deux grands bassins continentaux se développent en Aquitaine-Pyrénées et en Provence à l'avant de la chaîne alpine alors en formation.

Le Nord de l'Europe, bien que majoritairement composé de plateformes marines, enregistre la formation de systèmes continentaux. Ainsi, en Allemagne du Nord (bordure de la mer du Nord cénozoïque) plusieurs bassins liés au fonctionnement du fossé Rhénan ou à la zone nord d'avant-pays des Alpes se développent et sont remplis par des séries lacustres à molassiques.

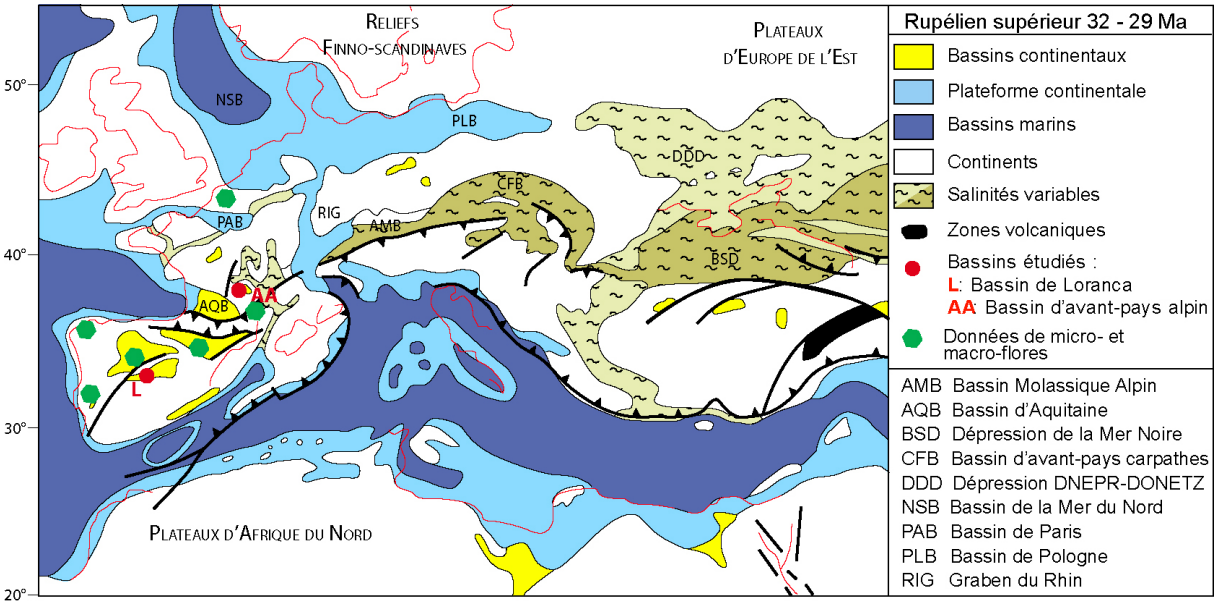


Figure 3-1 : Carte paléogéographique schématique de la Péri-Téthys du Nord et du Sud au Rupélien supérieur (d'après Meulenkamp et Sissingh, 2003). Les continents actuels sont représentés par des lignes rouges. Les positions des deux bassins continentaux étudiés sont indiquées par des cercles rouges. Les paléolatitudes sont indiquées sur le bord gauche de la carte.

Notre étude se focalise sur les systèmes fluviatiles méandriformes qui remplissent au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur les bassins continentaux d'Espagne Centrale et du Sud-est de la France. Les données des autres bassins continentaux ouest-européens seront utilisées pour les informations sur les conditions paléoenvironnementales régnant en Europe durant les temps oligo-miocènes (Figure 3-1).

3.1.2 Contexte tectonique

Les deux bassins étudiés, le bassin d'avant-pays alpin (SE France) et le bassin de Loranca (centre Espagne) sont tous les deux liés à des tectoniques compressives associées à la création des Alpes. Les éléments structuraux majeurs qui les caractérisent sont abordés dans les paragraphes suivants.

3.1.2.1 Le bassin d'avant-pays du Sud-est de la France

L'arc alpin occidental (Figure 3-2) résulte de la collision de la plaque Adriatique avec la plaque Européenne, initiée dès la fin du Crétacé. La mise en place de cette **chaîne alpine occidentale** (dès le Crétacé supérieur) s'accompagne d'une réponse isostatique de l'avant-pays (SE France) qui compense le relief généré par la collision entre les plaques, par une **subsidence flexurale** (durant l'Eocène).

Les modèles tectoniques expliquant la mise en place et l'évolution de l'orogenèse occido-alpine font état de deux phases de déformation (Lickorish et Ford, 1998 ; Ford et *al.*, 2006). La première phase active jusqu'à l'Éocène supérieur (38 Ma) entraîne la formation de structures d'avant-fosse orientées N-S, dont le remplissage est essentiellement marin. La seconde phase tardi-Oligocène est marquée par la mise en place de structures tectoniques compressives chevauchantes et plicatives d'orientation NE-SW liées à un changement de direction du déplacement des plaques (Lickorish et Ford, 1998 ; Ford et *al.*, 2006 ; Figure 3-3 et Figure 3-4).

La nappe de Digne, chevauchement NW-SE initié lors de cet épisode de déformation, voit se développer à sa surface des bassins dits de ***thrust-sheet*** ou ***piggy-back*** d'orientation N-S (Ford et *al.*, 2006 ; Figure 3-4).

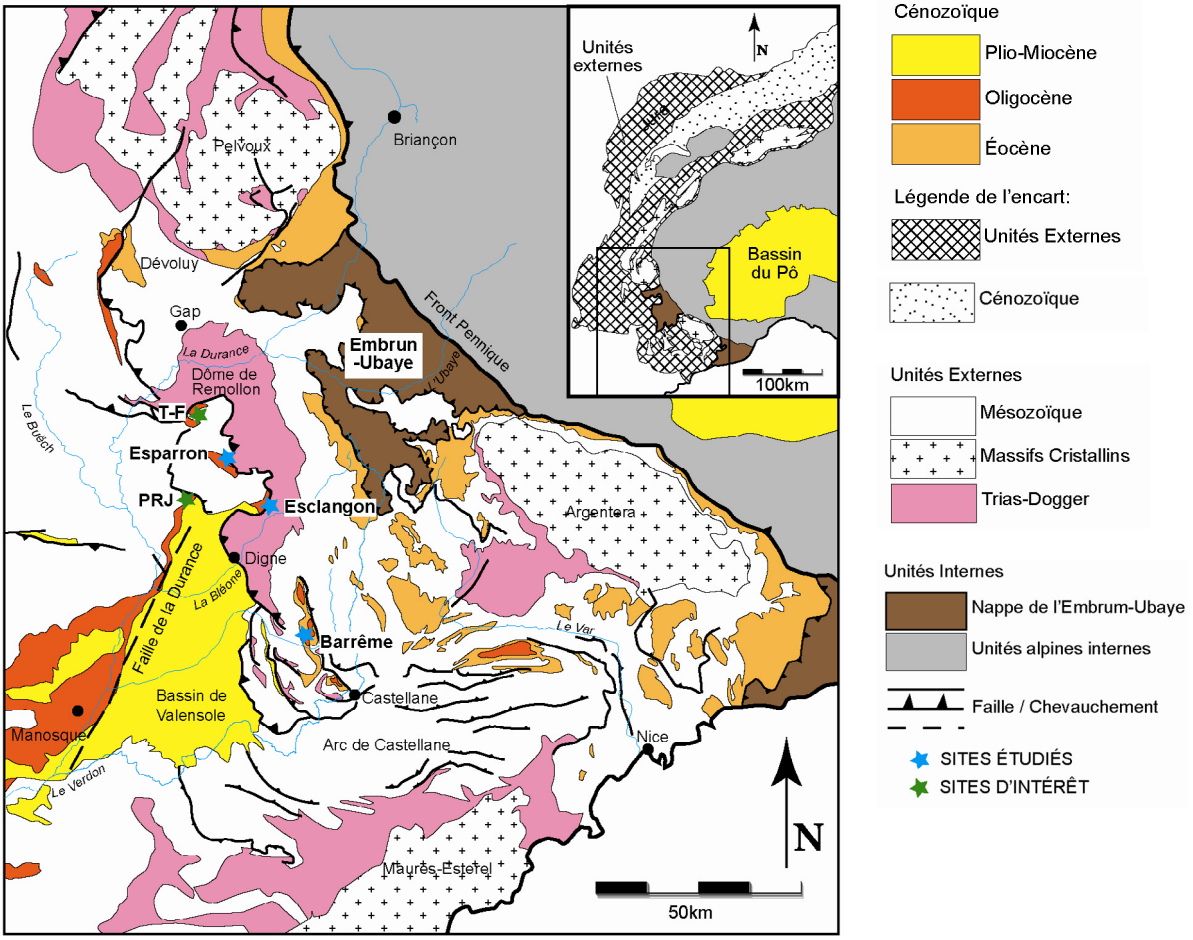


Figure 3-2 : Carte géologique synthétique du Sud-est de la France (d'après Ford et *al.*, 1999). Les trois systèmes étudiés sont indiqués par des étoiles bleues. Les étoiles vertes indiquent les sites d'intérêt du Pont de la Reine Jeanne (PRJ) et Turriers – Faucon du Caire (T-F).

Les bassins étudiés résultent de cette seconde phase de déformation, responsable entre autre de la mise en place de la nappe de l'Embrun-Ubaye dès l'Oligocène inférieur. La réponse de l'avant-pays à la charge lithosphérique créée à l'arrière consiste en une subsidence flexurale libérant de l'espace d'accommodation. À l'avant de cette nappe la compression se traduit par un système de failles inverses déstructurant le bâti mésozoïque et entraînant dès l'Oligocène la progression vers le Sud-ouest de chevauchements enracinés dans l'épaisse série évaporitique triasique. Le démantèlement progressif des reliefs des zones internes entraîne le remplissage des bassins qui se forment sur la nappe par le jeu de la tectonique plicative (synclinal de Barrême) ou à l'avant de celle-ci par le jeu des failles associées aux plissements (Esclangon dépression du Vélodrome, gouttière d'Esparron ; Figure 3-2). Les coupes synthétiques restituant l'histoire géodynamique de l'avant-pays alpin occidental font état d'un raccourcissement de 21,5 km attribué pour partie au chevauchement et pour partie au plissement (Lickorish et Ford, 1998). Dès l'Oligocène, les bassins ainsi formés ne sont plus soumis à une flexure lithosphérique mais à une déformation

tectonique entraînant leur remplissage par des systèmes sédimentaires complexes (Ford et *al.*, 2006).

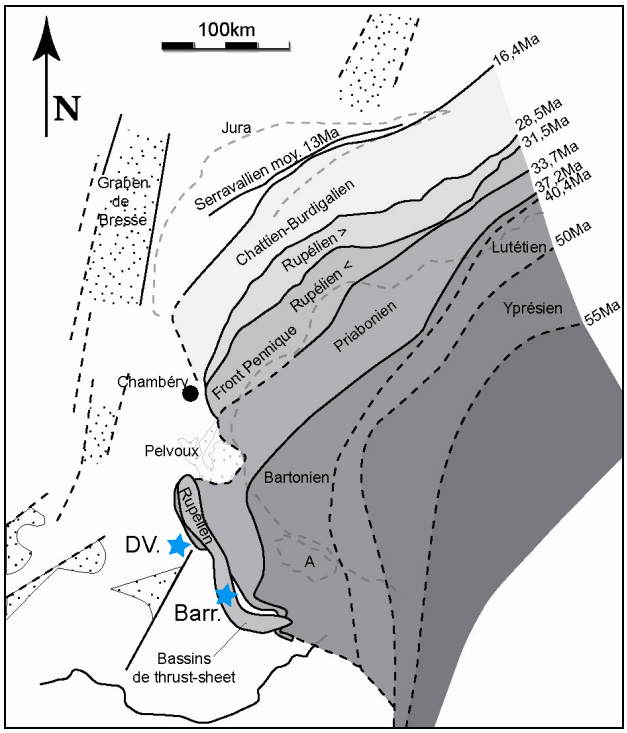


Figure 3-3: Carte schématique représentant la migration progressive du bassin d'avant-pays alpin (Alpes occidentales) depuis l'Ypresien, jusqu'au Miocène (d'après Ford et *al.*, 2006). L'étoile bleue indique la région où se sont formés les bassins de Barrême et de Digne, pendant le Rupélien. La migration post-oligocène est orientée vers le Nord majoritairement. Barr. : Barrême ; DV. : bassin de Digne-Valensole (localités d'Esclangon au Sud et d'Esparron au Nord).

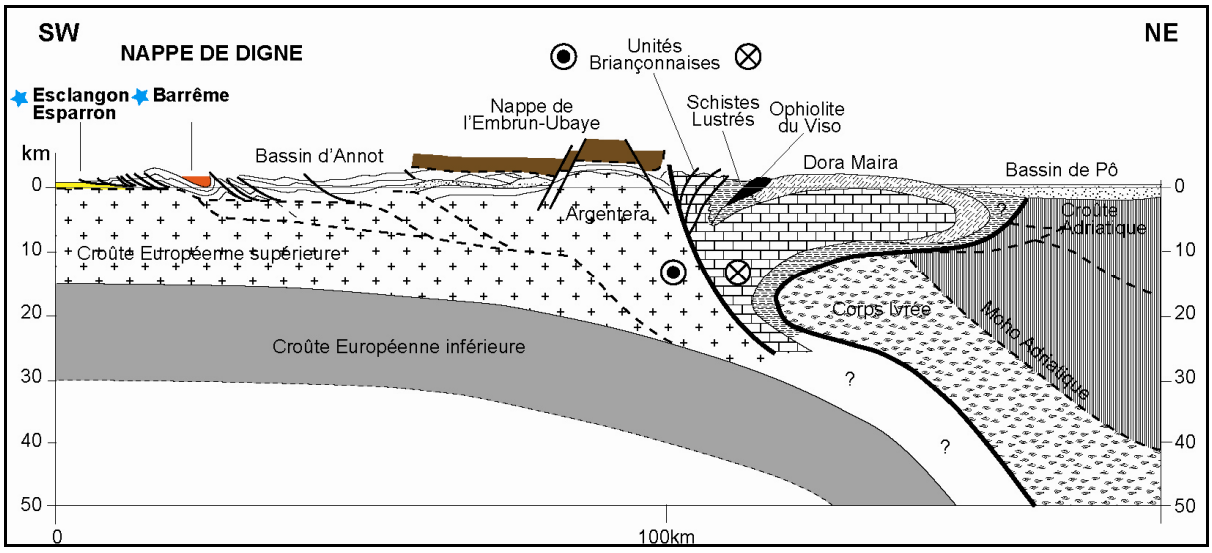


Figure 3-4 : Coupe synthétique de l'organisation actuelle des séries rencontrées depuis le Bassin du Pô (Nord Italie), jusqu'au Bassin de Valensole (SE France). Le bassin de Barrême représenté en orange se trouve sur la Nappe de Digne et le bassin de Digne-Valensole représenté en jaune se trouve à l'avant de la nappe de chevauchement (Ford et *al.*, 2006).

Nous avons retenu le bassin de Barrême, de type *piggy back* ou *thrust sheet*, qui se développe sur la nappe de Digne et le bassin de Digne-Valensole, situé à l'avant du front de la nappe de Digne. Dans ce dernier, les séries fluviatiles méandriformes s'observent à proximité des sites d'Esclangon et d'Esparron.

3.1.2.2 Le bassin de Loranca, Espagne centrale

Le Bassin de Loranca se développe dans la région centre espagnole depuis l'Éocène terminal jusqu'au Miocène terminal. Sa bordure ouest, qui le sépare du Bassin de Madrid, est formée par la Sierra Altomira, et sa bordure est correspond à la chaîne Ibérique (Figure 3-5). Ce bassin endoréique présente un allongement Nord - Sud plus ou moins parallèle à la chaîne Ibérique ou Celtibérique d'axe NNW-SSE (Figure 3-5).

Ce bassin se caractérise par une tectonique synsédimentaire compressive liée à la collision entre la plaque ibérique et la plaque européenne, initiée au Nord de la péninsule puis propagée vers le Centre (Gómez-Fernandez et *al.*, 1996 ; Martinius, 2000).

Le bassin de Loranca évolue au cours de la phase de déformation liée au cycle **alpin**, en un bassin de *thrust-sheet* (Alvaro et *al.*, 1979 ; Sopeña et *al.*, 1988 et Muñoz et *al.*, 1992, Martinius, 2000 ; Figure 3-5). La compression continue, relative à la création des chaînes alpines, est également à l'origine de la mise en place sur la péninsule ibérique de plis-failles déversés vers l'Est et d'un front de chevauchement non visible à la surface. Ces structures créent une série de failles parallèles au plan de sédimentation dont l'empilement est à l'origine de la création de la chaîne Celtibérique (les évaporites triasiques jouant le rôle de couche de décollement). Le bassin de Loranca se développe sur le pli-faille le plus occidental et est alors rempli par des systèmes alimentés par les reliefs des chaînes Ibérique et de l'Altomira (Gómez-Fernandez et *al.*, 1996). Cette chaîne de l'Altomira crée une barrière naturelle fermant toute communication avec le bassin de Madrid et par conséquent avec la mer. Enfin un épisode de subsidence, résultant de la petite phase de compression savienne (transition Oligocène - Miocène), inhérente à la tectonique alpine (Alvaro, 1986), entraîne dans le bassin de Loranca la mise en place des systèmes fluviatiles et alluviaux étudiés (Unité II des fans de Tórtola et de Villalba de la Sierra). Pendant cette phase de dépôt, il s'avère que l'orientation moyenne de la direction de compression passe de SW-NE (Oligocène supérieur) à WSW-ENE (Miocène inférieur), provoquant ainsi le développement de surfaces de discontinuité principalement sur la bordure la plus active du bassin, à savoir la marge est (Díaz-Molina et *al.*, 1989).

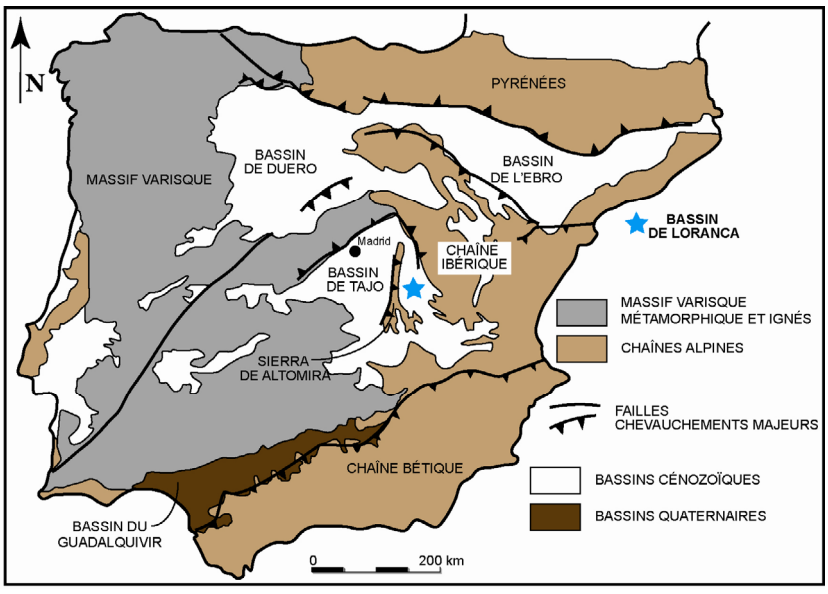


Figure 3-5 : Carte géologique synthétique de la péninsule ibérique (d'après Garrote et *al.*, 2008).
Sont figurés les principales chaines orogéniques et les principaux bassins cénozoïques, dont le bassin de Loranca

Nous étudions le remplissage continental oligo-miocène du bassin de *thrust-sheet* de Loranca situé entre les chaînes Ibérique et de l'Altomira.

3.1.3 Contexte paléoclimatique

Les séries fluviatiles méandriformes du Sud-est de la France et d'Espagne centrale se mettent en place entre le Rupélien (Oligocène inférieur) et le Burdigalien inférieur (Miocène inférieur). Dans ce qui suit, nous avons rassemblé les éléments bibliographiques qui permettent de reconstituer les conditions paléoclimatiques sur cet intervalle de temps.

3.1.3.1 Les paramètres climatiques à l'échelle de l'Europe occidentale

Les restitutions paléoclimatiques s'appuient sur des études plus récentes basées sur une nouvelle approche floristique permettant la restitution quantifiée des conditions climatiques continentales du Cénozoïque. L'utilisation des méga-flores cénozoïques d'Europe du Nord-ouest à travers les nouvelles méthodes d'analyses floristiques permet de fournir des paramètres climatiques chiffrés (TMA, températures moyennes annuelles; PMA, précipitations moyennes annuelles; CMM, *Cold Month Mean* Mois Froids; et WMM, *Warm Month Mean* Mois Chauds). Ainsi des restes de fruits, graines et feuilles retrouvés dans les bassins cénozoïques nord-est allemands sont traités selon l'approche de cohabitation (*Coexistence approach,* Utescher et *al.*, 2000 ; Mosbrugger et *al.*, 2005). Les résultats obtenus par Mosbrugger et *al.* (2005) sont présentés sur les Figures 6 et 7.

Les courbes obtenues à partir des flores germaniques témoignent d'un léger refroidissement au **Rupélien** (Oligocène inférieur) notamment marqué par une très nette diminution de la température du mois le plus froid (5°C en moyenne ; Figure 3-7). Le Rupélien est caractérisé par des **TMA** comprises entre **15 et 17°C**, qui s'accompagne d'une légère diminution des **PMA** dont les valeurs de **1150 à 1300** mm/an restent hautes.
Le **Chattien supérieur** marque la mise en place d'un climat plus chaud aux TMA de **15 à 21°C** associées à des PMA relativement similaires à celles du Rupélien comprises entre **1000 et 1300 mm/an**. Par ailleurs, le réchauffement chattien est mis en évidence par une augmentation notable de la température du mois le plus froid (Figure 3-6 et Figure 3-7).

La **transition** entre **Chattien** et **Aquitanien** est marquée dans les flores du Bitterfeld par une **brève incursion négative** des températures, dont les valeurs descendent à 13°C et par une trame générale présentant des TMA variant autour de **17°C**.
Puis un réchauffement s'installe durant l'**Aquitanien** (Miocène inférieur). Les restitutions de Mosbrugger et *al.* (2005) fournissent des TMA de **15 à20°C** et des PMA de **1000 à 1350 mm/an**.

Les valeurs estimées par cette méthode fournissent pour l'intervalle de temps **Rupélien-Aquitanien** une trame climatique **subtropicale semi-humide**. De plus les courbes proposées par Mosbrugger et *al.* (2005) montrent que le climat oligo-miocène était à priori rythmé par des **changements saisonniers marqués** (fortes amplitudes dans les variations des CMM ; Figure 3-7). On remarque que dès le Chattien supérieur (25 Ma) les variations de température sont beaucoup plus marquées. Ces phénomènes sont comparés aux fluctuations climatiques déduites des valeurs isotopiques marines de l'oxygène de Zachos et *al.* (2001, Figure 3-7) et assimilés aux oscillations des volumes des glaces antarctiques. Ainsi l'incursion isotopique marine positive

appelée **évènement Mi-1** (glaciation) est corrélée avec le refroidissement enregistré à la **transition Oligocène-Miocène** (Mosbrugger et *al.,* 2005).

Une étude isotopique réalisée par Héran et *al.* (2010) sur des dents de rongeurs d'Allemagne du Sud fait état de températures aux amplitudes et aux valeurs plus marquées. Les $\delta^{18}O$ des dents de rongeurs des faunes sud-germaniques utilisés par ces auteurs attestent de maxima de 25°C au cours du Chattien et de minima de 14°C atteints durant l'Aquitanien. Cette étude qui permet de mettre en évidence un refroidissement au cours du Miocène inférieur ne fournit pas de données de précipitations, et ces températures restent cohérentes avec un climat subtropical.

La même approche de cohabitation est ainsi appliquée par Barrón et *al.* (2010) sur des données de flores ibériques inédites ou précédemment publiées (Oligocène à Pliocène). Leurs données paléoclimatiques sont reportées ici.

Durant la période étudiée, la plaque ibérique se trouvait à une latitude de 30° Nord par rapport à l'Équateur (Figure 3-1). Un **climat tropical à subtropical** régnait sur les domaines continentaux ibériques. Cependant des **alternances** d'épisodes plus **frais** et plus **secs**, et plus **chauds** et plus **humides** ont pu être mises en évidence.

Ainsi le **Rupélien** se caractérise par des flores d'affinité subtropicales à dominante méga- et méso- thermale, adaptées aux périodes de sècheresse. L'application de la méthode de coexistence entre taxons fournit des **TMA** comprises entre **17 et 18,5°C**, et des **PMA** variant de **1255 à 1355 mm/an**. Ces données sont calculées sur la base de restes de feuilles échantillonnés dans le Bassin de l'Ebre (NE Espagne).

La **limite Rupélien-Chattien** est marquée au niveau de la macroflore nord-est espagnole par des paléoespèces tropicales. Ainsi, des paléoespèces d'arbres tropicaux côtoient fougères et espèces à caractère tropical humide. Les restitutions paléoclimatiques utilisent les miospores décrits par Cavagnetto (2002 ; Province de Corogne, NW Espagne) et font état de **TMA** allant de **17,2 à 18,4°C** et de **PMA** d'environ **1300 mm/an** pour cette transition.

À la **fin du Chattien** la disparition des paléoespèces d'arbres tropicaux marquent la mise en place d'un épisode plus froid.

Le climat de l'**Aquitanien** reste proche de celui de l'Oligocène supérieur. Les restitutions faites grâce à l'approche de coexistence sur les flores du bassin de Tagus (Lisbonne, Portugal) donnent par ailleurs des **TMA** de **15,5 à 21, 5°C** et des **PMA** relativement contrastées de **1096 à 1520 mm/an**. Des restes de feuilles et des miospores aquitaniens du Bassin d'Izarra (N Espagne) sont analysés selon la même méthode et donnent des **TMA de 15 à 18°C** et des **PMA de 870 à 1350 mm/an**. Cependant, ces deux bassins (Tagus et Izarra) bénéficiaient à cette époque comme aujourd'hui de climats différents de celui du bassin de Loranca, de par la proximité océanique.

Les restitutions de Barrón et *al.* (2010) fournissent donc des **TMA** de **17-18,5°C** pour l'Oligocène et de **15-20°C** pour le Miocène inférieur, et de **PMA** de **1255-1355 mm/an** pour l'Oligocène et de **900-1300 mm/an** pour le Miocène inférieur.

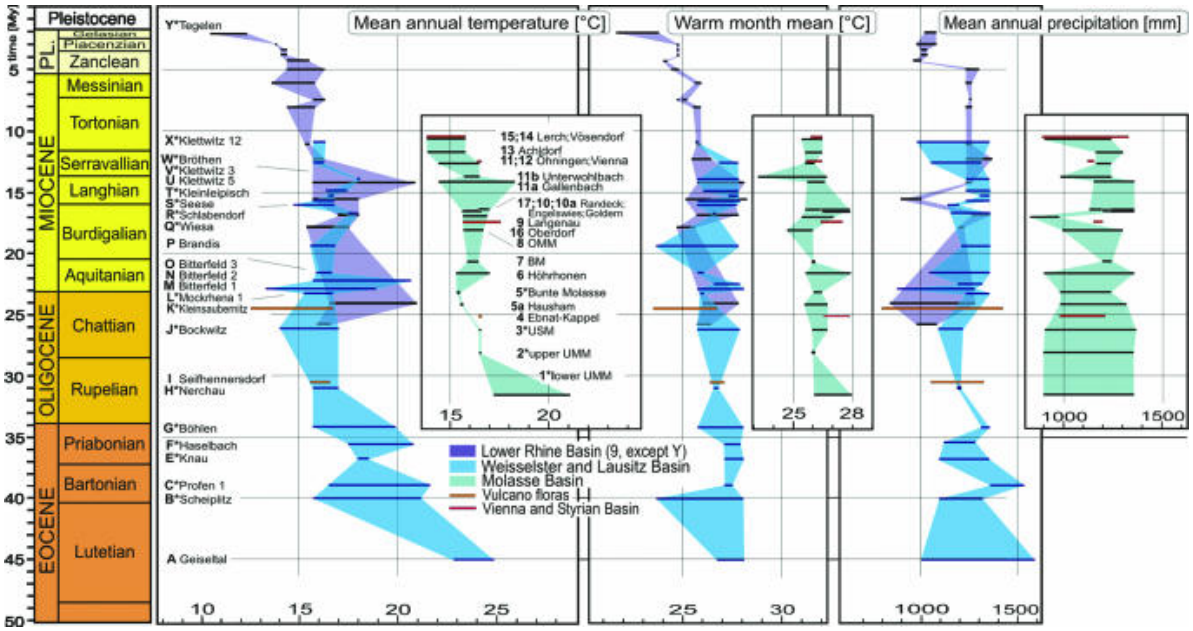


Figure 3-6 : Graphiques des TMA (températures moyennes annuelles), WMM (mois le plus chaud moyen) et PMA (précipitations moyennes annuelles) à partir de l'approche de cohabitation réalisée sur de flores nord-allemandes du Cénozoïque. Les barres bleues représentent les données extraites du bassin du Bas Rhin de Utescher et *al.* (2000) associées aux résultats de la flore de Tiglian (extrait de Mosbrugger et *al.*, 2005).

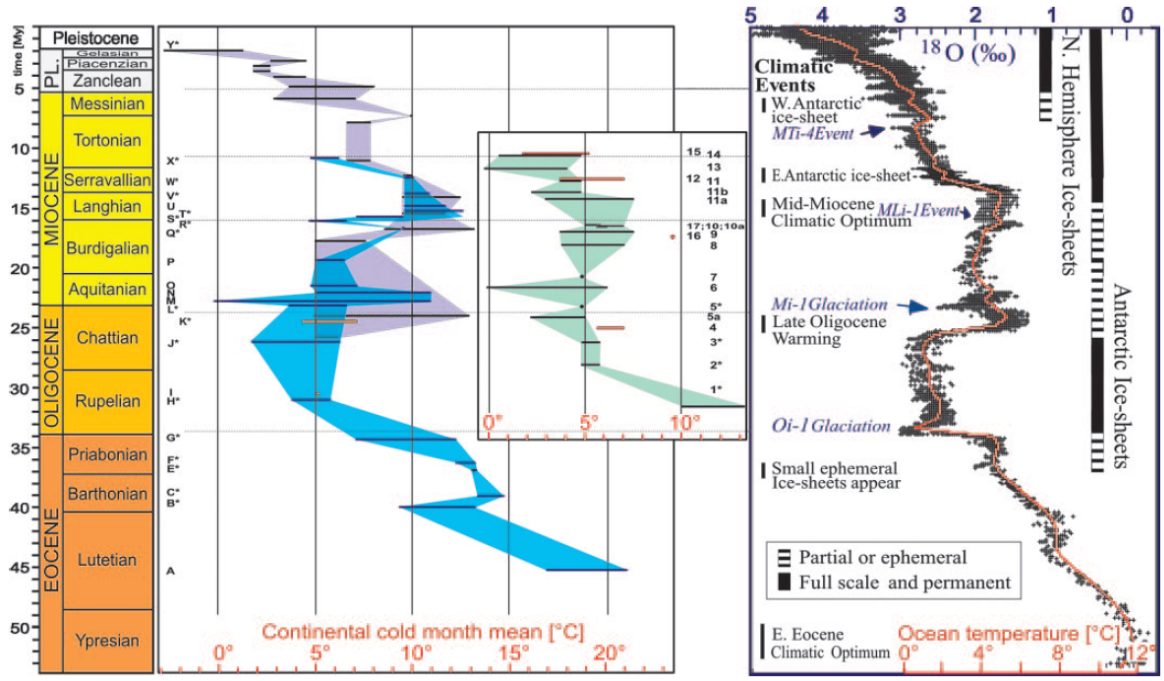


Figure 3-7 : Températures continentales des mois les plus froids d'Europe Centrale depuis 45 Ma (estimées à partir des données de flores germaniques). Ces données sont comparées aux températures océaniques moyennes estimées par Zachos et *al.* (2001) à partir des données isotopiques de l'oxygène (extrait de Mosbrugger et *al.*, 2005).

3.1.3.2 Données paléoclimatiques spécifiques au Sud-est de la France

Nous disposons pour la Provence d'études qui fournissent un cadre général de l'évolution du climat. Celles-ci s'appuient sur les flores et microflores de l'Oligocène supérieur de Provence et Haute-Provence (Schuler et Sittler, 1976 ; Châteauneuf et Nury, 1995).

Ainsi la base du **Rupélien** du bassin de Marseille, caractérisée par le pollen marqueur *Boelhensipollis holhi* souvent associé au dinoflagellé marqueur *Wetzellia gochtii*, délivre des associations floristiques (spores, pollens et macro-flores) typiques d'un climat **chaud et humide**.

Puis l'occurrence de graminées et de chenopodiacées semblerait indiquer au cours du **Rupélien moyen** la mise en place d'un épisode **plus sec et plus frais**.

Le Rupélien terminal est, quant à lui, caractérisé par d'uniques graminées attestant d'une aridité encore plus marquée (Châteauneuf et Nury, 1995). Les associations polliniques du bassin de Manosque fournissent pour le Rupélien terminal la même tendance climatique marquée par le passage de conditions humides à **arides** (Schuler et Sittler, 1976).

Le **Chattien** fournit des indices micro- et macro- floristiques attestant d'un climat globalement **méditerranéen à subtropical**, nuancé par des épisodes humides et arides (Schuller et Sittler, 1976 ; Châteauneuf et Nury, 1995). Les données polliniques des bassins de Marseille et Aix-en-Provence révèlent un **Chattien inférieur sec et froid** marqué par des végétations d'altitudes dans des zones relativement basses.

Puis au **Chattien Terminal**, le développement d'une forêt à affinité plus tempérée et de savanes littorales marque un **réchauffement** et une augmentation de l'**humidité** avant un retour à des conditions plus **sèches** à la **limite Chattien-Aquitanien.**

3.1.3.3 Données paléoclimatiques spécifiques à l'Espagne Centrale

Les études de Daams et Van Der Meulen (1984) et Daams et *al.* (1996a) basées sur l'analyse des taxons de micromammifères récoltés dans des séries chattiennes et aquitaniennes du bassin de Loranca fournissent une estimation générale de la trame climatique (Figure 3-8).

Un premier assemblage attribué au **Chattien supérieur** (Oligocène supérieur - biozone **MP29**), révèle une abondance de Zapodidae et d'Eomyidae, espèces généralement inféodées à des domaines relativement **frais** et modérément **humides**.

Puis la transition **Chattien – Aquitanien** dans ce même bassin (Moncalvillo del Huete et Parrales) se caractérise par le passage de faunes de rongeurs présentant des affinités pour des environnements humides de types forêt (*Gliridae*) à des faunes plus favorables à des milieux ouverts et secs (*Eomiydae* ; Daams et al., 1996a). Cette évolution faunistique indique le passage à des conditions **plus arides**, et ce dès l'Aquitanien inférieur.

L'**Aquitanien** est ensuite marqué dans cette même région par des assemblages d'espèces d'*Eucricetodon* et de *Gliridae* d'environnements arides (Pozo et Moheda ; Daams et *al.*, 1996a). Ces assemblages caractéristiques de conditions plus sèches attestent de la mise en place d'un climat aquitanien plus **chaud** et plus **sec**.

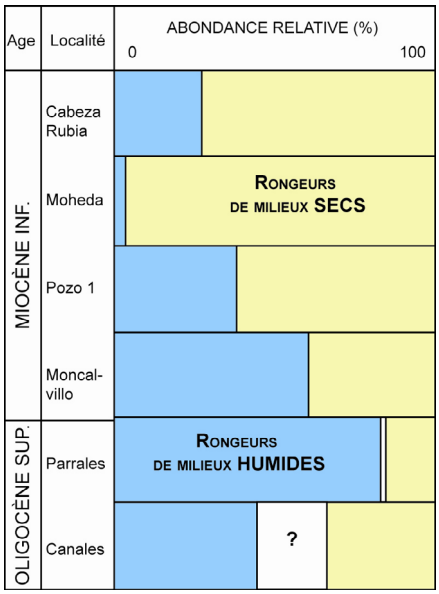


Figure 3-8 : Indications paléoclimatiques fournies par les abondances relatives des faunes oligo-miocènes de rongeurs échantillonnées dans le Bassin de Loranca (Daams et *al.*, 1996a).

Ainsi, les faunes de rongeurs trouvées dans le bassin de Loranca (le long du Rio Major) indiquent un changement graduel depuis la fin de l'Oligocène, allant d'un climat à tendance fraîche et humide, vers des conditions plus chaudes et plus arides dès le Miocène inférieur (Figure 3-8).

3.1.3.4 Synthèse sur le climat Chattien – Aquitanien d'Europe de l'Ouest

Les données de flores nord-germaniques et ibériques font toutes état d'un climat relativement chaud et humide, à tendance subtropicale. Il s'avère donc que la comparaison de ces assemblages floristiques européens septentrionaux et méridionaux ne présente pas de différences suffisamment représentatives pour parler d'un gradient thermique latitudinal franc dans ce domaine continental.

Les études menées sur des données d'Amérique du Nord et d'Australie attestent d'un gradient de 0,4°C par degré de latitude (Greenwood et Wing, 1995), qui, s'il existait en Europe, devrait se traduire par une différence de 4°C entre les données germaniques et espagnoles. Il existait sûrement un gradient thermique continental, non ressenti à l'échelle d'un même continent.

Cependant, au regard des données floristiques germaniques et ibériques il s'avère qu'un gradient d'ordre pluviométrique a pu exister (Figure 3-9). Durant le Chattien, le climat semble relativement homogène sur l'ensemble de l'Europe de l'Ouest, les données font état de températures variant autour de 18°C et de précipitations comprises entre 1200 et 1300 mm/an. La transition Chattien-Aquitanien voit se développer une légère aridité associée à une faible diminution des températures (de l'ordre de 1°C). Puis au cours de l'Aquitanien, un contraste semble se mettre en place entre domaine germanique et domaine ibérique. Bien que les températures restent similaires à celles du Chattien, les précipitations globalement plus élevées, montrent des minima et des maxima plus contrastés en Espagne. Ce phénomène pourrait résulter de la mise en place en Europe d'un pseudo-gradient pluviométrique aboutissant au développement d'un climat plus aride en Espagne. Ainsi, les minima représenteraient les saisons sèches, et les maxima les saisons de pluies fortes ; tandis qu'une pluviométrie relativement constante prévaudrait en Allemagne et pays adjacents.

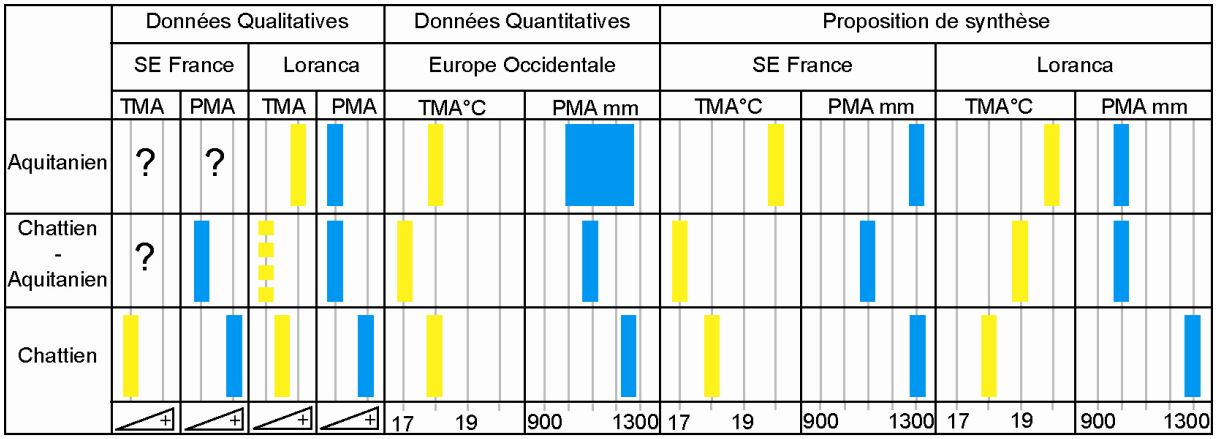


Figure 3-9 : Synthèse des éléments paléoclimatiques d'Europe occidentale et proposition de restitution paléoclimatique pour les bassins de Provence (SE France) et de Loranca (Centre Espagne).

Nous proposons donc une synthèse paléoclimatique intégrant les données qualitatives et quantitatives présentées dans les paragraphes précédents. Nous considérons donc sur l'intervalle Chattien – Aquitanien (Figure 3-10) :

- pour le bassin d'avant-pays alpin du SE de la France des TMA de 15 à 20°C et des PMA de 1000-1350 mm/an
- pour le bassin de Loranca, Espagne Centrale des TMA de 15 à 20°C et à des PMA de 900-1300 mm/an.

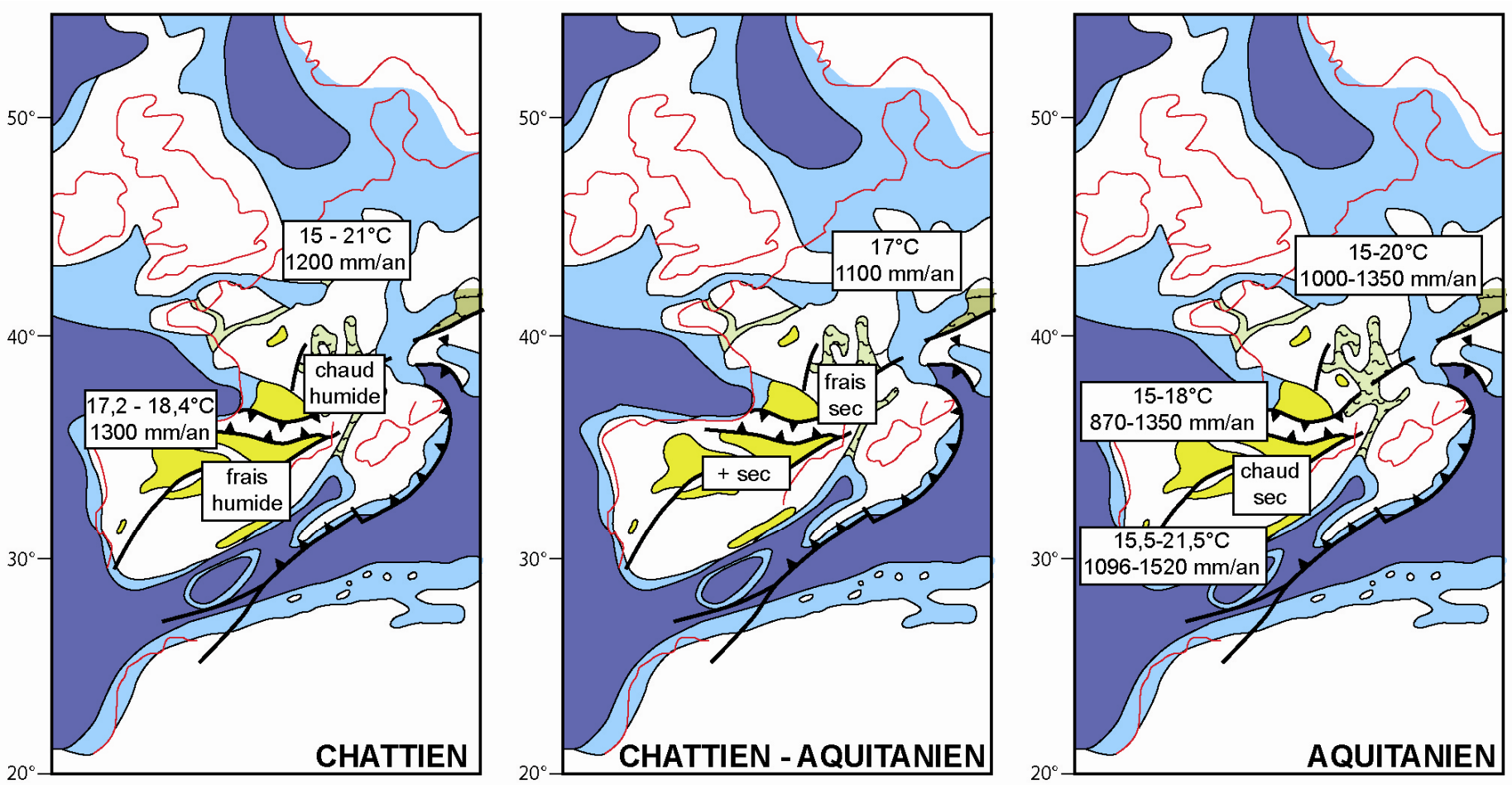


Figure 3-10 : Synthèse des conditions climatiques d'Europe occidentale du Chattien à l'Aquitanien (basées sur les travaux présentés dans les paragraphes précédents). Pour les légendes des cartes se référer à la **Figure 3-1**.

3.2 *Le remplissage continental du bassin d'avant-pays alpin, SE France*

Nous choisissons de travailler à l'échelle du bassin d'avant-pays alpin du SE de la France sur deux sites présentant des systèmes fluviatiles méandriformes bien préservés, ayant subi des recouvrements de 400 à 1000 mètres. Le premier est le bassin en piggy-back de Barrême. Le second est le bassin de Digne-Valensole localisé à l'avant de la nappe de Digne et dans lequel sont étudiés les systèmes méandriformes d'Esclangon et d'Esparron. Deux sites supplémentaires de ce bassin de Digne-Valensole, le Pont de la Reine Jeanne et Turriers-Faucon du Caire, sont brièvement présentés bien que caractérisés par les dépôts de systèmes en tresse, mais présentant un intérêt pour les restitutions des facteurs de contrôle.

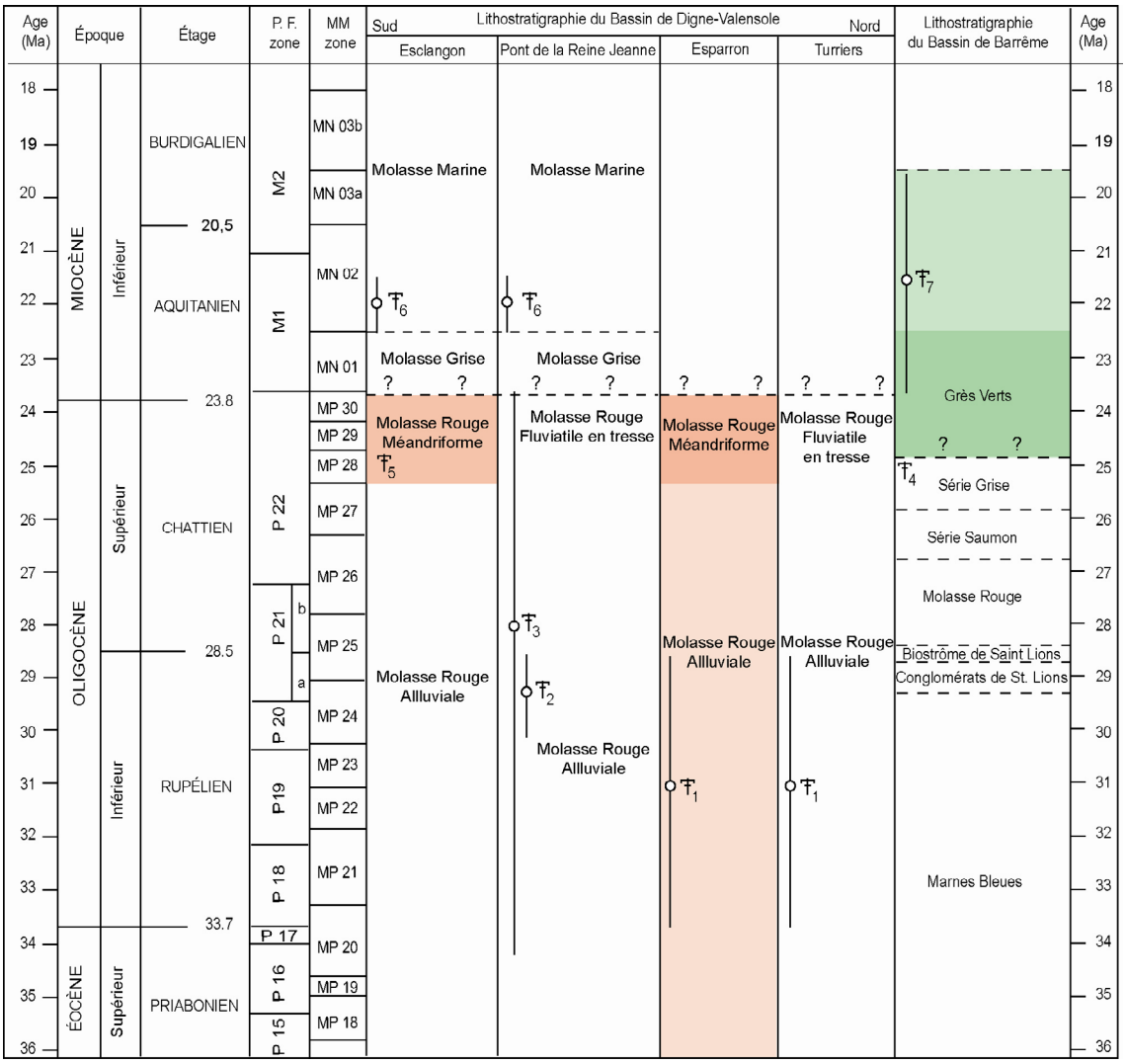


Figure 3-11 : Chronostratigraphie des bassins de Barrême et de Digne du Rupélien supérieur au Burdigalien inférieur. Les séries étudiées sont représentées en vert pour la série des Grès Verts de Barrême et en rouge pour la série de la Molasse Rouge de Digne. Les gisements de micromammifères connus sont indiqués selon l'extension de leur biozone. Ŧ1 : Gisement d'Esparron; Ŧ2 : Gisement du Roucas Blanc ; Ŧ3 : Gisement de Saint-Geniez ; Ŧ4 : Gisements de la Rouvière, la Tuilière et les Blachettes ; Ŧ5 : Gisement du Rousset; Ŧ6 : Gisement de Barles et Lambert ; Ŧ7 : Gisement du Gipas.

3.2.1 Stratigraphie générale

Le remplissage tertiaire du bassin d'avant-pays alpin français est classiquement divisé selon quatre formations majeures : (i) la Molasse Rouge, (ii) la Molasse Grise, (iii) la Molasse Marine et (iv) la Molasse Jaune qui correspondent au remplissage du Bassin de Digne-Valensole. Le comblement du Bassin de Barrême (situé sur la nappe de Digne) introduit, quant à lui, des termes spécifiques mais contemporains aux Molasses du Bassin de Digne-Valensole.

À l'avant de la nappe de Digne, la Molasse Rouge est issue d'un remplissage continental qui démarre dans la partie septentrionale du bassin de Digne-Valensole par la mise en place dès l'Éocène supérieur de systèmes alluviaux qui comblent des morphologies locales avant d'être graduellement remplacés par des systèmes fluviatiles plus fins et de plus grande extension (Haccard et *al.*, 1989).

Puis, cette sédimentation fluviatile est relayée par un environnement deltaïque à lacustre (Molasse Grise, Aquitanien), qui témoigne de l'arrivée progressive depuis le sud d'un étroit bras de mer. La sédimentation marine burdigalienne (Miocène, Molasse Marine) est constituée de dépôts de faible profondeur, à influence tidale marquée.

Sur la nappe de Digne, le remplissage continental du bassin de Barrême est plus tardif. Du fait de sa position méridionale, ce bassin enregistre des dépôts marins à côtiers jusqu'au Rupélien (Oligocène inférieur).

La sédimentation continentale démarre au Chattien inférieur par la mise en place d'un système alluvial caractérisé par de petits cônes alluviaux (Molasse Rouge).

Dès le Chattien moyen, la sédimentation évolue vers des termes plus fins essentiellement palustres (la Série Saumon). Cette formation transitionnelle passe rapidement à la fin du Chattien moyen à un environnement lacustre plus franc (la Série Grise).

Les derniers dépôts continentaux recouvrent en discordance plus ou moins franche la formation de la Série Grise. Ainsi, du Chattien supérieur à l'Aquitanien, un système fluviatile méandriforme de source lointaine se développe (la Série des Grès Verts ; de Graciansky et *al.*, 1971, 1982).

3.2.2 Les bassins au front de la nappe de Digne

Nous présentons dans les paragraphes suivants les éléments stratigraphiques et biostratigraphiques de la formation méandriforme de la Molasse Rouge des sites d'Esclangon au Sud, et d'Esparron au Nord (unité du Lobe de Melan-Clamensane ; Gigot et *al.*, 1974). Deux sites supplémentaires n'ayant pas fait l'objet d'études de terrain poussées, leurs sont associés pour les restitutions régionales, le Pont la Reine Jeanne au Sud et Turriers au Nord.

3.2.2.1 Lithostratigraphie de la Molasse Rouge

Les dépôts de la Molasse Rouge d'Esclangon, d'Esparron, du Pont de la Reine Jeanne et de Turriers présentent le même schéma stratigraphique. Ils se composent de trois faciès principaux. (i) Le premier est formé de chenaux bréchiques constitués de matériel monogénique issu des formations calcaires mésozoïques sous-jacentes. (ii) Le second présente des objets chenalisés composés par du matériel plus arrondi toujours issu des formations jurassiques à crétacés antérieures. (iii) Le troisièmes témoigne de l'organisation granodécroissante de la

formation, il est formé d'objets chenalisés composés de matériel gréseux plus fin et d'origine interne s'écoulant globalement vers l'Ouest (radiolarites et roches vertes ; de Graciansky et *al.*, 1982 ; Haccard et *al.*, 1989).

- **Les systèmes d'Esclangon et d'Esparron**

L'initiation de la Molasse Rouge de ces localités est interprétée comme un système torrentiel de petite taille venant éroder les reliefs et combler les dépressions créées au sein des séries mésozoïques, par les phases de déformations antérieures (Crétacé terminal à Éocène). Ces systèmes de piémont étaient à priori alimentés par des sources proches (les calcaires jurassiques sous-jacents), en témoigne l'orientation des corps bréchiques hétérométriques et monogéniques (Haccard et *al.*, 1989).

Cette formation passe ensuite progressivement à un système plus ouvert, marqué dans un premier temps par l'apparition de niveaux à calcaires lacustres puis de corps gréseux chenalisés intercalés au sein d'argiles rouges à forte occurrence de niveaux à poupées calcaires. Ce second grand ensemble résulte de l'évolution du système torrentiel en un système moins confiné. Le matériel sableux qui compose les chenaux montre des fragments de radiolarites et de roches vertes, dont la provenance est à chercher dans les zones alpines internes. À Esclangon le matériel sableux révèle également des grains de calcaires à orbitolines quant à eux imputables à une source méridionale (Haccard et *al.*, 1989).

Cette organisation atteste de l'avancée progressive du système, passant d'un système proximal torrentiel à un système plus distal et moins énergétique de type fluviatile méandriforme. Ces dépôts sont rencontrés et étudiés dans les **synclinaux d'Esclangon et d'Esparron**.

Les termes de la Molasse Rouge que nous étudions correspondent à la partie supérieure de la série. Cet ensemble est issu d'un système relativement ouvert, caractéristique d'une large plaine au niveau de laquelle se développait un système fluviatile méandriforme dont la source principale localisée dans les domaines alpins internes (au Nord-est), était probablement suppléée par une source secondaire plus méridionale.

- **Les systèmes fluviatiles annexes du Pont de la Reine Jeanne et de Turriers**

Durant les démarches de recherches de systèmes fluviatiles dans la région de Sisteron plusieurs localités ont été visitées. Les sites d'Esclangon et d'Esparron ont été retenus car ils correspondent à des systèmes méandriformes.

Cependant, à hauteur du lieu dit du Pont de la Reine Jeanne (Figure 3-2 ; 20 km à l'Ouest d'Esclangon, bassin de Digne-Valensole) une épaisse série fluviatile est rencontrée. Elle consiste en d'épais corps lenticulaires composés de conglomérats (éléments centimétriques à métriques, polygéniques) compris dans des argiles rouges à paléosols ou à niveaux calcaires (Annexe III). Ces successions interprétées comme issues d'un système proximal en tresse fournissent des clés pour la compréhension et l'interprétation à grande échelle du système.

La deuxième localité que nous choisissons de présenter succintement ici, est celle de Turriers – Faucon du Caire (Figure 3-2 ; 10 km au Nord d'Esparron, bassin de Digne Valensole), on y observe une puissante épaisseur de conglomérats compris dans des argiles rouges, passant au

sommet à des faciès sableux plus fins. Cette succession est interprétée comme le passage d'un système proximal à un système plus distal.

Ces deux sites n'ont pu être étudiés en détail, mais la trame générale présentée ci-dessus sera prise en compte dans la suite de notre raisonnement.

3.2.2.2 Biostratigraphie de la Molasse Rouge et des formations sus- et sous-jacentes d'intérêt.

- **Site d'Esclangon**

La Molasse Rouge du Ravin du Rousset a délivré dans sa partie médiane un gisement de dents de micromammifères (*Theridomyidae : Issiodoromys limognensis*), fournissant un âge Oligocène supérieur (MP28, Détermination Vianey-Liaud, rapport de DEA Tortosa, 2005, non publié). La limite supérieure de cette Molasse Rouge est moins bien contrainte. En effet, la première donnée biostratigraphique connue est le gisement de Barles (dents de micromammifères, *Ritteneria molinae* et *Eucricetodon gerandianus*) trouvé à la base de la Molasse Marine, et auquel est attribué un âge Aquitanien moyen (MN2a ; Hugueney et *al.*, 1992 ; Figure 3-11).

- **Sites d'Esparron et de Turriers**

La Molasse Rouge d'Esparron et de Turriers n'a fourni qu'une unique dent de rongeur (*Ronzotherium*) datée du Rupélien (la localisation précise du gisement n'est pas fournie ; Gidon et *al.*, 1991). Son extension chronostratigraphique est donc peu contrainte. Elle est ici basée sur la reconnaissance du faciès particulier qui la caractérise sur l'ensemble du bassin du SE. Ainsi, étant localisée à l'avant de la nappe de Digne et présentant la même séquence générale que la Molasse Rouge d'Esclangon, la même extension Éocène supérieur – Oligocène supérieur lui est attribuée.

- **Site du Pont de la Reine Jeanne**

La Molasse Rouge alluviale du Pont de la Reine Jeanne est datée du Rupélien supérieur à partir des gisements de dents de micromammifères du Roucas Blanc (*Eucricetodon atavus, Blanvillimys blainvillei gervai,* et *Archaeomys gervesi ;* Gigot, 2002, Feuille au 1/50 000 de Sisteron, sous presse) et de l'Eocène supérieur-Chattien à partir des Characées trouvés près de Saint-Geniez (Gigot, *in prep.*, Feuille au 1/50 000 de Sisteron).

La Molasse Marine qui lui succède est datée à partir des gisements de Barles et Lambert (Couëffé, 2003 ; Bialkowski, 2004). Ces gisements fournissent des espèces de *Ritteneria molinae* et *Eucricetodon gerandianus* attribuées à la biozone MN2a de l'Aquitanien moyen (Ringeade et Pagès, 1990 ; Hugueney et *al.*, 1992).

3.2.2.3 Conclusion

Les séries de la Molasse Rouge de type méandriforme sont rencontrées et étudiées dans les synclinaux d'Esparron et d'Esclangon. Nous utiliserons donc les données qui y seront collectées à travers une méthodologie de restitution paléohydrologique. Les formations du Pont de la Reine Jeanne et de Turriers, appartenant à des systèmes plus grossiers, seront quant à elles, utilisées conjointement pour comprendre le fonctionnement régional du bassin d'avant-pays alpin français.

Nous retenons également que les séries de la Molasse Rouge d'Esclangon et du Pont de la Reine Jeanne présentent, contrairement à celles de Turriers et d'Esparron, de très bonnes contraintes biostratigraphiques. Ainsi, la Molasse Rouge présente une extension stratigraphique générale Éocène supérieur à Aquitanien inférieur ; les systèmes méandriformes la constituant se sont, quant à eux, développés du Chattien supérieur à l'Aquitanien inférieur.

3.2.3 Les séries fluviatiles du bassin en piggy-back de Barrême

Le Bassin de Barrême est un bassin de *thrust-sheet* ou *piggy-back,* localisé sur la nappe de Digne (Figure 3-2). Le bassin de Barrême est le lieu d'un remplissage synorogénique dès l'Oligocène supérieur ; caractérisés dans un premier temps par une alimentation méridionale, les systèmes enregistrent ensuite au cours de l'Oligocène terminal – Miocène inférieur, une réorganisation majeure marquée par des apports depuis les zones alpines internes septentrionales. La série des Grès Verts repose, au niveau de la localité de Barrême, sur la Série Grise. Cependant les déformations enregistrées par les dépôts précédents, se matérialisent par des discordances internes ; *i.e.* contact au Sud entre la Molasse Rouge et les Grès Verts (Senez ; de Graciansky et *al.*, 1982).

3.2.3.1 Lithostratigraphie des Grès Verts de Barrême

La série des Grès Verts fait suite à un épisode lacustre enregistré au sein de la Série Grise, elle témoigne par conséquent de l'évolution du système vers un environnement plus ouvert. Elle peut synthétiquement être décomposée en trois ensembles, correspondant aux migrations latérales d'un système méandriforme.

Le **premier ensemble** identifié présente une dominante de matériel fin occasionnellement recoupé par des épisodes sableux plus grossiers. La présence de niveaux pédogénétiques et de calcaires de type lacustre permet d'interpréter ces successions comme relatives à un environnement de plaine relativement plane autorisant le développement de zones **palustres à lacustres**. La zone axiale du système fluviatile n'est pas préservée.
Cet ensemble laisse place à un **deuxième ensemble** dominé par la composante sableuse. Au sein de ces successions, plusieurs niveaux sableux chenalisés recoupent les dépôts argilo-silteux semblables à ceux du premier ensemble. C'est au sein de ces successions que se focalisent particulièrement les investigations de terrain.
Le **dernier intervalle** stratigraphique qui forme le sommet de la série des Grès Verts consiste en des dépôts argileux, ponctuellement recoupés par des passées sableuses plus ou moins épaisses. Quelques rares paléosols y sont observés, ainsi qu'un retour à des conditions voisines à celles du premier ensemble, traduisant une migration de la ceinture de chenaux hors de la zone d'étude.

Du fait des déformations tectoniques ultérieures et de l'érosion, la surface d'investigation est limitée à environ un kilomètre carré.

3.2.3.2 Biostratigraphie des Grès Verts de Barrême

L'extension stratigraphique des Grès Verts est contrainte par plusieurs données biostratigraphiques, à savoir deux gisements de rongeurs, un gisement de mollusques et un gisement de charophytes. Ainsi l'extension Oligocène supérieur –Miocène inférieur, attestée par les relations stratigraphiques avec les séries sous-jacentes, est affinée par la présence au sein de

la Série Grise de gisements de charophytes (*Rhabdocara praelangeri*, *Sphaerochara* cf. *hirmeni* ; détermination Feist-Castel), d'ostracodes (*Cytheridea hagenowi* ; détermination Carbonnel), de mollusques (*Tympanotonus margaritaceus monoliformis* ; détermination Truc) et un gisement de vertébrés (*Cricetidae* : *Heterocricetodon* sp., *Melissiordon* aff. *querciy*, *Eucricetodon* gr. *querciycollatum* ; *Eomyidae* : *Pseudotheridomys* aff. *pusillus*, *Eomys* aff. *zitelli* ; *Theridomyidae* : *Archaeomys* aff. *laurillardi* ; *Sciuridae* : *Heteroxerus* aff. *lavocati* ; *Castoridae* : *Steneofiber* aff. *eseriantiquus* ; *Cainotheriidae* : *Caenomeryx* sp. ; détermination Vianey-Liaud) fournissant un âge **Chattien supérieur** (Zone MP28 ; De Graciansky et *al.*, 1982). De plus la faunule de vertébrés (*Theridomyidae* et *Cricetida* (*Eucricetodon* sp.) ; détermination Vianey-Liaud) trouvée au sommet de la série des Grès Verts (Ravin du Gipas) montre un âge Chattien supérieur - Burdigalien inférieur (Biozones MP 28 à MN3a données par la Last Occurrence de *Eucricetodon* ; Mein, 1990).

3.2.4 Points forts des systèmes méandriformes du SE de la France

Les systèmes fluviatiles méandriformes, situés à l'avant et sur de la nappe de Digne, ont fait l'objet d'études géologiques complètes. Ces dernières renseignent sur les paléocourants et la minéralogie des éléments détritiques, informations essentielles permettant de déterminer les sources des systèmes.

Les figures de semelles et les structures sédimentaires des chenaux sableux de la Molasse Rouge ont fourni des directions d'écoulement ESE-WNW à Esclangon et E-W à Esparron. De plus, l'analyse minéralogique des corps sableux chenalisés de la Molasse Rouge d'Esclangon et d'Esparron, a révélé des assemblages de roches vertes et de radiolarites à affinité alpine interne (Haccard et *al.*, 1989, Feuille au 1/50 000 de la Javie).

De nombreux fragments de calcaires à orbitolines semblent également indiquer une contribution secondaire méridionale (Haccard et *al.*, 1989). Cependant, les calcaires à orbitolines, représentatifs d'environnements hémipélagiques des plateformes crétacées, sont également trouvés dans la région du Vercors (Arnaud-Vanneau et *al.*, 1979 ; Debrand-Passard et *al.*, 1984). Leur présence ne peut par conséquent, sans plus de précision, être considérée comme diagnostique.

Ainsi, les premières estimations de terrain placent la zone source de ces systèmes méandriformes dans le domaine Briançonnais des zones alpines internes (NE des zones étudiées).

De plus, la littérature existante sur le bassin de Barrême et notamment la série des Grès Verts permet une restitution paléoenvironnementale relativement complète et fiable. L'analyse de l'orientation des structures sédimentaires (figures de semelles, stratifications entrecroisées) et des chenaux atteste de paléocourants à écoulement N–S (Evans, 1987 ; De Graciansky et *al.*, 1982). L'analyse des éléments lourds de ces grès de couleur verte (Grès Verts ; Evans, 1987 ; Evans et Mange-Rajetsky, 1991 et Evans et Elliott, 1999), font état de l'assemblage suivant : épidote, amphibole calcique, orthopyroxène, clinopyroxène, amphibole bleue, lawsonite, spinelle chromique, serpentinite, vesuvianite, jadéite, hypersthène dérivée d'ophiolite, enstatite, diopside, diallage et grenat (Figure 3-12). De cet assemblage très riche ressortent deux signaux majeurs, le premier qui correspond à une alimentation depuis les zones alpines au sens large et le second plus diagnostique (association de spinelle chromique, serpentine, lawsonite,

amphibole bleue et vesuvianite) qui atteste d'un approvisionnement depuis des ophiolites, des schistes bleus et des rhodingites. Le premier assemblage (ophiolites-schistes bleus-rhodingites) est interprété comme résultant d'une dislocation d'olistolithes provenant de la Haute-Ubaye. Associé au second assemblage (serpentinite, vesuvianite) et à la direction d'écoulement N-S, ces informations minéralogiques indiquent une phase majeure de réactivation de la nappe d'Embrun-Ubaye, au cours de l'Oligocène-Miocène, au niveau de laquelle le système des Grès Verts prenait sa source. Cette phase de réactivation est responsable de l'exhumation dans l'arrière-pays alpin de lithologies à affinités internes (ophiolites, serpentinites ; Figure 3-2 ; Evans, 1987 ; Evans et Mange-Rajetzky, 1991 et Evans et Elliott, 1999).

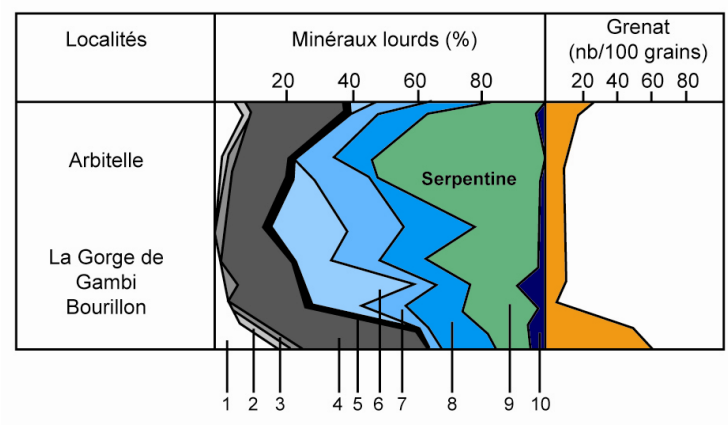


Figure 3-12 : Composition en pourcentage des assemblages de minéraux lourds des Grès Verts (Evans et Mange-Rajetzky, 1991). L'Arbitelle est la localité voisine de Bois de Lieye. 1 : apatite ; 2 : tourmaline ; 3 : zircon ; 4 : épidote ; 5 : vesuvianite ; 6 : ortho- et clino-pyroxène ; 7 : amphibole calcique ; 8 : minéraux marqueurs de HP ; 9 : serpentine ; 10 : autres. La quantité de grenat est indiquée en nombre de grains pour une analyse de 100 grains.

Ces données font de ces deux bassins d'excellents analogues de terrain dans le cadre d'une restitution paléohydrologique. En effet, les informations essentielles sont d'ores et déjà connues, durant les temps Chattien à Aquitanien, deux à trois systèmes méandriformes prenaient leur source dans les domaines des zones internes et/ou de l'Embrun-Ubaye et s'écoulaient vers l'Ouest-Sud-Ouest (Esclangon et Esparron) et vers le Sud (Barrême). Ces systèmes fluviatiles s'écoulaient par ailleurs sous des conditions climatiques subtropicales semi-humides.

Ainsi, nous pouvons développer pour ces systèmes du SE de la France une méthode de restitution paléohydrologique contrainte par le climat, dont les estimations seront comparées aux données directement issues des analyses de terrain. Ces comparaisons permettront de tester la validité de notre démarche.

3.3 Le bassin endoréique de Loranca, Espagne Centrale

Le craton ibérique a répondu aux différentes phases de déformations orogéniques par la mise en place de dépressions continentales remplies au cours du Cénozoïque par des systèmes alluviaux.

3.3.1 Stratigraphie générale

Le remplissage Oligocène-Miocène du bassin endoréique de Loranca est subdivisé en cinq grandes unités. La distinction de ces unités est d'une part basée sur leur attribution stratigraphique respective et d'autre part sur les discontinuités tectoniques qui les séparent (Gómez Fernández et *al.*, 1996). Les termes proximaux se situent au Sud, dans la région de Cuenca, et les termes distaux, que nous avons retenus pour la qualité des affleurements, se situent dans la région de Loranca. Le système distal qui les caractérise s'organise également selon cinq unités ayant subies par la suite un recouvrement maximal de 200 mètres (Figure 3-14 ; Díaz-Molina, 1974 ; García-Abbad, 1975 et Gómez Fernández et *al.*, 1996).

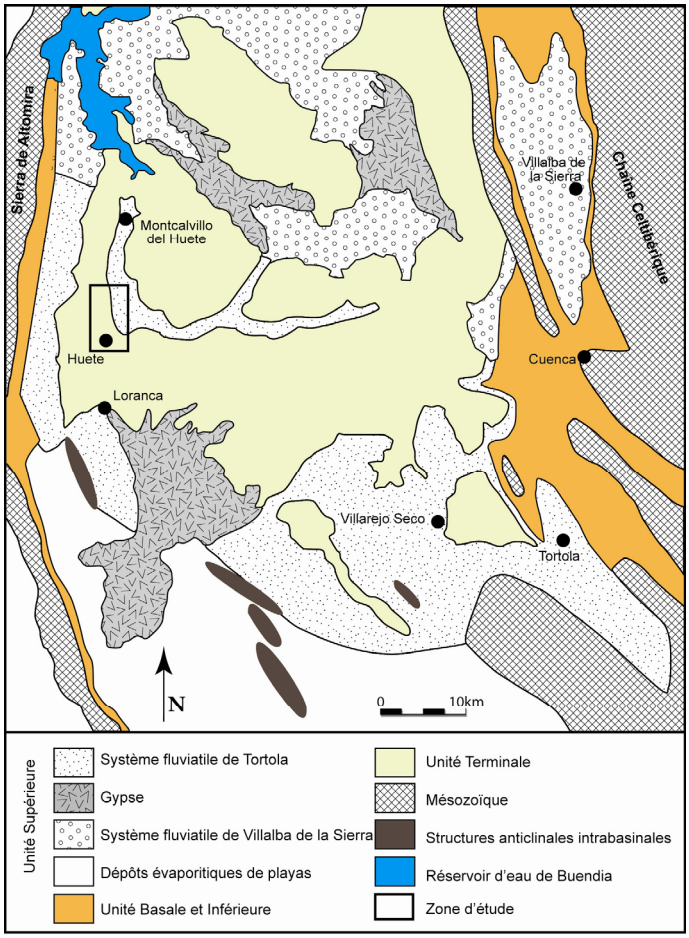


Figure 3-13 : Carte géologique synthétique de la partie méridionale du Bassin de Loranca, resituant la zone étudiée (l'encart correspond à la **Figure 13** du chapitre suivant) (d'après Martinius, 2000). L'Unité II est représentée par des figurés de pointillés, de V aléatoires (gypse), de ronds et par la trame blanche.

(1) L'**Unité I** ou **Unité Détritique Inférieure** présente une extension stratigraphique Éocène – Oligocène supérieur. Elle se compose de conglomérats, de grès, de silts, d'argiles, de calcaires et de gypses. Ces successions sont interprétées comme étant issues d'un système fluviatile au faible taux de sédimentation.

(2) L'**Unité II** ou **Unité Détritique Supérieure** épaisse de 900 mètres est composée par les dépôts des systèmes fluviatiles de Tórtola et Villalba de la Sierra. Elle se met en place depuis

l'Oligocène supérieur jusqu'au Miocène inférieur successivement à la première unité qu'elle recouvre en onlap. Les dépôts qui caractérisent cette unité sont découpés en trois sous-ensembles caractéristiques d'environnements différents, alternants entre cônes alluviaux, systèmes fluviatiles ou playas, inféodés à des contextes tectoniques distincts.

(3) L'**Unité III** est marquée par la mise en place au Miocène inférieur d'un nouveau système de cônes fluviatiles appelé Valdeganga. Ce système est alimenté par la chaine Ibérique, qui subit une nouvelle surrection, contemporaine de cette unité. Les dépôts sommitaux consistent en une épaisse série de gypse et d'argile, consécutive à une diminution des contraintes tectoniques. Les dernières occurrences correspondent à un système oriental de cônes alluviaux.

(4) L'**Unité IV** aragonienne (équivalent continental du Burdigalien supérieur au Serravalien), consiste en des dépôts carbonatés lacustres recouvrant la totalité du bassin. Elle précède un hiatus sédimentaire d'extension estimée Aragonien – Vallesien.

(5) L'**Unité V**, datée du Turolien (équivalent continental du Tortonien supérieur – Messinien) clôture le remplissage du Bassin de Loranca. Elle se caractérise par des sédiments septentrionaux d'origine fluviatile et lacustre, et méridionaux uniquement lacustres.

Nous avons retenu l'Unité II pour mener nos investigations de terrain, en cela qu'elle présente des séries fluviatiles méandriformes remarquablement préservées et une composante tridimensionnelle au niveau de ses affleurements autorisant une approche détaillée et calibrée. Une description plus détaillée en est donc faite dans le chapitre 4 qui suit.

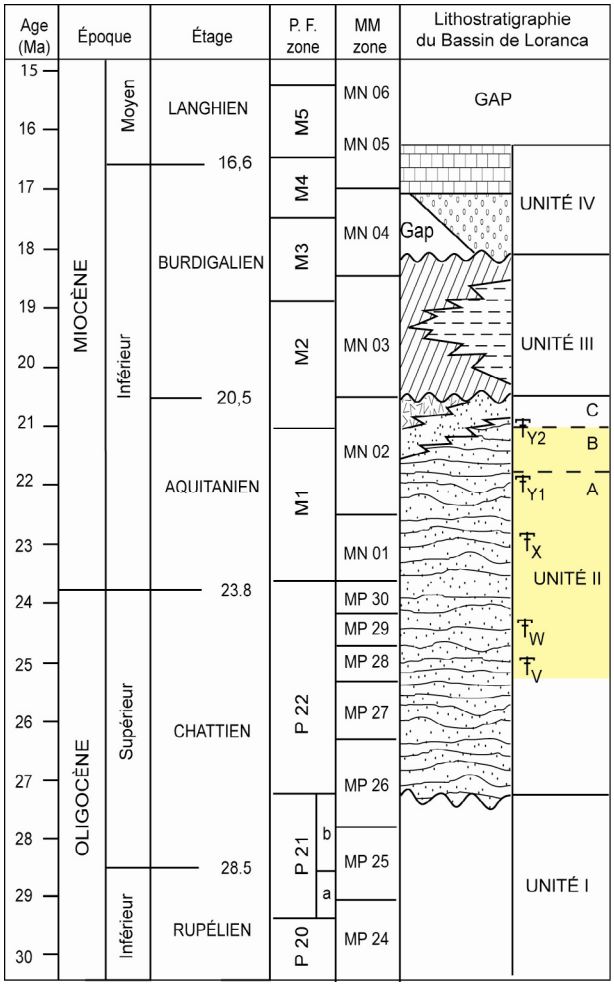


Figure 3-14 : Chronostratigraphie Oligo-miocène du Bassin de Loranca (modifié d'après Gómez-Fernández et *al.*, 1996 et Daams et *al.*, 1996a). Les gisements de micromammifères de Daams et *al.* (1996a) sont indiqués selon les lettres V à Y (zones chronostratigraphiques continentales) associés aux MM zones déterminées. L'intervalle étudié (Unité II ou Unité Supérieure Détritique) est surligné en jaune. Il s'étend des biozones MP28 à MN2.

3.3.2 Les séries fluviatiles de l'Unité Détritique Supérieure du Bassin de Loranca

Le système centre espagnol oligo-miocène du fan de Tórtola présente un enregistrement unique au niveau de la province de Cuenca (NE de Madrid **;** Figure 3-5 et Figure 3-13). Les séries continentales chattiennes à aquitaniennes des alentours du village de Huete présentent des affleurements en trois dimensions d'une qualité remarquable, idéale à l'approche ici développée. Leur analyse de terrain est présentée selon un découpage géographique et chronostratigraphique. Nous avons retenu trois localités qui permettent de suivre l'évolution de l'Unité du fan de Tórtola ou **Unité Détritique Supérieure** : Los Canales, Peñas de San Juan et San Bartolomé (Figure 3-15).

La série du Fan de Tórtola correspond au remplissage de la partie méridionale du Bassin de Loranca (Figure 3-5 et Figure 3-13). Mise en place durant l'Oligocène supérieur – Miocène inférieur, période durant laquelle la péninsule ibérique se situait à une latitude de 30° Nord par rapport à l'Équateur (Figure 3-1), cette série atteint une puissance maximale de 900 mètres. Bien que connectés par un corridor occidental au Bassin de Madrid, le système du **Fan de Tórtola** et celui du fan de Villalba de la Sierra (son contemporain septentrional) ne communiquaient pas avec le domaine marin (les restitutions paléogéographiques les placent à 160 km au Nord du Bassin de Madrid). Ces systèmes alimentés en grande partie par la chaîne

Ibérique (marge orientale du bassin ; Martinius, 2002) sont donc considérés comme endoréiques.

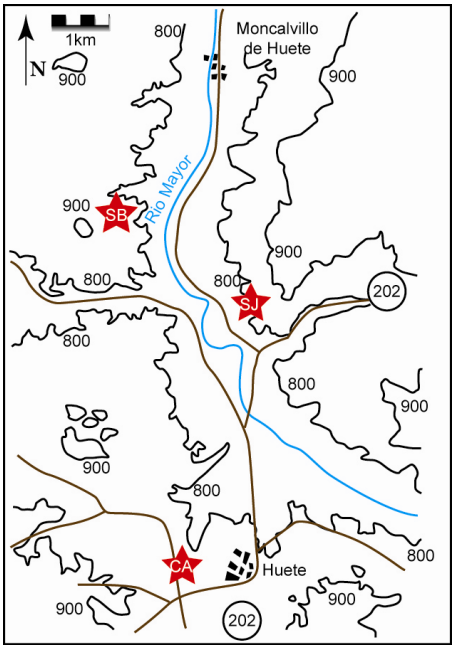


Figure 3-15 : Carte topographique simplifiée de la région septentrionale de Huete. Les sites étudiés sont représentés par des étoiles rouges [CA : Canales ; SB : San Bartolomé et SJ : Peñas de San Juan].

3.3.2.1 Stratigraphie de l'Unité Détritique Supérieure

Au cours de l'intervalle stratigraphique retenu, trois stades d'évolution majeurs ont été distingués par les auteurs (Alvaro et *al.*, 1979 ; Sopeña et *al.*, 1988 et Muñoz et *al.*, 1992 ; Diaz-Molina et *al.*, 1995 ; Gómez-Fernandez et *al.*, 1996 ; Martinius, 2000 ; Figure 3-16).

Le premier stade d'évolution, la **Phase A** d'âge Chattien supérieur – Aquitanien inférieur (Figure **3-16**A), voit la majorité du bassin envahie par les systèmes fluviatiles de Tórtola et Villalba de la Sierra à écoulement Sud - Nord. Seule la marge sud-ouest du bassin n'est atteinte par ces systèmes, de par le développement d'une série de plis NW-SE qui crée une barrière naturelle bloquant ainsi leur propagation. La partie sud du bassin est donc caractérisée par des dépôts issus d'environnements plus calmes de plaine ou de playa, ou par des dépôts de cônes alluviaux issus des reliefs de la Sierra Altomira. Il est à noter que le fan de Villalba de la Sierra fournit un enregistrement très partiel pendant cet intervalle. Les interprétations environnementales qui en sont faites sont extraites des données de puits de Torres et *al.* (1986, 1992) obtenues dans le Bassin de Madrid au niveau de la « *Depresion Intermedia* ».

L'enregistrement des dépôts les plus septentrionaux du système de Tórtola n'a fourni que très peu de données d'affleurements, réduisant les reconstitutions paléoenvironnementales de la partie centrale du bassin de Loranca. La partie supérieure des systèmes développés au cours de cette phase représente la majeure partie de la zone étudiée.

Puis la seconde **Phase B** (Figure 3-16B) voit la déformation plicative s'étendre à la partie centrale du bassin, entraînant un abandon progressif des systèmes fluviatiles et un développement prononcé des systèmes de cônes alluviaux alimentés par la Sierra Altomira à l'Ouest et la Chaîne Ibérique à l'Est. La partie distale des systèmes est marquée par le développement de zones humides dans lesquelles se déversent les systèmes alluviaux, et

aujourd'hui marquées par des dépôts carbonatés à évaporitiques. Un des bras du système fluviatile s'écoulait alors selon une direction Sud-Nord dans une vallée comparable à celle de l'actuel Rio Mayor. Ce système correspond aux termes supérieurs de nos investigations de terrain.

La dernière **Phase C** (Figure 3-16C) voit l'intensité de l'activité tectonique se réduire considérablement, entraînant ainsi le remplissage des dépressions créées par des systèmes de lacs temporaires ou pérennes. Les systèmes fluviatiles toujours présents ont une extension spatiale bien moindre et restent confinés à la marge orientale du bassin, témoignant ainsi de l'asymétrie partielle provoquée par les déformations tectoniques. Le paysage de l'époque correspond donc à un delta alluvial se déversant au sein d'un système de « playa-lac » comblant toutes les parties occidentale et septentrionale du bassin.

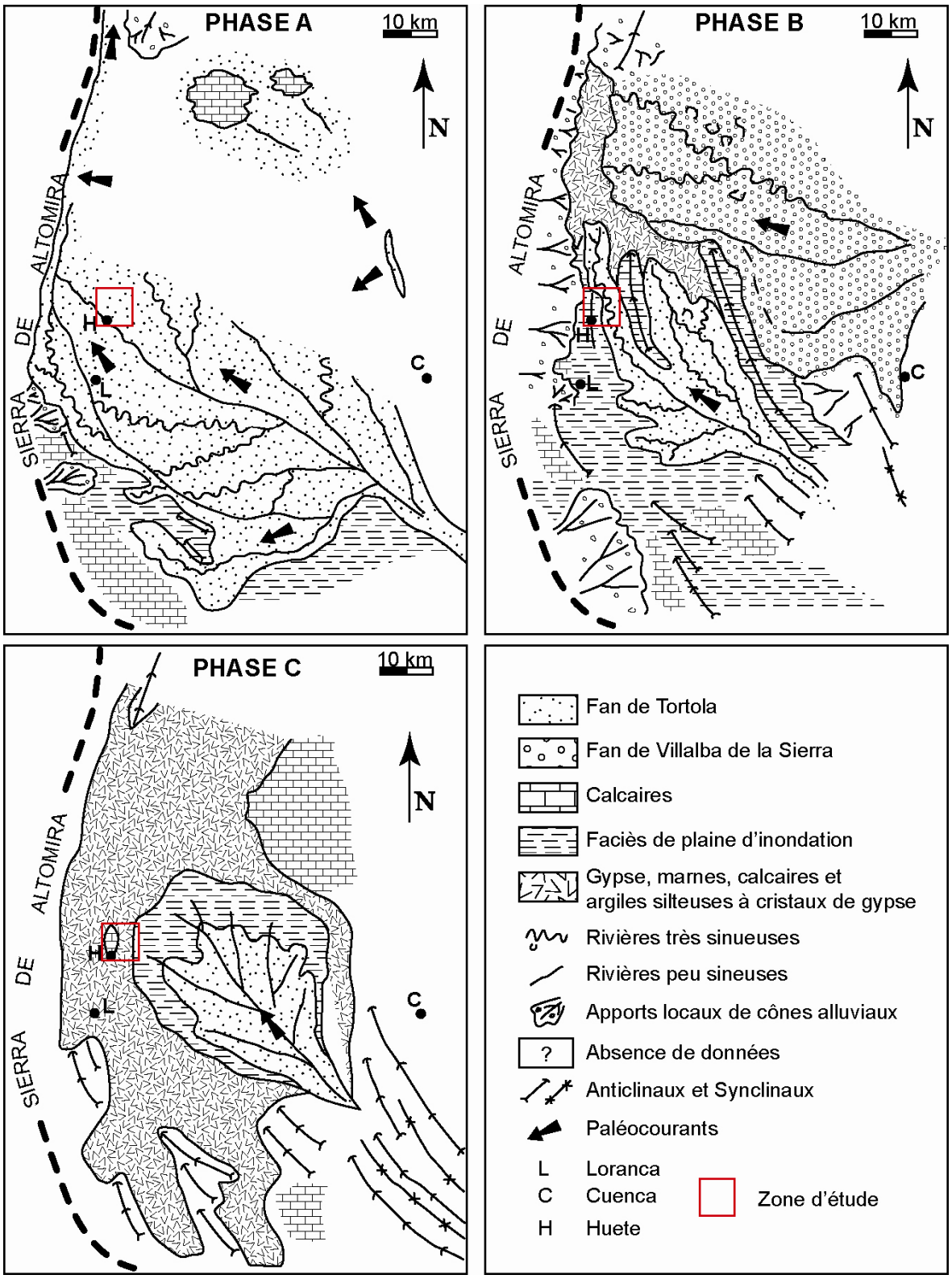


Figure 3-16 : Cartes paléogéographiques représentant l'évolution chronologique des systèmes fluviatiles de Tórtola et Villalba de la Sierra au cours de l'Unité stratigraphique II (Unité Détritique Supérieure) (Daams et *al.*, 1996b d'après les données publiées par Torres et *al.*, 1992). La zone d'étude est entourée d'un rectangle rouge. Elle comprend essentiellement des dépôts issus des phases A et B, la phase C voyant la région envahie par des systèmes ennoyés marqués aujourd'hui par une épaisse série de gypse.

3.3.2.2 Biostratigraphie de l'Unité Détritique Supérieure

La chronostratigraphie de cette Unité Détritique Supérieure est assurée par de nombreux gisements de micromammifères (Daams et *al.,* 1996a) situés dans la vallée du Rio Major (entre Huete et Moncalvillo del Huete ; Figure 3-17). Ainsi le premier assemblage, échantillonné au Sud au niveau du lieu dit de Canales, fournit une abondante faune caractérisée par les espèces *Issiodoromys limognensis* et *Eomys* cf. *zitelli*. Ces deux espèces caractérisent la **zone V** (MP28**,** Oligocène supérieur, Chattien).
Le second assemblage caractérisé par *Rodhanomys transiens* est attribué à la **zone W** (MP29, Oligocène supérieur, Chattien supérieur ; coupe de Parrales, à proximité de Peñas de San Juan).
Le troisième assemblage est trouvé à hauteur de Moncavillo de Huete et fournit le fossile marqueur *Rhodanomys schlosseri*, imputable à la **zone X** (MN1, transition Chattien-Aquitanien).
Le quatrième assemblage caractérisé par *Ritteneria molinea* appartient à la **zone Y1**, équivalent (MN2a, Aquitanien inférieur). Ces faunes sont trouvées au sein de deux coupes levées à Pozo et Moheda (extrémité septentrionale). Le cinquième assemblage révèle *Ritteneria manca*, espèce marqueur de la **zone Y2** (MN2a, Aquitanien supérieur) et est trouvé à Cabeza Rubia (15 kilomètres au Nord de Moncalvillo de Huete).
Les séries étudiées dans le Bassin de Loranca présentent donc une extension Oligocène supérieur à Aquitanien inférieur (MP28-MN2).

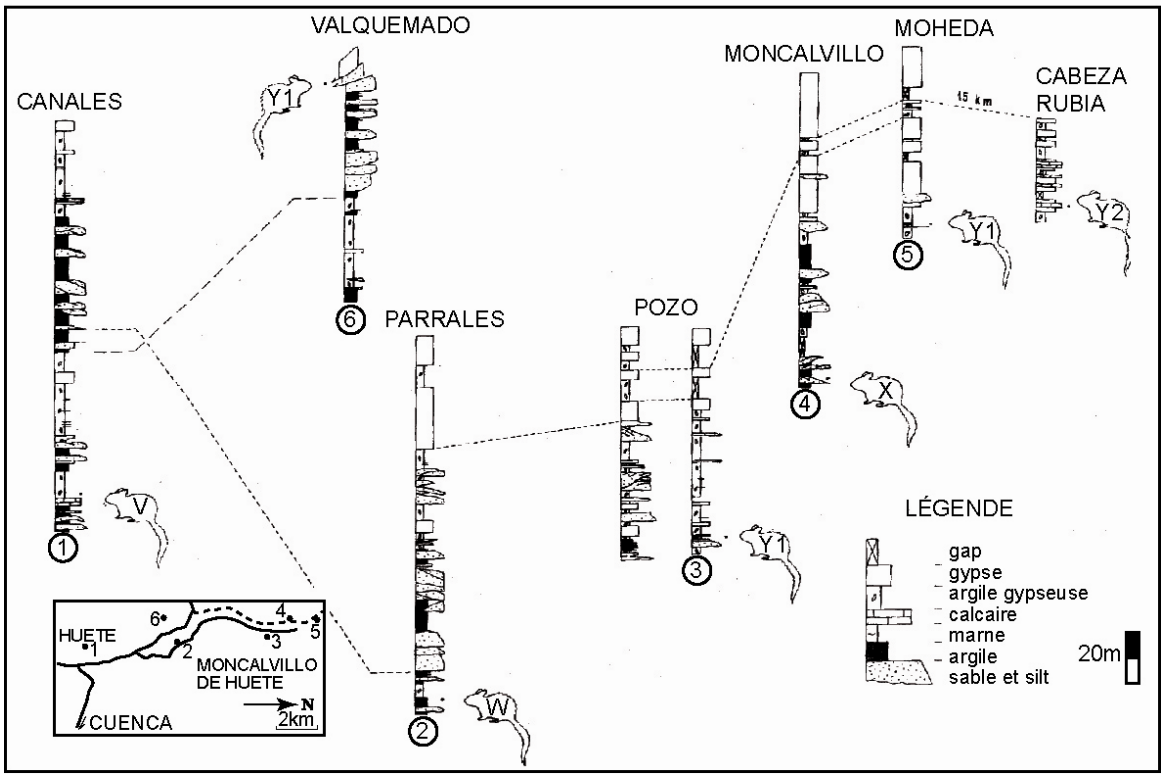


Figure 3-17 : Corrélation des logs stratigraphiques levés et échantillonnés dans la région de Huete (Bassin de Loranca, Espagne centrale). Les gisements sont indiqués par les positions des dents de micromammifères (Daams, 1996a).

3.3.3 Points forts des systèmes méandriformes d'Espagne centrale

Les systèmes fluviatiles méandriformes oligo-miocènes du bassin de Loranca ont été largement étudiés. Leur connaissance tant stratigraphique que sédimentaire est un atout majeur dans notre approche paléohydrologique et vient compléter de très bonnes conditions d'affleurements.

Les séries méandriformes chattiennes à aquitaniennes du bassin de Loranca sont issues d'un système alimenté par la chaîne Celtibérique, dont la zone source est localisée aux alentours de Cuenca (distance actuelle : 65 à 80 km). Ce système d'écoulement S-N se développait sous un climat subtropical à saisons sèches.

3.4 Synthèse des éléments paléoenvironnementaux

Les éléments stratigraphiques, paléoclimatiques, et paléogéographiques que nous avons présentés ont guidé nos choix quant aux cas d'études utilisés pour développer notre méthode de restitution paléohydrologique. Leurs données sont synthétisées dans le Tableau 3-1 suivant.

Stratigraphie	**Bassin du SE de la France**				**Bassin d'Espagne centrale**		
	Climat		Sources		Climat		Source
	TMA (°C)	MAP (mm/an)	Barrême	Digne Valensole	TMA (°C)	MAP (mm/an)	Loranca
Aquitanien inférieur	20	1300	Nappe Embrun-Ubaye, Haute-Ubaye	Alpes internes – Provence et/ou Dévoluy	20	1000	Chaîne ibérique orientale
Transition	17	1100			19	1000	
Chattien supérieur	18	1300			18	1300	

Tableau 3-1 : Éléments synthétiques des bassins de Barrême, Digne-Valensole (SE France) et de Loranca (Espagne centrale).

CHAPITRE 4 : LES ÉLÉMENTS DE LA RESTITUTION PALÉOHYDROLOGIQUE

Le fonctionnement des systèmes fluviatiles méandriformes actuels, abordé dans la Partie I de cette thèse, a montré que le lien entre systèmes actuels et systèmes anciens ne pouvait être fait qu'à travers l'utilisation des géométries des barres d'accrétion latérale, qui se développent dans les boucles des méandres. L'approche de restitution paléohydrologique développée dans cette étude est par conséquent basée sur la reconnaissance dans l'ancien de dépôts de barres de méandre. Dans ce chapitre sont présentés la stratégie proposée et les moyens mis en œuvre pour y répondre. Ainsi, à travers des investigations de terrain menées dans la région du SE de la France et dans le Centre de l'Espagne la première étape de l'approche est ici développée.

4.1. Stratégie de l'étude

La démarche de terrain vise à suivre **l'évolution d'un système fluviatile** à travers l'enregistrement sédimentaire qu'il en est fait. Cet enregistrement consiste généralement en des corps sableux issus du fonctionnement de la ceinture de chenal intercalés dans des ensembles argilo-silteux déposés dans la plaine alluviale.

Les systèmes fluviatiles sont caractérisés par une extension spatiale généralement réduite à une plaine d'inondation. Il en résulte donc un enregistrement sédimentaire restreint dans l'espace. Les suivis de terrain consistent en des levers de coupes permettant d'apprécier cette **variabilité spatiale** en lui associant une **composante temporelle**. Ce travail permet dans un premier temps de comprendre **l'évolution tridimensionnelle** d'un système fluviatile de type **méandriforme**.

4.1.1. Analyse des corps chenalisés de barres de méandre

Lorsque le système est contraint temporellement et spatialement, la suite de la démarche consiste à chercher les niveaux correspondant à la ceinture de **chenaux.** Ainsi, chaque niveau chenalisé, identifiable grâce à sa **géométrie** particulière -les *epsilon-cross-stratification* (Allen, 1965) ou corps sableux sigmoïdaux- est cartographié, mesuré et associé à un épisode stratigraphique. Ses géométries sont également décrites et **mesurées** de manière à pouvoir restituer les **morphologies** du chenal **actif** et *a posteriori* les **paramètres paléohydrologiques** du système fluviatile. Les géométries recherchées correspondent aux **hauteurs et largeurs** des **sets d'accrétion latérale**, corrélables par la suite aux hauteurs et largeurs des chenaux actifs.

Les **relevés d'épaisseurs des barres d'accrétion latérale** ont été réalisés dans les **conditions** suivantes :

1) Nous identifions les corps sableux grâce à leurs géométries et leur remplissage granulométrique et nous assurons qu'il s'agit de barres d'accrétion latérale ;

2) les barres doivent être isolées, ce qui signifie que les niveaux amalgamés, cannibalisés sont éliminés, l'incertitude quant à l'érosion sommitale étant trop importante ;

3) les épaisseurs sont mesurées sur une verticale entre la base érosive du chenal jusqu'au replat sommital des sets. L'incertitude sur ces mesures est liée à la reconnaissance et à la préservation du sommet des barres. L'érosion de tout ou partie des sédiments sommitaux les plus fins formants le sommet des sets, représente une incertitude de 10% sur les épaisseurs totales mesurées. La seconde incertitude prise en compte *a posteriori*, correspond à la position de la section mesurée par rapport à l'apex du paléoméandre considéré, section qu'il est difficile de reconnaître sur le terrain.

Lorsque la qualité des affleurements le permet, nous mesurons également des **extensions latérales des sets** qui constituent ces barres de méandre. Ces mesures visent à restituer les **largeurs de crue de pleins bords** des chenaux selon la relation proposée par Moody-Stuart (1966 ; Eq. 5.1, présentée dans le chapitre 5).

Les barres d'accrétion latérale présentent également une succession **granulométrique granodécroissante** particulière qui a été mise en corrélation dans les systèmes actuels avec le rapport argile-silt des levées du chenal (rivière Murrumbidgee, Australie ; Schumm, 1963). La relation entre ces dépôts de méandre et de levées est **fonction du rapport largeur sur profondeur** du chenal et de sa **sinuosité**. Nous avons donc choisi d'échantillonner les sets d'accrétion latérale depuis leur base jusqu'à leur sommet (selon un pas de 20 à 25 cm), et les dépôts de berges associés (selon un pas de 10 à 15 cm) afin de définir les caractéristiques granulométriques propres à chacun de ces dépôts. Les résultats sont ensuite analysés selon une méthode statistique classique permettant de déterminer des classes moyennes représentatives des dépôts chenalisés et des levées. Cette démarche, qui vise à définir les géométries du chenal par rapport à ses caractéristiques granulométriques, présente des difficultés et limites majeures que nous aborderons dans le Chapitre 6.

4.1.2. Analyse des dépôts de la plaine d'inondation

Les levers de terrain s'intéressent également à l'étude des **dépôts de la plaine alluviale** afin de répondre à la problématique générale ici proposée : à quel facteur de contrôle un système fluviatile est-il le plus sensible ?

L'analyse des dépôts de la plaine d'inondation est susceptible de répondre à cette question, notamment à travers l'utilisation des niveaux pédogéniques que sont les paléosols. Ces niveaux présentent des degrés d'évolution variables localement, en fonction de leur position par rapport au chenal et à la nappe phréatique. À une échelle plus globale ces modulations sont lissées par l'évolution moyenne des paléosols qui se relie au **paléoclimat**. Par conséquent les caractéristiques géochimiques des paléosols permettent d'acquérir un signal paléoclimatique haute résolution.

Des paléosols seront donc échantillonnés selon la démarche qui suit. Afin de s'affranchir des phénomènes d'altération de surface actuels, des tranchées de 30 à 50 centimètres de profondeur sont creusées. Les sédiments sains sont ainsi étudiés. Leurs couleurs sont décrites selon la Charte de Munsell (1909). Lorsque les sédiments présentent des teintes de marmorisation, celles-ci sont également caractérisées selon cette Charte. Les horizons pédogéniques sont identifiés en fonction de la lithologie, de la couleur et, de la présence éventuelle de nodules carbonatés (un pourcentage de surface est estimé) ou de traces de racines. Un pas

d'échantillonnage de 10 à 20 centimètres est choisi. Les échantillons ainsi récoltés sont ensuite analysés par le CRPG de Nancy. Les résultats sont présentés dans le Chapitre 6 de cette thèse.

De plus l'analyse paléoenvironnementale réalisée sur l'intégralité des successions fluviatiles, autorise une corrélation des dépôts de plaine alluviale avec ceux issus de la ceinture de chenal. Par conséquent, les informations environnementales issues de la plaine d'inondation peuvent être élargies à la ceinture de chenaux, et inversement. En d'autres termes les **modifications géométriques** des barres de **méandres** peuvent être corrélées et associées aux modifications **paléoclimatiques** enregistrées dans les paléosols de la plaine d'inondation.

Ainsi la finalité des relevés de terrain est double : (i) déterminer l'évolution spatio-temporelle d'un système fluviatile méandriforme et (ii) en restituer les paramètres paléohydrologiques. Ces deux objectifs permettront à terme, grâce à une lecture critique des résultats obtenus, de quantifier l'impact des facteurs de contrôle que sont le climat, la tectonique et l'eustatisme ou le niveau de base.

4.2. Les séries fluviatiles du Sud-est de la France

L'histoire géodynamique complexe de la région du Sud-est de la France est responsable de la préservation des séries oligo-miocènes au cœur de synclinaux d'axes variant de Nord-Sud à Est-Ouest. Sont présentés les relevés de terrain effectués en 2007, 2008 et 2009 sur deux de ces bassins, le synclinal de Barrême, mis en place sur la nappe de Digne et les synclinaux d'Esclangon et d'Esparron, situés à l'avant de la nappe de Digne (Figure 4-1). Dans un premier temps nous fournissons une description générale des séries sédimentaires caractéristiques des systèmes méandriformes rencontrées dans les trois localités étudiées. Puis nous détaillons l'apport particulier de chacun de ces trois sites d'étude.

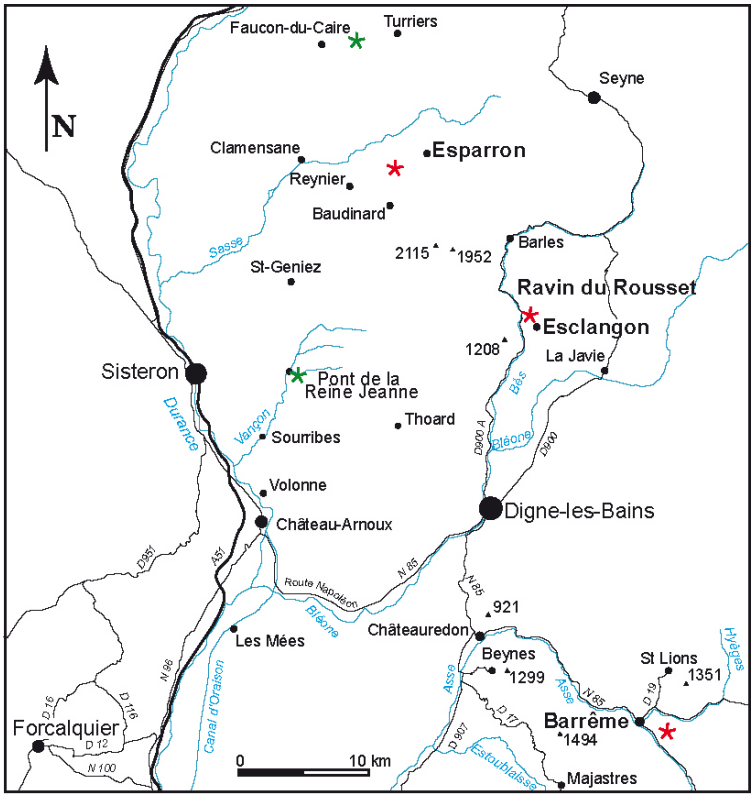


Figure 4-1 : Carte de localisation des sites étudiés. Les étoiles rouges indiquent les secteurs où des relevés de terrain ont été effectués. Les étoiles vertes indiquent les secteurs non échantillonnés mais d'intérêt pour la suite de nos travaux.

4.2.1. Description sédimentaire générale des systèmes méandriformes

Les séries de la Molasse Rouge (Esclangon et Esparron) et des Grès Verts (Barrême) ont révélé des successions de dépôts de systèmes méandriformes dont les caractéristiques sont présentées en termes de granulométrie, du faciès le plus grossier au faciès le plus fin.

4.2.1.1. Le faciès conglomératique

Le faciès conglomératique présente des épaisseurs de 30 à 60 centimètres (Figure 4-2A). Il se dépose sur des surfaces érosives et possède une extension latérale limitée de quelques mètres. Il est constitué de matériel peu trié allant de la granule au gravier, de tailles millimétriques à centimétriques (2 mm < Φ < 50 mm) s'affinant vers le haut. Les éléments constitutifs de ces conglomérats sont anguleux et polygéniques, bien que dominés par des calcaires à patine grisâtre, on note également la présence de grains de quartz, de roches vertes (serpentinite) et de roches rouges (radiolarite).

Ce premier faciès conglomératique indique le remplissage du fond du chenal par du matériel transporté par la charge de fond, également appelé *channel-lag.*

4.2.1.2. Les faciès sableux

Les faciès sableux sont subdivisés en deux catégories définies à partir de la géométrie des objets qu'ils forment. Nous observons des corps chenalisés et des corps lenticulaires.

- **<u>Les corps sableux chenalisés</u>**

Les corps sableux chenalisés représentent l'essentiel du volume de sable. Deux types de corps chenalisés sont observés :

- ***Les barres de méandre***

Ces objets forment des corps chenalisés à base érosive et à fond plat qui viennent entailler les dépôts fins sous-jacents. Ils sont constitués de sets obliques d'épaisseur pluri-métriques (3 à 9 mètres) et d'extension décamétrique (de la dizaine à la centaine de mètres selon la qualité des affleurements ; Figure 4-2A et B ; Figure 4-3 **;** Figure 4-4 ; et Figure 4-6D). L'organisation générale de ces sets d'accrétion latérale forme des séquences granodécroissantes. Ces séquences sont constituées à leur base de grès grossiers à moyens d'épaisseurs pluri-décimétrique à métrique, présentant des stratifications entrecroisées en auge puis obliques de taille décimétrique (Figure 4-2C ; Figure 4-5). Ces grès grossiers passent à des grès moyens à fins présentant ponctuellement des laminations planes parallèles. Au sein des sets le passage d'un motif au suivant se fait de manière transitionnelle. Mais le passage avec les formations supérieures est généralement franc (Figure 4-3 et Figure 4-4).

L'organisation générale de ces corps chenalisés selon des sets obliques indique un dépôt par accrétion latérale. Les séquences de remplissage granodécroissantes soulignent la diminution de l'énergie du système lors du dépôt. Ces corps chenalisés sont interprétés comme des **barres d'accrétion latérale**, déposées dans les parties internes des boucles de méandres.

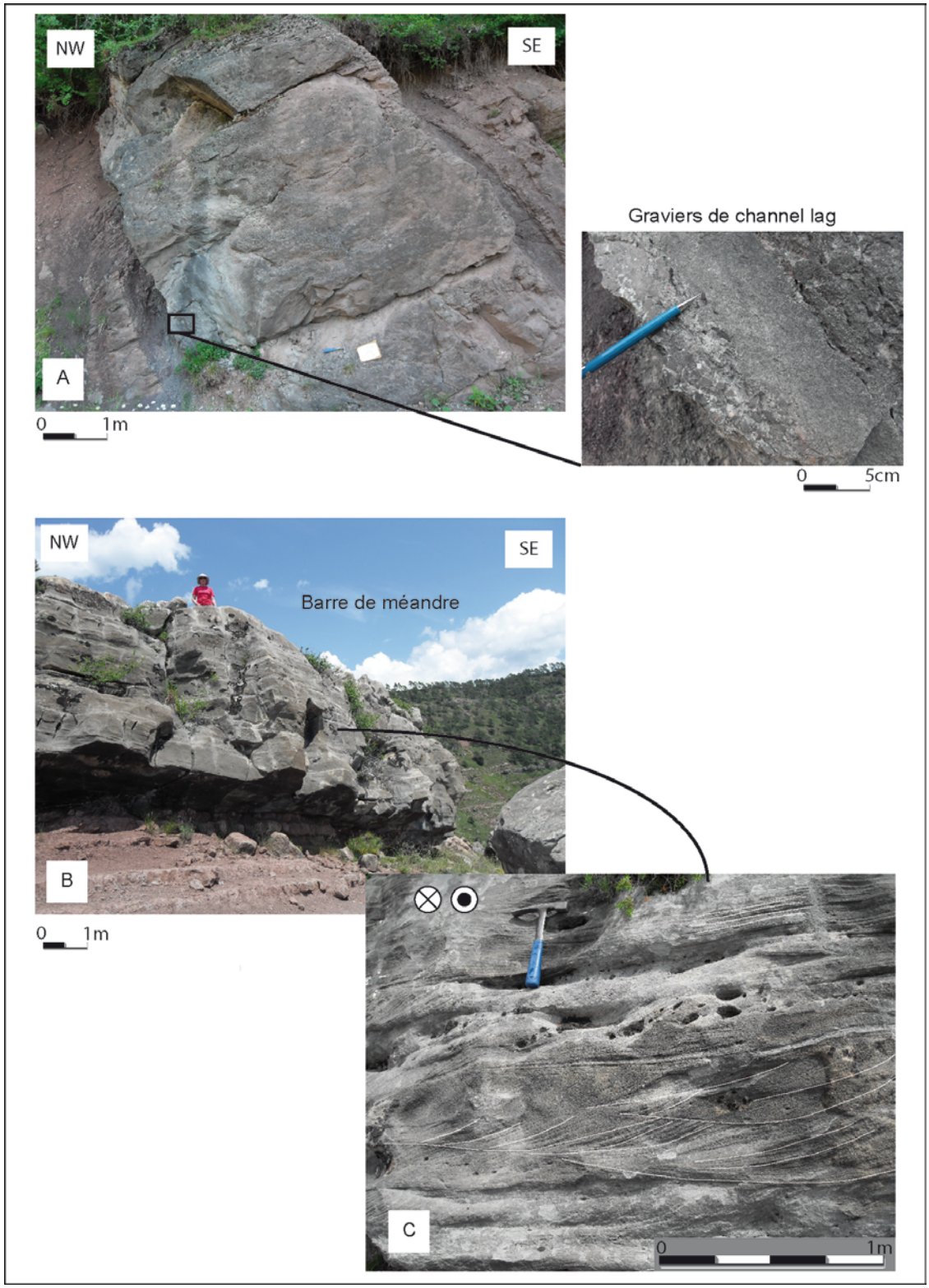


Figure 4-2 : Faciès de barres de méandre observés dans la Molasse Rouge d'Esparron. **A** : Barre de méandre de grès grossiers massifs présentant une base érosive conglomératique (Route de Tines). **B** : Barre de méandre en section oblique montrant des stratifications entrecroisées en auges indiquant un paléocourant NE-SW. **C** : Stratifications entrecroisées en auges rencontrées dans les chenaux du Ravin de Gaubert et indiquant un paléocourant NE-SW perpendiculaire à la section.

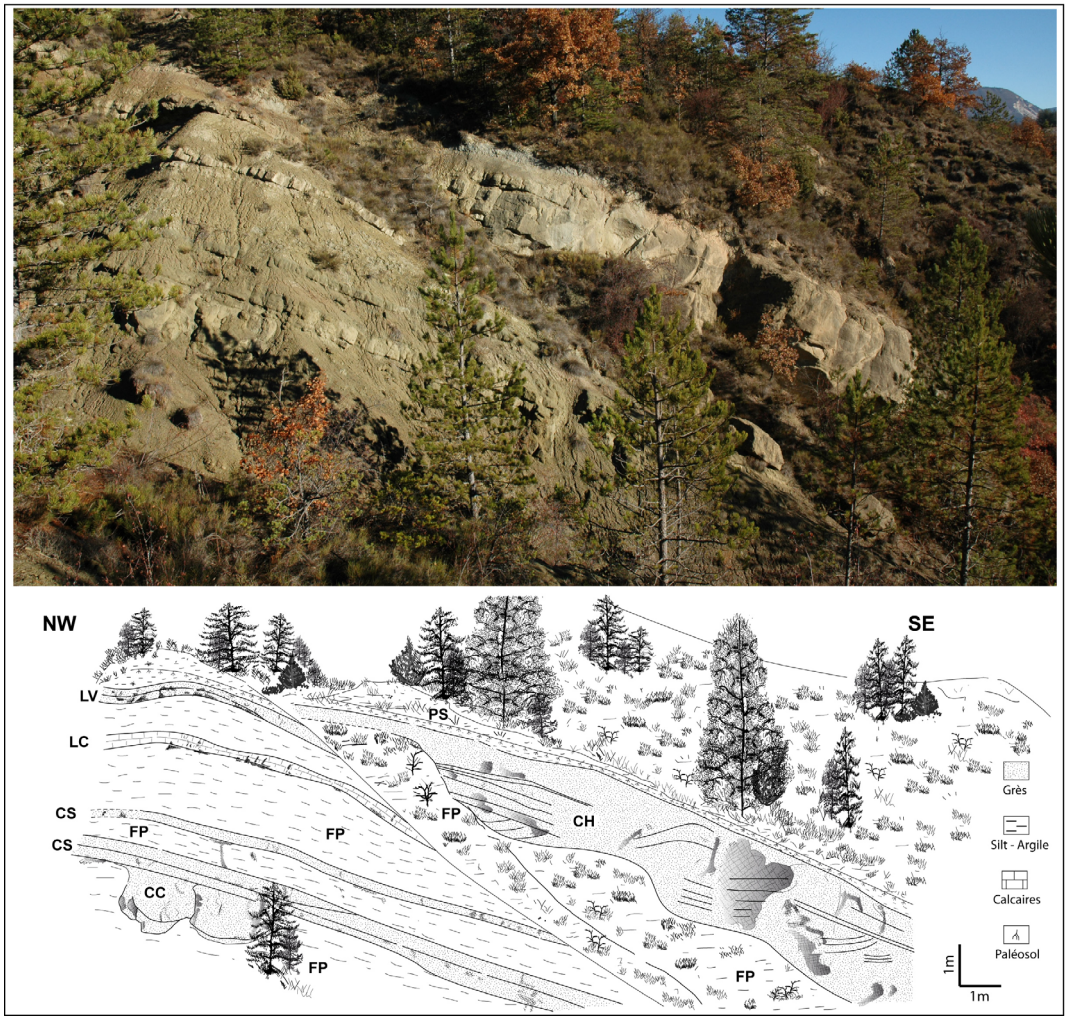


Figure 4-3 : Panorama des successions rencontrées au sein des Grès Verts à Bois de Lieye. CC : Chenal de Crevasse ; CH : CHenal ou barre de méandre ; CS : lobe de crevasse (C*revasse Splay*) ; FP : Plaine d'inondation (*FloodPlain*) ; LC : calcaires lacustres ; LV : levées et PS : paléosols à poupées calcaires. Le paléosol (détaillé sur la Figure 4-5) indiqué au sommet de la barre de méandre est un niveau repère utilisé comme outil de corrélation.

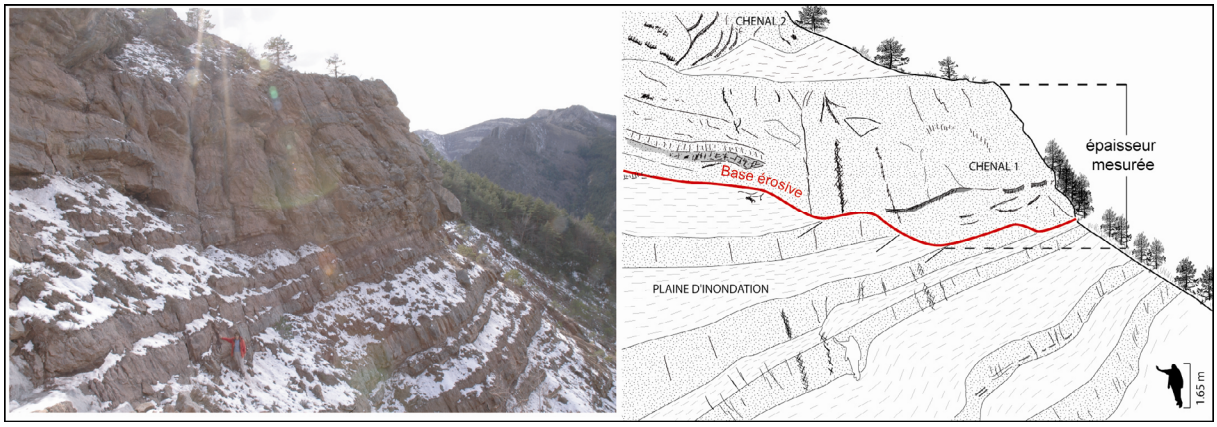


Figure 4-4 : Barre de méandre érodant les dépôts argileux silteux de la plaine d'inondation (Ravin du Rousset).

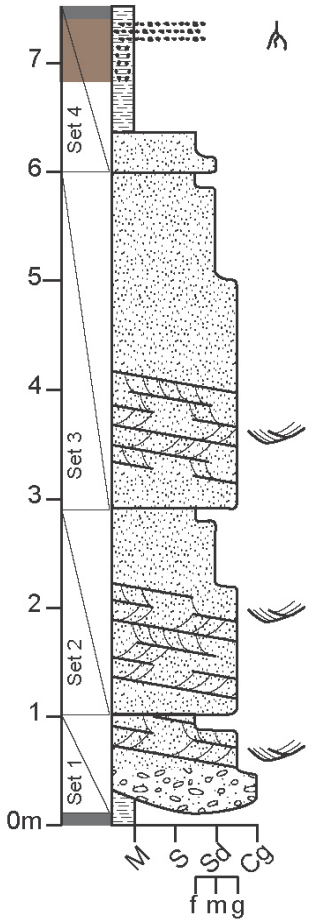


Figure 4-5 : Séquence de remplissage d'une barre d'accrétion latérale levée au sein de la Série des Grès Verts (Bois de Lieye ; LI-C02). Les séquences granodécroissantes sont interprétées comme des sets d'accrétion latérale. Le paléosol qui se développe sur les argiles sommitales du set 4 constitue un niveau repère.

- ***Les corps chenalisés métriques***

Ces objets forment de petits corps chenalisés à base érosive de taille pluri-décimétrique à métrique (Figure 4-3 et Figure 4-7). Leur extension latérale est très limitée et ne dépasse généralement pas les 5 mètres. Ces corps sableux sont peu structurés et composés de sables moyens peu triés. Ils sont trouvés à proximité des dépôts de barres de méandre et s'inter-digitent au sein de dépôts fins argilo-silteux.

Ces objets sont déposés par des écoulements relativement dynamiques, dits de rupture de berges, qui entraînent des vidanges des écoulements au sein de la plaine d'inondation. Ces corps sableux chenalisés sont interprétés comme des **chenaux de crevasse** qui ont entaillé la plaine d'inondation lors des ruptures de berges associées à de forts courants de crue.

- **<u>Les corps sableux lenticulaires</u>**

Nous observons des corps lenticulaires inter-digités ou isolés dans les dépôts argilo-silteux de plaine d'inondation (Figure 4-3 et Figure 4-7). Ces lentilles de sables présentent des épaisseurs décimétriques à métriques, et des extensions latérales relativement continues décamétriques (de l'ordre de la dizaine à la cinquantaine de mètres). Ces bancs de grès moyens à grossiers sont généralement caractérisés par une absence de structures internes. Quelques rares laminations planes parallèles y sont observées. Ces bancs lenticulaires se déposent à proximité des barres de méandres ou recouvrent des chenaux de crevasse (Figure 4-6).

Ces faciès sont associés aux phénomènes de rupture de berges de la rivière, entraînant la formation d'un **lobe de crevasse** au sein de la plaine d'inondation. Ces lobes se développent suite aux ruptures de levées, dont la cicatrisation n'est pas totale. Les petits chenaux incisés par les courants sont ensuite recouverts par les arrivées de matériel sableux liées aux crues. Leur remplissage prend fin dès lors que la cicatrisation est effective ou qu'une avulsion se produit.

4.2.1.3. Le faciès sablo-silteux

Des successions de bancs d'épaisseur décimétrique à pluri-décimétrique, latéralement reliées aux dépôts de barre de méandre sont également observées (Figure 4-7). Ces bancs sont composés de grès fins et/ou de silts au sommet desquels il est fréquent d'observer des paléosols.

Ces dépôts silteux à sableux sont interprétés comme résultant d'épisodes d'ennoiement de la plaine alluviale, lors de crues de débordement, autorisant le dépôt de matériel fin transporté par la rivière, ces faciès sont appelés **levées** (Figure 4-6).

4.2.1.4. Le faciès argilo-silteux

Les dépôts argilo-silteux présentent des épaisseurs très variables, décimétriques à pluri métriques (Figure 4-6). Ces dépôts fins et peu structurés sont fréquemment recoupés par les faciès sableux que nous avons précédemment décrits, ce qui perturbe leur continuité latérale et verticale.

Ce faciès, composé de silts et d'argiles, se dépose dans la plaine d'inondation pendant les épisodes de **crue de débordement** (*overbank*).

Ces dépôts peuvent également être perturbés par le développement de paléosols. Les argiles présentent des marmorisations diverses allant du gris-vert au jaune-vert, ou du rouge-brun au lie de vin. Ces variations colorimétriques sont interprétées comme des phénomènes diagénétiques liés aux fluctuations de la nappe phréatique, lesquelles indiquent des conditions environnementales hydromorphes (Figure 4-7). Ces modifications pédogénétiques atteignent sur certains horizons un degré d'évolution plus élevé marqué par la présence éparse de nodules ou de concrétions verticales carbonatées appartenant aux paléosols.

4.2.1.5. Les faciès carbonatés ou riches en matière organique

Nous observons des niveaux argileux sombres et riches en matière organique, d'épaisseur centimétrique à métrique (ne dépassent pas le mètre ; Figure 4-8). De par leur bonne extension et continuité latérale ces niveaux sont ici utilisés comme des repères stratigraphiques.

Ces faciès se sont déposés dans des environnements calmes et peu profonds correspondant à des lacs ou des marécages.

Nous observons également au sein des faciès argilo-silteux de la plaine d'inondation des bancs carbonatés peu épais décimétriques à pluri-décimétriques pouvant présenter des teintes complexes de marmorisation. Ces faciès carbonatés dans certains cas présentent une organisation sous forme de nodules, due au développement *a posteriori* de sols sur leur surface.

Ces calcaires sont assimilés à des environnements **palustres à lacustres**, dont la couleur particulière et la présence de paléosols reflètent les battements de la nappe phréatique

responsable d'alternance de périodes d'émersion et d'ennoiement des dépressions de la plaine alluviale.

Cependant des bancs de calcaires massifs et de puissance pluri-métrique sont également rencontrés (Figure 4-6). Leur très bonne extension latérale et leur organisation en bancs d'épaisseur continue témoignent d'environnements **lacustres** relativement stables et plus développés.

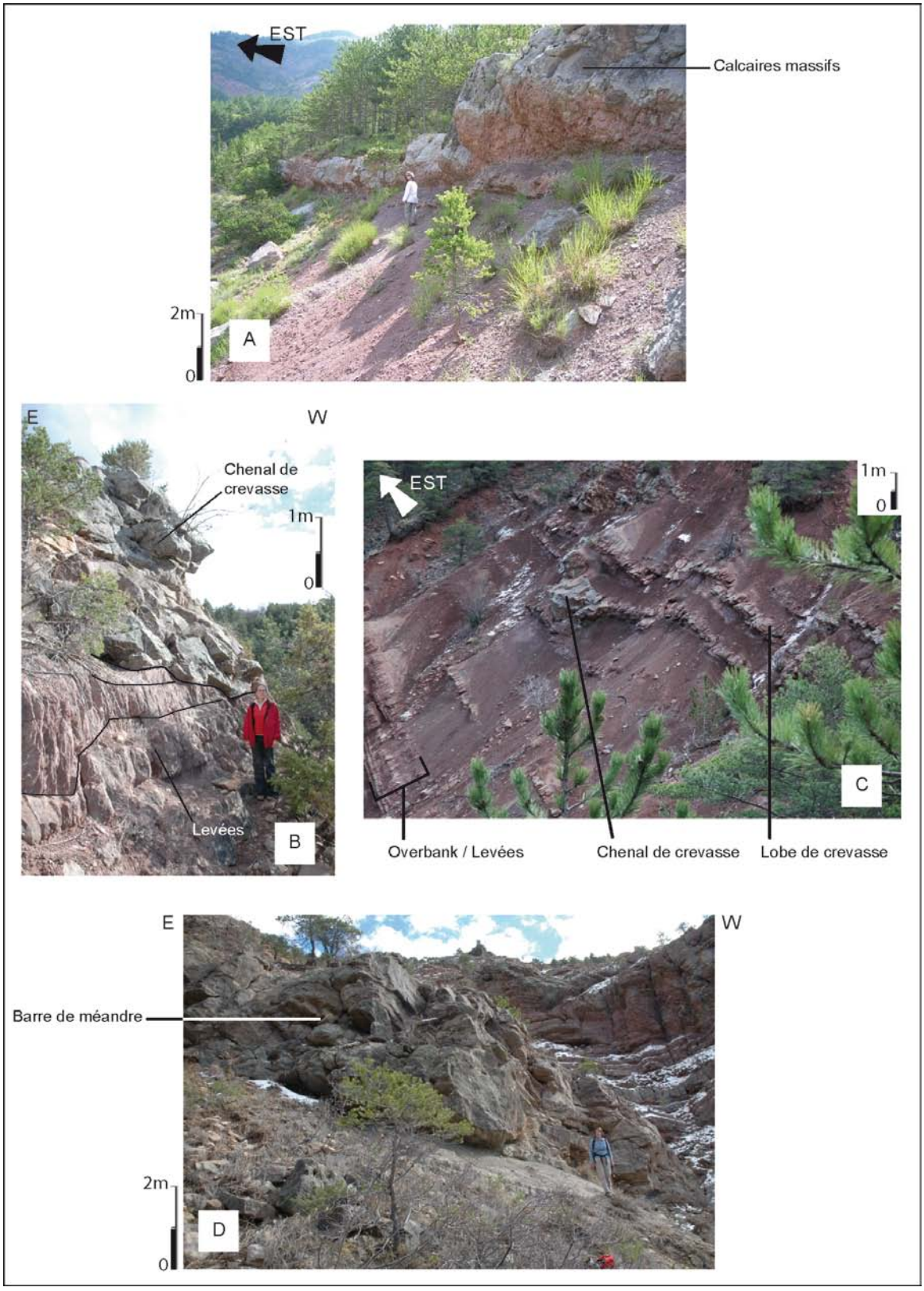


Figure 4-6 : Molasse Rouge d'Esclangon. **A** : Barre de calcaire massif (m 248 du log). **B** : Faciès de levées entaillés par un chenal de crevasse (PR du Vieil Esclangon). **C** : Faciès d'overbank, argiles rouges recoupées par des bancs sableux décimétriques (levées et lobe de débordement) et par des corps sableux lenticulaires métriques (chenal de crevasse, Ravin du Rousset). **D** : barre de méandre (Ravin du Rousset)**.**

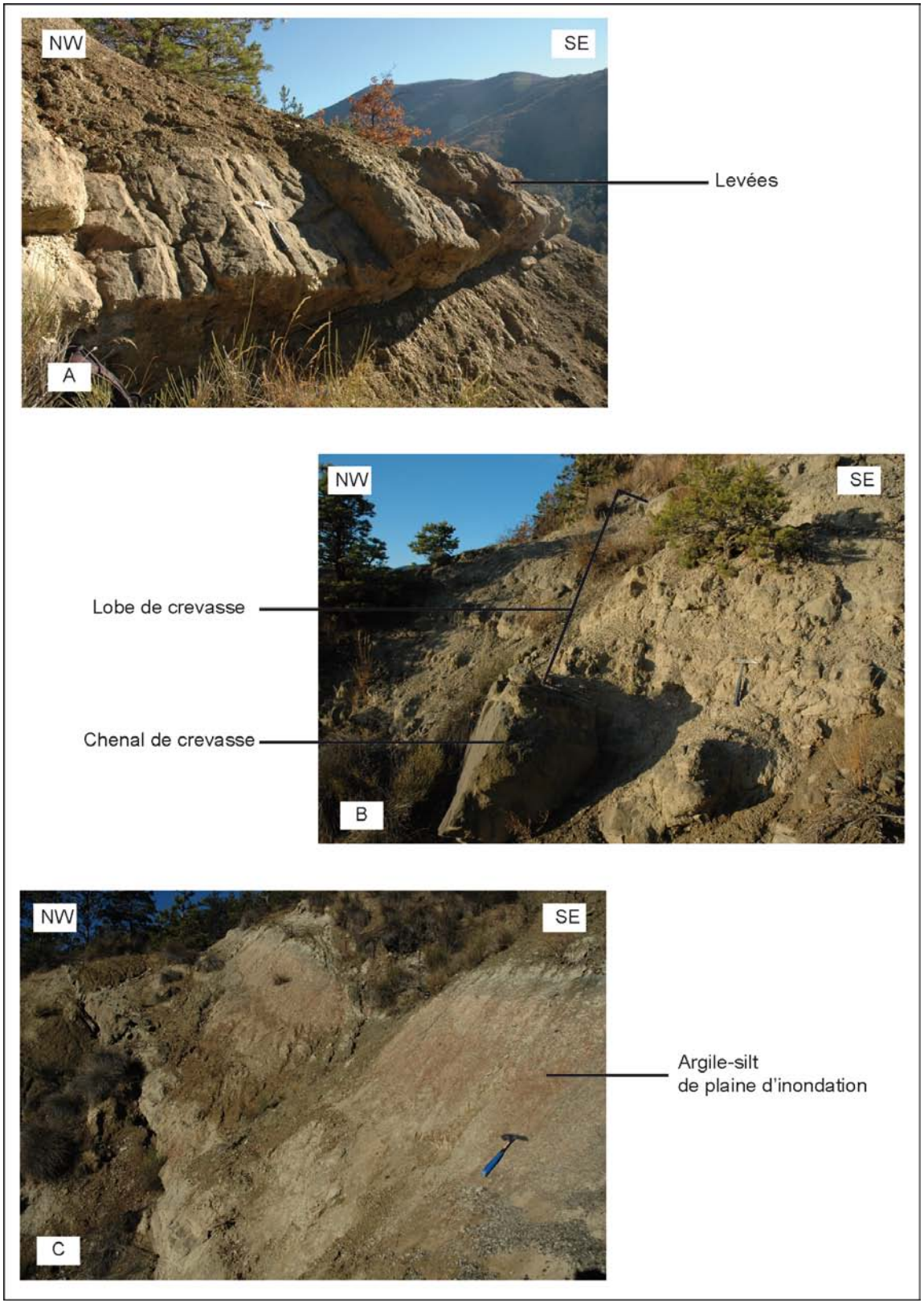


Figure 4-7 : Faciès rencontrés dans la série des Grès Verts de Barrême. **A** : bancs décimétriques de grès fins à moyens interprétés en faciès de levées (Bois de Lieye) ; **B** : lentille métrique de grès moyen à grossier érodant les dépôts argileux interprétés en faciès de chenal de débordement, recouvert par des successions argilo-silteuses et grès fins de faciès de levées (Serre de Mortisses) ; **C** : argile et paléosols de plaine d'inondation montrant des teintes dominantes rouge (Bois de Lieye).

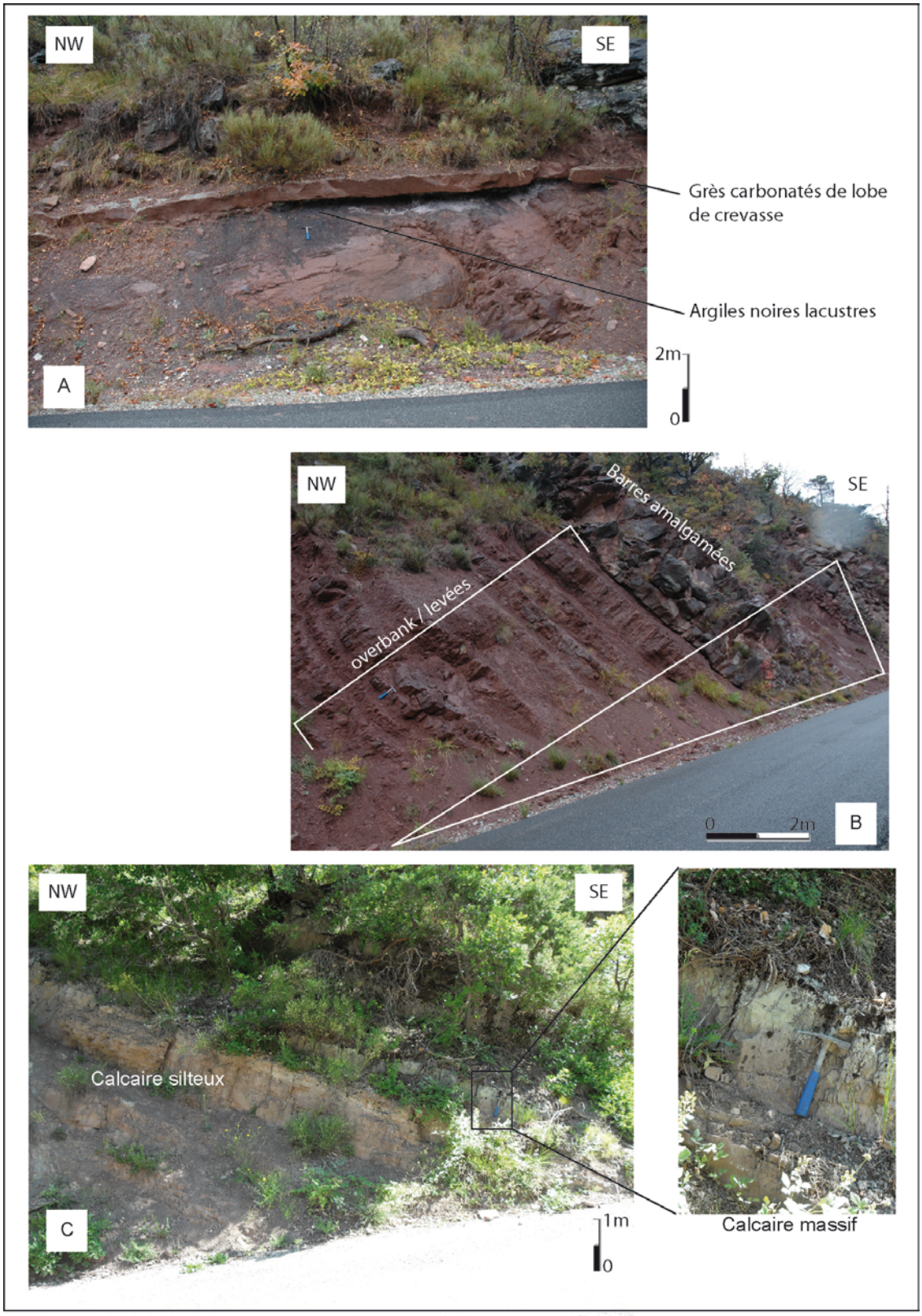


Figure 4-8 : Faciès de plaine de la Molasse Rouge d'Esparron. A : argiles noires d'environnement réducteur palustre surmonté d'un grès calcaire lacustre à palustre. B : successions d'argiles-silteuses à grès fins passant à des barres sableuses amalgamées. C : calcaires silteux d'ambiance palustre passant à un niveau calcaire blanchâtre massif lacustre.

4.2.2. Caractéristiques du bassin de Barrême

Les suivis sédimentaires du synclinal de Barrême sont réalisés au voisinage du village de Barrême. La coupe générale des Grès Verts est levée au niveau de la Ferme de Lieye, et est complétée dans cette étude de relevés de terrain menés au Bois de Lieye, à Serre de Mortisses et au voisinage de Bourillon (Figure 4-9 et Figure 4-10).

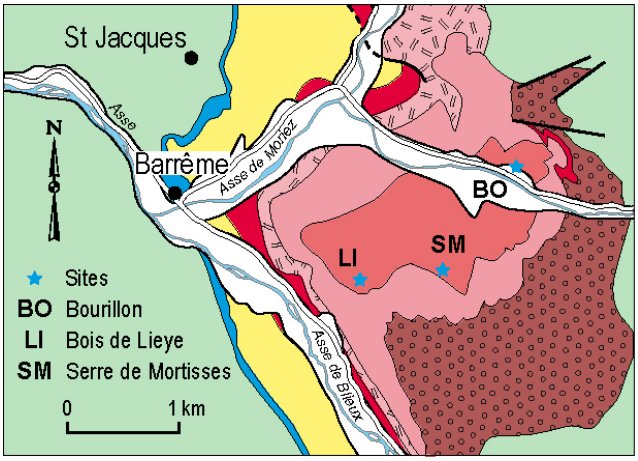


Figure 4-9 : Carte géologique synthétique des alentours de Barrême. Les sites étudiés sont indiqués par des étoiles bleues**.**

La série fluviatile des Grès Verts révèle une alternance des principaux faciès décrits dans le paragraphe précédent (§ 4.2.1 ; Figure 4-3 et Figure 4-7). Les directions d'écoulement N-S sont fournies par les orientations des barres de méandres et les figures sédimentaires qui y sont observées (Evans, 1987). Les successions enregistrées par la Série des Grès Verts montrent une répartition relativement homogène des faciès sableux à argilo-carbonatés et aucun niveau amalgamé n'est observé aux localités étudiées. L'absence de niveaux cannibalisés indique généralement des vitesses d'accommodation rapides permettant l'aggradation des dépôts. Nous interprétons ainsi la série des Grès Verts comme le résultat d'un système méandriforme évoluant sur une large et plane plaine alluviale fortement aggradante.

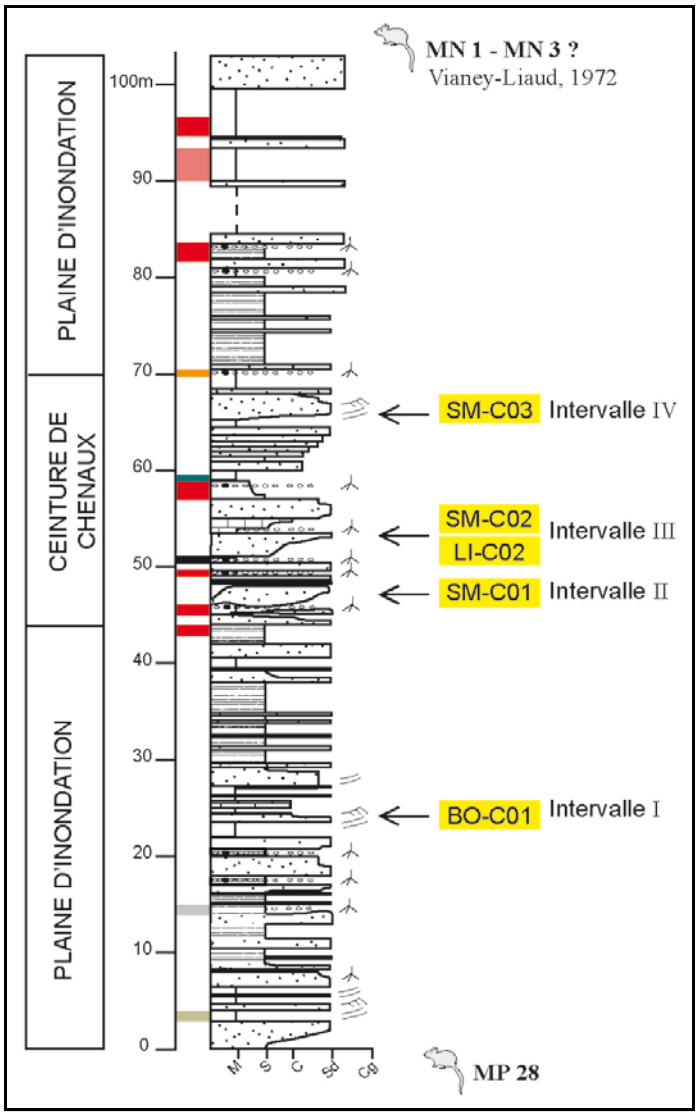


Figure 4-10 : Log stratigraphique de la Série des Grès Verts de Barrême, levé à Bois de Lieye. Les chiffres correspondent aux intervalles chenalisés étudiés (BO : Bourillon ; LI : Bois de Lieye et SM : Serre de Mortisses). Les biozones MP28 (Chattien supérieur) et MN1 à MN3 (Aquitanien-Burdigalien inférieur) sont fournies par des gisements de micromammifères déterminés par Vianney-Liaud (dans de Graciansky et *al.*, 1982).

- **Identification des niveaux chenalisés et mesure des barres sableuses**

Le long des 80 mètres de coupe de la zone étudiée nous avons pu trouver un minimum de quatre intervalles comportant des chenaux (Figure 4-10).

Le premier intervalle de la série des Grès Verts, Intervalle I (23m), est trouvé à hauteur du lieu dit de Bourillon. Une seule barre d'accrétion latérale a pu être mesurée.

Le deuxième intervalle est identifié à Serre de Mortisses (48 m). Son suivi latéral fournit trois mesures sur cette même localité. Etant donnée la taille de la fenêtre sur laquelle nous travaillons (inférieure à 1 km^2, Figure 4-9), nous interprétons ces mesures comme issues du même chenal.

Le troisième intervalle (54 m), défini à Bois de Lieye, est identifié à Serre de Mortisses grâce à la reconnaissance d'un niveau repère formé par un horizon pédologique recouvrant chacune des deux barres de méandre (Figure 4-3 et Figure 4-5). Deux mesures de hauteur de barres d'accrétion latérale sont réalisées et interprétées comme appartenant au même chenal.

Le quatrième et dernier niveau (66 m) trouvé le long de la ligne de crête de Serre de Mortisses est suivi en latéral et est mesuré à trois reprises. Les corrélations et le suivi latéral des niveaux

chenalisé est rendu possible grâce à l'utilisation des niveaux remarquables (niveau noir lacustre, et niveaux pédogéniques à poupées calcaires). Leur excellente extension et continuité latérale en font de très bons repères stratigraphiques.

Les mesures réalisées (cf. § 4.1.1) font état de barres latérales de hauteur comprises entre 4,20 et 6,80 mètres (Tableau 4-1). Ces hauteurs, semblables pour un même intervalle, sont par ailleurs contrastées au sein des différents intervalles.

Intervalle stratigraphique	**Cote**	**Site**	**Hauteur mesurée de set (m)**
IV	63-60	SM-C03a	5,6
		SM-C03b	4,6
		SM-C03c	4,2
		moyenne	4,8
III	50-58	LI-C02	6,8
		SM-C02	5,9
		moyenne	6,4
		SM-C01a	4,4
II	40-48	SM-C01b	5,2
		SM-C01c	4,2
		moyenne	4,6
I	20-28	BO-C01	6,0

Tableau 4-1 : Hauteurs des barres d'accrétion latérale mesurées dans la Série des Grès Verts du Bassin de Barrême. BO : Bourillon ; LI : Bois de Lieye ; et SM : Serres de Mortisses.

Nous interprétons chaque intervalle mesuré comme un nouvel épisode enregistré par le même chenal, qui a aggradé et migré librement. L'estimation de la largeur de la paléoceinture de chenaux peut être réalisée grâce à l'intervalle III, au sein duquel les barres de méandres sont suivies sur deux localités (Bois de Lieye et Serre de Mortisses). Ainsi, la distance actuelle de 1 kilomètre séparant ces deux localités est interprétée comme la largeur minimale de la paléoceinture de chenaux (Figure 4-9).

4.2.3. Caractéristiques du bassin de Digne-Valensole

Les successions méandriformes du front de la nappe de Digne que nous étudions appartiennent à la série de la Molasse Rouge. Nos investigations de terrain sont menées sur deux sites distants de 15 km. La localité dite d'Esclangon est située à 12 km au Nord de Digne-les-Bains et la localité la plus septentrionale est située à 26 km au Nord de Digne-les-Bains (Figure 4-1).

4.2.3.1. La série de la Molasse Rouge d'Esclangon

La coupe du ravin du Rousset levée par Bialkowski (2004) est reprise et complétée d'un suivi latéral le long du chemin de petite randonnée donnant accès au Vieil Esclangon (Figure 4-11). Nous dénommerons cette localité Esclangon (ESC) et le Ravin du Rousset (RR).

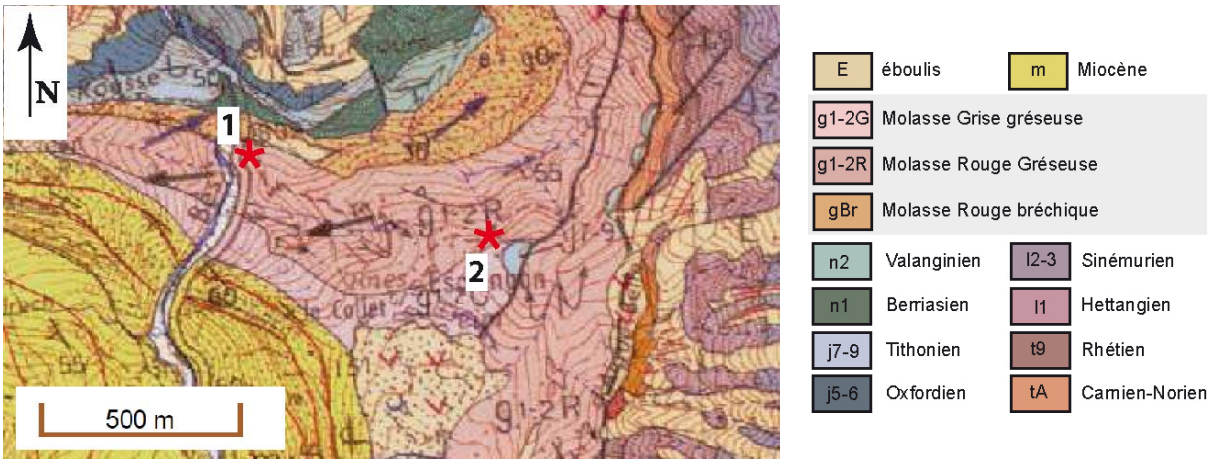


Figure 4-11 : Carte géologique au 1/50 000 du secteur d'Esclangon (extrait InfoTerre, feuille 1/50 000 de La Javie, BRGM). 1 : base de la coupe, Ravin du Rousset ; 2 : sommet de la coupe le long du PR du Vieil Esclangon.

Les objets étudiés et décrits ci-après se situent dans la partie médiane du log stratigraphique et correspondent aux dépôts d'un système fluviatile méandriforme (150 m à 400 m ; Figure 4-12).

Les structures sédimentaires de type stratifications entrecroisées en auges préservées dans la partie médiane des sets des barres de méandre fournissent une estimation moyenne E-W de la direction d'écoulement (Figure 4-13).

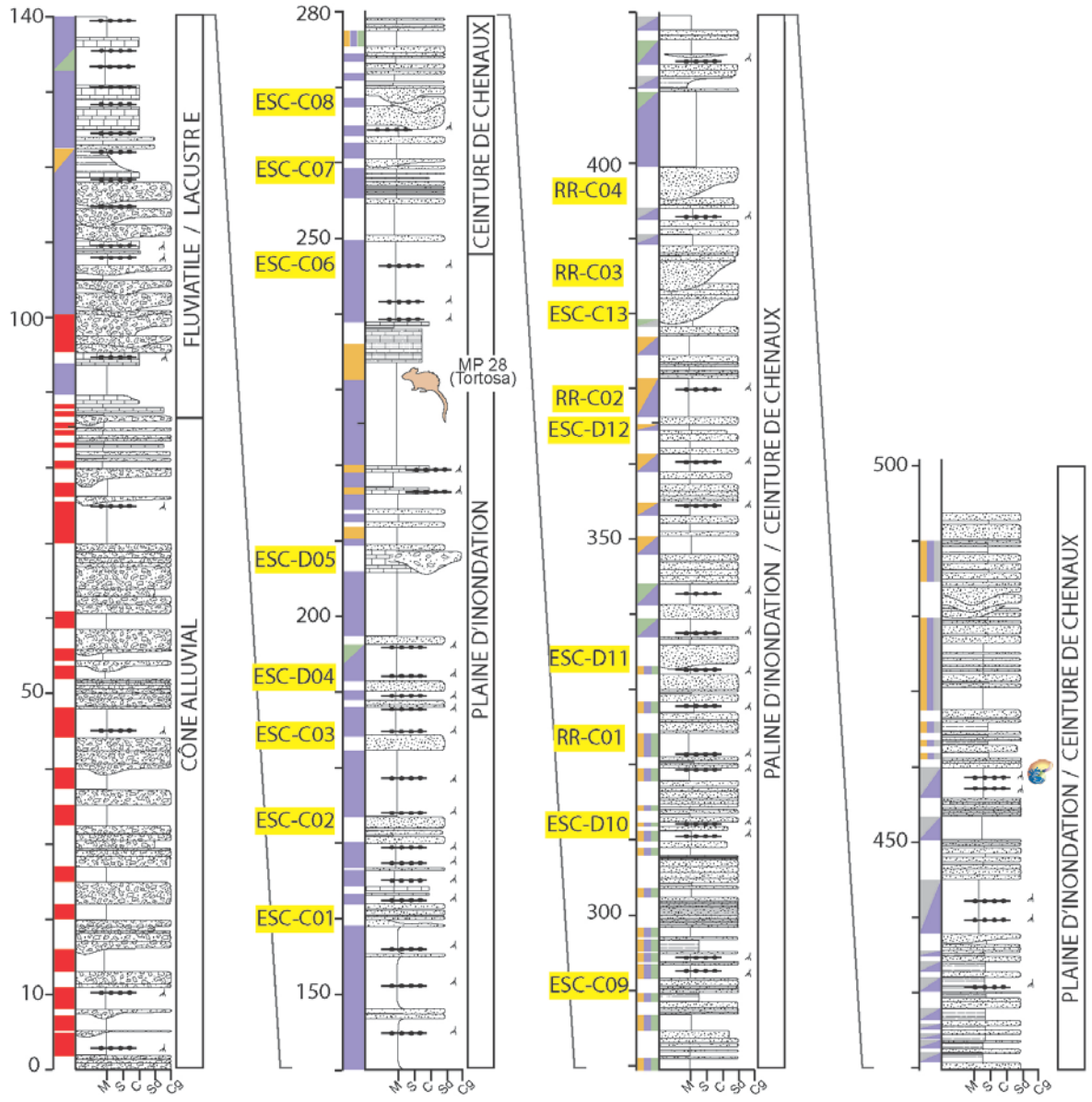


Figure 4-12 : Log stratigraphique de la Molasse Rouge du Ravin du Rousset (Bialkowski, 2004). Le niveau de calcaires lacustres révélant un gisement de micromammifères (238 m) était initialement indiqué comme des brèches calcaires. Nous avons repositionné sur cette coupe les niveaux chenalisés identifiés le long du chemin montant au vieil Esclangon (ES) et dans le Ravin du Rousset (RR). Cx : corps chenalisé numéroté depuis le bas vers le haut ; Dx : niveau de débordement numéroté du bas vers le haut.

Figure 4-13 : Stratifications entrecroisées observées sur une barre de méandre indiquant un paléocourant perpendiculaire à la section (PR du Vieil Esclangon).

- **Identification des niveaux chenalisés et mesure des barres sableuses**

Ainsi, au sein des 250 mètres de séries étudiées, onze niveaux chenalisés sont identifiés. Leur individualisation et suivi latéral depuis le fond du ravin du Rousset jusqu'au chemin du Vieil Esclangon est effectué grâce à une cartographie détaillée et un repérage GPS associés aux travaux de Maillart (1991 ; Figure 4-14).

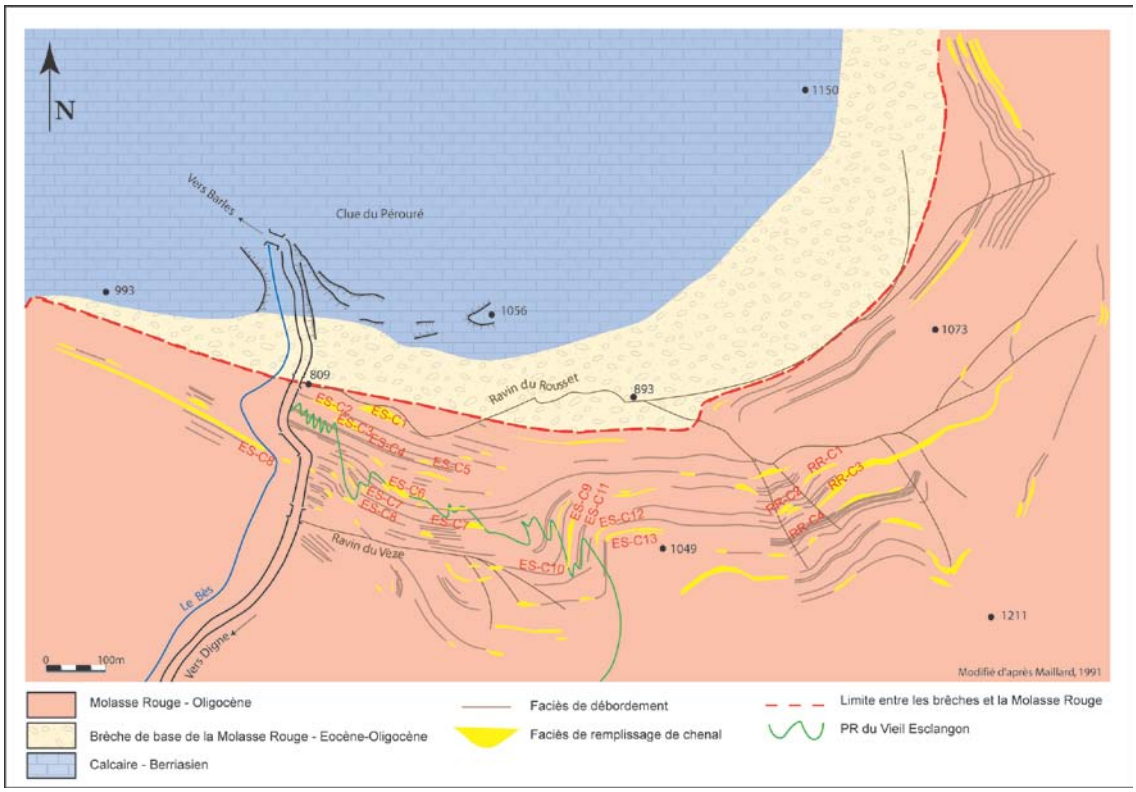


Figure 4-14 : Carte schématique positionnant les niveaux chenalisés observés et mesurés dans le Ravin du Rousset et le long du PR du Vieil Esclangon (modifié d'après Maillart, 1991). Le niveau ESC-C01 appartient à un ensemble amalgamé, sa hauteur n'est pas retenue (potentiellement incomplète). Les niveaux ESC-D04 et -D05 et ESC-D10 à -D12 sont identifiés sur la base de dépôts de débordement de types levées ou chenal de crevasse, les barres de méandres associées ne sont pas trouvées. Le niveau RR-C04 considéré comme trop dangereux d'accès, n'est pas mesuré. Le niveau ESC-C07 est recoupé deux fois et fournit deux mesures.

Le choix et les mesures des objets sont effectués selon nos mêmes critères énoncés précédemment (§ 4.1.1). Les épaisseurs de barres de méandre de la Molasse Rouge d'Esclangon fluctuent entre 3,10 et 9 mètres (Tableau 4-2).

Cote	Site	Hauteur mesurée de set (m)
388	RR-C03	9,0
378	ESC-C13	6,3
362	RR-C02	7,4
325	RR-C01	7,4
290	ESC-C09	7,9
268	ESC-C08	6,4
259	ESC-C07b	7,4
	ESC-C07a	6,3
250	ESC-C06	7,0
184	ESC-C03	7,6
173	ESC-C02	5,9

Tableau 4-2 : Synthèse des hauteurs de sets mesurées dans les dépôts méandriformes de la Molasse Rouge du Bassin d'Esclangon. Les épaisseurs indiquées correspondent aux hauteurs mesurées en verticale depuis la base jusqu'au sommet des sets d'accrétion latérale. ESC : chemin de petite randonnée montant au vieil Esclangon ; RR : Ravin du Rousset.

- **Perspectives**

Nous avons collecté des dépôts argileux de plaine d'inondation sur deux intervalles stratigraphiques différents afin de déterminer leur provenance :

- 12 échantillons répartis dans les dépôts du système conglomératique de la base de la coupe, de la cote 70 à la cote 170 ;
- Et 7 échantillons répartis dans les niveaux argileux des dépôts méandriformes, de la cote 250 à la cote 290.

Ces argiles seront ensuite analysées aux Rayons X (sur roche totale et argile pure), afin de déterminer à travers leur composition d'éventuels changements de source d'alimentation.

4.2.3.2. Les séries de la Molasse Rouge d'Esparron

Le synclinal d'Esparron est la localité la plus septentrionale ici étudiée (Figure 4-1). Les investigations de terrain se focalisent sur les affleurements longeant la Route des Tines qui monte vers Esparron depuis le petit village de Le Forest Lacour, et au niveau du ravin de Gaubert au Nord de Baudinard (Figure 4-15). Les successions fluviatiles méandriformes sont observées dans la partie supérieure de la coupe levée le long de la route des Tines (Figure 4-16).

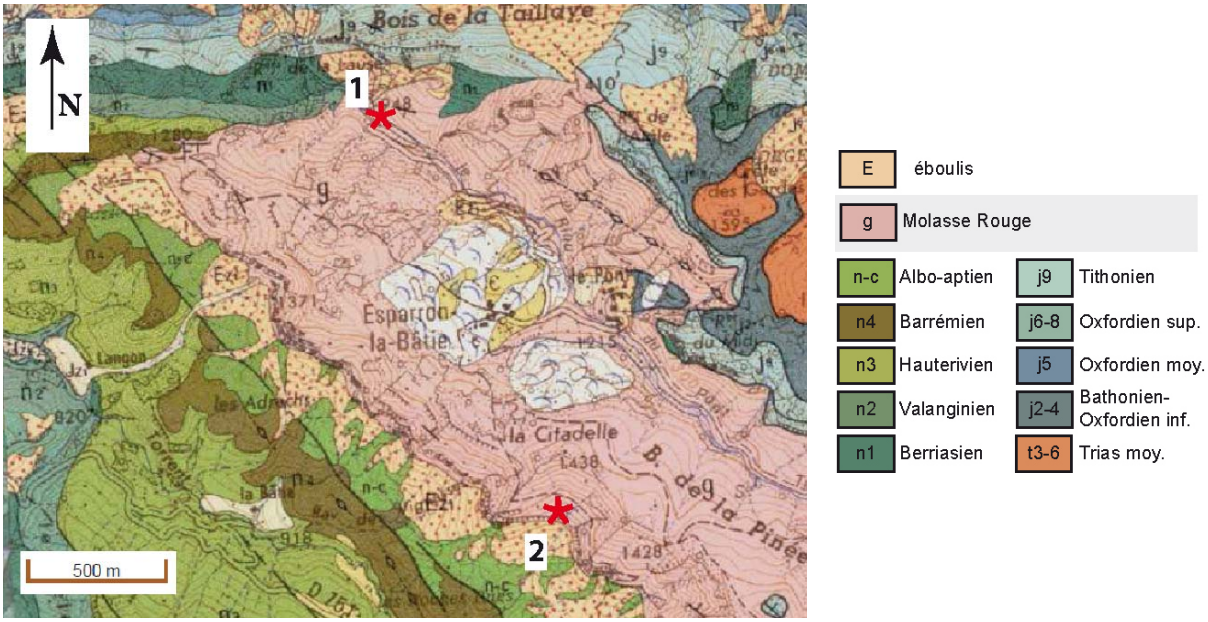


Figure 4-15 : Carte géologique au 1/50 000 du secteur d'Esparron (extrait InfoTerre, feuille 1/50 000 de Seyne, BRGM). 1 : Route des Tines ; 2 : Ravin de Gaubert.

Les 100 premiers mètres de la coupe correspondent donc à une série bréchique évoluant vers des faciès argilo-sableux. Nous nous intéressons à l'intervalle de 250 mètres qui les recouvre. Cet intervalle correspond à des dépôts dominés par les faciès gréseux, et pourrait être assimilé à la Molasse Rouge gréseuse d'Esclangon. La même interprétation paléoenvironnementale en est faite, ces successions sont issues du fonctionnement d'un système fluviatile méandriforme.

De plus, les directions d'écoulement E - W sont estimées à partir des chenaux rencontrés dans le ravin de Gaubert, au niveau desquels sont préservées les structures sédimentaires de types stratifications entrecroisées en auges (Figure 4-2), qui font défaut dans les éléments chenalisés de la Route des Tines.

Il est à noter que sur une trentaine de mètres à partir du mètre 247 (Figure 4-16), les chenaux se cannibalisent. Cet intervalle amalgamé fournit potentiellement des indices quant à l'historique paléogéographique du système. Cette passée amalgamée peut être liée à un épisode de faible aggradation ou de migration restreinte latéralement qui entraîne des recoupements fréquents.

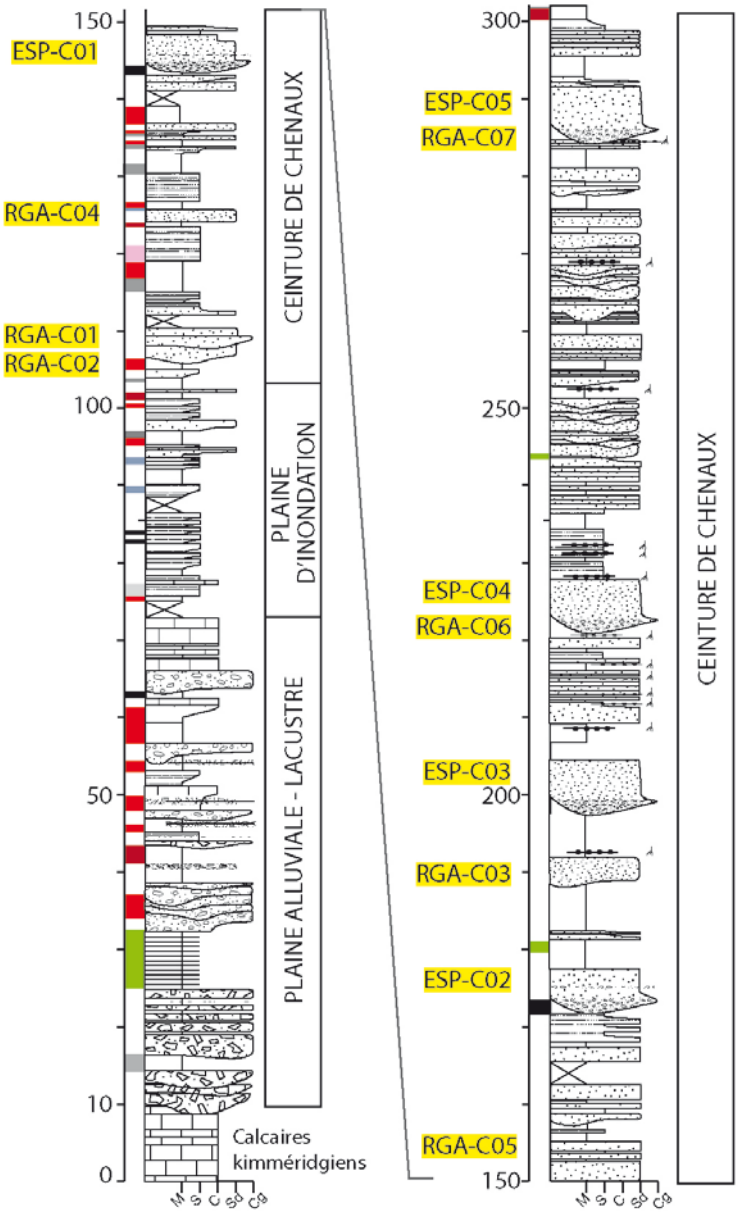


Figure 4-16 : Log stratigraphique de la Molasse Rouge d'Esparron. Les corps chenalisés observés le long de la route des Tines (ESP-) et dans le Ravin de Gaubert (RGA-) sont représentés en jaune.

- **Identification des niveaux chenalisés et mesure des barres sableuses**

La coupe de la Route des Tines a fourni cinq corps chenalisés satisfaisants, ESP-C01 à ESP-CO5. Cette coupe est levée le long d'une route, elle permet donc un suivi simple et fiable des séries. Chacun des corps chenalisés rencontré le long de cette coupe est interprété comme un niveau chenalisé.

Les investigations menées dans le Ravin de Gaubert ont quant à elles révélées sept corps chenalisés, RGA-C01 à RGA-C07 appartenant à priori à 6 intervalles différents, les corps RGA-C01 et RGA C02 sont interprétés comme appartenant au même niveau.

La coupe du Ravin de Gaubert n'a pu être levée, par conséquent les barres de méandre qui y sont mesurées sont reportées sur la coupe de la route des Tines en prenant en compte le pendage des séries (30°E) et l'altitude des niveaux mesurés (données par GPS).

Ces corrélations permettent d'associer les niveaux ESP-C05 et RGA-C07 et les niveaux ESP-C04 et RGA-C06.

Ainsi neuf niveaux chenalisés différents sont rencontrés et mesurés dans la Molasse Rouge d'Esparron et l'ensemble amalgamé identifié à 247 m n'est pas échantillonné (Figure 4-16).

Ainsi les épaisseurs des barres de méandres de la Molasse Rouge d'Esparron sont comprises entre 3,10 et 8,80 mètres (Tableau 4-3)

Cote	Site	Hauteur mesurée de set (m)
254	RGA-07	8,6
	ESP-05	7,1
221	ESP-04	5,5
	RGA-06	4
198	ESP-03	7
188	RGA-03	8,8
173	ESP-02	5,9
150-160	RGA-05	3,2
144	ESP-01	5,2
125	RGA-04	4,5
105-110	RGA-02	4,3
	RGA-01	3,1

Tableau 4-3 : Synthèse des hauteurs de chenaux méandriformes mesurées dans la Molasse Rouge de Esparron. Les épaisseurs de sets sont mesurées en vertical depuis leur base jusqu'à leur point haut. ESP : route des Tines montant vers Esparron ; RGA : Ravin de Gaubert.

4.2.4. Granulométrie des barres de méandres et de leurs berges

Nous avons échantillonné les dépôts de barres de méandres et les dépôts de levées qui leur sont associés. Seules les barres de méandres pour lesquelles les dépôts de levées ont été identifiés sont échantillonnées.

Dans la zone d'étude de Barrême, les chenaux LI-C02 (Bois de Lieye, Figure 4-3 et Figure 4-10), SM-C02 et SM-C03 (Serre de Mortisses ; Figure 4-10) et leurs dépôts de berges associés sont échantillonnés.

Dans le secteur d'Esclangon, les barres de méandre ESC-C03, ESC-C07, ESC-09 et ESC-C13 et leurs dépôts de berges associés sont échantillonnés.

Dans le secteur d'Esparron, les chenaux ESP-C01, ESP-C04 et ESP-C04, ainsi que leurs dépôts de levées sont échantillonnés.

Pour les sables des barres d'accrétion latérale, les échantillonnages sont réalisés sur une section traversant les barres de méandres de leur base jusqu'à leur sommet, et selon un pas de 30 cm. Pour les bancs silto-sableux des levées, les échantillons sont récoltés sur la verticale selon un pas de 10 à 20 cm.

Le traitement de ces échantillons est présenté dans le Chapitre 6, et plus particulièrement les difficultés rencontrées pendant leur analyse.

4.2.5. Conclusion sur le SE de la France

Les séries méandriformes étudiées appartiennent à deux grands ensembles définis tectoniquement. Le système de Barrême se développe sur la nappe de Digne dans un bassin de piggy-back indépendamment des systèmes d'Esclangon et d'Esparron localisés à l'avant de cette nappe. Cependant les informations stratigraphiques montrent qu'ils sont tous les trois contemporains (extension du Chattien à l'Aquitanien).

Les relevés sédimentaires montrent, à travers la présence ou l'absence de niveaux de chenaux amalgamés, que les taux d'aggradation de la série de Barrême semblent plus constants que ceux d'Esclangon et d'Esparron. Sachant que les taux de subsidence, dus à la flexure, sont différents à l'avant d'une nappe que sur celle-ci, cette première observation peut fournir une première piste de réflexion quant à l'impact des déformations tectoniques sur l'enregistrement fluviatile.

Bien que la qualité des affleurements ne nous ait pas permis d'aborder les géométries des barres de méandres selon leur composante horizontale, un nombre suffisant de mesures a été réalisé dans chacune des séries, et permet ainsi d'apprécier les variations temporelles des géométries de chenaux. Ainsi, on remarque au sein de la série des Grès Verts de Barrême une fluctuation bimodale dans les épaisseurs de barres de méandre. L'évolution des hauteurs mesurées dans la série de la Molasse Rouge d'Esclangon et d'Esparron suit quant à elle un schéma globalement croissant depuis la base jusqu'au sommet des intervalles étudiés, au sein duquel s'observent des fluctuations d'ordre inférieur.

Les dépôts de plaine des trois coupes étudiées n'ont pas pu être abordés en termes de pédogénèse. Les paléosols n'ont donc pas été étudiés, malgré des degrés de maturation avérés. Cependant nous avons choisi d'utiliser les dépôts argileux de la plaine d'inondation en termes de composition minéralogique afin de déterminer de potentiels changements d'approvisionnement des systèmes étudiées.

Toutes les données présentées ici sont analysées et interprétées dans les chapitres suivants.

4.3. *La série fluviatile d'Espagne centrale*

La série du **Fan de Tórtola** présente dans le Bassin de Loranca affleure particulièrement bien dans la région de Huete (Province de Cuenca) sur les deux flancs d'une structure anticlinale peu marquée et érodée par le Rio Mayor. La partie supérieure de l'Unité Détritique Supérieure y constitue des paysages aux reliefs doux et de couleurs variables, dégradés de rose puis de gris de par les dépôts argileux continentaux couronnés par les épais dépôts de gypse. Trois localités sont étudiées tout particulièrement, et suivant des affleurements remarquables permettant de suivre majorité des objets en trois dimensions. Il s'agit des localités de Canales située à l'Ouest de Huete, et plus au Nord, des lieux-dits de Peñas de San Juan sur la rive est du Rio Mayor et de La Higuerilla-San Bartolomé sur la rive opposée (Figure 4-17).

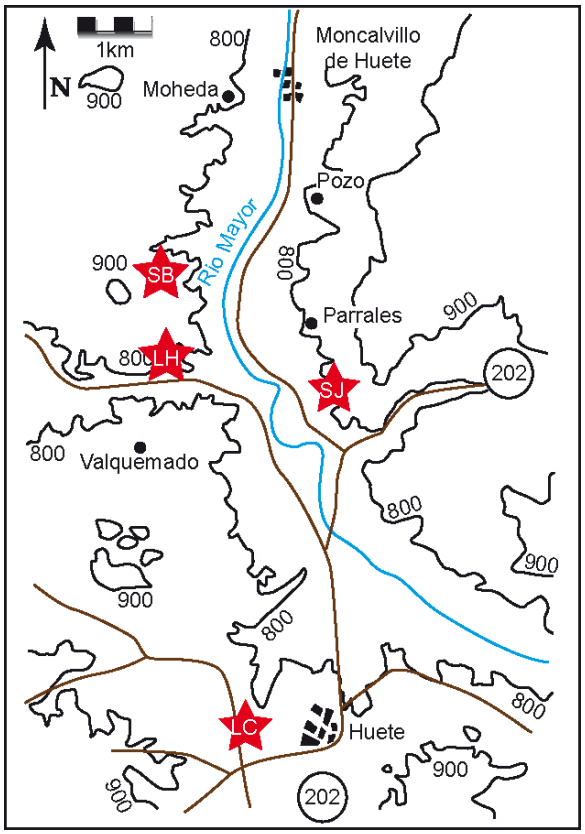


Figure 4-17 : Carte topographique simplifiée de la région septentrionale de Huete. Les sites étudiés sont représentés par des étoiles rouges. LC : Canales ; LH : La Higuerilla ; SB : San Bartolomé et SJ : Peñas de San Juan.

4.3.1. La coupe de Canales

Les affleurements de Canales situés à l'Ouest du village de Huete constituent une falaise longue d'un kilomètre, d'extension Nord-Sud. Une coupe d'environ 150 mètres a pu être levée en deux tronçons séparés d'une lacune d'observation d'environ 50 mètres.

Le gisement de micromammifères de Canales (Daams et *al.*, 1996a) a été situé dans le calcaire lacustre situé à 20 m. Il fournit un âge Chattien supérieur (MP 28) à la base de cette coupe. Il corrèle la partie médiane de sa coupe avec la base de sa coupe de Parrales, datée également du Chattien supérieur (zone W, biozone MP 29). Nous n'avons pas d'autres indications stratigraphiques pour la partie supérieure de cette coupe.

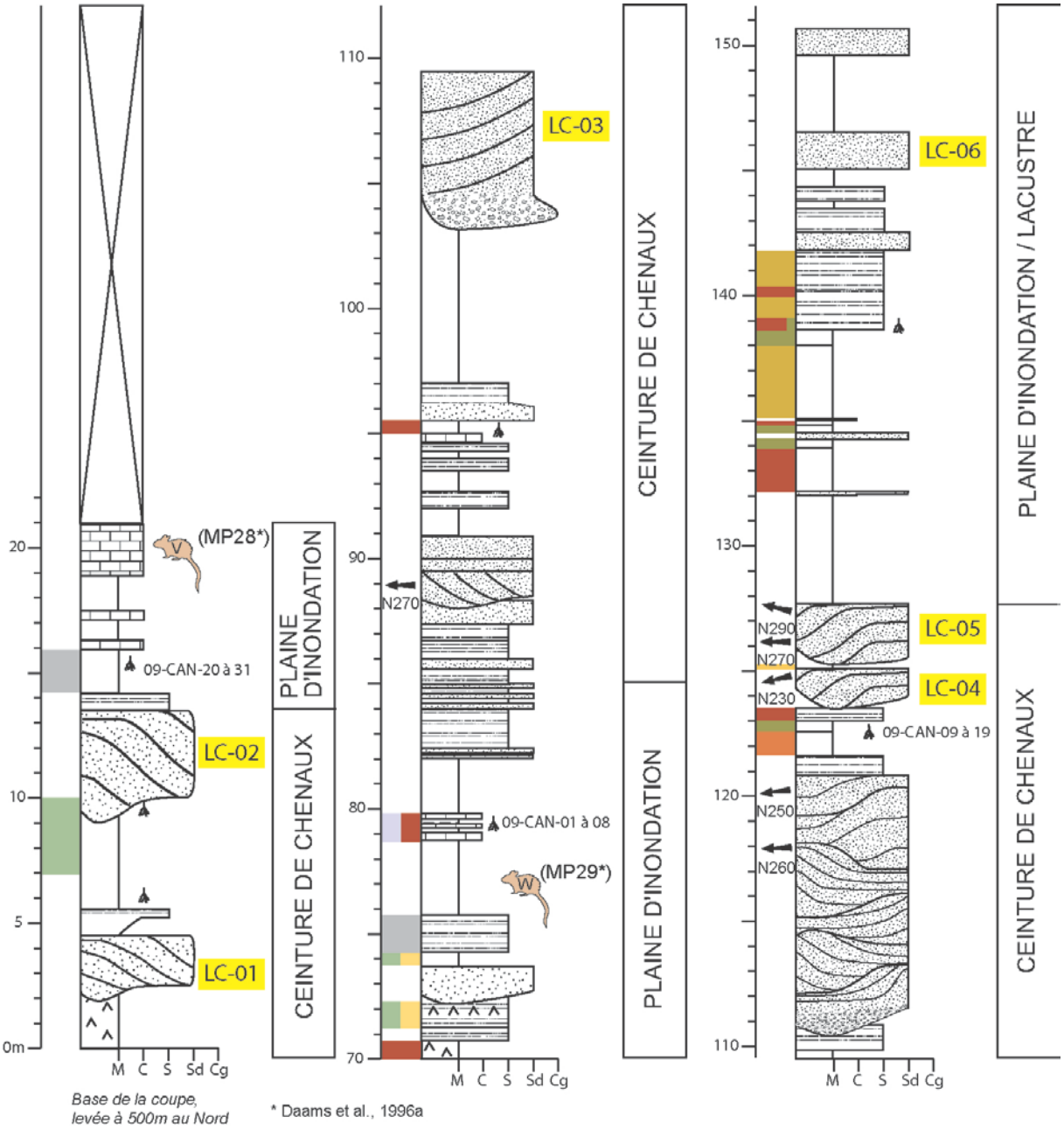


Figure 4-18 : Log stratigraphique de la coupe de Canales et interprétation paléoenvironnementale (Huete W). Les gisements indiqués sont ceux de Daams et *al.* (1996a ; Figure 3.17)**.** De par le léger pendage (6 à 10° vers le Nord-Est) des séries, les 20 premiers mètres de la coupe sont rencontrés dans la partie nord de la falaise. Un masque de 50 mètres existe entre les 2 coupes. Les 80 derniers mètres sont quant à eux étudiés au niveau de la partie médiane de la falaise (à une distance de 500 mètres plus au Sud).

4.3.2. La coupe de Peñas de San Juan

La coupe stratigraphique de Peñas de San Juan est levée sur la rive est du Rio Mayor, à 4,5 kilomètres au Nord de Huete. Nous nous intéressons aux 75 premiers mètres de cette coupe qui correspondent à la série fluviatile méandriforme ; la partie supérieure est dominée par des dépôts gypseux (Cojan et *al.* 2006, IAS, ; Figure 4-19).

Cette coupe se corrèle facilement avec celles de Daams et *al.* (1996a ; Figure 3.16) levées à Parrales (1,5 km au Nord), à Moncalvillo de Huete (5 km au Nord), à Pozo (3,6 km au Nord), à Moheda (7 km au Nord) et à Cabez Rubia (45 km au Nord).

Ainsi, le gisement de la base de la coupe de Parrales (zone W, biozone MP29) est placé à la cote 5 m (à la base du calcaire lacustre).

Le gisement de la base de la coupe de Moncalvillo (Zone X, biozone MN1) est placé à 55 m (à hauteur du calcaire lacustre).

Le gisement de la coupe de Pozo (Zone Y1, biozone, MN2a) est placé à 75 m. Le gisement de Moheda (Zone Y1, biozone, MN2a) est placé à 111 m.

Et le gisement de Cabeza Rubia (Zone Y2, biozone MN2b) est placé à 127 m.

Ainsi les séries étudiées ont un âge Chattien supérieur (MP 28) à Aquitanien supérieur (MN2b).

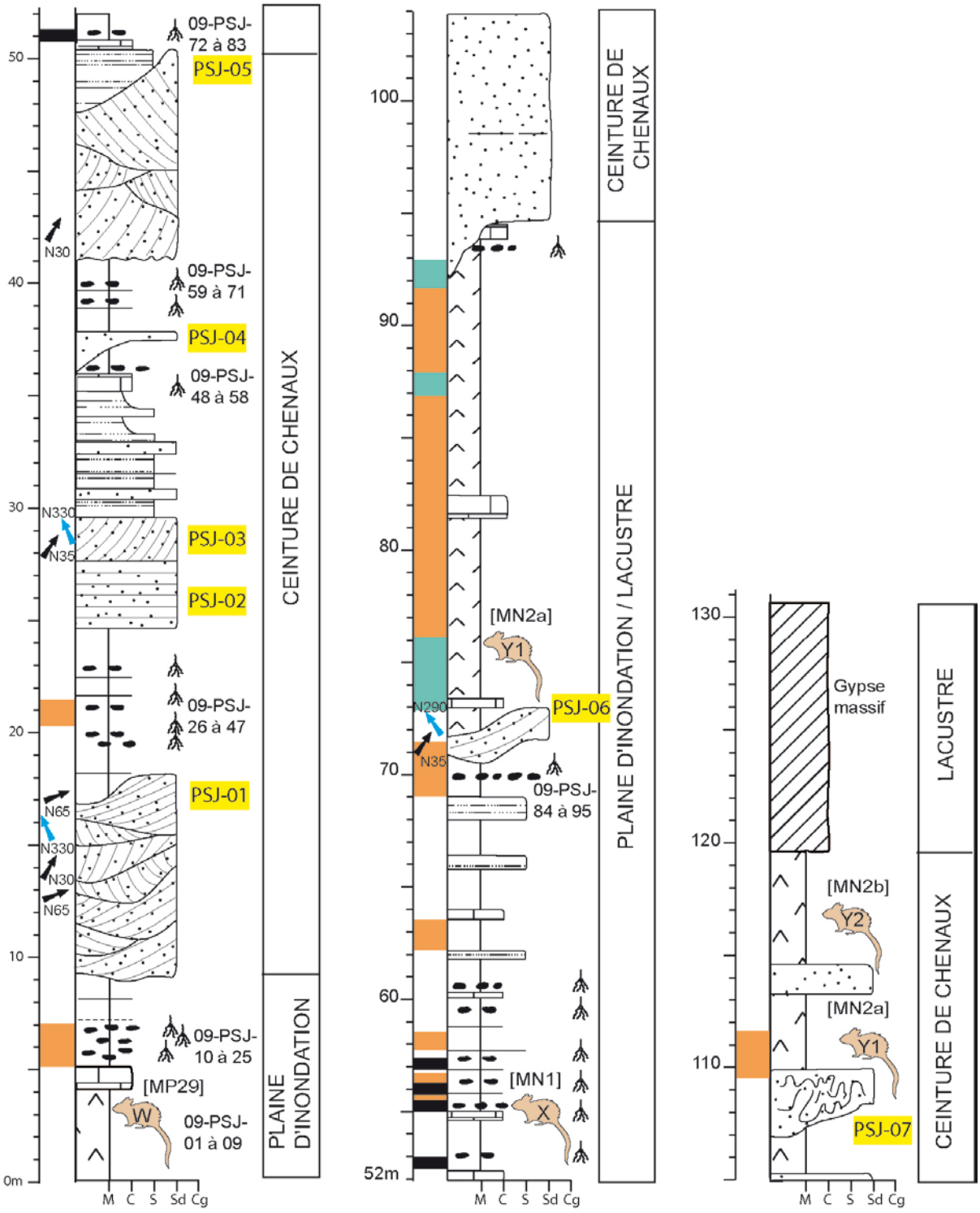


Figure 4-19 : Log stratigraphique de la Coupe Peñas de San Juan et interprétation paléoenvironnementale de la Série Fluviatile de Tórtola affleurant à (Huete N, modifié d'après Cojan et *al.*, 2006). Les gisements (W à Y2) sont positionnés grâce à des corrélations effectuées avec les coupes voisines de Daams et *al.* (1996a ; Figure 3.17). Les barres de méandres mesurées sont positionnées et indiquées en jaune. Les flèches noires indiquent les directions de migration des barres de méandre ; les flèches bleues indiquent les directions de courant mesurées sur les rides.

4.3.3. Les coupes de La Higuerilla et San Bartolomé

Les localités appelées La Higuerilla et San Bartolomé se trouvent entre 6 et 7 kilomètres au Nord de Huete sur la rive ouest du Rio Mayor. Sur un transect Nord-Sud d'environ 1500 mètres, de La Higuerilla (Sud) à San Bartolomé (Nord), affleure une centaine de mètres de série.
L'attribution stratigraphique de cette coupe est proposée à partir de la corrélation avec les coupes de Daams et *al.* (1996a) levées à Moncalvillo de Huete et Moheda. Le gisement de Moncalvillo de Huete (Zone X, biozone, MN1) est placé à 35 m ; et le gisement de Moheda (Zone Y1, biozone, MN2a) est placé à 72 m. Ainsi les successions observées ont une extension maximale d'âge Chattien supérieur à Aquitanien (Figure 4-21 et Figure 4-21).

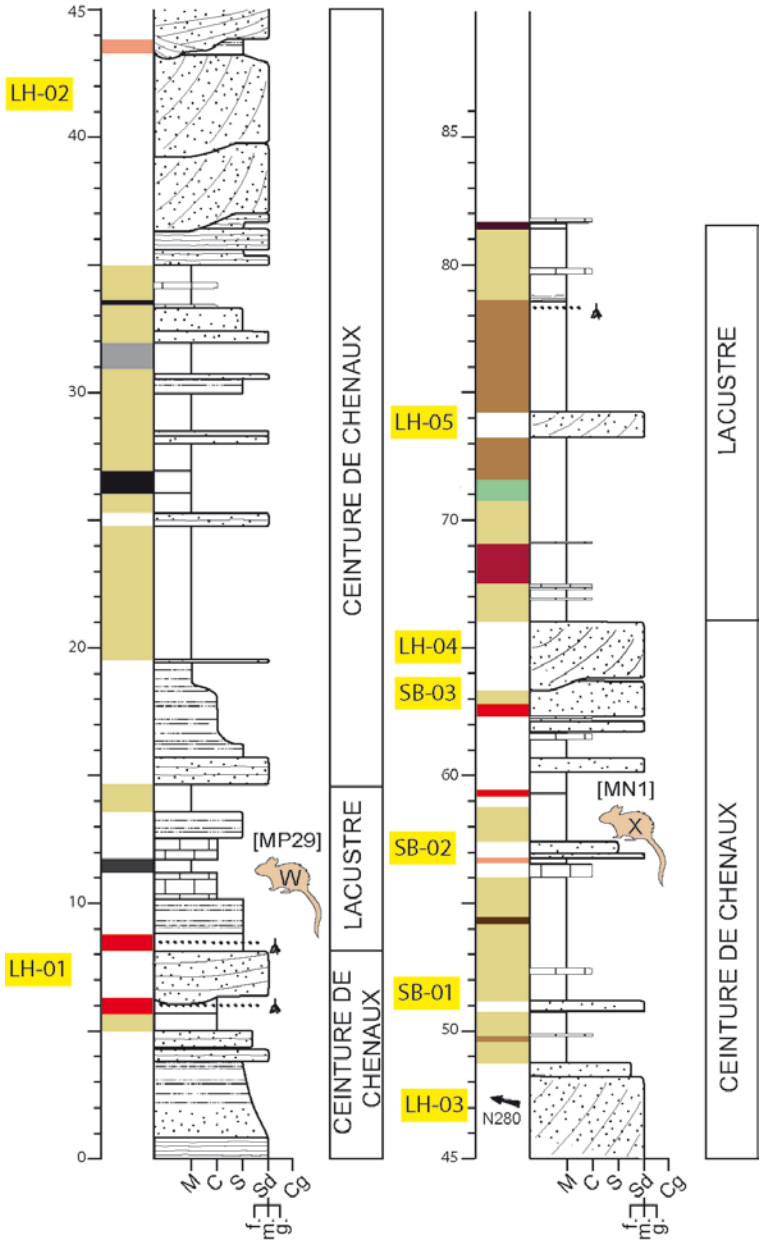


Figure 4-20 : Log stratigraphique de la coupe La Higuerilla. Les gisements MP29 et MN1 sont positionnés grâce à des corrélations effectuées avec les coupes voisines de Daams et *al.* (1996a). Les barres de méandres mesurées sont indiquées en jaune. Les flèches noires indiquent leur direction de migration.

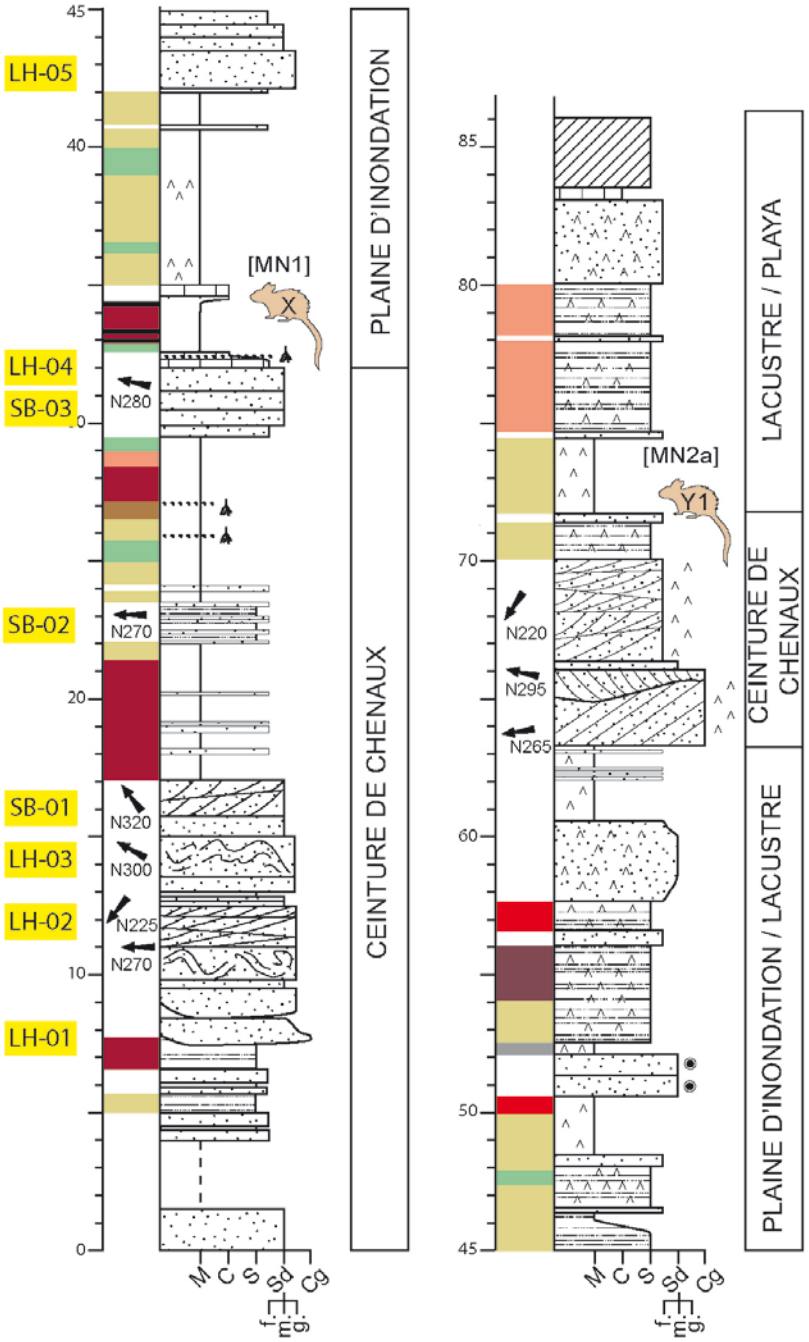


Figure 4-21 : Log stratigraphique de la coupe de San Bartolomé et interprétations paléoenvironnementales (Huete N). gisements MN1 et MN2a sont positionnés grâce à des corrélations effectuées avec les coupes voisines de Daams et *al.* (1996a). Les barres de méandres mesurées sont indiquées en jaune. Les flèches noires indiquent leur direction de migration.

4.3.4. Restitution paléoenvironnementale de l'Unité Détritique Supérieure

Au sein des trois coupes présentées, quatre grands types de faciès sont identifiés en termes de granulométrie. Ils sont décrits et interprétés en termes d'environnements de dépôt.

4.3.4.1. Les faciès sableux

Au sein du faciès sableux, nous rencontrons deux catégories principales d'objets, les corps chenalisés et les corps lenticulaires.

- **<u>Les corps sableux chenalisés</u>**

Ce faciès est composé par du matériel grossier, il correspond à la dynamique de l'écoulement des chenaux. Leurs morphologies, leurs géométries sont multiples de par la composante 3D des affleurements, présentant les barres selon des sections transverses, obliques ou longitudinales. De plus, le long de ces coupes les **barres de méandre** côtoient également **des barres longitudinales** correspondant au dépôt dans les portions droites de chenal méandriforme.

- ***Les barres de méandre***

Le remplissage sableux de ces barres s'organise selon des séquences générales granodécroissantes, passant graduellement de grès moyens à grossiers aux grès fins à très fins. Il est fréquent d'observer en base de chenal un remplissage allant des grès très grossiers aux graviers (Φ>1mm), interprété comme le dépôt de matériel transporté par la charge de fond du chenal.

- ✓ <u>Structures internes des barres de méandre</u>

Ces barres sont composées de grands sets d'accrétion latérale, qui forment des structures dites *d'epsilon-cross-stratification* (métrique, Figure 4-22A). Les structures sédimentaires qui forment l'organisation interne de ces sets gréseux sont très bien conservées et très diversifiées. Nous distinguons des stratifications entrecroisées planes et en auges de petite et grande taille (décimétrique à métrique, Figure 4-22B).

Les petites stratifications entrecroisées en auges sont formées par des rides de courant qui se développent au niveau de la partie supérieure des barres d'accrétion latérale. Les structures entrecroisées en auges de grandes tailles sont quant à elles interprétées comme résultant du fonctionnement de dunes 3D mises en place au niveau de la partie médiane des barres de méandre. Ces structures sont d'excellents indicateurs de la direction d'écoulement des paléocourants, une direction générale sud-nord est estimée à partir des stratifications entrecroisées rencontrées dans les barres de Canales et Peñas de San Juan (Figure 4-22).

Les structures entrecroisées rencontrées en base de barres mettent en évidence la présence de surface de réactivation au sein de celles-ci (Figure 4-23). Ces surfaces sont le témoin des phénomènes de migration des boucles de méandre, elles mettent en contact deux sets d'épisodes distincts et peuvent être recouvrantes (non érosives) ou érosives. Ces surfaces particulières sont généralement comprises dans des ensembles sableux particuliers formés de barres amalgamées (ou cannibalisées). Elles individualisent ainsi des barres dites composites dont la géométrie n'est pas retenue dans l'étude suivante car possiblement soumise à érosion (par conséquent détériorée).

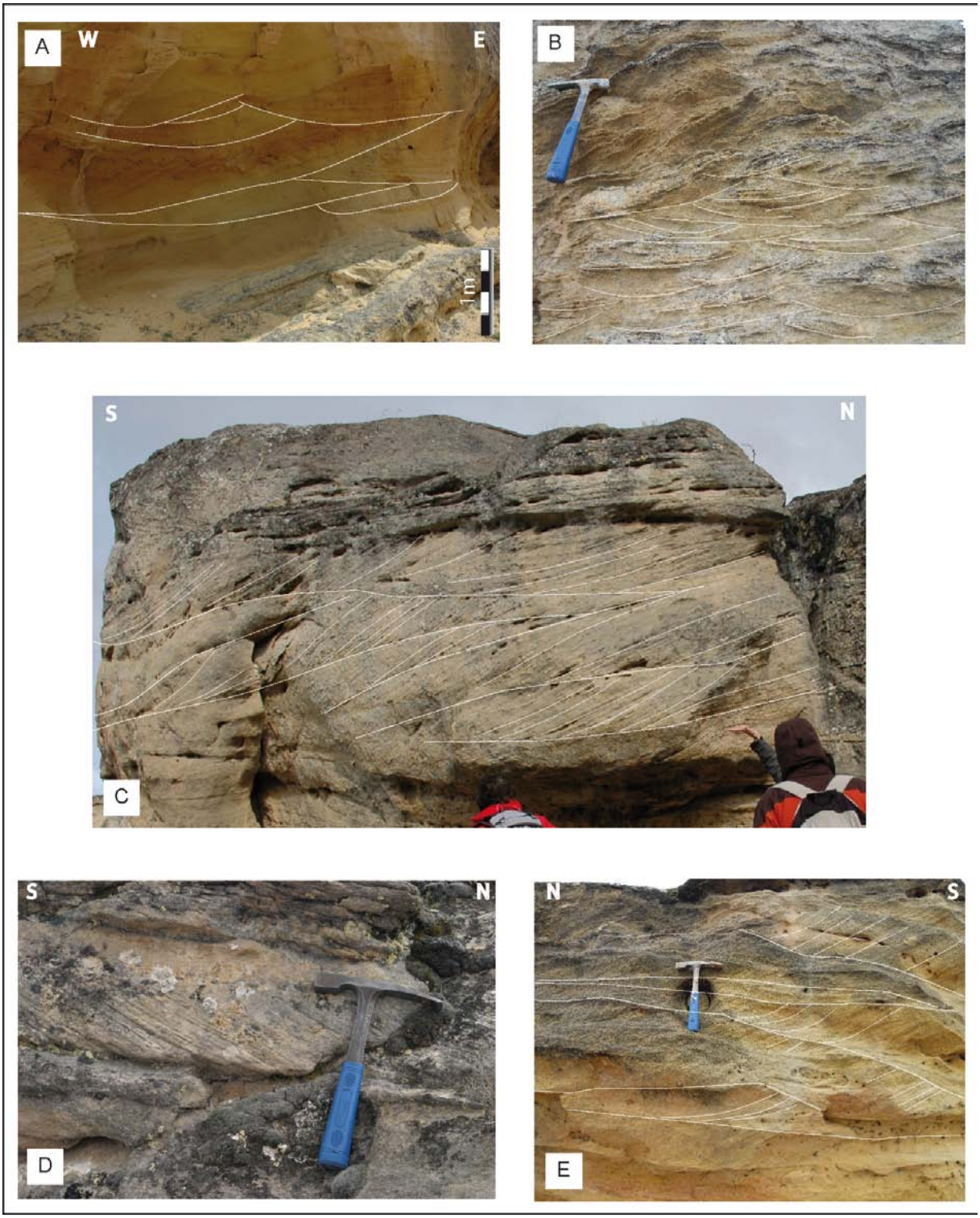


Figure 4-22 : Différents types de stratifications observées au sein des barres sableuses de l'Unité II. A : Coupe transversale montrant des stratifications entrecroisées en auges d'échelle métrique (paléocourant perpendiculaire à la section). **B** : stratifications entrecroisées en auges décimétriques. **C** : Coupe longitudinale de stratifications entrecroisées pluri-décimétriques. **D** et **E** : stratifications obliques décimétriques de barre longitudinales.

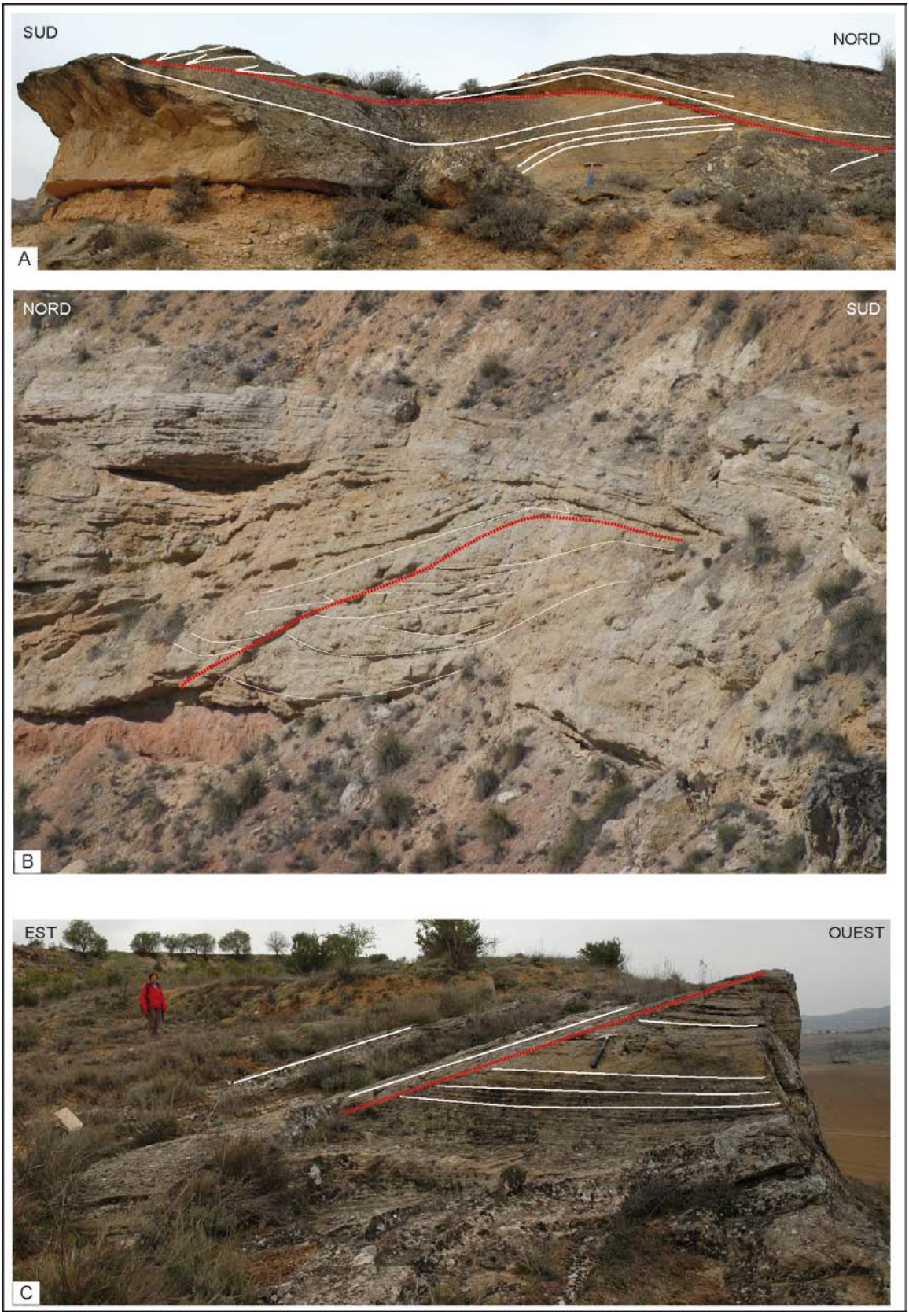


Figure 4-23 : Surfaces de réactivations (ligne pointillés rouges) observées au sein des ensembles amalgamés, A et B : surface recouvrante ou *onlapante* (Peñas de San Juan et Pozo) et C : surface dite érosive, les dépôts supérieurs sont conformes à la surface d'érosion (Peñas de San Juan).

- ✓ Géométries en section des barres de méandre :

A l'affleurement nous distinguons trois types de barres de méandre caractérisées par des géométries en coupe différentes (Figure 4-24).

Les géométries classiques correspondent à une géométrie sigmoïdale organisée selon des sets obliques métriques à pluri-métrique, témoins du dépôt par accrétion latérale, et associée à une base érosive (Figure 4-24B). Ces objets présentent des extensions longitudinales relativement importantes pouvant atteindre la centaine de mètres. Ces premiers objets sont interprétés comme des **sections transverses** de barres de méandre.

Des barres sableuse formant des objets lenticulaires à base érosive sont également observées (Figure 4-24AError! Reference source not found.). Ces objets de puissance métrique à pluri-métrique ont des extensions de la dizaine à la centaine de mètres. Nous interprétons ces corps sableux comme des **sections longitudinales** de barres de méandre.

Nous observons également des corps convexes à base érosive. Leur épaisseur est généralement métrique à pluri-métrique et leur extension peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Ces corps sont interprétés comme des **sections obliques** de barres de méandre.

Figure 4-24 : Différents types de section de barres de méandre observées, **A** : section longitudinale, **B** : section transverse.

✓ Organisation spatiale des dépôts de barres de méandre

Un relevé des directions de migration des méandres réalisé le long de la coupe de San Bartolomé et le long de celle de Peñas de San Juan révèle des divagations allant respectivement de Nord 220 à Nord 320 et de Nord 35 à N60. Le système de San Bartolomé présente donc des migrations WSW et celui de San Juan des directions opposées ENE. Chacun de ces systèmes est donc interprété comme représentant les bordures de la paléoceinture de méandres. La paléorivière s'écoulant du Sud vers le Nord, les séries de San Bartolomé sont un enregistrement de la paléobordure gauche et celles de San Juan de la paléobordure droite (Figure 4-25). La largeur de la paléoceinture de chenal, au sein de laquelle évoluait ce système, est estimée cartographiquement à 2 km (valeur minimale). De plus, la quasi-absence de dépôts sableux à Moheda et Pozo indique que la paléoceinture de chenal s'incurvait possiblement en direction du Nord-Ouest (Figure 4-25).

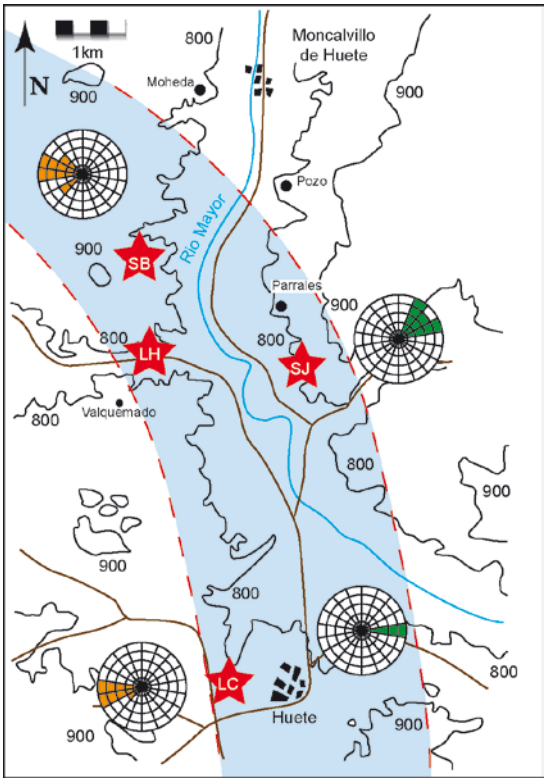


Figure 4-25 : Restitution cartographique de la paléoceinture de chenaux de la série étudiée entre Huete et Moncalvillo de Huete basée sur les directions de migration des méandres. Les paléobordures ainsi identifiées délimitent une ceinture de chenaux d'un minimum de 2 km (CA : Canales ; LH : La Higuerilla ; SB : San Bartolomé et SJ : San Juan).

- ***Les barres longitudinales***

Les barres longitudinales se présentent sous forme de corps sableux métriques à pluri-métriques organisés selon des sets planaires décimétriques. Le matériel sableux qui les constitue est moyen à grossier. Les structures sédimentaires observées au sein des sets correspondent à des stratifications obliques parallèles (Figure 4-26). La succession de ces sets est interprétée comme des séries de train de dunes 2D, mise en place dans les portions peu sinueuses des chenaux méandriformes, situées à la sortie des boucles de méandre.

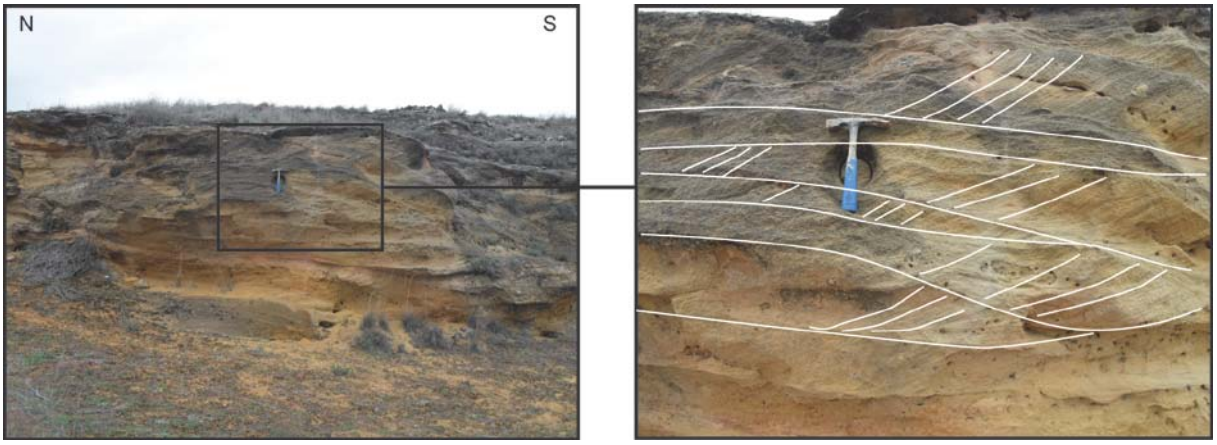


Figure 4-26 : Barre longitudinale rencontrée dans l'Unité II de Peñas de San Juan. Les stratifications entrecroisées indiquent un paléocourant S-N.

- **<u>Les corps sableux lenticulaires</u>**

Nous observons des bancs gréseux lenticulaires à base érosive, de petites tailles et d'épaisseur pluri-décimétrique à métrique. Ils présentent une granulométrie fine à moyenne sans classement spécifique, relativement bien triée. Ces objets entaillent régulièrement les dépôts argilo-silteux.

Ils sont interprétés en termes de dépôts de **lobes de crevasse** érodant des dépôts fins de plaine d'inondation. Ils sont synonymes d'épisodes de haute énergie, de type crue, entraînant la rupture des levées du chenal et le dépôt sous forme de lobe de matériel sableux dans la plaine.

4.3.4.2. Les faciès fins sableux / silteux / argileux

Des bancs continus d'épaisseur homogène (pluri-décimétrique), pouvant présenter des laminations planes, ont été observés. Ils s'organisent dans de rares cas selon une séquence granodécroissante, les grès moyens passant à fins puis à des silts.

Ces objets sont interprétés comme des dépôts de **levées** de chenal.

Les argiles-silt ocres à rouges sont observées et interprétées comme des faciès de débordement de plaine d'inondation.

On remarque que des argiles grises à vertes recouvrent souvent des dépôts sableux de barres de méandre. Ces argiles sont interprétées comme des bouchons argileux formés après abandon du chenal par avulsion ou recoupement du méandre. Elles caractérisent donc des environnements de **lac ou marécage de bras mort** (Figure 4-27 A à C).

Sont également observés dans ces faciès sableux fins à argilo-silteux des développements de **paléosols**. Nous avons réalisé une série d'échantillonnage de ces niveaux pédogénétiques, qui sont décrits plus en détail dans la suite de ce chapitre (§ 4.3.6).

4.3.4.3. Les faciès carbonatés

Des bancs calcaires d'épaisseurs décimétriques à métriques, massifs ou laminés sont ainsi observés (Figure 4-27 D et E). Leurs extensions de plusieurs centaines de mètres sont utilisées pour établir des corrélations entre les différentes coupes que nous avons levées.

Ces niveaux calcaires sont soit situés au sommet des bouchons argileux qui remplissent les chenaux abandonnés, et correspondent alors au fonctionnement **de lacs de bras morts** (*oxbow lakes ;* Figure 4-28), soit intercalés dans la série et correspondent alors au fonctionnement de point bas topographiques alimentés en eau par la nappe.

Ainsi, à l'Est du village de Huete (lieu dit de Corrar de Fafila) les séries fournissent des alternances argilo-carbonatés sur plusieurs dizaines de mètres. Des dépôts de gypse sont fréquemment rencontrés au sommet des bancs calcaires, ou sous forme de précipitations au sein des niveaux chenalisés. Ces successions démontrent qu'en bordure du système fluviatile se trouvait une région humide marquée par la présence de lac(s) et sujette à évaporation lors des périodes chaudes (formation de minéraux évaporitiques).

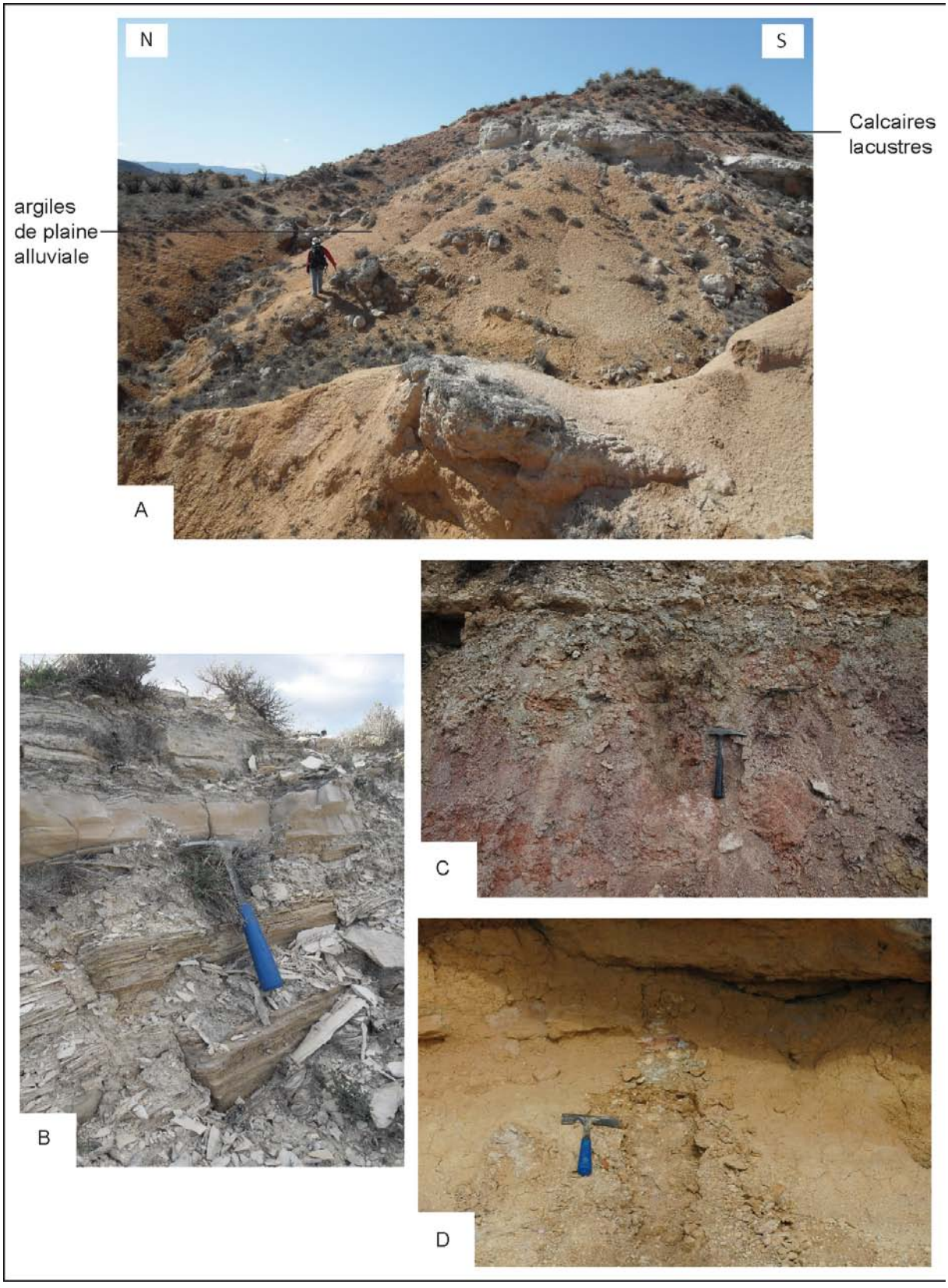


Figure 4-27 : Faciès fins de l'Unité II du Bassin de Loranca. **A** : argiles de plaine d'inondation, ici de teinte ocre (Peñas de San Juan). **B** : calcaire laminé, faciès de tempête (base de la coupe de Canales). **C** : paléosol au faible degré de marmorisation vert à lie de vin (Peñas de San Juan) et **D** : paléosol présentant un horizon d'accumulation riche en nodules calcaires (Peñas de San Juan).

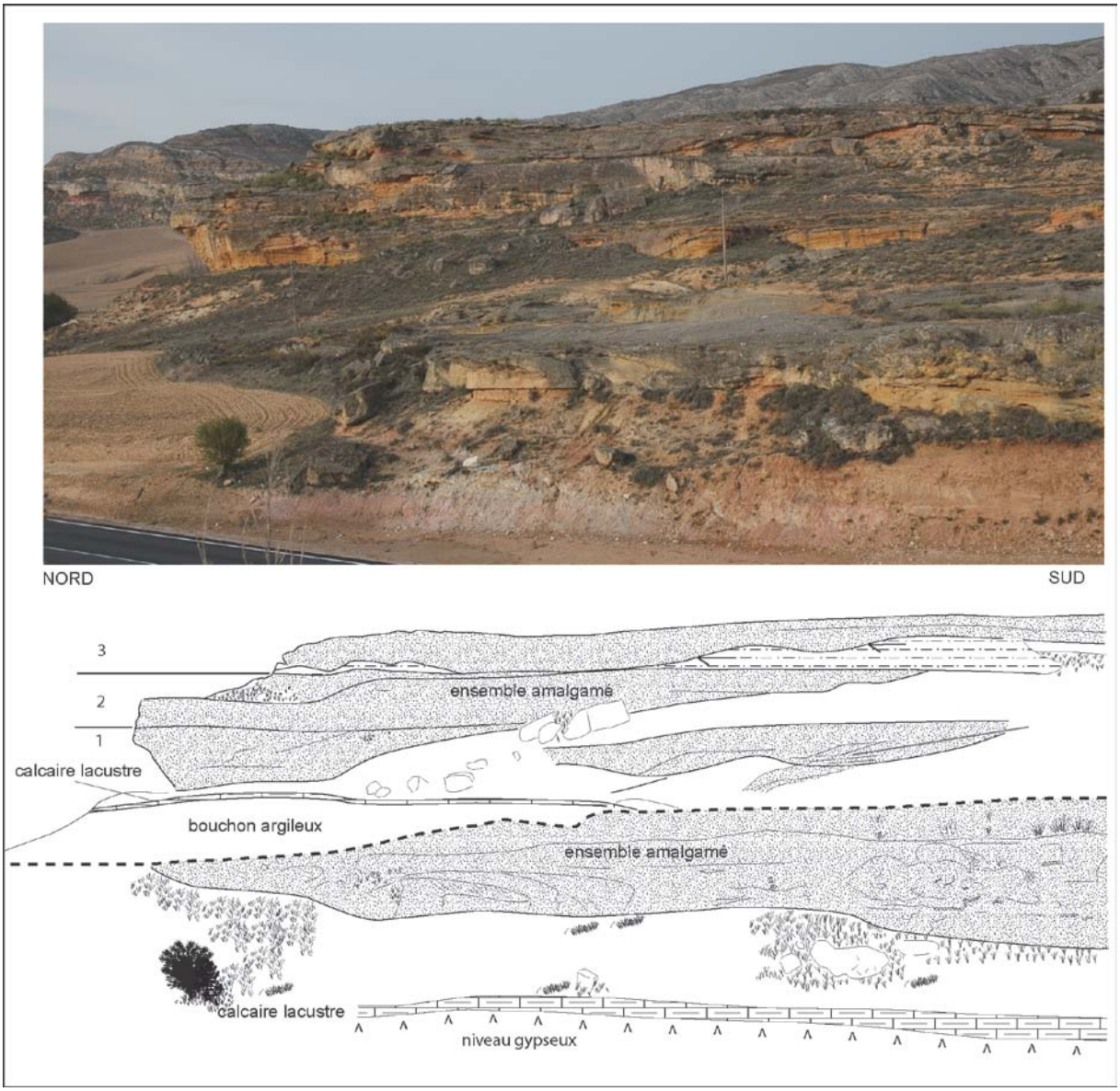


Figure 4-28 : Schéma interprétatif de la base de la coupe de Peñas de San Juan. L'ensemble amalgamé basal constitué de barres de méandres et de barres longitudinales repose sur des niveaux roses à gypse. Il se termine par un bouchon argileux développé suite à l'abandon du chenal probablement suite à une avulsion. Les barres sommitales constituent un ensemble amalgamé formé d'au moins 3 épisodes distincts.

4.3.5. Identification des niveaux chenalisés et mesure des barres sableuses

Les corrélations entre les trois localités étudiées sont réalisées à partir des niveaux lacustres et des niveaux de barres de méandre amalgamées (ce travail est en partie réalisé avec J.P. Jenny, 2009 ; Figure 4-29). Les paléosols et les gisements micro-mammalogiques de Daams et *al.* (1996a) sont également utilisés. Pour les réaliser, nous considérons que les séries sont isopaques d'une coupe à une autre.

4.3.5.1. Mesure des hauteurs des barres de méandre

Les localités de Canales, Peñas de San Juan et San Bartolomé-La Higuerilla fournissent respectivement 6, 7 et 8 niveaux chenalisés répartis sur environ 160 m de coupe. Les épaisseurs des barres de méandre sont déterminées selon la même méthode présentée en § 4.1.1. Les hauteurs des sets entiers et non érodées des barres de méandres isolées sont mesurées. Au sein des ensembles formés de barres composites, seules les barres sommitales présentant un bouchon argileux sont mesurées. Les épaisseurs ainsi obtenues sont comprises entre 1,50 et 6,00 mètres (Tableau 4-4).

Série du Fan de Tortola		**Barre de méandre**	
Localité	Cote (m)	Site	Hauteur des sets mesurée (m)
Canales	145	LC-07	3,30
	145	LC-06	1,50
	126	LC-05	2,30
	124	LC-04	1,60
	104	LC-03	6,00
	10	LC-02	3,80
	2	LC-01	2,10
La Higuerilla - San Bartolomé	74	LH-05	1,50
	63	LH-04	2,10
	59	SB-03	2,55
	51	SB-02	3,40
	45	SB-01	4,10
	44	LH-03	4,50
	40	LH-02	4,00
	7	LH-01	2,20
Peñas de San Juan	117	PSJ-10	3,00
	114	PSJ-09	4,70
	110	PSJ-08	4,00
	107	PSJ-07	3,50
	70	PSJ-06	2,50
	50	PSJ-05	2,80
	38	PSJ-04	2,00
	32	PSJ-03	2,00
	28	PSJ-02	3,50
	25	PSJ-01	2,00

Tableau 4-4 : Synthèse des hauteurs de sets mesurées dans les séries fluviatiles méandriformes de l'Unité Détritique Supérieure du Bassin de Loranca. LC : Los Canales ; LH : La Higuerilla ; PSJ : Peñas de San Juan ; et SB : San Bartolomé. Les objets mesurés à San Bartolomé sont reportés sur la coupe de La Higuerilla.

Des mesures présentées dans le Tableau 4-4 découle une première hypothèse : les chenaux mesurés dans la partie médiane de Peñas de San Juan (h_{set} = 2 m ; 32 et 38m) présentent des hauteurs très inférieures à celles des autres localités (écart de 50% avec les barres de La Higuerilla 40 et 44 m, h_{set} = 4,00 et 4,50 m ; et 75% avec Canales 104 m, h_{set} = 6 m). De plus, la carte de restitution des directions de migration fournit une direction N300 pour la paléobordure de Peñas de San Juan légèrement oblique par rapport aux axes N20 de la paléobordure opposée (Canales et San-Bartolomé-La Higuerilla).

Ces deux observations pourraient marquer la présence d'un chenal tributaire passant par Peñas de San Juan ou de la mise en place de chenaux de crevasse d'un épisode de crue majeure (cote 25 à 35 m).

Nous reviendrons sur cette observation dans le Chapitre 6 et proposerons une interprétation en lien avec les restitutions paléohydrologiques et l'historique régionale.

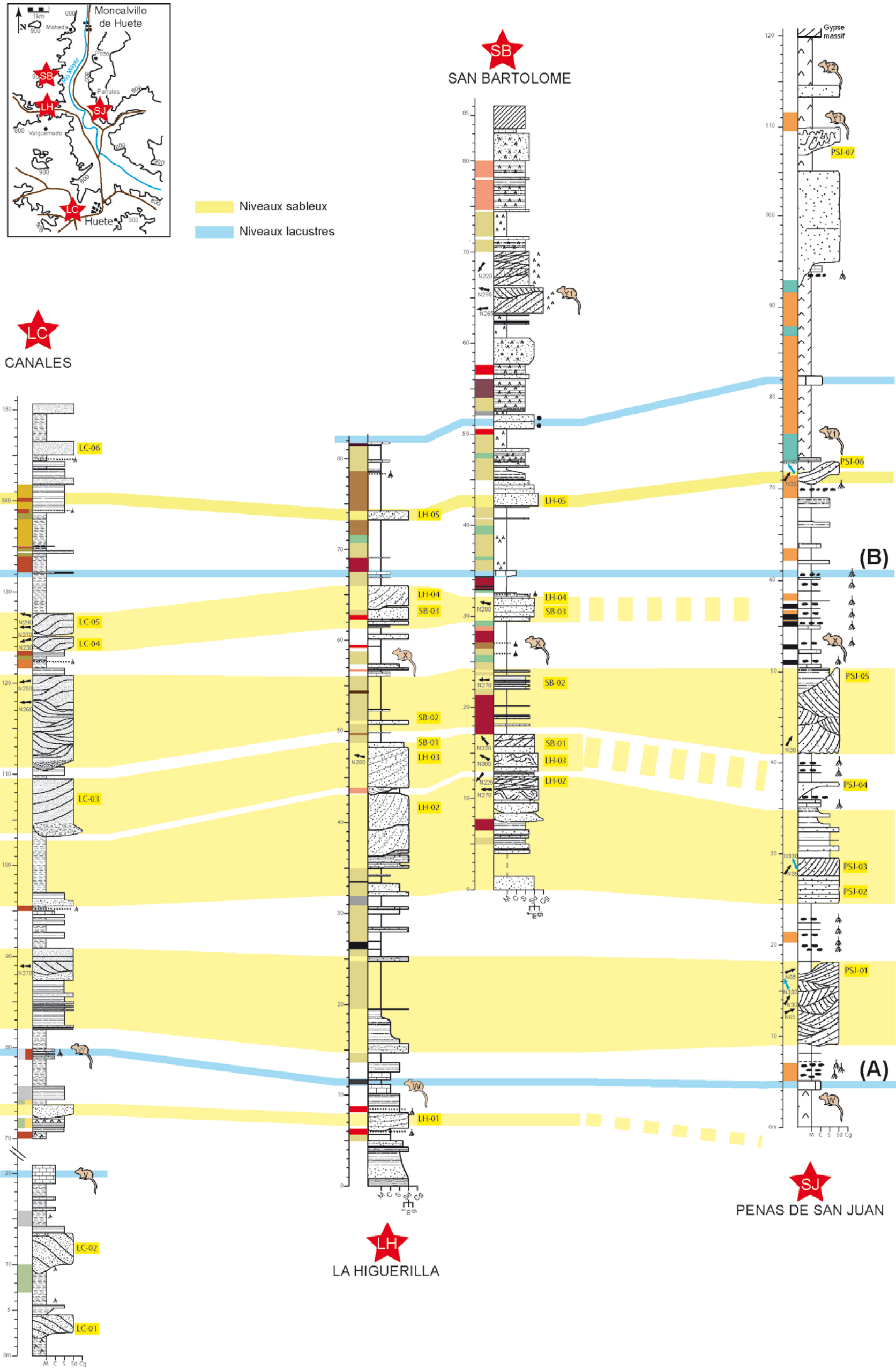


Figure 4-29 : Corrélation des logs stratigraphiques de la région de Huete.

4.3.5.2. Mesure des largeurs des barres de méandre

Les affleurements du Bassin de Loranca possédant une géométrie 3D d'excellente qualité, la géométrie des barres de méandre est également abordée selon la composante horizontale. Nous basons notre approche sur la relation de Moody-Stuart (1966) qui définit la largeur d'un set d'accrétion latérale comme égale à 1,5 fois la largeur de crue de pleins bords du chenal (Figure 2.2 ; § 2.1.2). Ainsi, nous avons sélectionné les affleurements dont les sections ont préservé l'extension des sets d'accrétion latérale depuis leur point haut (*scroll bar*) jusqu'à leur point bas (*pinch-out*). La démarche que nous développons adopte les étapes qui suivent.

Sur les surfaces sommitales de sets d'accrétion latérale, nous mesurons la direction de migration des plans d'accrétion. Cette mesure est interprétée comme la perpendiculaire au courant à l'endroit mesuré. Puis, à l'aide d'un télémètre ou d'un GPS, nous mesurons l'extension horizontale des sets depuis leur point le plus haut ou point d'inflexion formant les *scroll bars*, jusqu'à leur point le plus bas formant un biseau ou *pinch out*. Cette mesure est associée à la direction selon laquelle la visée télémétrique ou le pointé satellite, sont réalisés.

Enfin, ne sachant pas à quel endroit précis, la section horizontale mesurée est localisée dans la boucle de méandre, nous essayons d'utiliser les deux directions mesurées afin de convertir l'extension horizontale mesurée en une largeur de set perpendiculaire au courant (Figure 4-30).

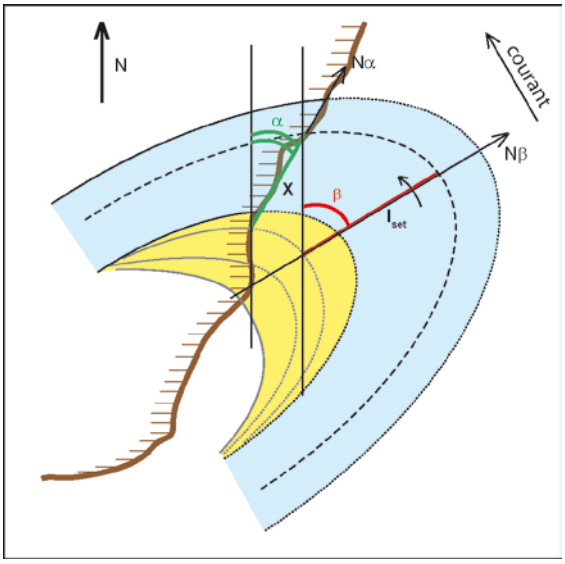


Figure 4-30 : Représentation en plan des géométries mesurées. L'affleurement est représenté en marron. En vert, le segment X correspond à l'extension horizontale du set mesurée au télémètre ou au GPS. En rouge, le segment l_{set} correspond à la largeur du set que nous cherchons à estimer (à l'apex du méandre). L'angle vert α correspond à la direction de la visée ou du pointé GPS et l'angle rouge β correspond à la direction de migration du set. La flèche noire indique la direction du courant au point où la mesure est effectuée

Comme représenté sur la Figure 4-30, nous mesurons sur le terrain des extensions de set selon des directions obliques au courant. Or nous cherchons à estimer une largeur de set perpendiculaire au courant de la section étudiée, c'est-à-dire une largeur de set à l'apex du méandre. Les mesures des géométries prises sur le terrain, ne semblent pas, mathématiquement, nous permettre de déterminer cette grandeur.

A priori l'utilisation du principe de Moody-Stuart (1966) nécessite expressément une section perpendiculaire au courant, passant donc à l'apex de la boucle de méandre. Malgré la qualité des affleurements de la région de Loranca nous n'avons pas mesuré de tels objets. Nous interprétons donc les largeurs mesurées comme indicatives d'un ordre de grandeur pouvant être atteint lors de nos futures restitutions paléohydrologiques (Tableau 4-5).

Cependant nous proposons une seconde méthode afin d'estimer la largeur directe des chenaux.

- **Estimation de la largeur des chenaux :**

La largeur de crue de pleins bords d'un chenal actif (grandeur ici recherchée) correspond à l'horizontale depuis le sommet de la barre d'accrétion latérale active (scroll bar) jusqu'au sommet de la berge antagoniste. Nous utilisons cette définition et l'associons au remplissage des chenaux abandonnés (Figure 4-31).
Les phénomènes de recoupement de méandre ou de petite avulsion entraînent la création de bras mort de méandre. Les systèmes lacustres qui se développent dans ces bras morts entraînent le dépôt d'argiles puis de calcaires lacustres qui remplissent l'ancien chenal jusqu'à ses berges. Par conséquent, l'extension horizontale du calcaire lacustre depuis le sommet des sets d'accrétion latérale (scroll bar) jusqu'à l'extrémité de l'association bouchon argileux-calcaire lacustre correspond à la paléolargeur de crue de pleins bords (Figure 4-31).

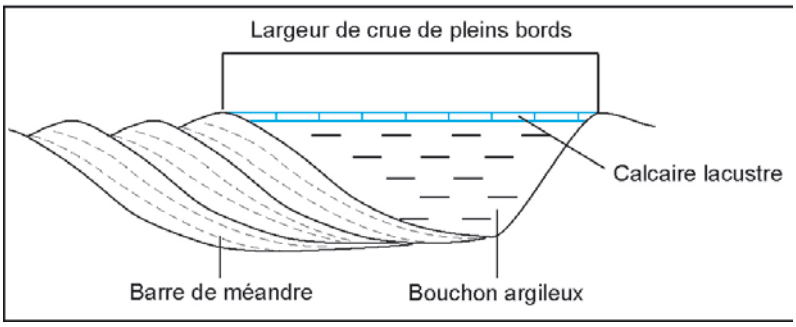


Figure 4-31 : Relation synthétique entre calcaire lacustre de méandre abandonné et largeur de chenal. L'extension du calcaire lacustre correspond en théorie à la largeur de crue de pleins bords du chenal.

Toutefois, cette méthode nécessite également des sections transverses et, malgré la qualité des affleurements, un seul exemple a été rencontré. Il fournit une paléolargeur de 70 mètres mesurés au télémètre (Figure 4-32 ; Tableau 4-5).

Figure 4-32 : Mesures de largeurs de barres de méandre. La barre de méandre observée offre une section transverse. Les lignes blanches démarquent les sets de la barre, recouverte par un bouchon argileux puis par un niveau calcaire (ligne bleue). La flèche de gauche marque la fin du calcaire lacustre et la flèche de droite indique le sommet topographique du set en question (*scroll bar*).

Cote (m)	Localité	Extension mesurée (m)	Direction télémètre	Direction accrétion	Hauteur mesurée de set (m)
73	PSJ	71	= largeur de chenal (Figure 4-32)		2,5
80 à 115	PSJ	53,5	N	N130	-
		34,2	N	N30	4
		82,5	N	N50	3,3
		76,5	N	N45	4,7
145	LC	62	N	N165	3,3
8 à 20	SB	62-70	N30	N80-100	-
		57	N	N55	-
		43	N160	N120	-

Tableau 4-5 : Synthèse des largeurs de sets mesurées dans les séries fluviatiles méandriformes de l'Unité Détritique Supérieure du Bassin de Loranca. Les extensions correspondent à l'horizontale entre les scroll bars et les pinch out qui caractérisent les barres sableuses échantillonnées. La direction du télémètre correspond à l'axe selon lequel les visées ont été effectuées. Sont également indiquées les hauteurs des sets quand celles-ci ont pu être déterminées. LC : Los Canales ; PSJ : Peñas de San Juan ; et SB : San Bartolomé (équivalent La Higuerilla).

4.3.6. La plaine d'inondation et les paléosols de la Série du Fan de Tórtola

Les trois coupes étudiées comportent de nombreux niveaux pédogéniques. Afin d'avoir une représentation stratigraphique et paléogéographique bien répartie, nous échantillonnons plusieurs paléosols pour chaque intervalle stratigraphique des coupes de Canales, La Higuerilla et Peñas de San Juan.

Des coupes détaillées de ces paléosols et des échantillonnages des différents horizons identifiés sont réalisés pour 14 paléosols (les niveaux échantillonnées sont indiqués sur les logs ; méthodologie présentée § 4.1.2 ; Figure 4-18, Figure 4-19 et Figure 4-21). Parmi ces 14 paléosols trois pédotypes sont distingués. Ces distinctions s'appuient sur la reconnaissance des différents horizons pédogéniques, sur les couleurs évaluées à partir de la Charte de Munsell et l'abondance des nodules carbonatés qui marquent le degré d'évolution des sols.

(1) Pédotype 1 :

Il consiste en des paléosols aux horizons peu différenciés et très pauvres en nodules carbonatés (Figure 4-33). L'épaisseur de ces sols varie entre 50 et 70 cm.

L'horizon A de ce pédotype présente des couleurs grises aux marmorisations verdâtres. L'horizon Bt se caractérise par des teintes verdâtres aux marmorisations plus colorées. L'horizon carbonaté Bk de ce pédotype présente des abondances en nodules carbonatés inférieures à 10%. Ces nodules sont par ailleurs de taille millimétrique. L'horizon C et confondu avec l'horizon R (roche mère), ce qui marque un profil d'altération peu étendu.

Globalement ce profil présente des argiles aux couleurs dominantes variables, chamois, rose, ou vert, et des teintes de marmorisation peu contrastées.

Ce premier pédotype caractérise des sols peu développés de milieux ouverts, se mettant probablement en place dans les faciès fins de la ceinture de chenal, dont les fluctuations latérales empêchent le développement.

(2) Pédotype 2 :

Il correspond à des sols plus matures aux épaisseurs variant de 80 à 200 cm. Les horizons sont bien définis (Figure 4-33).

L'horizon A, épais de 20 cm, présente des traces de racines et des teintes chamois à vert pâle. L'horizon Bt, peu épais, ne présente pas de caractéristique particulière hormis une couleur chocolat remarquable au sein du profil. L'horizon Bk est riche en nodules carbonatés (abondance de 25 et 50%). Les nodules carbonatés sont de taille pluri-millimétrique à centimétrique.

Les couleurs dominantes des argiles sont comparables à celles du pédotype 1. Cependant les teintes de marmorisation y sont plus remarquables.

Ce pédotype définit des sols plus matures d'environnements plus humides probablement localisés à la transition entre plaine alluviale et ceinture de méandres.

(3) Pédotype 3 :

Il est rarement rencontré et caractérise des sols d'épaisseur supérieure au mètre (Figure 4-33). Les horizons y sont aisément identifiés grâce aux évolutions colorimétriques passant de teintes pastel à franches. Sur l'exemple choisi, l'horizon A de teinte ocre, est érodé par un niveau sableux. L'horizon Bt, relativement épais, se caractérise par des argiles de teintes marron-café. L'horizon Bk est très riche en nodules carbonatés (abondance > 75%). Ces nodules ont des tailles supérieures au centimètre. L'horizon C possèdent quelques rares nodules carbonatés (abondance < 3%) de taille millimétrique. La roche mère est composée d'argiles beiges aux marmorisations rose.

Ce pédotype défini des sols très évolués d'environnements humides de plaine alluviale.

Machette (1985) quantifie les stades de maturité (en ka) des sols en fonction de l'abondance en matériel carbonaté. Selon ses travaux, les pédotypes rencontrés appartiennent au stade II, associé à des développements de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années et représentent donc des profils d'altérations moyennement évolués.

L'analyse géochimique de ces sols (Chapitre 6) fournit pour la suite de ce travail des indications paléoenvironnementales qui contraindront l'approche de restitution paléohydrologique.

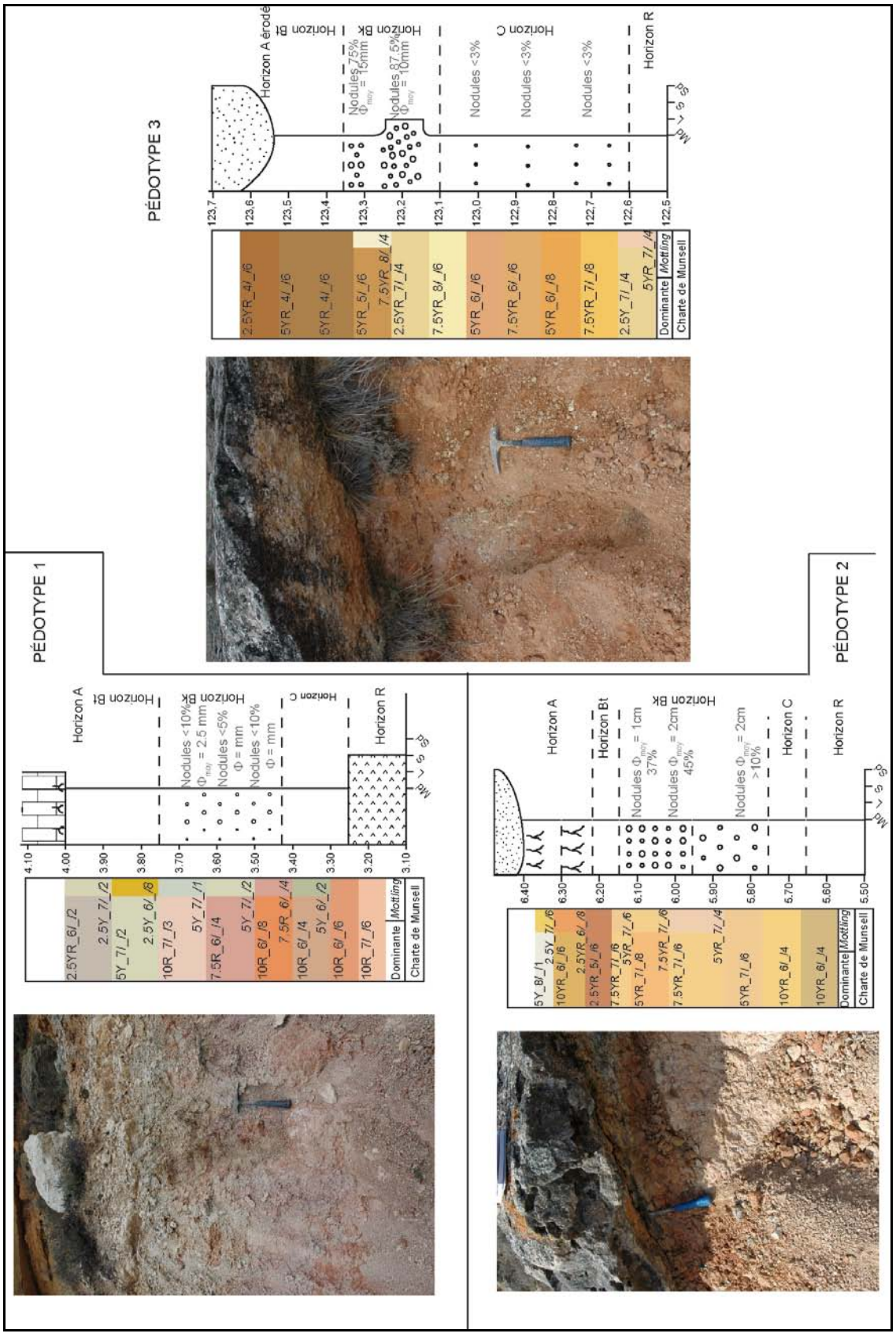


Figure 4-33 : Photos et coupes type des 3 pédotypes rencontrés dans les séries fluviatiles du fan de Tortola du Bassin de Loranca.

4.3.7. Conclusion sur l'Espagne Centrale

Les séries étudiées dans le secteur de Huete présentent un avantage majeur : l'excellente qualité des affleurements. Cette caractéristique est due à une faible activité tectonique, mais également à une végétation actuelle peu développée. Le suivi latéral site à site et les corrélations coupe à coupe en sont facilités, d'autant que les données chronostratigraphiques de cette zone d'étude sont excellentes.

Nous avons donc mis à profit ces qualités afin de mettre en place une approche traitant en parallèle les enregistrements de la ceinture de chenal et ceux de la plaine d'inondation.

Les corrélations entre les trois localités nous ont permis d'observer l'évolution des hauteurs des barres de méandres dans le temps et dans l'espace. Nous avons ainsi remarqué que l'intervalle 25-35 m de la localité de Peñas de San Juan, encadré par deux épisodes amalgamés, présentait des anomalies géométriques. Cette observation constitue une information intéressante qui sera utilisée afin de comprendre l'évolution du bassin.

Enfin, ces corrélations ont également permis d'échantillonner des paléosols dans des intervalles stratigraphiques définis, mais également répartis de manière hétérogène depuis les abords du chenal jusqu'aux confins de la plaine d'inondation. L'analyse géochimique de ces paléosols fournira des informations paléoenvironnementales interprétées dans le Chapitre 6.

4.4. Conclusion générale

Le bassin d'avant-pays alpin du Sud-est de la France montre deux systèmes, *a priori* contemporains et distincts. Ces systèmes fluviatiles méandriformes sableux sont abordés à travers une méthode de restitution paléohydrologique basée sur les données accessibles dans l'enregistrement sédimentaire, les hauteurs de sets d'accrétion latérale. Les évolutions de ces géométries au sein de trois systèmes compris dans un même grand bassin seront appréhendées individuellement (à l'échelle du système fluviatile) puis conjointement (à l'échelle du bassin d'avant-pays) afin d'en faire ressortir l'influence des facteurs de contrôle climatique et tectonique. Cette analyse sera basée sur l'ensemble des données présentées dans ce chapitre. Ainsi les informations stratigraphiques seront reprises pour comprendre l'évolution temporelle des systèmes fluviatiles. Et nous comparerons les résultats obtenus pour chacun des trois systèmes afin de déterminer s'ils appartenaient à un même grand bassin alluvial ou à plusieurs entités séparées.

Le Bassin de Loranca présente quant à lui un intérêt centré sur la géométrie des barres de méandres. Le système fluviatile de Tórtola est suivi selon un transect actuel similaire à celui de la paléovallée, il est donc aisé de suivre l'évolution spatiale du système. Les paléobordures de la ceinture de chenaux ont été identifiées et la qualité des affleurements de la région de Huete autorise une restitution 3D des barres d'accrétion latérale. De plus, les données paléoclimatiques fournies par les paléosols de la plaine alluviale pourront facilement être corrélées aux dépôts de la ceinture de chenaux. Ces corrélations permettront d'observer si les chenaux enregistrent des modifications lors de potentiels changements climatiques.

PARTIE III

MÉTHODOLOGIE & INTERPRÉTATION PALÉOHYDROLOGIQUE

CHAPITRE 5 : DÉVELOPPEMENT D'UNE MÉTHODE DE RESTITUTION PALÉOHYDROLOGIQUE

Baker (2008) définit la paléohydrologie comme *l'étude des distributions et des mouvements des eaux continentales anciennes*. Il la décrit comme une science pluridisciplinaire regroupant (a) la paléofluminologie (étude des fleuves et rivières anciens), (b) la paléolimnologie (étude des lacs anciens), (c) la paléohydroclimatologie (étude des interactions climat/hydrologie anciennes), (d) la paléohydraulique (étude des écoulements et transports anciens) et (e) la paléohydrogéologie (étude des mouvements des eaux de subsurface anciennes).

Laissant de côté la paléolimnologie et la paléohydrogéologie, la démarche ici proposée allie les trois autres disciplines afin de mettre en place une méthode de restitution des paramètres hydrologiques des systèmes fluviatiles passés. La définition proposée par Baker (2008) pose les bases du raisonnement logique à suivre. Le point de départ de cette étude a été présenté dans le chapitre précédent : les séries fluviatiles anciennes, et tout particulièrement la géométrie des corps sableux issus de chenaux méandriformes. La contrainte indispensable à prendre en compte : le climat dont les interactions avec les systèmes hydrologiques en font un facteur de contrôle essentiel. La finalité de cette approche : définir les paramètres paléohydrologiques de l'échelle du chenal à celle du bassin versant afin de modéliser, dans le temps et l'espace, le comportement d'un système fluviatile.

La littérature révèle un grand nombre d'études basées sur les systèmes fluviatiles modernes et anciens, et dont les objectifs conditionnent l'échelle d'observation. L'étude des rivières actuelles démontre que celles-ci enregistrent des modifications à la fois dans le temps et dans l'espace (Figure 1.3). Il est donc essentiel de développer une méthode prenant en compte ces deux échelles d'évolution. La composante spatiale est abordée à travers une description allant du chenal au bassin versant. Le chenal est un objet tridimensionnel, défini à travers (i) une profondeur (d), (ii) une largeur (w) et (ii) une longueur (L). Ces paramètres varient en fonction de sa position dans le bassin versant.

Cette composante spatiale est associée à la dimension temporelle à travers le paramètre dynamique qu'est le débit parcourant le chenal, appelé décharge. Cette décharge, responsable du transport et du dépôt des sédiments, enregistre des fluctuations qui par ailleurs peuvent être reliées aux caractéristiques environnementales du bassin versant, tels le taux de précipitations, la nature du sol, ou encore la végétation.

La démarche ici proposée se base sur les données fournies par le terrain, la géométrie des barres de méandre, pour remonter aux composantes spatio-temporelles caractérisant le chenal et son bassin versant.

5.1 État de l'art

Notre synthèse bibliographique se focalise sur les études basées sur la géométrie des sets à grande échelle. Il existe par ailleurs un certain nombre de travaux utilisant la taille et la structure des rides et dunes formées dans le fond du chenal pour restituer des profondeurs d'eau (Allen, 1968 ; Shaw et Kellerhals, 1977 ; Leclair et *al.,* 1997 ; Leclair et Bridge, 2001). Cependant l'enregistrement sédimentaire des structures nécessaires à l'application de ces méthodes n'étant pas disponible au sein des séries géologiques étudiées, leur utilisation n'a donc pas été retenue. La synthèse proposée s'axe essentiellement sur des objets de plus grande échelle : les barres d'accrétion latérale ou barres de méandre.

5.1.1 Conversion des géométries de barres de méandre fossiles en géométries de chenal actif

Les géométries des barres d'accrétion latérale (Figure 5-1) ont été largement étudiées, et notamment leur corrélation avec les géométries de la section du chenal auxquelles elles sont associées. Les différents auteurs qui s'intéressent à cette problématique ont ainsi proposé des méthodes permettant la conversion des géométries des barres de méandre fossiles mesurables à l'affleurement en géométrie de chenaux actifs. Leurs travaux sont présentés dans le paragraphe suivant.

Figure 5-1 : Exemple de dépôts chenalisés méandriformes rencontrés dans l'enregistrement sédimentaire. Le corps sableux de la base de l'affleurement présente des surfaces obliques qui correspondent aux surfaces d'accrétion latérale typique d'une barre de méandre (extrait de Nichols et Fisher, 2007, Système de Huesca, Miocène du Bassin de l'Ebro).

Les premières tentatives de restitution paléohydrologique sur des séries anciennes (Moody-Stuart, 1966 ; Cotter, 1971) se basent sur la reconnaissance géométrique des objets de terrain. Les auteurs s'intéressent tout particulièrement à la hauteur et à la largeur des barres de méandre décrites par Allen (1963, 1965) et nommées '*epsilon-cross-stratifications*'. Dans son étude des Old Red Sandstones (Anglesey, Royaume-Uni), Allen (1965) fournit une description détaillée des corps sableux sigmoïdaux définis comme étant des barres d'accrétion latérale issues d'un système méandriforme. Il déduit de leur morphologie et de la nature de leurs surfaces de stratification que leur épaisseur équivaut à la tranche d'eau sous laquelle ils se sont formés. Ainsi dans les premiers travaux paléohydrologiques qui suivent les observations de

Allen, Moody-Stuart (1966) assimile la hauteur de sets sigmoïdaux à la profondeur de crue de pleins bords du chenal, et considérant l'asymétrie d'un chenal méandriforme, utilise un coefficient de 1,5 pour convertir la largeur de ces sets en largeur de chenal (coefficient arbitraire établi à partir de la projection horizontale de la largeur de la barre de méandre ; Figure 5-2). Les largeurs de sets qu'il utilise sont mesurées à l'apex du méandre et correspondent donc à des sections perpendiculaires à la direction principale du courant.

$$w_{bkf} = 1{,}5 l_S \qquad (5.1)$$

Avec w_{bkf}, la largeur de crues de pleins bords du chenal en mètres et l_S la largeur en mètres du set à l'apex du méandre.

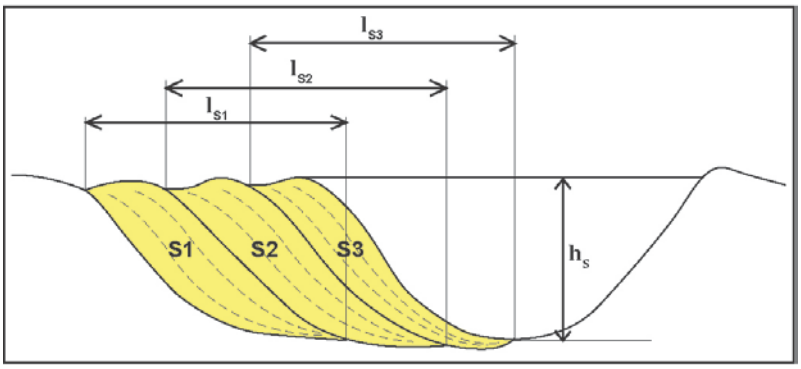


Figure 5-2 : Section en coupe d'une barre d'accrétion latérale à l'apex d'un méandre illustrant les géométries des objets sableux. S1 à S3 sets successifs déposés par accrétion latérale. La lettre *l* correspond à la largeur des sets et h_s à la hauteur (d'après Allen, 1965 ; Moody-Stuart, 1966).

Il définit ainsi des géométries maximales de crues de pleins bords. Les profondeurs ainsi estimées, une fois reportées sur les graphiques de régression linéaire de Leopold et Maddock (1953), établissant les relations entre profondeurs et décharges de crue de pleins bords de rivières actuelles nord-américaines, permettent d'en déduire une paléodécharge correspondant aux observations de terrain.

Cotter (1971), se basant également sur les observations de Allen (1965), déduit de la même manière des géométries de crue de pleins bords, qu'il intègre dans les équations de Schumm (1968). Ces relations (Schumm, 1960, 1963) utilisent plusieurs types de données mesurées sur la rivière Murrumbidgee afin de rapporter l'évolution des profondeurs et largeurs des chenaux lors des crues de pleins bords à celles du pourcentage d'argile et de silt dans le périmètre du chenal.

$$F = 255 M^{-1{,}08} \quad \text{r} = 0{,}91 \qquad (5.2)$$

Avec F le rapport entre largeur et profondeur de crue de pleins bords, et M le pourcentage d'argile-silt dans le périmètre du chenal défini selon :

$$M = \frac{S_c \times w_{bkf} + S_b \times 2d_{bkf}}{w_{bkf} + 2d_{bkf}}$$ avec S_c le pourcentage d'argile et de silt dans le chenal, S_b le pourcentage d'argile et de silt sur les berges de chenal, w_{bkf} la largeur de crue de pleins bords du chenal, en mètres et d_{bkf} la profondeur de crue de pleins bords du chenal, en mètres.

Certains de ces paramètres sont exprimés avec la décharge moyenne annuelle (Schumm, 1968).

$$S_c = 60M^{-0,38}Q_m^{-0,32} \quad r = 0,84 \tag{5.3}$$

Avec S_c le pourcentage d'argile et de silt dans le chenal, M le pourcentage d'argile-silt aux périmètres du chenal et Q_m la décharge moyenne annuelle (m^3/s).

Leeder (1973), en reprenant ces relations géométriques, constate que la largeur d'un chenal ne peut être estimée que si les géométries des *epsilon-cross-stratifications,* et plus particulièrement leur surface de dépôt, sont préservées. Il propose donc une nouvelle méthode de restitution basée sur la relation entre la profondeur et la largeur des cours d'eau actuels présentant une sinuosité supérieure à 1,7. Ainsi, il collecte des profondeurs et des largeurs de crue de pleins bords maximales (à l'apex de boucles de méandre) sur 104 rivières actuelles et obtient par régression linéaire la relation suivante :

$$w_{bkf,apex} = 6,8d_{bkf,apex}^{1,54} \quad R^2 = 0,91 \ (n = 104) \tag{5.4}$$

Avec $w_{bkf,apex}$ la largeur du chenal à l'apex du méandre (m) et $d_{bkf,\ apex}$ la profondeur d'eau du chenal à l'apex du méandre, assimilée à une profondeur maximale (m).

Leeder s'appuie ensuite sur les observations de Allen (1965) pour assimiler la hauteur des *epsilon-cross-stratifications* à cette profondeur de crue de pleins bords maximale $d_{bkf,\ apex}$. L'équation qu'il développe est très utile pour définir les largeurs de chenal lorsque la qualité des affleurements n'offre pas une vision complète de la géométrie des barres d'accrétion latérale.

Les limites de ces approches sont mises en évidence par Ethridge et Schumm en 1978. Elles concernent deux points, d'une part la section mouillée considérée à partir des '*epsilon-cross-stratifications*' et d'autre part la prise en compte de la compaction des sables.

Concernant la section du chenal utilisée pour les restitutions hydrauliques, ils présentent une synthèse des travaux jusqu'alors réalisés afin de proposer une méthode de restitution des géométries de chenaux argumentée et fiable. Ils soulignent la différence entre l'approche paléohydrologique qui utilise les hauteurs de barres de méandre à l'apex pour définir la profondeur maximale du chenal, et les études hydrologiques actuelles qui utilisent des hauteurs moyennes mesurées dans des portions droites de chenal.

Les profondeurs moyennes définies sur les portions droites de chenal sont plus faibles que les profondeurs maximales observées dans les boucles de méandres. S'appuyant sur les travaux expérimentaux de Khan (1971), ils établissent une relation qui permet de relier la profondeur à l'apex à celle en section droite.

$$d_{bkf} = 0,585d_{bkf,apex} \ (n = 19) \tag{5.5}$$

Avec d_{bkf}, la profondeur d'eau de crue de pleins bords dans une portion droite de chenal en mètres et $d_{bkf,\ apex}$ la profondeur d'eau de crue de pleins bords à l'apex d'un méandre en mètres.

Cette première équation est une clé majeure pour la restitution de paramètres paléohydrologiques, car elle permet le passage de la profondeur maximale de crue de pleins bords mesurée à l'apex d'un méandre (déduite de l'observation sédimentaire) à la profondeur

moyenne de crue de pleins bords mesurée dans une portion droite et comparable à la mesure hydrologique.

Le second point qu'ils abordent est la prise en compte de la compaction des sables qui en fonction de l'enfouissement de la série peut modifier sensiblement la hauteur des sets des barres de méandre. Se basant sur les travaux d'essais expérimentaux de compaction mécanique menés par Chilligarian et Wolf (1975, 1976) et Ingles et Grant (1975), qui démontrent que des sables grossiers (0.5 à 1 mm) et peu triés atteignent des réductions de porosité de 10% sous des pressions maximales de 500 kg/cm² (Figure 5-3A) ; ils proposent un coefficient maximal de compaction des sables de 10% devant être pris en compte afin de convertir l'épaisseur des '*epsilon-cross-stratifications*' en profondeur d'eau.

Les travaux de Bridge et Mackey (1993) suivent la logique des travaux de Ethridge et Schumm (1978). Ils expriment la largeur de crue de pleins bords en fonction de la hauteur moyenne de crue de pleins bords à partir de données de rivières actuelles, sans contrainte de régime d'écoulement (sinuosité supérieure à 1).

$$w_{bkf} = 8{,}88 d_{bkf}^{1{,}82} \quad \text{R} = 0{,}6063 \qquad (5.6)$$

Avec w_{bkf} la largeur de crue de pleins bords et d_{bkf} la hauteur moyenne de crue de pleins bords, en mètres.

Ils combinent ensuite leur équation (Eq. 5.6) à celle de Leeder (Eq. 5.4) exprimant la même largeur par rapport à une hauteur maximale de crue de pleins bords à l'apex. Cette démarche leur permet de proposer une nouvelle relation entre la profondeur de crue de pleins bords à l'apex et la profondeur moyenne en section droite.

$$d_{bkf} = 0{,}57 d_{bkf,apex} \quad \text{(Bridge et Mackey, 1993)} \qquad (5.7)$$

Avec d_{bkf}, la profondeur d'eau de crue de pleins bords dans une portion droite de chenal en mètres et $d_{bkf,apex}$ la profondeur d'eau de crue de pleins bords à l'apex d'un méandre en mètres.

Le coefficient ainsi obtenu (0,57) est relativement similaire à celui de Khan (0,585), l'écart est de moins de 3%.

Ils complètent leur approche d'une correction de la compaction utilisant, si les taux d'enfouissement sont connus, les courbes porosité/profondeur de Sclater et Christie (1980) ou, une valeur maximale de 10% comme Ethridge et Schumm (1978).

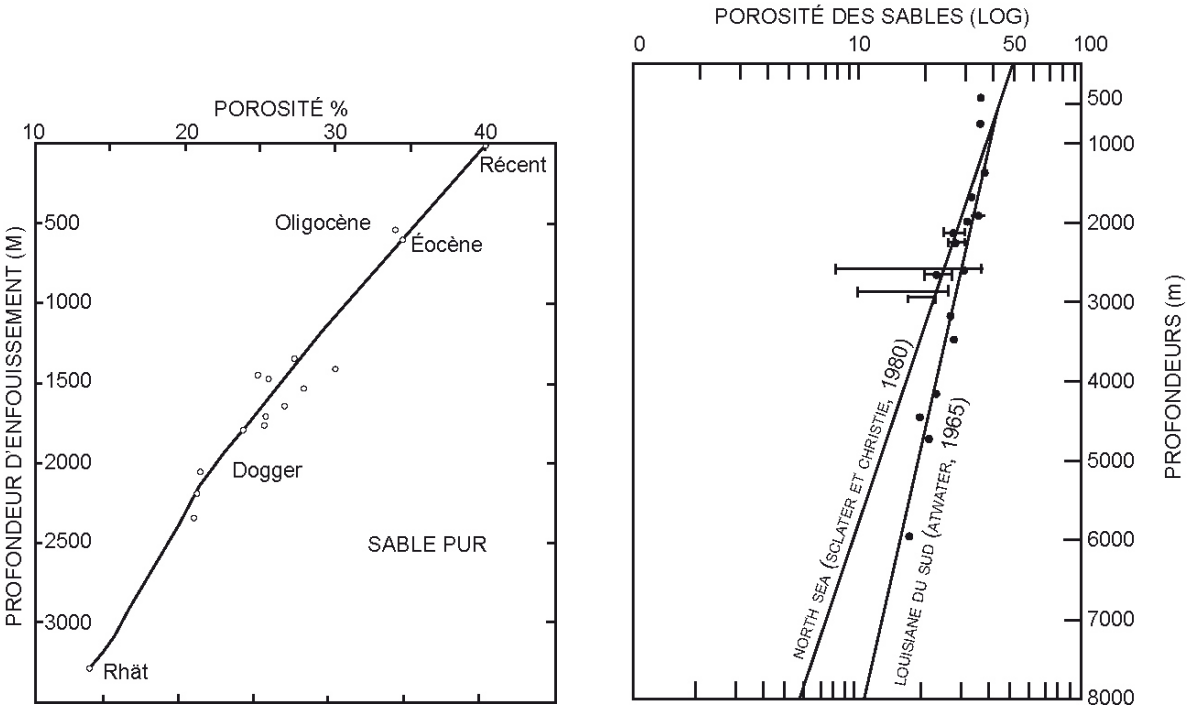
Sclater et Christie (1980) proposent des courbes porosité/profondeur définies pour des zones fortement subsidentes situées en Mer du Nord et définies selon l'équation de Ruby et Hubbert (1960) exprimant la porosité p d'un sable selon :

$$p = 0{,}49 e^{-0{,}27.10^{-3} z} \qquad \text{avec } z \text{ la profondeur d'enfouissement en (m)} \qquad (5.8a)$$

$$H_{set,actif} = \frac{H_{set,fossile}}{\tau} \qquad \text{avec } \tau = p_0 - p \quad \text{avec } p_0 \text{ la porosité initiale} \qquad (5.8b)$$

Les courbes porosité /profondeur qu'ils obtiennent, montrent pour des sables, des réductions de 15% de porosité atteintes pour des recouvrements de 500 mètres, puis une augmentation

graduelle de la perte de porosité pouvant atteindre 20% pour des enfouissements de 800 mètres (Figure 5-3B).



A) **B)**

Figure 5-3 : A) Diagramme de compaction exprimant la diminution de porosité d'un sable pur en fonction de la profondeur d'enfouissement (basé sur des données du Jurassique inférieur à Quaternaire ; Wolf et Chilligarian, 1975). **B)** Courbes porosité/profondeur pour des sables (Sclater et Christie, 1980).

De plus, l'observation des systèmes actuels montre que l'épaisseur des sets sigmoïdaux au voisinage de l'apex du méandre est en règle générale 10% moins élevée que le niveau d'eau de crue de pleins bords. Bridge et Mackey (1993) proposent donc d'appliquer un coefficient de 0,9 aux hauteurs des sets mesurées sur le terrain afin de les convertir en hauteurs de crue de pleins bords maximales.

$$0{,}9 d_{bkf}\,apex \leq H_{set}\,actif \leq d_{bkf}\,apex \qquad (5.9)$$

La synthèse de ces études tend à prouver qu'il existe aujourd'hui un consensus quant à la méthode de restitution des hauteurs d'eau dites de crue de pleins bords à partir des épaisseurs des sets d'accrétion latérale observables dans l'enregistrement sédimentaire. Ces hauteurs correspondent à la verticale entre le point le plus haut et le point le plus bas du set sigmoïdal. Elles peuvent être converties en hauteurs d'eau maximales et moyennes de crue de pleins bords tout en les corrigeant des effets de la compaction (Figure 5-4).

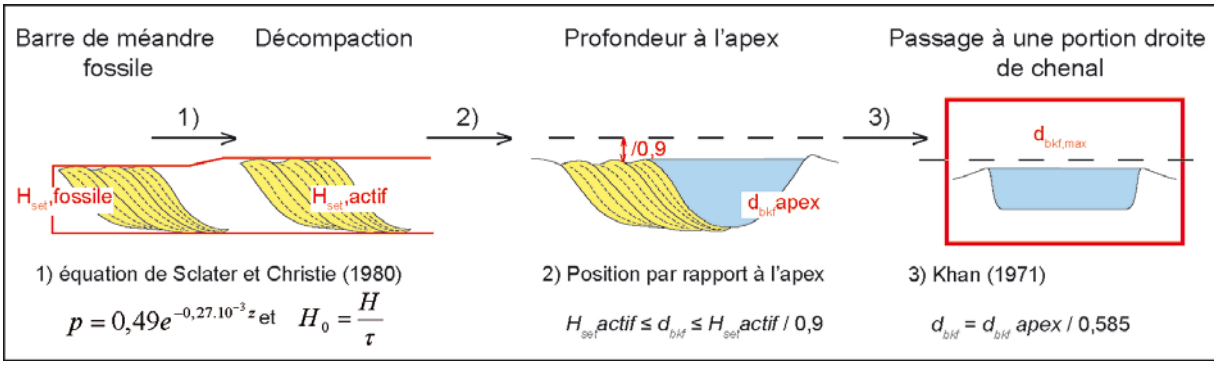


Figure 5-4 : Synthèse sur les corrections permettant de convertir une hauteur de barre de méandre fossile en hauteur d'eau de crue de pleins bords moyenne.

Ainsi, il est possible de mesurer une hauteur de barre de méandre (*epsilon-cross-bedding*) et de la corriger de la compaction selon un coefficient déterminé en fonction de la profondeur d'enfouissement des séries. La hauteur alors estimée est utilisée comme une hauteur de barre de méandre de chenal actif. Cette hauteur est ensuite corrigée des coefficients extraits de l'analyse des systèmes actuels et donne un accès direct à une hauteur de pleins bords moyenne en portion droite (Figure 5-4).

Cette hauteur constitue la donnée de base permettant de remonter aux paramètres hydrologiques du cours d'eau, des géométries hydrauliques aux paramètres du bassin versant.

5.1.2 La notion de Géométries Hydrauliques

Le terme de '*hydraulic geometry*' a été proposé par Leopold et Maddock en 1953 afin de définir le comportement, l'organisation et la morphologie des systèmes fluviatiles. Il regroupe trois grands paramètres indispensables à la description détaillée d'une portion de chenal, (i) la **profondeur** et (ii) la **largeur**, qui constituent la section d'un chenal et (iii) la **décharge** (solide et liquide) qui le parcourt. Dans ce concept, la section du chenal est assimilée à un rectangle de même largeur que le chenal et de hauteur telle que la surface du rectangle soit égale à celle de la section vraie. Ainsi, Leopold et Maddock (1953) utilisent des données de rivières nord-américaines de tous types (mesures de stations hydrologiques sur une période de 70 ans) afin d'exprimer la géométrie d'un chenal, largeur et profondeur d'une portion droite, en fonction de différentes décharges, allant de la décharge moyenne à la décharge de crue de pleins bords (ils ne s'intéressent pas aux décharges supérieures à celle de la crue de pleins bords car, débordant du chenal, elles ne sont plus associées à une géométrie chenalisée). La loi en puissance mise en évidence par leur étude montre que, pour un régime d'écoulement spécifique, l'augmentation des largeurs et profondeurs d'un chenal vers l'aval du système est fonction de la décharge, qui dépend elle-même de la nature du bassin versant, à travers la quantité de sédiment transportée et le volume d'eau collecté. Ils mettent ainsi en évidence une forte corrélation entre la géométrie d'un chenal et les paramètres hydrauliques d'une rivière (décharge et aire de drainage).

Pour les systèmes méandriformes, le principe des 'géométries hydrauliques' s'appuie sur des lois mathématiques simples faisant appel à des relations en puissance. Ainsi pour un groupe de données mesurées, pouvant aller du jeu de données d'une unique station à un ensemble de données regroupant des rivières de répartition mondiale, les relations mathématiques existant entre profondeur et largeur, profondeur et décharge, et largeur et décharge sont représentées

selon des relations empiriques de type puissance. Si la littérature fournit presque autant de relations qu'il existe de rivières, c'est en partie parce que le comportement de tels systèmes naturels peut difficilement être restreint à une unique loi ; et en grande partie, parce que les bases de données initiales conditionnent les équations définies.

En s'appuyant sur ces études nous considérons que la **décharge** dite de **crue de pleins bords**, est majoritairement responsable de la construction des barres de méandre. La contrainte spatiale concerne, quant à elle, les variations enregistrées par les géométries *sensu stricto* (profondeur et largeur) le long du tracé du chenal. Les relevés hydrologiques étant réalisés dans les portions droites des cours d'eau, les géométries utilisées par la suite concernent des **portions rectilignes de chenal**.

Nous utilisons la profondeur d'eau estimée à partir des données de terrain afin de déterminer les paramètres hydrauliques majeurs d'un cours d'eau (géométrie du chenal, décharge, vitesse de l'écoulement, aire drainée par le système et longueur du chenal).

De nombreux auteurs (Dury, 1976 ; Crane, 1982 ; Williams, 1986 ; Bridge et Mackey, 1993 ; Mackey, 1993 ; Van Den Berg, 1995) récoltent des données hydrologiques de rivières actuelles, droites à sinueuses s'écoulant sous tous domaines climatiques, du tropical aride (Australie) au continental (Russie). Plusieurs études proposent des équations en puissance définies par régression linéaire qui permettent de calculer la largeur de crue de pleins bords en fonction de la profondeur et de la décharge de crue de pleins bords associées (Tableau 5-1).

Équation	N° Eq.	Référence	Régime fluviatile	Domaine climatique	Domaine d'application
$w_{bkf} = 12{,}82 d_{bkf}^{1{,}59}$	(5.10)	Crane, 1982	M à D	Non défini	0,44< d_{bkf} <20,1m
$w_{bkf} = 15{,}5 d_{bkf}^{1{,}4}$	(5.11)	Williams, 1986	M - S > 1,7	Non défini	0,03< d_{bkf} <18m
$w_{bkf} = 21{,}3 d_{bkf}^{1{,}45}$	(5.12)	Williams, 1986	M à D - S > 1,3	Non défini	0,03< d_{bkf} <18m
$w_{bkf} = 8{,}88 d_{bkf}^{1{,}82}$	(5.6)	Bridge et Mackey, 1993	S à M – S > 1	Non défini	Non défini
$d_{bkf} = 0{,}47 Q_{bkf}^{0{,}34}$	(5.13a)	Dury, 1976	M	USA	5<d_{bkf}<5m
$w_{bkf} = 3{,}08 Q_{bkf}^{0{,}54}$	(5.13b)	Dury, 1976	M	USA	23< Q_{bkf} <11 500 m^3/s
$w_{bkf} = 4{,}33 Q_{bkf}^{0{,}49}$	(5.14)	Mackey, 1993	S à M – S > 1	Non défini	0,8< Q_{bkf} <52 000 m^3/s

Tableau 5-1 : Exemple de relations empiriques développées pour estimer les géométries hydrauliques. w_{bkf} : largeur de crue de pleins bords ; d_{bkf} : profondeur moyenne de crue de pleins bords ; Q_{bkf} : décharge de crue de pleins bords. M : méandriforme ; D : droit et S : sinuosité.

Ces études bien que posant les bases de l'approche paléohydrologique dans son ensemble, restent très générales. L'utilisation de ces équations fournit pour un même jeu de données des résultats très différents (Figure 5-5). Par exemple, considérant une profondeur de 1 mètre, les largeurs obtenues avec ces équations sont comprises entre 9 mètres (équation de Bridge et Mackey, 1993) et 21 mètres (équation de Williams 1986). La comparaison des relations de Dury

(1976) et Mackey (1993) montrent que les valeurs définies avec leurs deux équations convergent jusqu'à des valeurs de décharge d'environ 1000 m^3/s puis divergent (Figure 5-6).

Ces différences soulignent que la morphologie du système n'est pas l'unique paramètre influant sur les lois hydrologiques ; le climat est également un facteur déterminant. C'est pourquoi nous choisissons dans notre étude de définir des jeux de données contraints par le climat. Cette approche nous permettra également de répondre à notre problématique, qui est de tester l'impact des paramètres de contrôle propres aux systèmes fluviatiles anciens étudiés.

D'autres études développent le même type de relations pour des domaines physiographiquement, climatiquement ou écologiquement contraints (Hey et Thorne, 1986 ; Castro et Jackson, 2001 ; De Rose et *al.,* 2008). Chacune de ces études est axée sur un certain type de système fluviatile (méandriforme à tresse, sableux à graveleux). Les lois empiriques qu'elles proposent ne sont par conséquent pas 'universellement' utilisables. Cependant, elles fournissent des données hydrologiques (géométries de chenal, décharge, aire de bassin versant) qui, une fois triées, permettent de définir de nouvelles lois hydrologiques spécifiques à un domaine climatique.

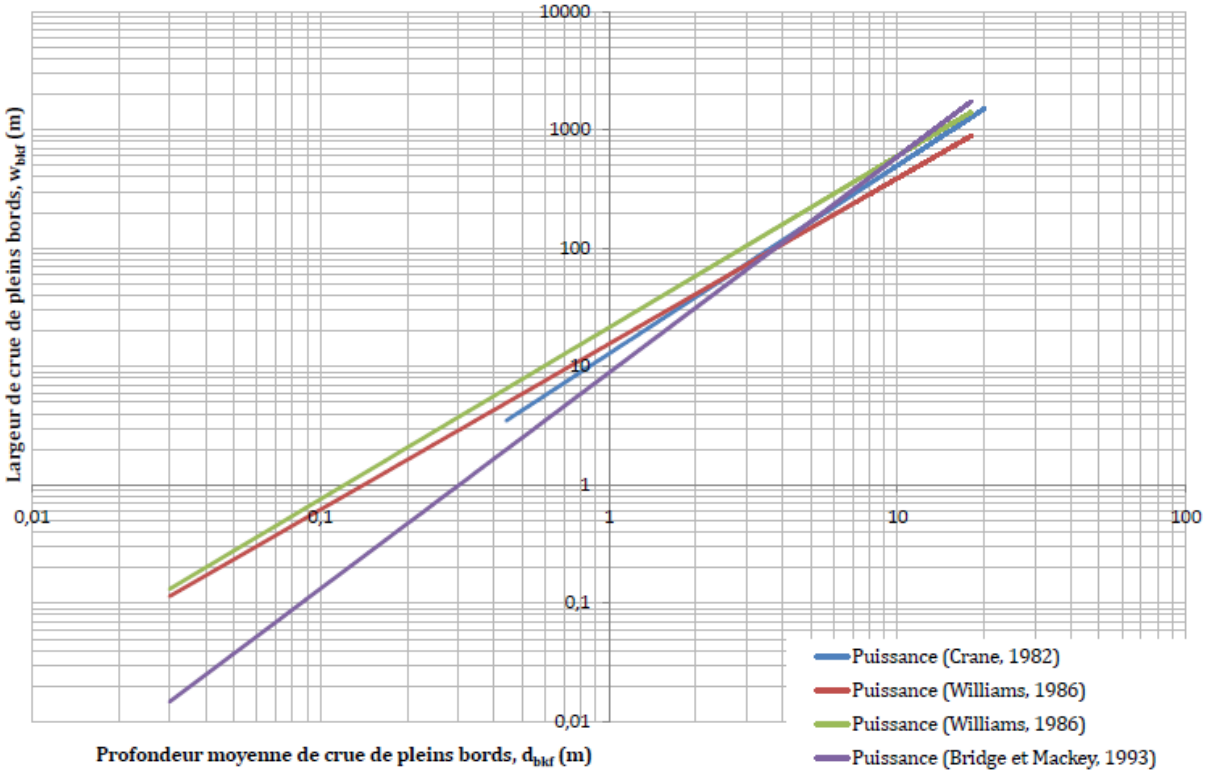


Figure 5-5 : Largeur de crue de pleins bords en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords exprimée en fonction des équations présentées dans le Tableau 5-1.

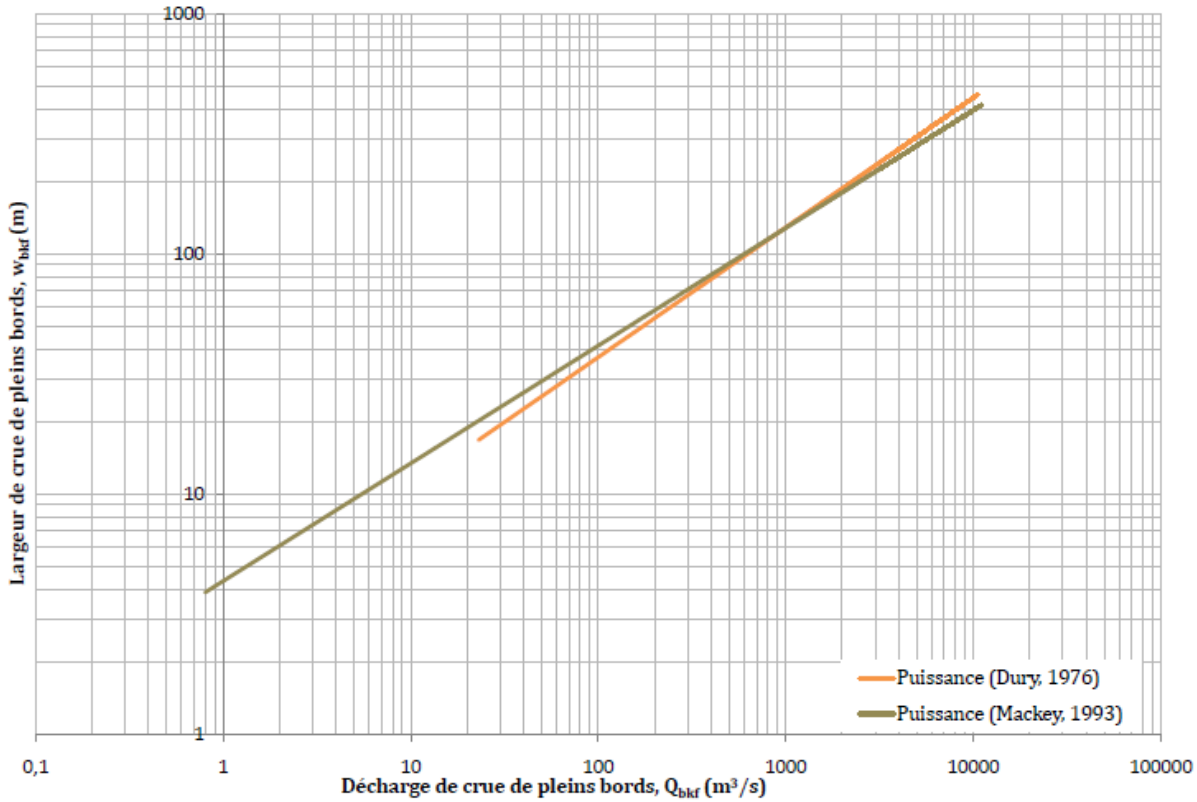


Figure 5-6 : Largeur de crue de pleins bords en fonction de la décharge de crue de pleins bords exprimée en fonction des équations présentées dans le Tableau 5-1

En conclusion, il ressort de ces travaux que cette étape de restitution paléohydrologique nécessite la compilation de données hydrologiques de rivières actuelles : la profondeur d'eau, la largeur du chenal et la décharge, pour des régimes d'écoulement de crue de pleins bords.

Ces paramètres doivent par ailleurs provenir d'un tronçon droit de chenal. De plus ces tronçons doivent (i) correspondre au style fluviatile étudié (méandriforme sableux dans notre étude) ; (ii) appartenir au même domaine climatique que la paléorivière étudiée ; (iii) charrier un matériel de granulométries identiques à celles observées dans l'enregistrement sédimentaire ; et (iv) s'écouler dans des zones physiographiques proches de celles estimées pour l'ancien.

5.1.3 Le bassin versant

Restituer des géométries de chenal et la décharge associée est d'une importance capitale pour le suivi des rivières et des zones inondables actuelles. Cependant, ce travail s'insère dans une optique plus large de gestion des paysages à l'échelle d'un bassin versant entier. Ainsi, depuis plus de 60 ans, des chercheurs s'intéressent aux relations que le chenal, en un point donné de son parcours, peut entretenir avec la globalité de son système.

Hack (1957), dans une étude sur des systèmes de Virginie et du Maryland (Nord U.S.) s'intéresse au profil longitudinal d'un système alluvial. Son étude s'étend de la granulométrie du matériel transporté qu'il relie à la pente du bassin versant, à l'aire drainée par le système, dont il démontre qu'elle est une fonction en puissance de la longueur du cours d'eau principal (Tableau 5-2).

Équation	N° Eq.	Référence	Régime fluviatile	Complément
$L = 1{,}4A_d^{0,6}$	(5.15)	Hack (1957)	M à T	Sur données de rivières américaines
$Q_{bkf} \propto A_d^{\beta}$	(5.16)	Leopold et *al.* (1964)	M à T	Sur données de rivières mondiales. Avec β un coefficient climatique de 0,65 (climat aride) à 1 (climat humide).
$A_d = 12{,}517 d_{bkf}^{0,784}$	(5.17)	Castro et Jackson (2001)	M à T, à graviers	Rivière du West Interior Basin and Range, U.S.A. Climat aride (steppe)
$A_d = 88{,}865 d_{bkf}^{0,739}$	(5.18)	Castro et Jackson (2001)	M à T, à graviers	Rivière des zones montagneuses de la côte Nord Pacifique américaine, climat océanique, été chaud et humide

Tableau 5-2 : Relations développées à l'échelle du bassin versant. A_d : aire de drainage ; L : longueur du chenal principal du bassin versant. M : méandriforme et T : tresse.

Des études récentes tendent à prouver que le passage de l'échelle du chenal à celle du bassin versant est réalisable par le biais de la profondeur d'eau du chenal (Castro et Jackson, 2001 dont les données sont réutilisées par Davidson et North, 2009). En effet, la position du chenal par rapport à sa source conditionne les débits d'eau qui le traversent. Plus la rivière progresse vers l'aval de son système et plus le nombre d'affluents augmente, et par conséquent plus les décharges -responsables en partie de la morphologie du chenal- sont importantes. Bien que d'autres paramètres tels que la nature du sol ou la végétation rentrent également en jeu dans le contrôle de ce paramètre, la corrélation de ces deux paramètres, profondeur de crue de pleins bords et aire de drainage, est observée dans la plus grande partie des systèmes actuels.

Par ailleurs les observations de Hack (1957) démontrent que, pour tous les cours d'eau étudiés (Virginie et Maryland, Nord U.S.), le rapport largeur/profondeur d'un chenal décroît vers l'aval du système. Cette observation indique que la profondeur d'un chenal est plus sensible que sa largeur aux variations des aires de drainage. Son utilisation semble donc plus favorable pour exprimer des décharges et des aires de drainage.

Plus précisément, les chenaux présentent des sections plus profondes en aval qu'en amont de leur bassin versant. Il est donc préférable d'utiliser la profondeur d'un chenal, plutôt que sa largeur, afin d'exprimer son aire de bassin de versant et/ou sa décharge.

Leopold et *al.* (1964) se sont également intéressés aux relations permettant de décrire les caractéristiques d'un bassin versant. Se basant sur l'observation de systèmes européens allant de chenaux droits à très sinueux et des systèmes radicalement différents, de types éphémères s'écoulant dans les domaines arides du Sud des U.S.A, ils proposent une relation exponentielle entre la décharge de crue de pleins bords d'un cours d'eau, en un point donné, et l'aire du bassin versant associée. Ils concluent de leurs observations que cette relation est rythmée par les entrées d'eau au sein du système et les capacités de stockage du bassin versant (Tableau 5-2). La décharge répond donc à un contrôle climatique et physiographique. Il ressort par conséquent de leurs travaux que la décharge peut être utilisée pour définir les caractéristiques morphologiques et climatiques d'un bassin versant.

Ces études menées depuis l'échelle du chenal jusqu'à celle du bassin versant permettent d'appréhender la dernière étape de l'approche paléohydrologique. Cette dernière consiste donc en une estimation des aires drainées à travers l'utilisation de la donnée de profondeur de chenal issue de l'enregistrement sédimentaire. Par ailleurs, les études de Hack (1957) montrent que l'aire de drainage est fortement corrélée à la longueur du cours d'eau, et qu'elle influe à travers une interrelation climatique sur la décharge de crue de pleins bords du chenal.

5.1.4 Synthèse

L'aperçu bibliographique présenté ci-dessus, fournit les informations nécessaires quant aux paramètres indispensables à l'établissement d'une méthode de restitution paléohydrologique solide. Les paramètres hydrologiques constituant la base de données sont les suivants : (1) la profondeur moyenne de crue de pleins bords, (2) la largeur de crue de pleins bords, (3) la décharge de crue de pleins bords, (4) l'aire de drainage, et (5) la longueur du cours d'eau. Ces variables doivent par ailleurs répondre à un certain nombre de contraintes, dont l'énoncé est le suivant :

- Les rivières recherchées sont **méandriformes** et appartiennent à un **domaine climatique précis**, correspondant aux restitutions paléoclimatiques fournies pour les séries anciennes étudiées.

- Les tronçons de rivières qui sont échantillonnés correspondent à des **portions droites de chenal**. Ces tronçons sont caractérisés par des granulométries de charges transportées identiques à celles observées dans les enregistrements sédimentaires des séries observées.

- Autant que possible ces rivières doivent appartenir à des **régions physiographiques** proches de celles estimées pour l'ancien.

Il existe dans les multiples études publiées des données réunissant chacun des critères énoncés. Leur collecte minutieuse permet de créer un jeu de données d'excellente qualité correspondant par ailleurs aux conditions paléoenvironnementales recherchées. Ce premier tri permet ainsi de traiter des données hydrologiques de rivières méandriformes sableuses caractéristiques des domaines climatiques et physiographiques étudiés, et d'établir les lois empiriques utiles aux restitutions paléohydrologiques.

5.2 Construction des bases de données

Nous proposons de construire des bases de données hydrologiques adaptées aux domaines climatiques (chapitre 3) des séries oligo-miocènes du SE de la France (climat subtropical semi-humide) et du centre Espagne (climat subtropical à saisons sèches). Les paragraphes qui suivent traitent donc de la recherche d'analogues climatiques actuels.

5.2.1 Les grandes régions climatiques : classification de Köppen-Geiger

La classification climatique actuelle prise en compte pour la recherche des domaines climatiques similaires aux systèmes oligo-miocènes d'Espagne et de France, est la classification de Köppen-Geiger (1930) mise à jour par Kottek et *al.* (2006). Cette classification se subdivise en cinq grandes classes dont la reconnaissance est basée sur les températures et les précipitations annuelles, minimales ou maximales (Tableau 5-3 ; Tableau 5-4 et Figure 5-7).

Classe	Description	Critères
A	**Climat équatorial**	$T_{min} > +18°C$
Af	Forêt tropicale, très humide	$P_{min} \geq 60mm$
Am	Mousson	$P_{ann} \geq 25\ (100-P_{min})$
As	Savanes à étés secs	$P_{min} < 60mm$ en été
Aw	Savanes à hivers secs	$P_{min} < 60mm$ en hiver
B	**Climat aride**	$P_{ann} < 10P_{th}$
BS	Steppe	$P_{ann} > 5P_{th}$
BW	Désertique	$P_{ann} \leq 5P_{th}$
C	**Climat tempéré chaud**	$-3°C < T_{min} < +18°C$
Cs	Etés secs	$P_{min\ été} < P_{min\ hiver}$, $P_{max\ hiver} > 3\ P_{min\ été}$ et $P_{min\ été} < 40mm$
Cw	Hivers secs	$P_{min\ hiver} < P_{min\ été}$ et $P_{max\ été} > 10\ P_{min\ hiver}$
Cf	Humide	Ni Cs, ni Cw
D	**Climat neigeux**	$T_{min} \leq -3°C$
Ds	Etés secs	$P_{min\ été} < P_{min\ hiver}$, $P_{max\ hiver} > 3\ P_{min\ été}$ et $P_{min\ été} < 40mm$
Dw	Hivers secs	$P_{min\ hiver} < P_{min\ été}$ et $P_{max\ été} > 10\ P_{min\ hiver}$
Df	Humide	Ni Ds, ni Dw
E	**Climat polaire**	$T_{max} < +10°C$
ET	Toundra	$0°C \leq T_{max} < 10°C$
EF	Gelé	$T_{max} < 0°C$

Tableau 5-3 : Description des symboles utilisés dans la classification de Köppen-Geiger (deux premières lettres de la classification). [Les climats polaires et arides ne présentant de restrictions que sur un seul paramètre doivent être décrits en premier] L'indice de seuil d'aridité, Pth est calculé à partir des températures moyennes annuelles : si les 2/3 des précipitations annuelles sont enregistrés pendant l'hiver alors $P_{th}=2T_{ann}$; si les 2/3 des précipitations annuelles sont enregistrés pendant l'été alors $P_{th}=2T_{ann}+28$; et sinon $P_{th}=2T_{ann}+14$. Les précipitations P, sont mensuelles.

Au sein de ces catégories, une seconde différenciation est effectuée uniquement sur la base des températures. Ainsi, six lettres sont utilisées afin de représenter les caractéristiques thermométriques (Tableau 5-4) des milieux dits de steppe froide (désert), steppe chaude (désert), à étés très chauds, à étés chauds, à étés frais et hivers froids, et extrêmement continentaux.

Type	Description	Critères
h	Steppe chaude	$T_{ann} \geq +18°C$
k	Steppe froide	$T_{ann} < +18°C$
a	Été très chaud	$T_{max} \geq 22°C$
b	Été chaud	Exclu (a) et minimum de 4 mois avec $T_{mens} \geq 10°C$
c	Été frais et hiver froid	Exclu (b) et $T_{min} > -38°C$
d	Extrêmement continental	Exclu (c) et $T_{min} \leq -38°C$

Tableau 5-4 : Symboles utilisés dans la classification de Köppen-Geiger pour définir les caractéristiques thermométriques d'un domaine climatique. Les lettres h et k sont utilisées pour décrire les climats arides (B), les lettres a et d définissent des climats tempérés chauds et neigeux (D et E).

- **Application aux séries du Bassin d'avant-pays alpin :**

Les séries oligo-miocènes du SE de la France correspondent à un climat subtropical semi-humide dont les températures moyennes annuelles sont comprises entre **15 et 20°C**, et dont taux de précipitations varient entre **1000 et 1350 mm/an**. De plus, les études paléoclimatiques suggèrent des **contrastes saisonniers** relativement **marqués**. On parle de climat **subtropical semi-humide**.

L'intégration de ces données paléoclimatiques dans la classification de Köppen-Geiger fournit un climat **tempéré chaud** et **humide** (Cf) caractérisé par des **étés très chauds** (Mosbrugger et *al.,* 2005 ; *warm mean month* WMM > 25°C). Les régions actuelles présentant les mêmes conditions climatiques que les séries anciennes étudiées appartiennent donc aux classes **Cfa**.
Géographiquement ces classes couvrent les états du Sud-est des U.S.A, la côte est australienne, le Paraguay, l'Uruguay, une grande partie de l'Argentine, une petite zone méridionale du Brésil, et la côte sud chinoise (Figure 5-7).

- **Application aux séries du Bassin de Loranca :**

Les séries oligo-miocènes d'Espagne centrale ont enregistré des températures moyennes annuelles de **15,5 à 21,5°C** et des précipitations moyennes annuelles comprises entre **900 et 1300 mm/an** (Barrón et *al.*, 2010). Les importantes séries évaporitiques et la présence de faunes mammalogiques caractéristiques de steppes arides démontrent qu'il existait des **contrastes saisonniers très importants.** On parle de climat **subtropical à saisons sèches**.

Selon la classification de Köppen-Geiger, pour ces séries, le domaine **tempéré chaud** est également considéré mais avec une tendance à des étés plus secs (Cs). Ces **étés secs** sont également caractérisés par de hautes à très **hautes températures**. Les classes climatiques actuelles à considérer sont donc les zones **Csa et Csb**
Ces domaines climatiques correspondent également au climat dit méditerranéen qui caractérise les pays d'Europe du Sud et d'Afrique du Nord, mais également la côte ouest des U.S.A et la pointe sud-ouest australienne (Figure 5-7).

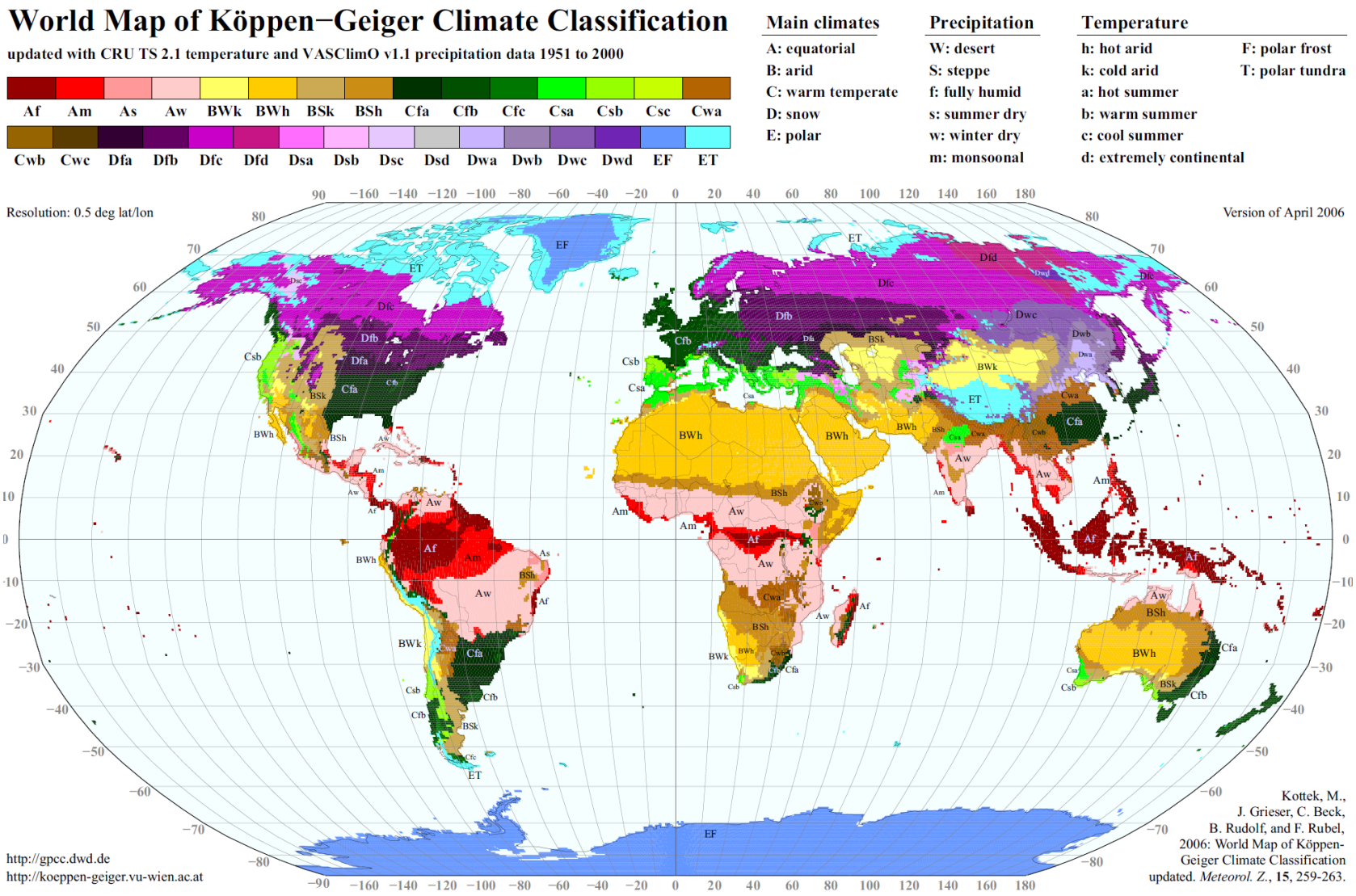


Figure 5-7 : Carte mondiale de classification climatique de Köppen-Geiger selon les travaux de Kottek et *al.* (2006).

5.2.2 Écorégions échantillonnées

La construction des bases de données est une étape majeure de la restitution paléohydrologique. Le choix des données qui la constituent conditionne les relations empiriques qui en seront déduites et par conséquent les résultats finaux. Il est donc indispensable de justifier chaque jeu de données et d'en valider la corrélation avec l'ancien.

5.2.2.1 Domaine subtropical semi-humide

Selon la classification de Köppen-Geiger les écorégions d'intérêt appartiennent à la classe Cfa, qui caractérise des climats tempérés chauds, relativement humides, aux étés très chauds.

Cependant, les recherches ont révélé que l'acquisition des données hydrologiques réunissant les contraintes requises serait limitée à deux grandes régions géographiques. En effet, bien que le suivi hydrologique des rivières soit aujourd'hui d'une importance majeure au sein des différents pays listés comme appartenant à la classe Cfa, il s'avère que peu d'études publiées fassent état des mesures prises sur le terrain. Le cas échéant, ces données remplissent rarement tous les critères nécessaires à l'établissement d'une base de données adaptée à notre démarche. Ainsi, seuls les états de la côte sud-est américaine et une petite région côtière du sud-est de l'Australie ont fait l'objet d'études hydrologiques complètes dont les données sont publiées.

Les taux de précipitations moyens annuels fournis dans ces études sont compris entre 1000 et 1600 mm/an ; et les températures moyennes annuelles entre 15,5 et 20,5°C. Les domaines physiographiques de ces régions correspondent à des zones de plaines côtières ou de plaines de piémont, semblables aux restitutions environnementales fournies pour le bassin d'avant-pays alpin.

Les études hydrologiques publiées concernent les états de la côte sud-est américaine suivants : Alabama, Caroline du Nord et du Sud, Floride, Géorgie, Louisiane et Mississippi. Une vérification des taux de températures et de précipitations de chacun de ces états est réalisée à partir des données de la NOAA (2009 ; Figure 5-8 et Figure 5-9).

Des études également menées dans la région du New South Wales en Australie ont été retenues de par la qualité de leurs données. Les cartes climatiques contemporaines font état des mêmes conditions de température et de précipitations que dans les états américains précédemment retenus (Bureau Gouvernemental Australien de Météorologie, 2009, Figure 5-10 et Figure 5-11).

Les données américaines (n = 68) retenues proviennent des études de Doll et *al.* (2003), Dury (1976), Harman et *al.* (1999), Metcalf (2005), Metcalf et *al.* (2009), Sweet et Geratz (2003) et Williams (1978). Les données australiennes (n = 16) proviennent des travaux de Huang et Nanson (1997) et Van der Berg (1995).

Les rivières sélectionnées parmi les études présentées sont choisies selon des critères minutieux, à commencer par le type de chenal dont la morphologie est méandriforme. Les rivières choisies transportent un matériel sableux. Ces rivières ne subissent aucun contrôle hydrologique anthropique (pas de barrage en amont, pas de canal) et s'écoulent donc naturellement. Afin de respecter également la géométrie naturelle des chenaux, les rivières ayant été draguées depuis moins de 30 ans ne sont pas étudiées. Ces études fournissent des données de profondeur et de largeur de chenal, de décharge et d'aire de bassin versant.

Sont également utilisées les études de Harkins et Green (1981), Bohman (1992), et Tollett et Fendick (1998) fournissant uniquement les aires de bassins versant et les longueurs de cours d'eau américains (n = 86).

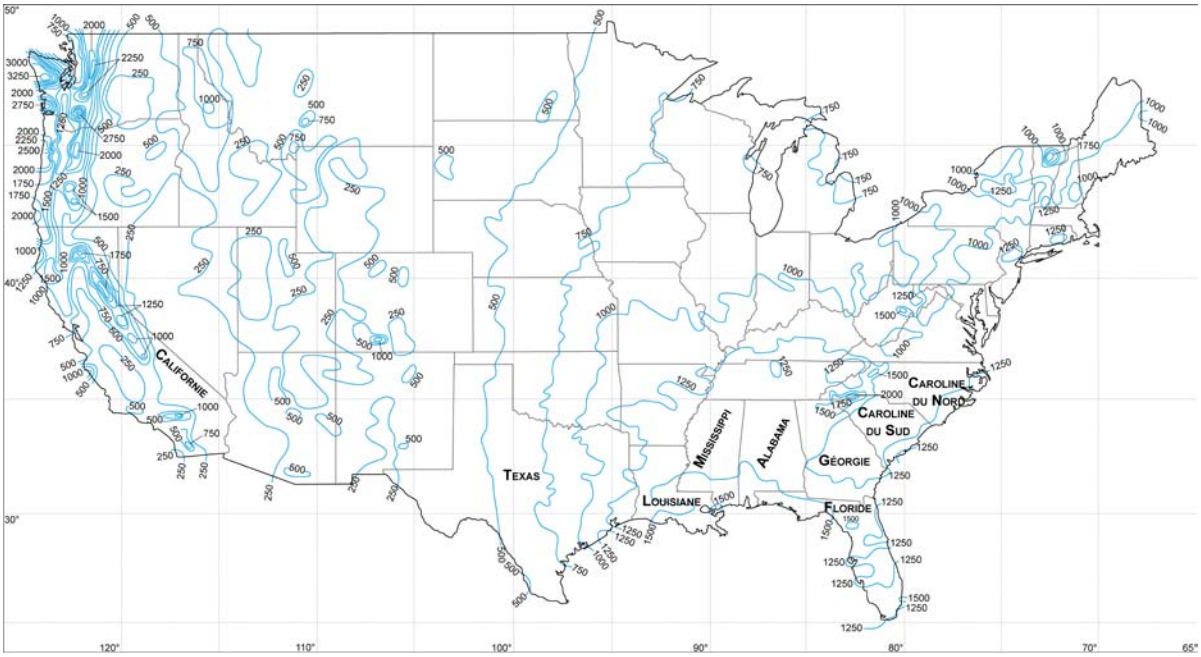


Figure 5-8 : Carte des précipitations moyennes annuelles (mm) des USA estimées à partir des données de précipitations des années 1961 à 1990. Seuls les états retenus dans cette étude sont inscrits. (www.ncdc.noaa.gov).

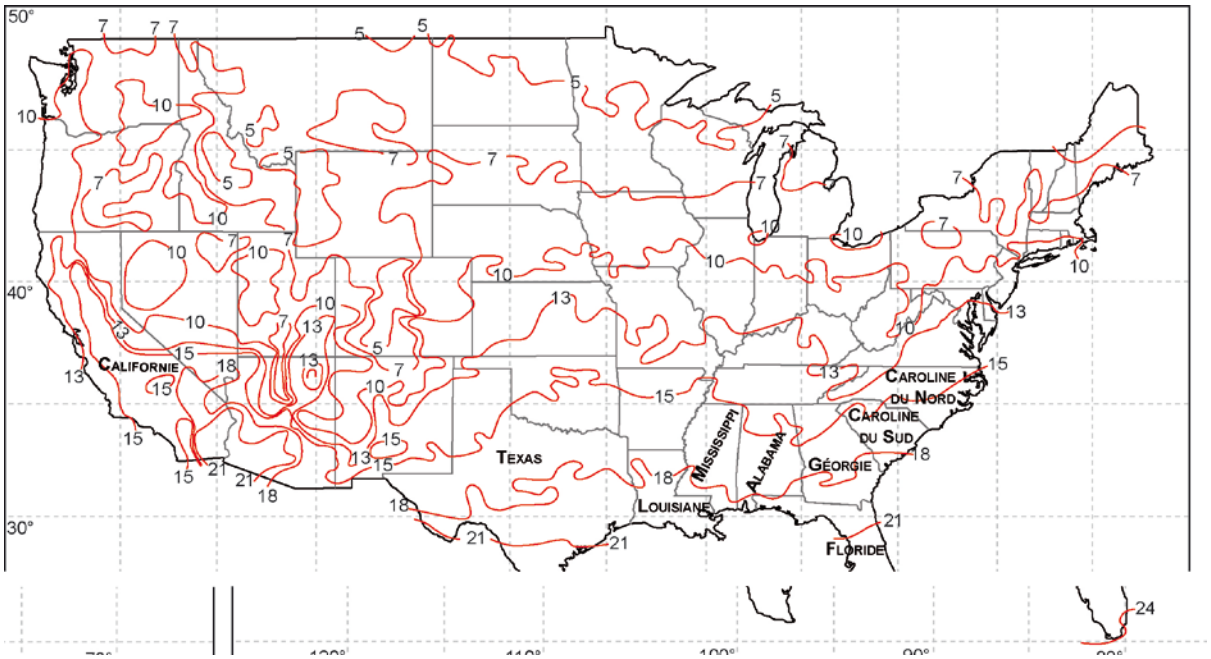


Figure 5-9 : Carte des températures moyennes annuelles (°C) des USA estimées à partir des températures des années 1961 à 1990. Seuls les états retenus dans cette étude sont inscrits (www.ncdc.noaa.gov).

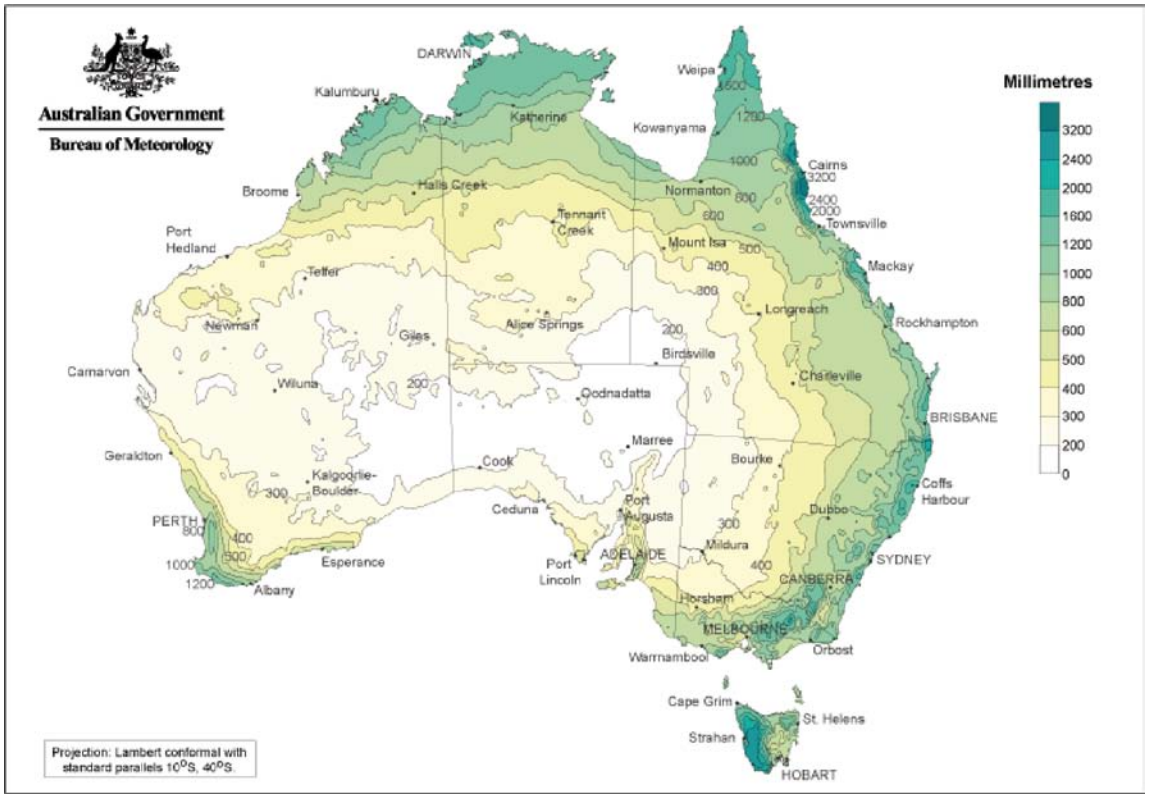


Figure 5-10 : Carte des précipitations moyennes annuelles d'Australie (calculées à partir de données de précipitations récoltées depuis 1961-1990). Disponible sur le site gouvernemental de météorologie australien (www.bom.gov.au).

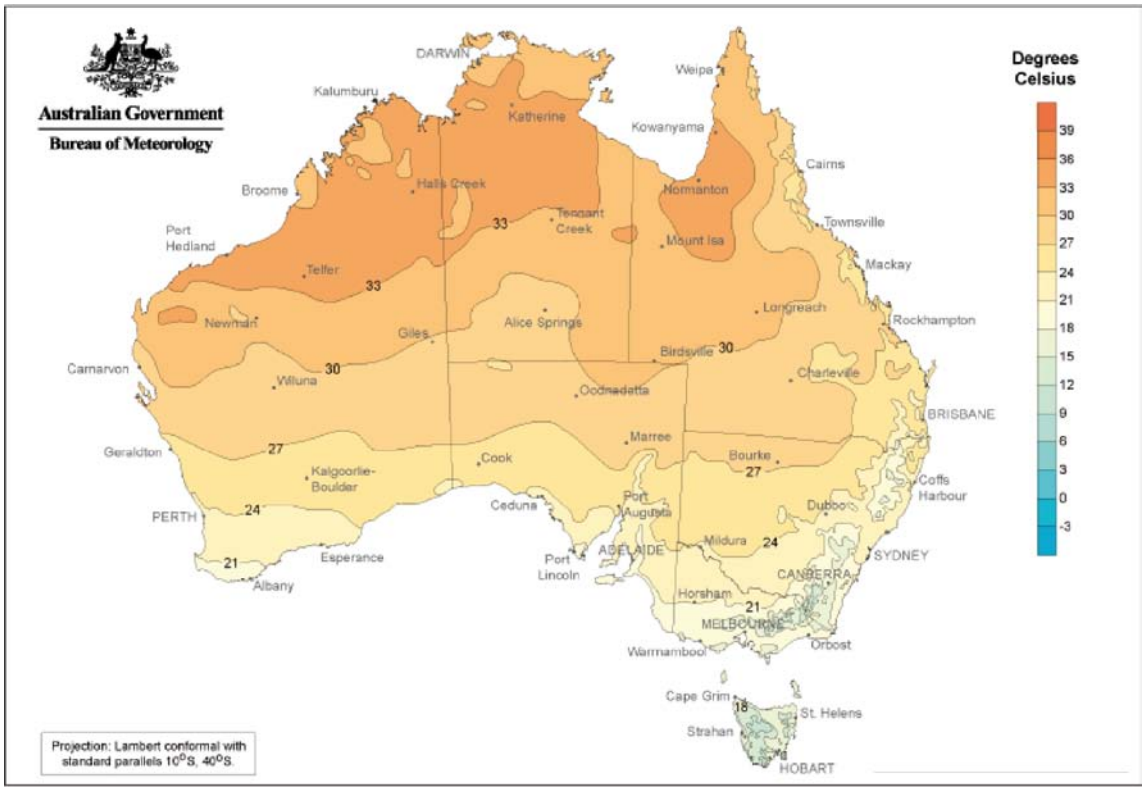


Figure 5-11 : Températures moyennes annuelles d'Australie (estimées sur la base de données de températures récoltées entre 1961 et 1990 ; www.bom.gov.au).

5.2.2.2 Domaine subtropical à saisons sèches

Une difficulté majeure a été rencontrée lors de la recherche de données publiées concernant les pays sélectionnés selon la classification de Köppen-Geiger. Les études hydrologiques menées sur les rivières de ces régions géographiques ne fournissent pas les données mesurées sur le terrain, ou sont axées sur des régimes d'écoulement différents de celui de crue de pleins bords ici étudié. Par conséquent aucune donnée n'a été récoltée.

Suite à ce désagrément, les domaines climatiques sont réévalués ; les régions retenues présentent des intervalles de températures et des précipitations plus larges, et dont les minima sont plus faibles.

Sachant que le continent nord-américain fournit une palette climatique très diversifiée et que l'U.S. Geological Survey mène depuis plus de 100 ans, des études approfondies sur les cours d'eau nord-américains, la recherche du domaine climatique actuel est focalisée sur ce continent. Ainsi, les données de températures et de précipitations moyennes fournies sur une période de trente ans sont utilisées pour définir une aire géographique adéquate au sein du continent nord-américain (NOAA, 2009 ; Figure 5-8 et Figure 5-9). Il en est de même pour le continent australien.

Ainsi, à partir des cartes de températures et de précipitations moyennes annuelles d'Amérique du Nord (NOAA, 2009, Figure 5-8 et Figure 5-9) et d'Australie (Bureau Gouvernemental Australien de Météorologie, 2009 ; Figure 5-10 et Figure 5-11) les recherches se focalisent sur les états nord-américains du Texas et de la Californie et sur les états de Victoria et de Nouvelle Galle du Sud en Australie.

Les fourchettes de précipitations des régions étudiées dans les travaux retenus, sont comprises pour le Texas et la Californie entre 450 (valeur minimale) et 1300 (valeur maximale) mm/an et pour l'Australie entre 300 (valeur minimale) et 1500 (valeur maximale) mm/an. Les températures varient entre 7 et 29 °C (respectivement hiver et été) pour les stations américaines et entre 5 et 20 °C (respectivement hiver et été) pour les stations australiennes. Les rivières échantillonnées appartiennent à des plaines côtières ou des plaines de piémont.

Les données hydrologiques de profondeur, largeur, décharge et aire de bassin versant des états de Californie et du Texas (n = 54) sont récoltées dans les études de Dury (1976), Morlock (1996), Moring *et al.* (1998), Moring (2003) et Capello (2008).

Les données australiennes de profondeur, largeur, décharge et aire de bassin versant australiennes (n = 27) sont extraites des travaux de Schumm (1968), Van Den Berg (1995), Page et Carden (1998), Page *et al.* (2005), et Thompson et Croke (2008).

L'étude de Raines (1998) fournit, quant à elle, des données d'aire de bassin versant et de longueur de cours d'eau texans (n = 102).

5.2.3 Les paramètres collectés

Les variables hydrologiques des rivières actuelles recherchées sont toutes représentatives du même régime d'écoulement correspondant au niveau de crue de pleins bords d'un cours d'eau. Dans un premier temps, afin de ne faire aucune confusion, la notion de crue de pleins bords est à nouveau définie.

5.2.3.1 Les caractéristiques du chenal pendant la crue de pleins bords

La décharge dite de crue de pleins bords (*bankfull discharge*) correspond à la décharge qui remplit le chenal jusqu'au sommet de ses berges avant de déborder dans la plaine d'inondation. Elle est également reliée à la décharge effective responsable de la morphologie du chenal (Wolman et Miller, 1960). Cependant, Juracek et Fitzpatrick (2009) ajoutent que la décharge de crue de pleins bords ne peut être assimilée à la décharge effective pour des systèmes graveleux, de montagne et/ou arides.

De nombreuses études tentent de définir un intervalle de récurrence pour cette décharge particulière et capitale. Cependant, toutes démontrent que la fréquence de cet évènement est variable, notamment en fonction des régions physiographiques et climatiques, et qu'elle est en règle générale comprise entre 1 et 2 ans pour les régions étudiées (Castro et Jackson, 2001 ; Doyle et *al.,* 2007 ; Metcalf et *al.,* 2009 ; Wolman et Miller, 1960 ; Sweet and Geratz, 2003 ; Wilkerson, 2008 ; Williams, 1978).

Les géométries qui sont associées à cette décharge sont (Figure 5-12) :

(i) La largeur maximale de crue de pleins bords qui correspond à la distance horizontale séparant le sommet des deux berges opposées du chenal (*ex* : Moring *et al.,* 1998),

(ii) la profondeur moyenne de crue de pleins bords mesurée à partir de l'aire de la section du chenal. La profondeur maximale de crue de pleins bords correspond, quant à elle, à la hauteur verticale mesurée depuis le fond du talweg jusqu'au sommet des berges du chenal.

En section, la profondeur moyenne de crue de pleins bords du chenal est définie en divisant l'aire du chenal par sa largeur de crue de pleins bords (Figure 5-12) selon la formule :

$$d_{bkf,moy} = \frac{S_{bkf}}{w_{bkf}} \qquad \text{Eq. (5.20a)}$$

Avec $d_{bkf,\,moy}$ la profondeur moyenne de crue de pleins bords (m), w_{bkf} la largeur de crue de pleins bords et S_{bkf} l'aire de la section de crue de pleins bords du chenal (m^2).

Par ailleurs l'aire de la section du chenal permet également de transformer la décharge d'un cours d'eau en vitesse d'écoulement (V_{bkf}) selon la formule qui suit.

$$V_{bkf} = \frac{Q_{bkf}}{w_{bkf} \times d_{bkf}} \text{ en m/s} \qquad (5.20b)$$

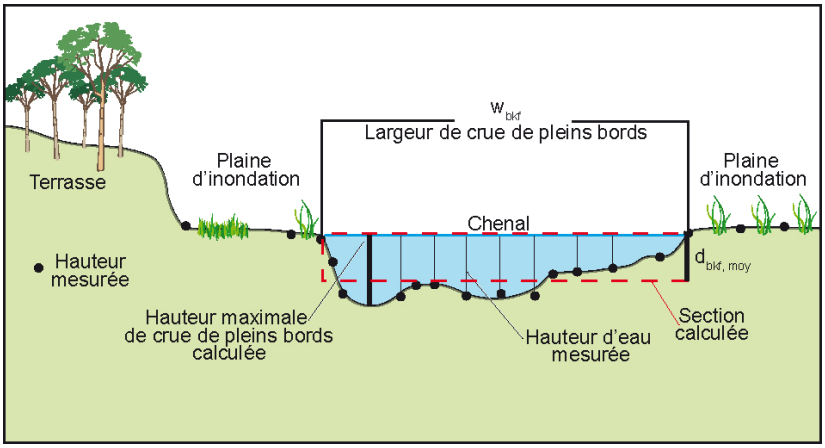


Figure 5-12 : Coupe schématique à travers une section droite de chenal montrant les paramètres mesurés. Les hauteurs mesurées sur toute la section du chenal permettent par la suite de calculer une aire de section de chenal (d'après Fitzpatrick et *al.*, 1998).

Les géométries de crue de pleins bords des chenaux issues des publications de Doll et *al.* (2003), Dury (1976), Harman et *al.* (1999), Huang et Nanson (1997), Metcalf (2005), Metcalf et *al.* (2009), Sweet et Geratz (2003), Van der Berg (1995), et Williams (1978) sont estimées à partir des aires de section de chenal mesurées au niveau des stations. Ces stations sont placées sur des portions de chenal considérées comme droites sur une distance minimale de 100 mètres.

Les décharges de crue de pleins bords sont estimées selon plusieurs méthodes. Harman et *al.* (1999), Huang et Nanson (1997) et Sweet et Geratz (2003) utilisent l'équation de Manning qui énonce :

$$Q_{bkf} = \left(\frac{1}{n} \cdot 1{,}486\right) \times \left(A \cdot Rh^{2/3} \cdot s_{eau}{}^{1/2}\right) \qquad (5.21)$$

Avec A, l'aire de section du chenal (m^2), R le rayon hydraulique du chenal en crue de pleins bords (m), s_{eau} la pente à la surface de l'eau du chenal et n le coefficient de rugosité.

D'autres auteurs utilisent les courbes de tarage (niveau d'eau en fonction d'une décharge) associées au niveau de crue de pleins bords pour déterminer une décharge de crue de pleins bords (Metcalf et *al.,* 2009 ; Harman et *al.,* 1999 ; Doll et *al.,* 2003). Les auteurs mesurent sur un transect long de 20 fois la largeur du chenal (longueur minimale), le niveau de crue de pleins bords et la hauteur de la surface de l'eau. Ces mesures sont ensuite associées aux courbes de tarage de l'USGS afin de déterminer une décharge de crue de pleins bords.

5.2.3.2 Les caractéristiques du bassin versant

L'aire du bassin versant est une caractéristique souvent associée aux géométries du chenal. Dans les études utilisées, elle est estimée à partir de cartes topographiques ou de photos aériennes ou satellites. Cette aire correspond à l'aire drainée par le chenal principal étudié et ses tributaires depuis sa source jusqu'à la station considérée.

La dernière variable composant les bases de données est la longueur du cours d'eau. Cette longueur est définie dans les travaux utilisés comme la distance parcourue par le talweg du chenal principal depuis sa source jusqu'au point d'observation. Elle est estimée à partir de cartes topographiques (1 :1 000 000) ou de photos aériennes ou satellite. Elle est très souvent associée à l'aire du bassin versant, et très rarement aux géométries en section du chenal.

Ainsi deux types de bases de données sont construits, le premier regroupe les géométries hydrauliques de crues de pleins bords (profondeur, largeur et décharge du chenal) associées à l'aire de leur bassin versant (Annexes IV). Le second regroupe les longueurs de chenaux associées à l'aire de leur bassin versant (Annexes V).

5.3 Développement des relations hydrologiques empiriques

Il est admis dans la littérature que les paramètres hydrologiques des systèmes méandriformes sont définis à l'aide de relations empiriques correspondant à des fonctions en puissance (Leopold et Maddock, 1953 ; Hack, 1957 ; Leopold et *al.,* 1964 ; Bridge, 2003). Par conséquent, le même type d'équations est retenu dans notre approche.

5.3.1 Les relations dites de géométries hydrauliques de crue de pleins bords des environnements subtropicaux

Ces relations sont développées à partir des bases de données présentées en Annexes IV a) et IV b) respectivement pour les domaines subtropicaux semi-humides (analogues actuels des systèmes oligo-miocènes du Sud-est de la France) et subtropicaux à saisons sèches (analogues actuels des systèmes oligo-miocènes d'Espagne centrale). Les données sont représentées sur des graphiques Log/Log et corrélées selon des fonctions puissance.

5.3.1.1 Equations de la largeur (w_{bkf}) fonction de la profondeur (d_{bkf})

- **<u>Les lois des milieux semi-humides</u>**

La base de données 1 présentée en Annexe IV a) regroupe des rivières s'écoulant sous les mêmes climats mais dans des régions physiographiques sensiblement différentes. Sont donc proposées ici des relations développées pour différents jeux de données individualisés au sein de cette base de données, afin de tester la validité de ces données et de déterminer les meilleures répartitions possibles.

Les profondeurs (d_{bkf}) ont des valeurs comprises entre 0,18 et 5 mètres. Les largeurs (w_{bkf}) sont comprises entre 2,44 et 66,6 mètres. Les relations en puissance calculées sont les suivantes (Figure 5-13) :

$$w_{bkf} = 10.46 d_{bkf}^{0.95} \quad R^2=0.76 \text{ pour les rivières des U.S.A (n = 68)} \qquad (5.21a)$$

$$w_{bkf} = 13.75 d_{bkf}^{0.68} \quad R^2=0.50 \text{ pour les rivières d'Australie (n = 16)} \qquad (5.21b)$$

$$w_{bkf} = 10.90 d_{bkf}^{0.93} \quad R^2=0.73 \text{ pour les rivières américaines et australiennes (n = 84)} \qquad (5.21c)$$

Des trois populations de données testées celle composée de rivières australiennes fournit le coefficient de corrélation le plus faible. Cette mauvaise corrélation statistique est en partie due à la faible quantité de données. De plus, les profondeurs australiennes récoltées varient au sein d'un intervalle plus restreint que les données américaines, ce qui force la loi empirique.
Par ailleurs, en intégrant les données australiennes aux données américaines le coefficient de corrélation et la relation en puissance obtenus sont très proches de ceux estimés uniquement à partir de données américaines, preuve que les données australiennes s'intègrent dans les

données américaines, et que la droite de corrélation de celles-ci est dépendante des valeurs extrêmes.
Cependant les trois équations possèdent des coefficients de corrélation de pauvre qualité (< 0,9). Ce résultat peut être interprété comme une faible corrélation dans les systèmes naturels entre largeur et profondeur d'un chenal. Ces deux paramètres ne sont pas totalement interdépendants. Ils répondent tous deux de manières différentes aux paramètres environnementaux tels que la nature du sol ou la végétation.
Par exemple, la largeur est beaucoup plus sensible à la cohésion des berges et la profondeur est plus influencée par la nature lithologique du fond du chenal.
Il en résulte une loi en puissance certes utilisable, mais susceptible d'être améliorée par la prise en compte de ces paramètres lors de l'échantillonnage des données.

- **<u>Les lois des milieux à saisons sèches</u>**

La base de données présentée en Annexe IV b) regroupe des rivières s'écoulant sous des climats et dans des régions physiographiques globalement identiques. Cependant, la distinction est faite entre domaine australien et américain. Les populations de rivières sont donc analysées séparément puis conjointement afin de définir le jeu de données le plus fiable.

Les données retenues présentent des profondeurs variant entre 0,5 et 15 mètres et des largeurs comprises entre 1,8 et 167 mètres. Les relations en puissance les corrélant sont les suivantes (Figure 5-14) :

$w_{bkf} = 7{,}31 d_{bkf}^{1{,}12}$ R^2=0.75 pour les rivières des U.S.A (n = 54) (5.22a)

$w_{bkf} = 14{,}66 d_{bkf}^{0.78}$ R^2=0.86 pour les rivières d'Australie (n = 16) (5.22b)

$w_{bkf} = 8{,}62 d_{bkf}^{1{,}03}$ R^2=0.74 pour les rivières américaines et australiennes (n = 70) (5.22c)

Les rivières australiennes fournissent un coefficient de corrélation supérieur à celui des rivières américaines. Elles sont cependant comprises dans un intervalle plus restreint ($9{,}79 < d_{bkf} < 9{,}45$ m et $8 < w_{bkf} < 83{,}21$ m), et forme donc une population moins représentative, dont la droite de corrélation est largement influencée par les données extrêmes. Le jeu de données complet donne un coefficient de corrélation satisfaisant, et une équation voisine de celles des données américaines, montrant ainsi que les données australiennes s'intègrent bien aux données américaines. La relation qui en est déduite est considérée comme stable.

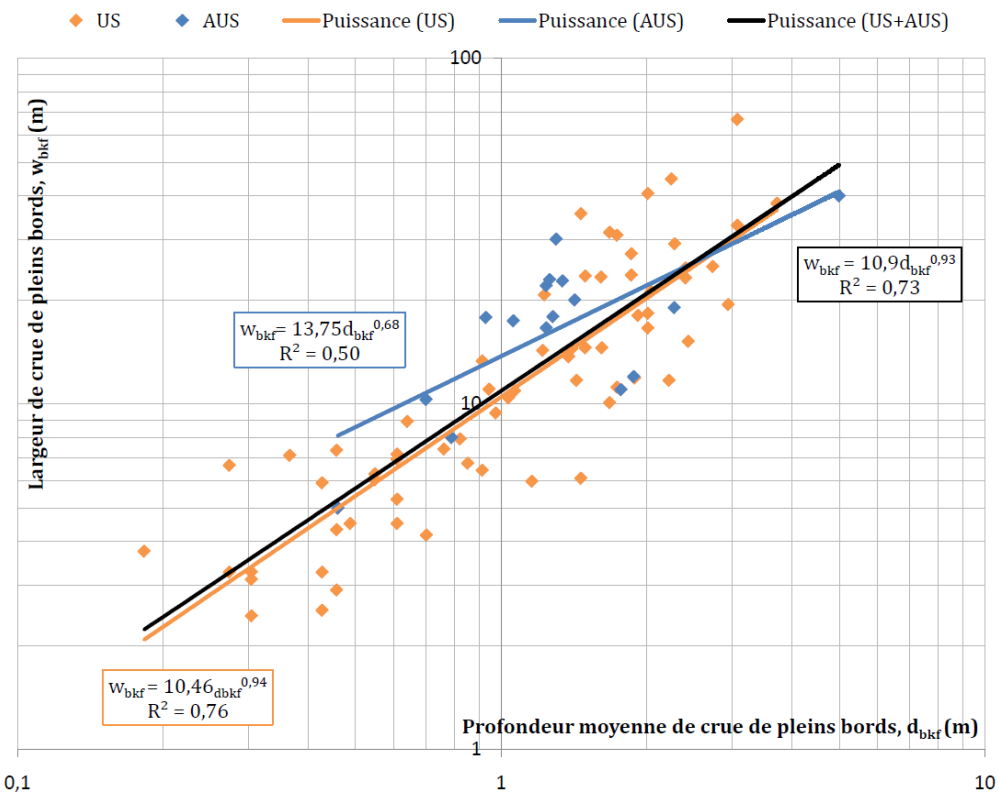


Figure 5-13 : Largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine subtropical semi-humide.

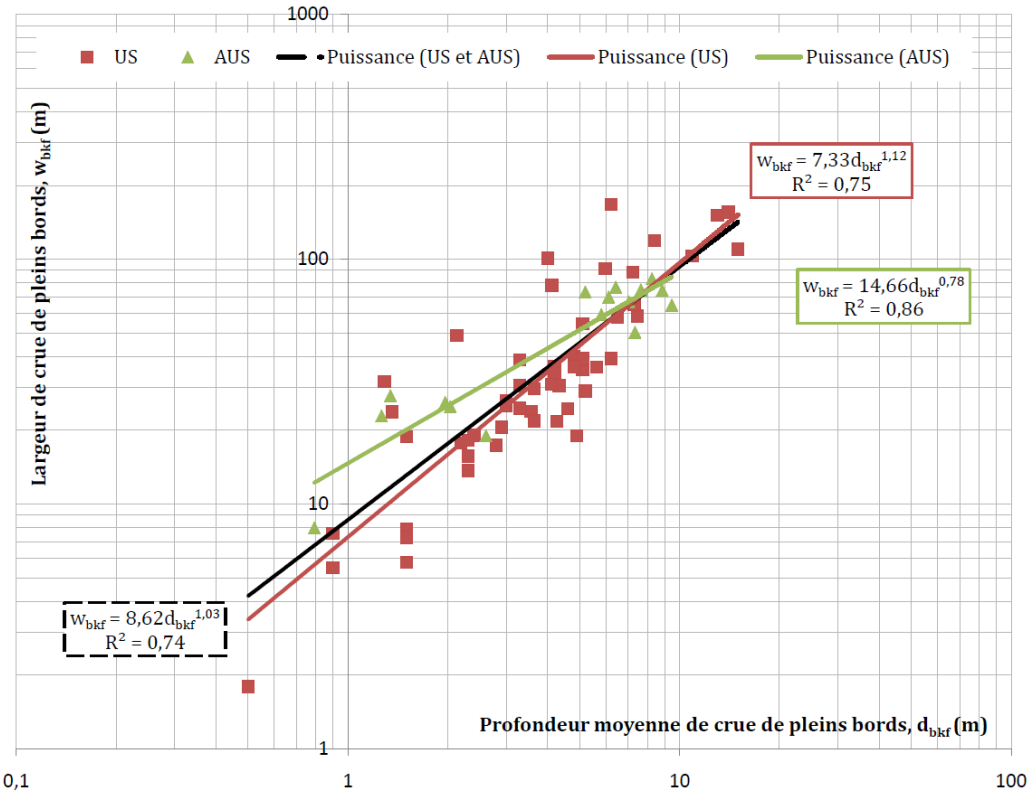


Figure 5-14 : Largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine subtropical à saisons sèches.

- **Comparaison**

Les relations obtenues pour chacun des domaines climatiques traités sont comparées sur le graphique suivant (Figure 5-15), afin d'apprécier l'impact de la contrainte par le climat.

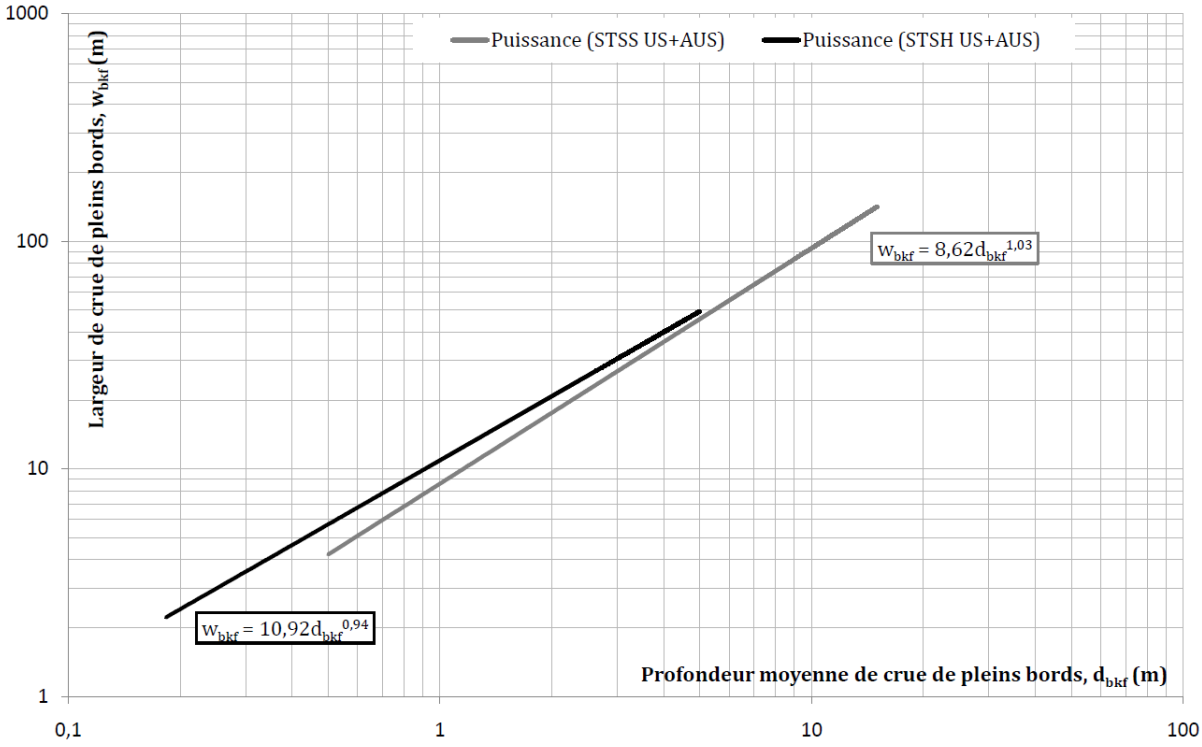


Figure 5-15 : Comparaison des lois largeur / profondeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS).

On remarque que sur notre domaine d'application, l'impact du climat se fait ressentir majoritairement sur les petites valeurs inférieures à 2 mètres, l'écart peut alors atteindre les 40%. Pour des valeurs de profondeur comprises entre 2 et 15 mètres les relations fournissent des largeurs proches (différence de moins de 10%). Nous en concluons que le climat n'influe pas de manière significative la loi entre largeur et profondeur.

5.3.1.2 Equations de la décharge (Q_{bkf}) fonction de la profondeur (d_{bkf}).

- **Les lois des milieux semi-humides**

Les stations précédemment utilisées pour définir les équations de largeur en fonction de la profondeur fournissent également des valeurs de décharge. Par conséquent les mêmes rivières sont utilisées pour définir des relations entre la décharge et la profondeur de crue de pleins bords. Les profondeurs de crue de pleins bords utilisées sont donc toujours comprises entre 0,18 et 5 mètres et correspondent à des décharges variant entre 0,19 et 283 m³/s. Les équations en puissances calculées par *Excel* sont les suivantes (Figure 5-16) :

$$Q_{bkf} = 5.78 d_{bkf}^{2.12} \quad R^2=0.72 \text{ pour les rivières des U.S.A (n = 68)} \qquad (5.23a)$$

$$Q_{bkf} = 13.39 d_{bkf}^{1.67} \quad R^2=0.69 \text{ pour les rivières d'Australie (n = 16)} \qquad (5.23b)$$

$Q_{bkf} = 6.35 d_{bkf}^{2.32}$ R^2=0.82 pour les rivières américaines et australiennes (n = 84) (5.23c)

Les trois données de populations analysées fournissent des coefficients de corrélation variables. Les rivières américaines présentent une corrélation entre décharge et profondeur supérieure à celle des rivières australiennes. Les données extrêmes australiennes influencent la droite de corrélation, mettant à nouveau en évidence leur mauvaise distribution. La relation la plus robuste est celle obtenue en considérant le jeu de données complet. Pour des profondeurs similaires et supérieures à 1 mètre, les rivières australiennes présentent des décharges supérieures à celles des rivières américaines. Par conséquent lorsque les deux populations sont considérées conjointement, les données australiennes modifient la relation en puissance (augmentation du coefficient et de l'exposant) et renforcent le coefficient de corrélation.

Au vu de ces premiers résultats, les relations empiriques en puissance calculées sur la base des deux populations de données (américaines et australiennes) sont plus robustes et statistiquement plus représentatives que les relations des populations prises individuellement.

- **<u>Les lois des milieux à saisons sèches</u>**

Les données utilisées pour définir la relation entre la décharge de crue de pleins bords et la profondeur moyenne de crue de pleins bords ne sont pas issues des mêmes rivières ayant permis de définir la relation entre largeur et profondeur. Ces dernières présentent des hauteurs d'eau moyennes de crue de pleins bords comprises entre 0,79 et 9,45 mètres et des décharges variant entre 11,20 et 725 m^3/s. Seules trois données sont trouvées pour les rivières américaines, par conséquent une seules relation est calculée sur la base de données australiennes (n = 22) et américaines (n = 3) (Figure 5-17) :

$Q_{bkf} = 25{,}87 d_{bkf}^{1{,}38}$ R^2=0.84 pour les rivières américaines et australiennes (n = 25) (5.24)

Cette relation fournit un bon coefficient de corrélation malgré le nombre réduit de données.

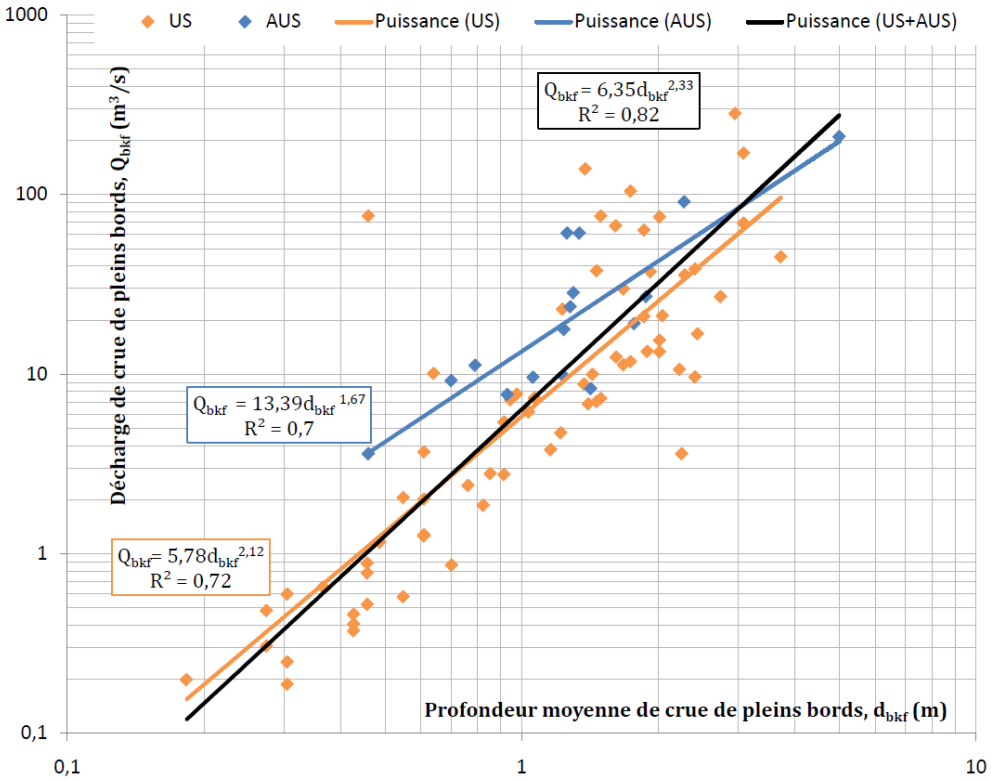


Figure 5-16 : Décharge de crue de pleins bords (Q_{bkf}) exprimée en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide.

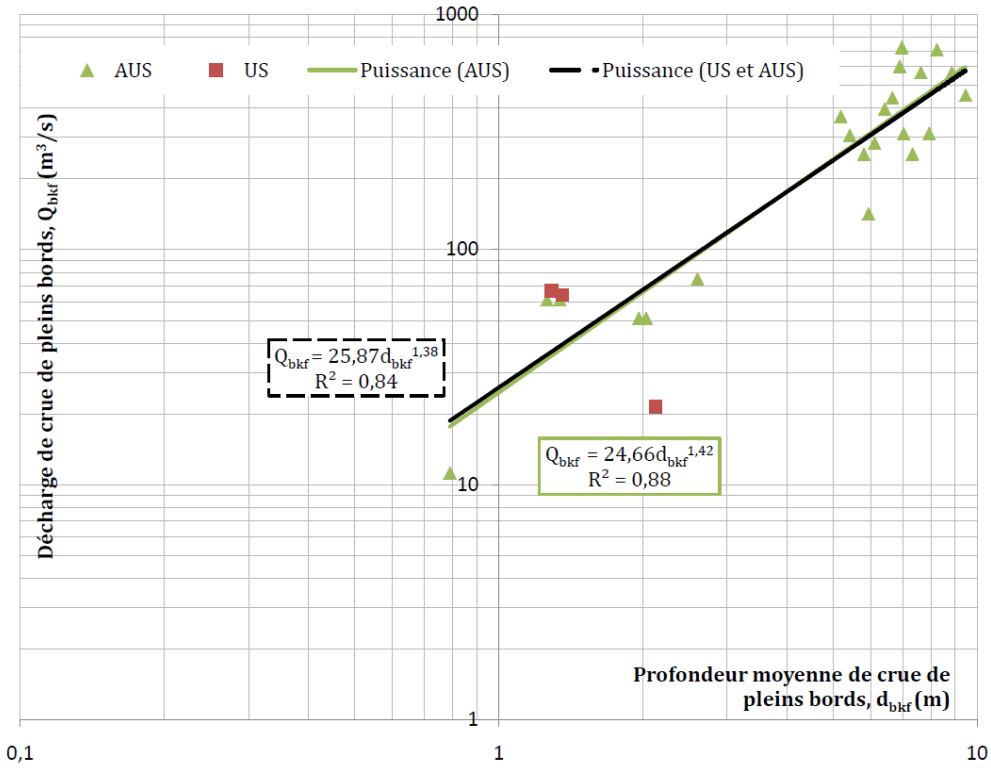


Figure 5-17 : Décharge de crue de pleins bords (Q_{bkf}) exprimée en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine subtropical à saisons sèches.

- **Comparaison**

Les droites définies pour les deux domaines climatiques traités (droite noire = subtropical semi-humide ; droite grise = subtropical à saisons sèches) sont sécantes en d_{bkf} = 4,3 m (Figure 5-18). Pour des profondeurs de moins de 3 mètres, la loi du domaine semi-humide fournit des décharges plus faibles que le domaine à saisons sèches (différence supérieure à 15%). Pour des profondeurs comprises entre 3 et 5 mètres les écarts de décharge sont inférieurs à 15%. Et enfin, des décharges supérieures de plus de 15% sont ensuite atteintes par la loi du domaine à saisons sèches pour des profondeurs supérieures à 5 mètres.

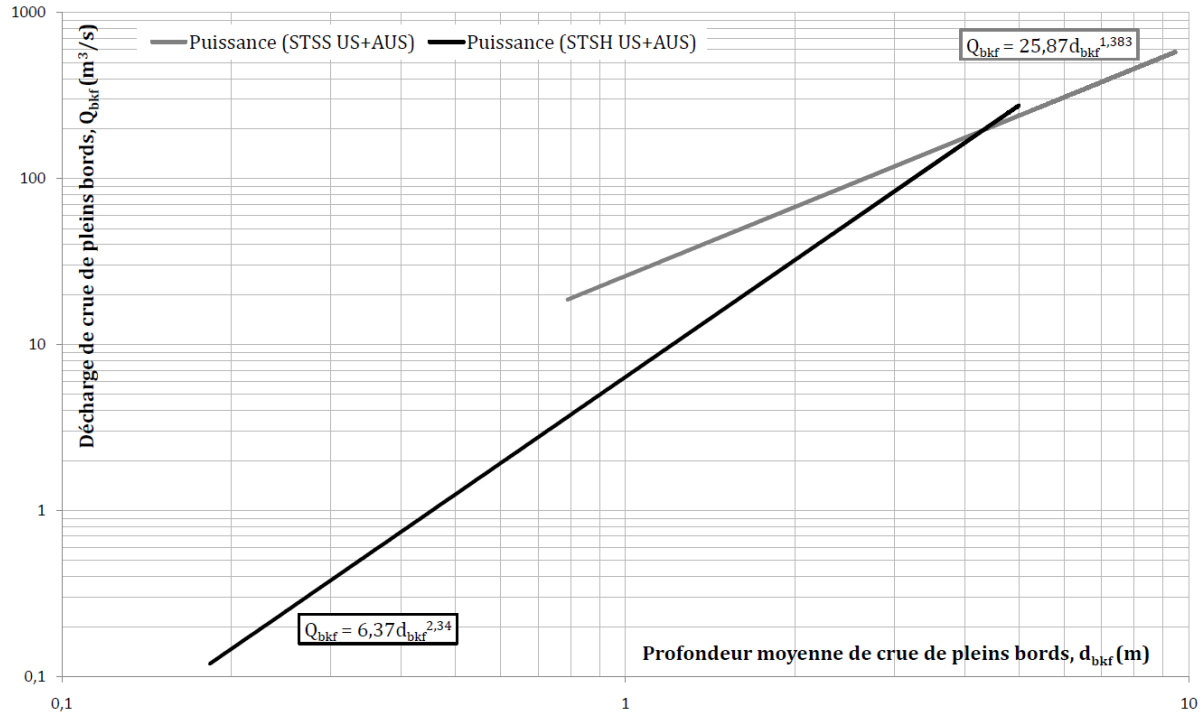


Figure 5-18 : Comparaisons des lois Décharge / Profondeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS).

Il ressort donc de cette comparaison que la décharge est un paramètre à influence régionale et plus particulièrement climatique.

5.3.1.3 Equations de la décharge (Q_{bkf}) fonction de la largeur (w_{bkf}).

Cette relation permet d'estimer la décharge en fonction de la largeur de crue de pleins bords, grandeur pouvant être fournie par les largeurs de sets mesurées dans l'enregistrement sédimentaire.

- **Les lois des milieux semi-humides**

Les stations utilisées pour définir les équations précédentes (Eqs.24) entre décharge et profondeur fournissent également des valeurs de largeur ; les mêmes rivières sont donc utilisées pour définir des relations entre la décharge et la profondeur de crue de pleins bords. Les largeurs de crue de pleins bords utilisées sont comprises entre 2,44 et 66,6 mètres et correspondent à des décharges variant entre 0,19 et 283 m³/s. Les équations en puissance calculées par *Excel* sont les suivantes (Figure 5-19) :

$Q_{bkf} = 0{,}04 w_{bkf}^{2{,}17}$ R^2 = 0,86 pour les rivières américaines (n = 68) (5.25a)

$Q_{bkf} = 0{,}37 w_{bkf}^{1{,}44}$ R^2 = 0,48 pour les rivières australiennes (n = 24) (5.25b)

$Q_{bkf} = 0{,}04 w_{bkf}^{2{,}16}$ R^2 = 0,84 pour les rivières américaines et australiennes (n = 84) (5.25c)

Les données américaines fournissent une relation de qualité au coefficient de corrélation supérieur à 0,85. Les relations australiennes sont toujours contrôlées par les valeurs extrêmes qui contraignent la pente de la droite de régression et diminuent ainsi le coefficient de corrélation. La prise en compte des deux jeux de données montre un fort coefficient de corrélation influencé par la répartition homogène des données américaines.

- **Les lois des milieux à saisons sèches**

Les données utilisées pour définir cette relation sont en majorité issues de rivières australiennes (n = 21), et également de rivières américaines (n = 3). Les largeurs de ces cours d'eau sont comprises entre 3,3 et 83 mètres et associées à des décharges variant entre 0,9 et 708 m^3/s (Figure 5-20). La relation obtenue est :

$Q_{bkf} = 0{,}13 w_{bkf}^{1{,}86}$ R^2=0.87 pour les rivières américaines et australiennes (n = 24) (5.26)

Le coefficient de corrélation de cette relation en puissance est bon, malgré la petite population testée, cependant composée de données bien réparties entre les extrêmes.

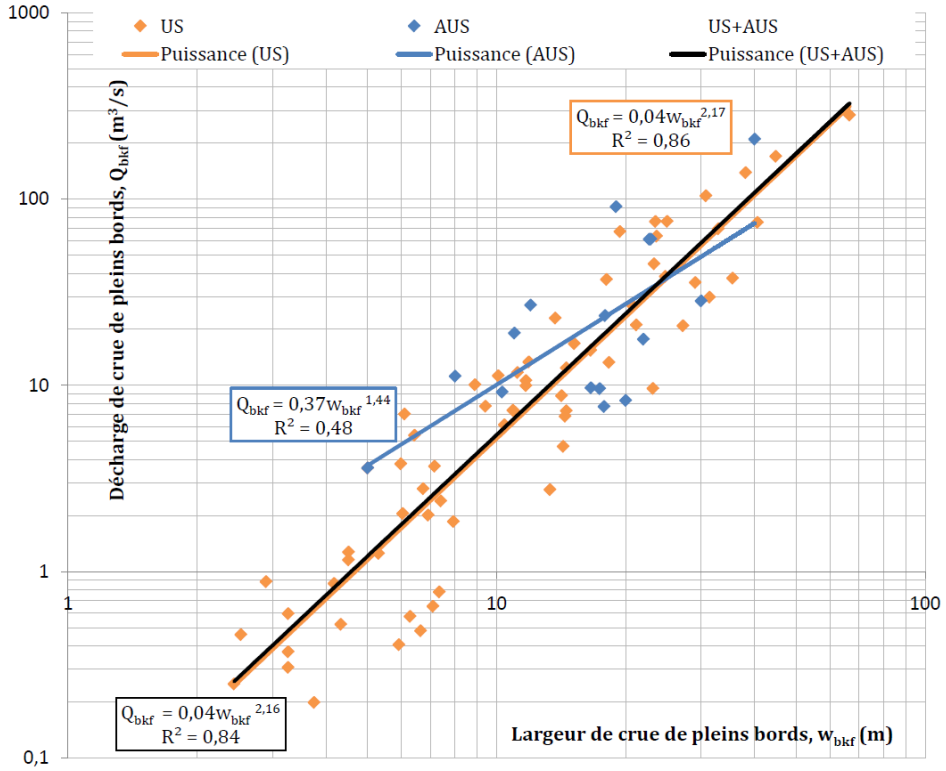


Figure 5-19 : Décharge de crue de pleins bords (Q_{bkf}) exprimée en fonction de la largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide.

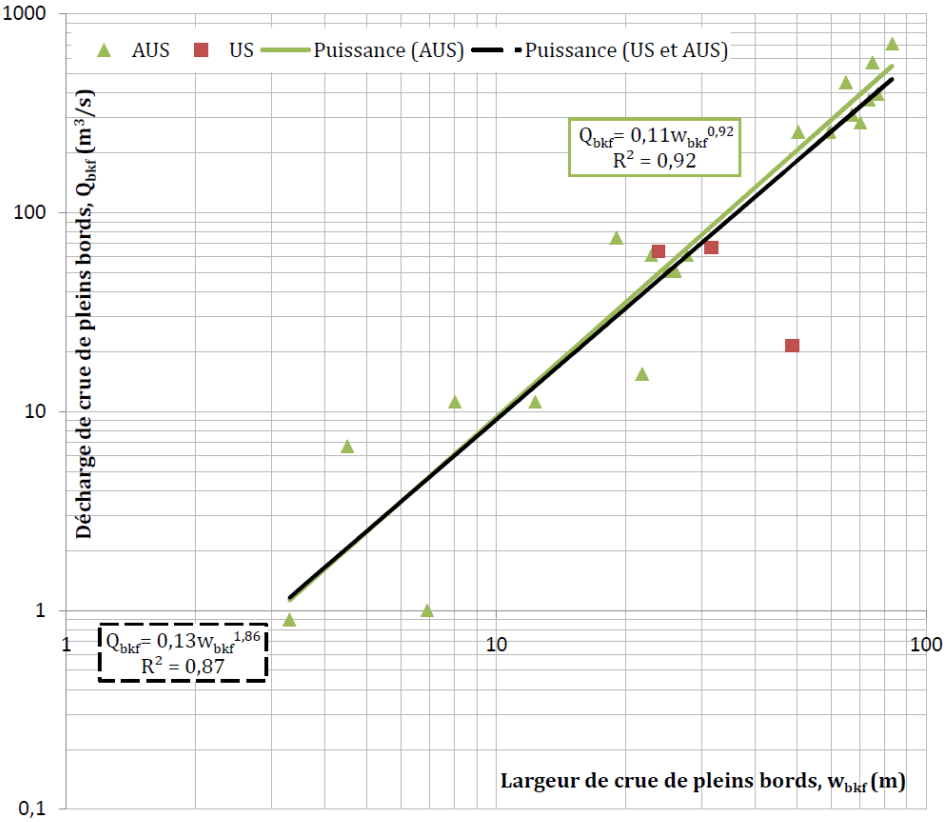


Figure 5-20 : Décharge de crue de pleins bords (Q_{bkf}) exprimée en fonction de la largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical à saisons sèches.

- **Comparaison**

Le graphique comparatif (Figure 5-21) montre que pour des valeurs de largeurs inférieures à 50 mètres, la loi du domaine semi-humide fournit des décharges plus faibles (jusqu'à 50% environ) que celles du domaine à saisons sèches. Les deux relations fournissent des décharges voisines (moins de 15% de différence) pour des largeurs de 30 à 100 mètres. Au-delà de cette valeur, nous sortons de notre domaine d'application.

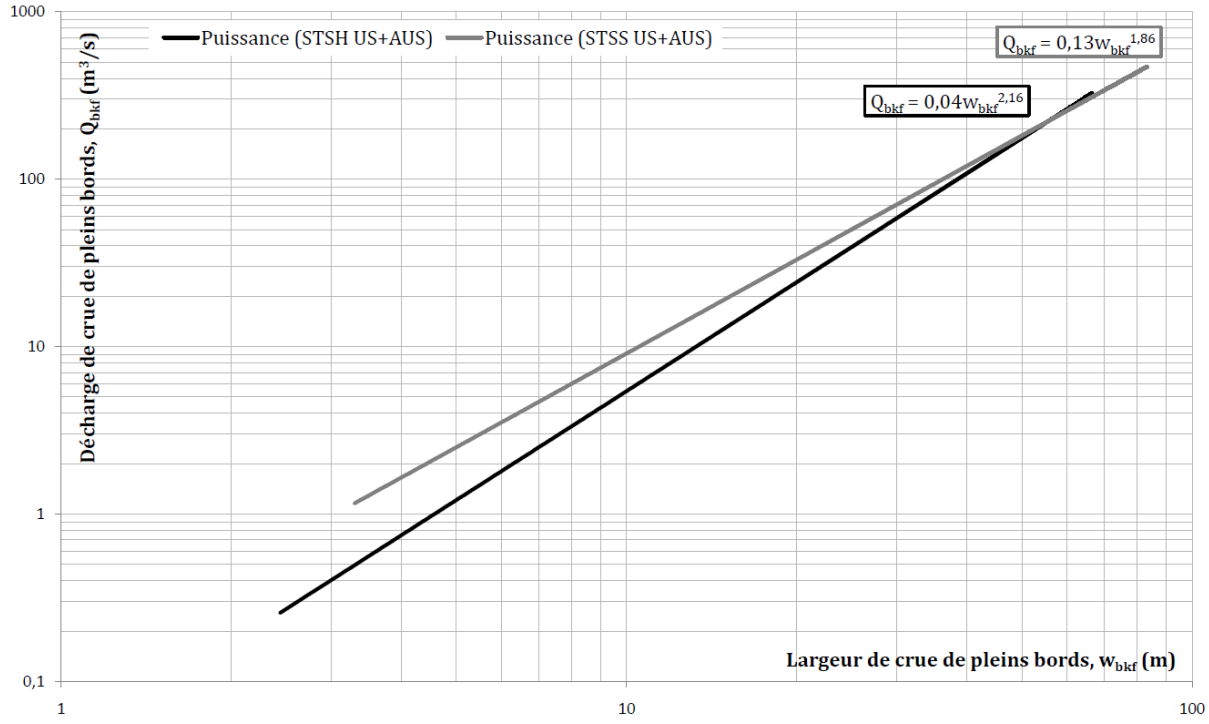


Figure 5-21 : Comparaison des lois entre Décharge et Largeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS).

Cette observation rejoint celle faite sur les relations entre décharge et profondeur. La décharge d'un cours d'eau, responsable de la morphologie du chenal (largeur et profondeur), est un paramètre climatiquement influencé.

Notre démarche basée sur le développement de lois contraintes par le climat est donc justifiée.

5.3.2 Les relations associées aux bassins versants des environnements subtropicaux

Les géométries d'un chenal sont également utilisées dans la littérature (Castro et Jackson, 2001 ; Davidson et North, 2009) afin d'exprimer l'aire de drainage d'un bassin versant. Cette donnée ne peut être utile sans une composante de longueur permettant de replacer cette aire dans un paléopaysage. Cette variable est calculée à partir de l'aire de bassin versant suivant le modèle proposé par Hack (1957 ; Tableau 5-2). Ainsi, les bases de données présentées en Annexes IV a) et b), et V a) et b) sont respectivement utilisées afin d'exprimer des lois entre aire de drainage et géométries de chenal, et entre longueur de chenal et aire de drainage.

5.3.2.1 Equations de l'aire de drainage (A_d) fonction de la profondeur (d_{bkf}).

- **Les lois des milieux semi-humides**

Les données des rivières utilisées dans les équations (5.21), (5.23) et (5.25) n'étant pas chacune accompagnée de leur aire de bassin versant, le jeu de données utilisé pour déterminer la relation entre aire de drainage et profondeur moyenne de crue de pleins bords se base uniquement sur des données américaines, pour lesquelles les aires étaient disponibles. Les cours d'eau aux stations utilisées présentent des profondeurs moyennes de crue de pleins bords comprises entre 0,18 et 3,08 mètres associées à des aires de drainage fluctuant entre 1,55 et 1227,66 km². La fonction en puissance (Figure 5-22) obtenue entre ces deux variables est la suivante :

$$A_d = 54{,}92 d_{bkf}^{2{,}24} \quad R^2 = 0{,}79 \text{ pour des rivières américaines (n = 55)} \qquad (5.28)$$

Le coefficient de corrélation de cette équation est satisfaisant. Ainsi, cette relation montre que plus la station étudiée est à l'aval du système plus le chenal est profond (plus le bassin s'étend, plus le chenal creuse).

- **Les lois des milieux à saisons sèches**

Une majorité des données utilisées pour définir les équations (5.22), (5.24) et (5.26) fournit également des données d'aire de bassin versant. Une autre partie a été complétée par une recherche d'aire de bassin versant, grâce au numéro de station fourni dans les publications utilisées (numéro USGS des stations de jaugeage). Les informations complémentaires disponibles telles que l'aire de drainage ont été retrouvées sur le site de l'USGS Water Resources (http://water.usgs.gov) et intégrées à la base de données. Les rivières utilisées possèdent donc des profondeurs moyennes de crue de pleins bords comprises entre 0,5 et 14 mètres associées à des aires de drainages variant entre 5 et 166 000 km². Les relations en puissance qui en sont déduites sont les suivantes (Figure 5-23) :

$$A_d = 28{,}36 d_{bkf}^{2{,}73} \quad R^2 = 0{,}61 \text{ pour des rivières américaines (n = 36)} \qquad (5.29a)$$

$$A_d = 83{,}73 d_{bkf}^{3{,}11} \quad R^2 = 0{,}81 \text{ pour des rivières australiennes (n = 14)} \qquad (5.29b)$$

$$A_d = 26{,}32 d_{bkf}^{3{,}13} \quad R^2 = 0{,}65 \text{ pour des rivières américaines et australiennes (n = 50)} \qquad (5.29c)$$

La relation calculée pour les rivières australiennes donne un fort coefficient de corrélation, cependant leur répartition est fortement homogène et couvre majoritairement des aires de bassin versant largement supérieures à 10 000 km². Par conséquent les données sont conservées mais intégrées à celles des bassins versant américains dont la répartition est plus variable et par conséquent plus représentative. Le coefficient de corrélation de la relation en puissance prenant en compte les données australiennes et américaines est plus faible mais correct.

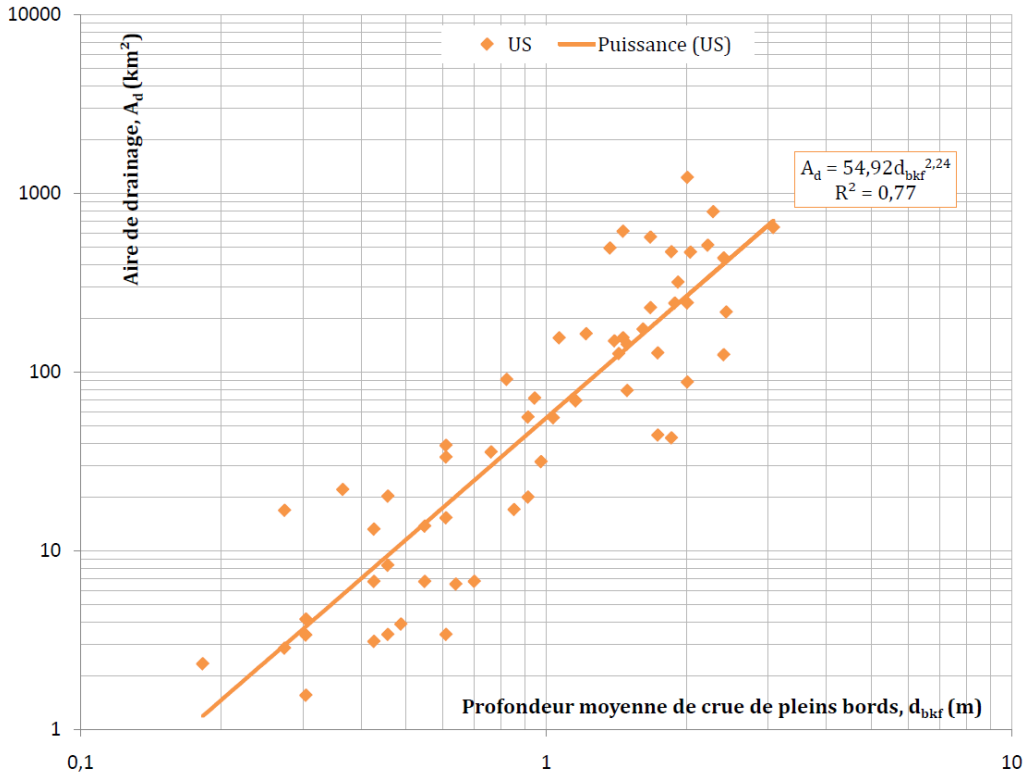


Figure 5-22 : Aire de drainage (A_d) exprimée en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide.

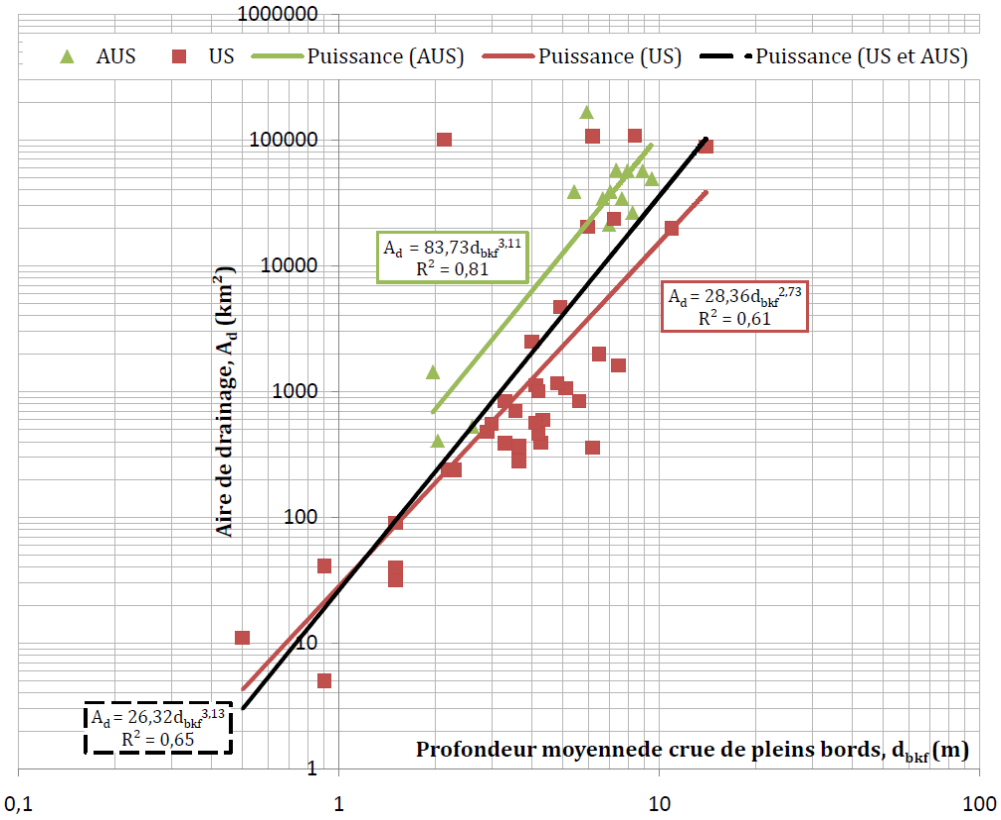


Figure 5-23 : Aire de drainage (A_d) exprimée en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-aride.

- **Comparaison**

La Figure 5-24 montre que pour des profondeurs inférieures à 2,5 mètres, la loi du domaine semi-humide (droite orange) donne des aires de bassins versant supérieures à celle des domaines à saisons sèches (droite grise). Des profondeurs inférieures à 1,5 m donnent en milieu semi-humide des aires de drainages 20 à 50% supérieures à celles des domaines à saisons sèches. Pour des profondeurs comprises entre 1,5 et 4 mètres les deux lois donnent des aires de drainage proches (différence de moins de 15%). Au-delà de cette valeur, à profondeur identique, la loi du domaine à saisons sèches fournit des aires plus grandes que celle du domaine semi-humide.

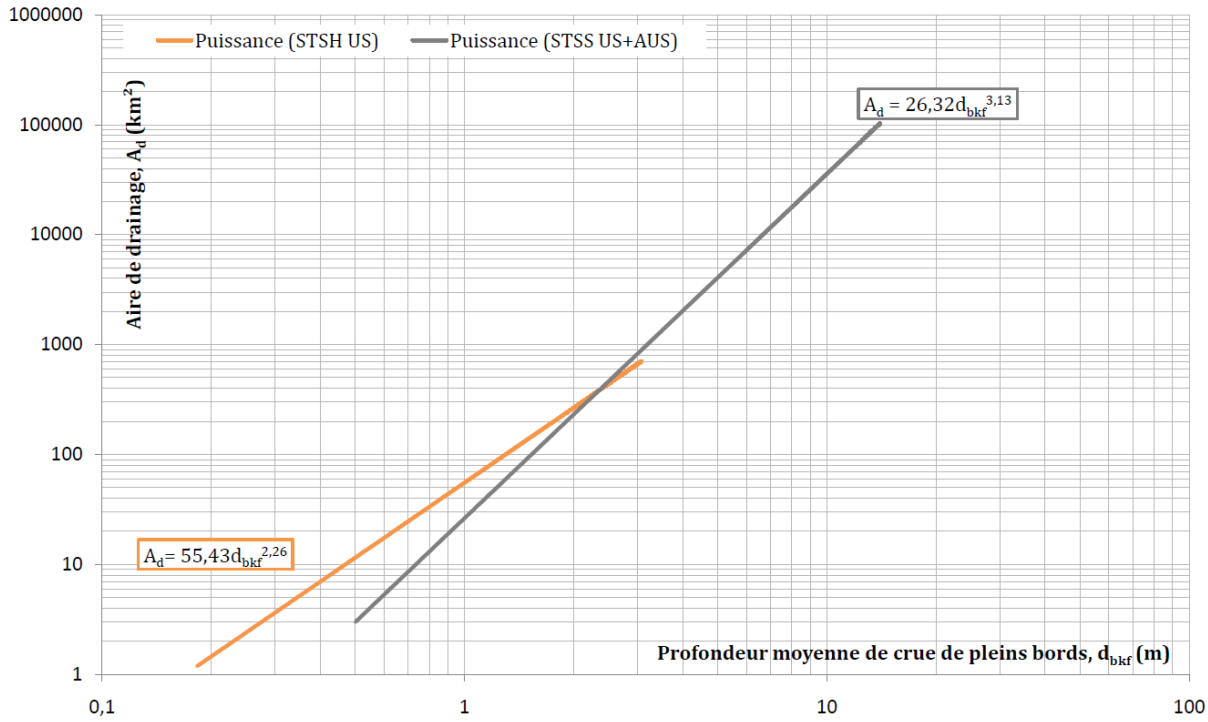


Figure 5-24 : Comparaisons des relations Aire de drainage / Profondeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS).

La différence entre ces deux lois, issues de domaines climatiques différents, peut être interprétée en termes de gestion des précipitations. Les systèmes du domaine semi-humide montrent un comportement plus constant (pente plus faible), *A contrario* des systèmes à saisons sèches dont la droite de corrélation présente une pente plus forte.

Nous proposons d'interpréter cette différence en faisant intervenir l'efficacité des systèmes à drainer et canaliser les eaux de pluies et de ruissellement. A une même profondeur (supérieure à 2,5 mètres), les aires de drainage estimées pour des milieux à saisons sèches sont plus importantes que celles des milieux semi-humides. Cette relation pourrait montrer que les systèmes d'environnements secs drainent plus largement et efficacement les eaux de pluie et de ruissellement que les systèmes plus humides.

Cependant, considérant une aire de bassin donnée (supérieure à 300 km^2), les profondeurs sont plus grandes dans les milieux semi-humides que dans les milieux à saisons sèches. Ainsi, des paramètres d'ordre climatique peuvent également intervenir, tels que les fréquences et les

intensités des taux de précipitations, qui influeraient sur les volumes d'eau mis à disposition dans les bassins versants et ainsi sur la géométrie des chenaux (ici la profondeur).

5.3.2.2 Equations de l'aire de drainage (A_d) fonction de la largeur (w_{bkf})

- **Les lois des milieux semi-humides**

Les stations utilisées pour définir l'équation (5.28) fournissent également des données de largeur. Elles sont par conséquent également utilisées pour exprimer l'aire de drainage en fonction de la largeur du chenal. Ainsi les 55 stations de rivières américaines donnent des largeurs comprises entre 2,44 et 40,63 m associées à des aires de drainage de 1,55 à 1227,66 km² (Figure 5-25). La loi fournie par ce jeu de données est :

$$A_d = 0{,}41 w_{bkf}^{2{,}11} \quad R^2 = 0{,}77 \text{ pour des rivières américaines (n = 55)} \qquad (5.30)$$

Le coefficient de corrélation obtenu est légèrement plus faible que celui de l'équation (5.28), ce qui tendrait à montrer que les modifications d'aire de bassin versant influent plus sur la profondeur du chenal que sur sa largeur.

- **Les lois des milieux à saisons sèches**

Les largeurs des rivières ayant servi à exprimer l'aire de drainage en fonction de la hauteur moyenne de crue de pleins bords (Eqs. 5.29) sont utilisées ici pour définir les relations qui suivent. Ces largeurs sont comprises entre 1,8 et 167 mètres et sont associées à des aires de drainage de 5 à 107 234 km² (Figure 5-26).

$$A_d = 0{,}6 w_{bkf}^{2{,}16} \quad R^2 = 0{,}78 \text{ pour des rivières américaines (n = 36)} \qquad (5.31a)$$

$$A_d = 0{,}05 w_{bkf}^{3{,}12} \quad R^2 = 0{,}89 \text{ pour des rivières australiennes (n = 14)} \qquad (5.31b)$$

$$A_d = 0{,}29 d_{bkf}^{2{,}42} \quad R^2 = 0{,}79 \text{ pour des rivières américaines et australiennes (n = 50)} \qquad (5.31c)$$

Les données australiennes fournissent un coefficient de corrélation supérieur à celui des données américaines mais leur répartition est toujours limitée à des aires de bassins versant largement supérieures à 10 000 km². Par conséquent elles sont associées aux données américaines dont le coefficient de corrélation est bon, afin de calculer une relation en puissance basée sur des données hétérogènes. Le coefficient de corrélation de cette équation est par ailleurs satisfaisant ($R^2 = 0{,}79$).

Pour cette base de données composée de rivières méandriformes de domaine subtropical à saisons sèches, les fonctions en puissance calculées à partir des variables des cours d'eau australiens et américains sont retenues.

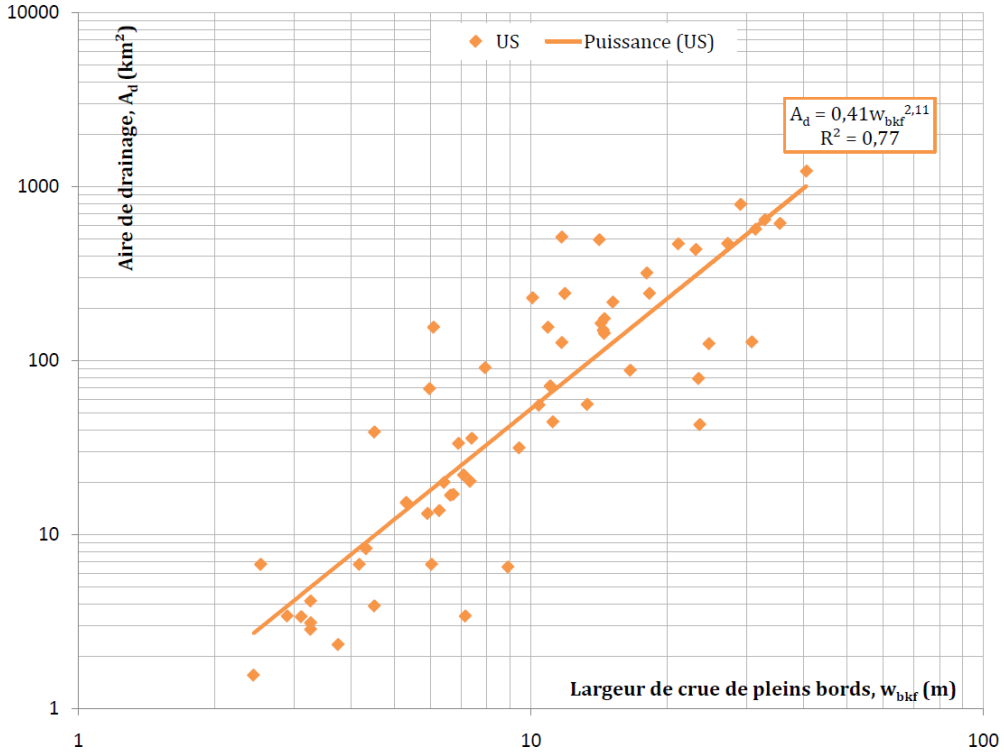


Figure 5-25 : Aire de drainage (A_d) exprimée en fonction de la largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide.

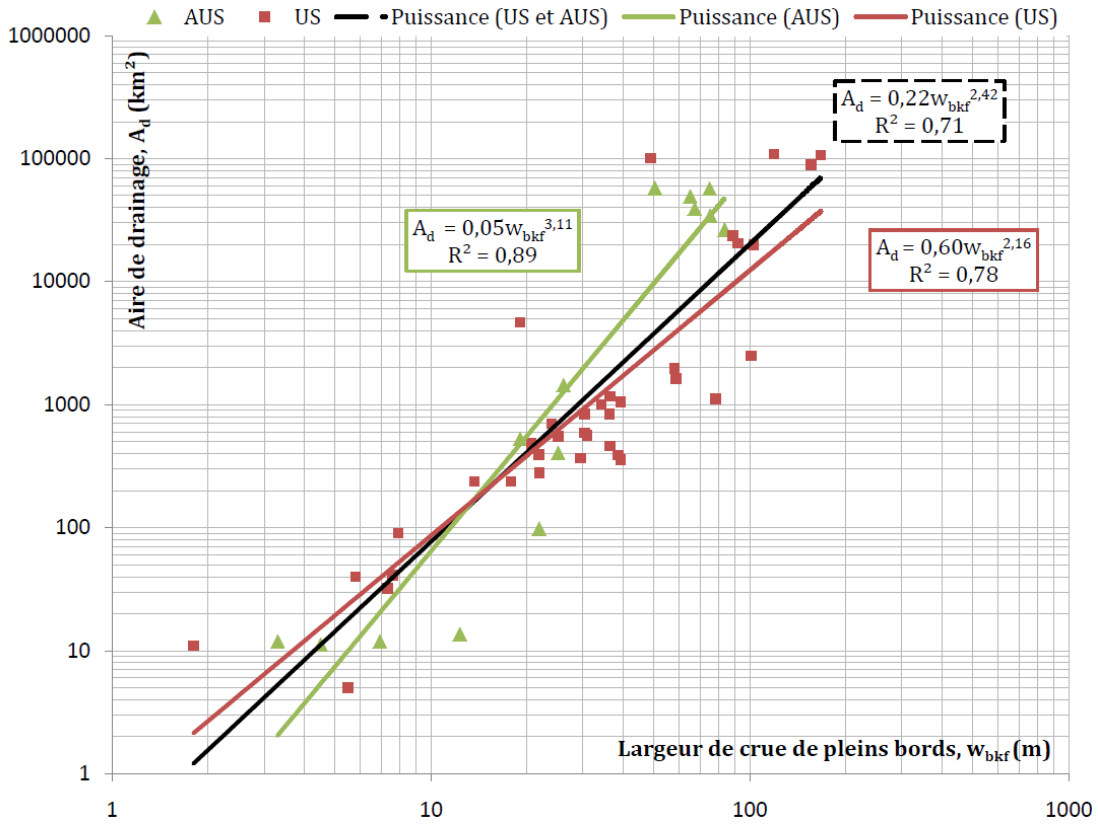


Figure 5-26 : Aire de drainage (A_d) exprimée en fonction de la largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical à saisons sèches.

- **Comparaison**

Les équations des différents domaines climatiques étudiés sont reportées sur le graphique de la Figure 5-27.

Pour des largeurs de chenal de 1 à 8 mètres, les aires calculées sont relativement semblables (écart de moins de 15%). Au-delà de cette valeurs la loi des milieux à saisons sèches donne des aires plus grandes (jusqu'à plus de 50% supérieures).

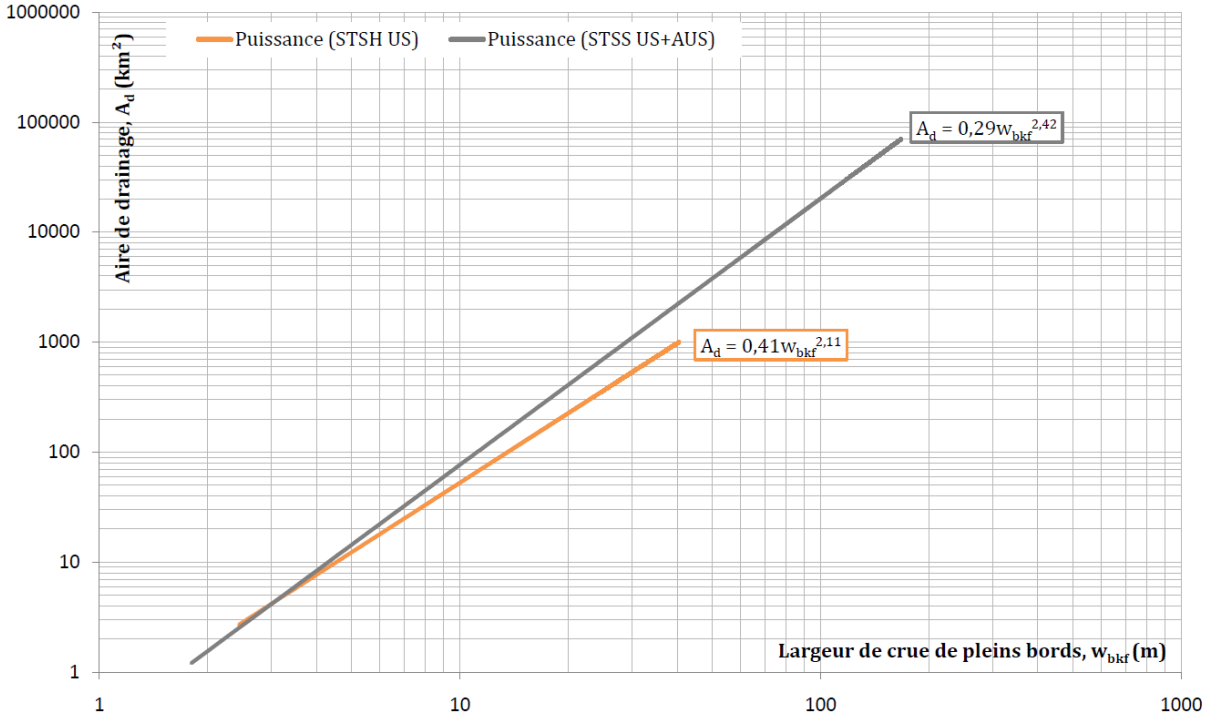


Figure 5-27 : Comparaison des relations entre Aire de drainage et Largeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS).

Il ressort de la comparaison des lois entre aire de drainage et largeur de chenal, et aire de drainage et profondeur (Figure 5-27 et Figure 5-24), que les systèmes plus secs développent des aires de bassin versant plus larges que les systèmes plus humides, pour des géométries de chenaux similaires. Et inversement lorsque l'on considère une aire de bassin donnée.

Ces observations révèlent soit une meilleure capacité de drainage dans les systèmes d'environnements plus secs, soit une augmentation plus rapide de la géométrie en section des chenaux due à des taux de précipitations plus importants.

5.3.2.3 Equation de la longueur (*L*) en fonction de l'aire de drainage (A_d)

Les longueurs des rivières retenues dans les bases de données Ia et Ib n'ont pas été mesurées. De plus la longueur des chenaux n'est jamais (ou trop rarement) associée à la profondeur de crue de pleins bords. Nous n'avons par conséquent pas pu exprimer ce paramètre en fonction de la profondeur. Cependant, la longueur des rivières est très souvent associée à leur aire de drainage (bases de données Annexes V a) et b)). Les lois qui suivent en expriment les relations.

- **Les lois des milieux semi-humides**

Les données de longueur de rivière et de bassin versant sont issues des travaux de Harkins et Green (1981), Bohman (1992), et Tollett et Fendick (1998). Les rivières qui y figurent sont toutes localisées aux U.S (Alabama, Caroline du Nord et du Sud, Floride, Géorgie, Louisiane et Mississippi). Elles présentent des longueurs de chenaux comprises entre 0,82 et 524,6 km associées à des aires de drainage de 0,47 à 17 094 km² (Figure 5-28). La relation qui en est déduite est la suivante :

$$L = 1{,}47 A_d^{0{,}59} \quad R^2 = 0{,}99 \text{ (n = 86)} \tag{5.32}$$

Cette relation fournit un coefficient de corrélation extrêmement robuste. Les données bien qu'indépendantes de celles utilisées pour les séries d'équations (5.11) à (5.19) possèdent une répartition très riche, couvrant des systèmes de petites et grandes tailles. Cette équation est très fiable.

- **Les lois des milieux à saisons sèches**

L'étude de Raines (1998) fournit 94 données de longueur et aire de drainage de rivières méandriformes de l'état du Texas. Des longueurs de chenaux comprises entre 0,61 et 554 km associées à des aires de drainage de 0,34 à 14 755 km² sont extraites et fournissent la relation en puissance suivante (Figure 5-29) :

$$L = 0{,}92 A_d^{0{,}67} \quad R^2 = 0{,}93 \text{ (n = 94)} \tag{5.33}$$

La relation ainsi obtenue présente un coefficient de corrélation très solide.

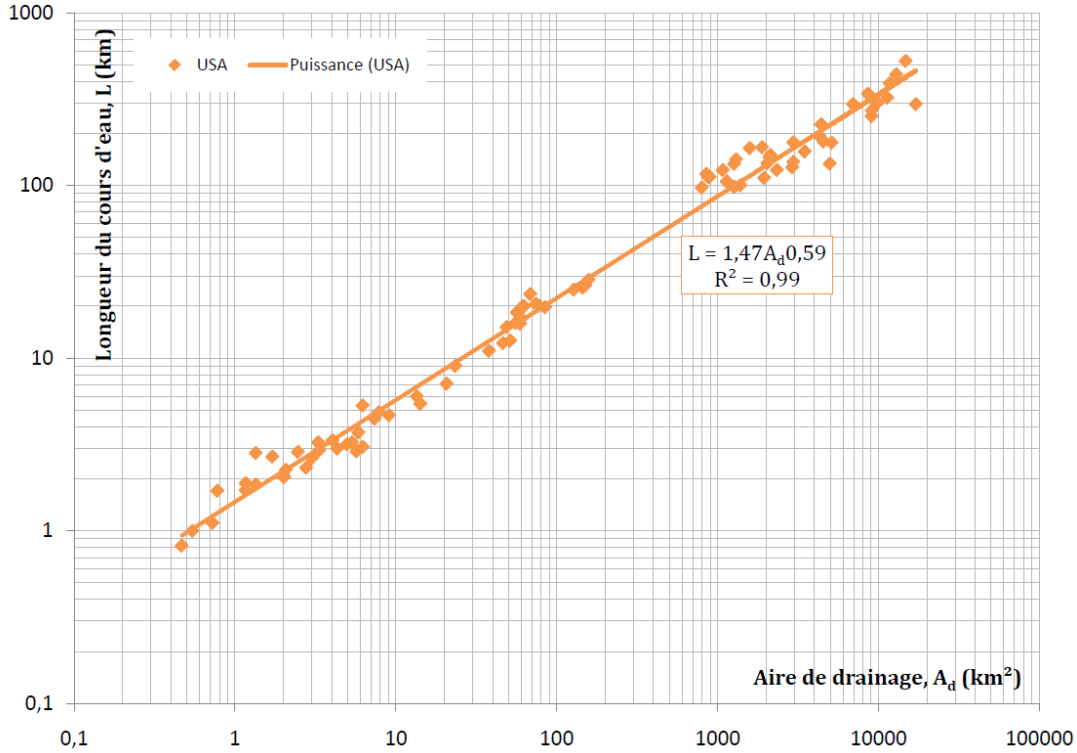


Figure 5-28 : Longueur de chenal (L) exprimée en fonction de l'aire de drainage (A_d) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide.

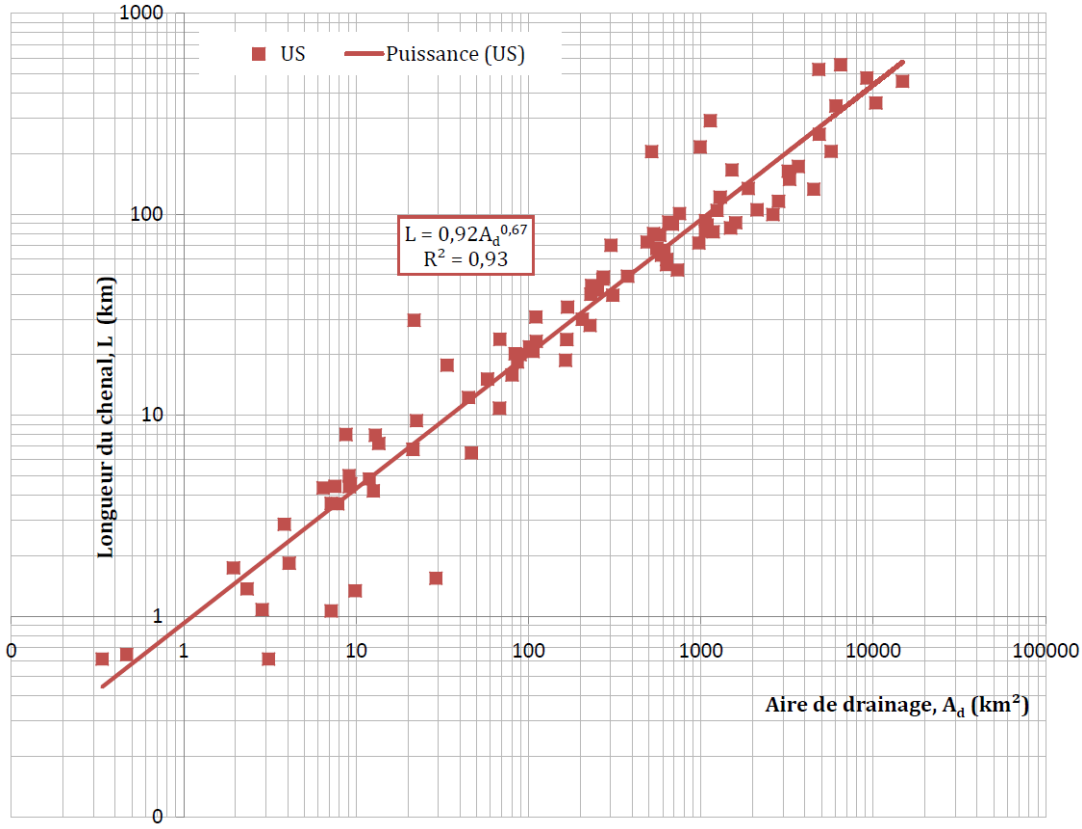


Figure 5-29 : Longueur de chenal (L) exprimée en fonction de l'aire de drainage (A_d) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical à saisons sèches.

- **Comparaison**

Les relations issues des données de milieux semi-humides et à saisons sèches sont ci-dessous représentées sur le même graphique (Figure 5-30).

Les lois des milieux semi-humides et à saisons sèches donnent des longueurs de chenal différentes de moins de 15% dès que des aires drainées de 10 km^2 sont atteintes.

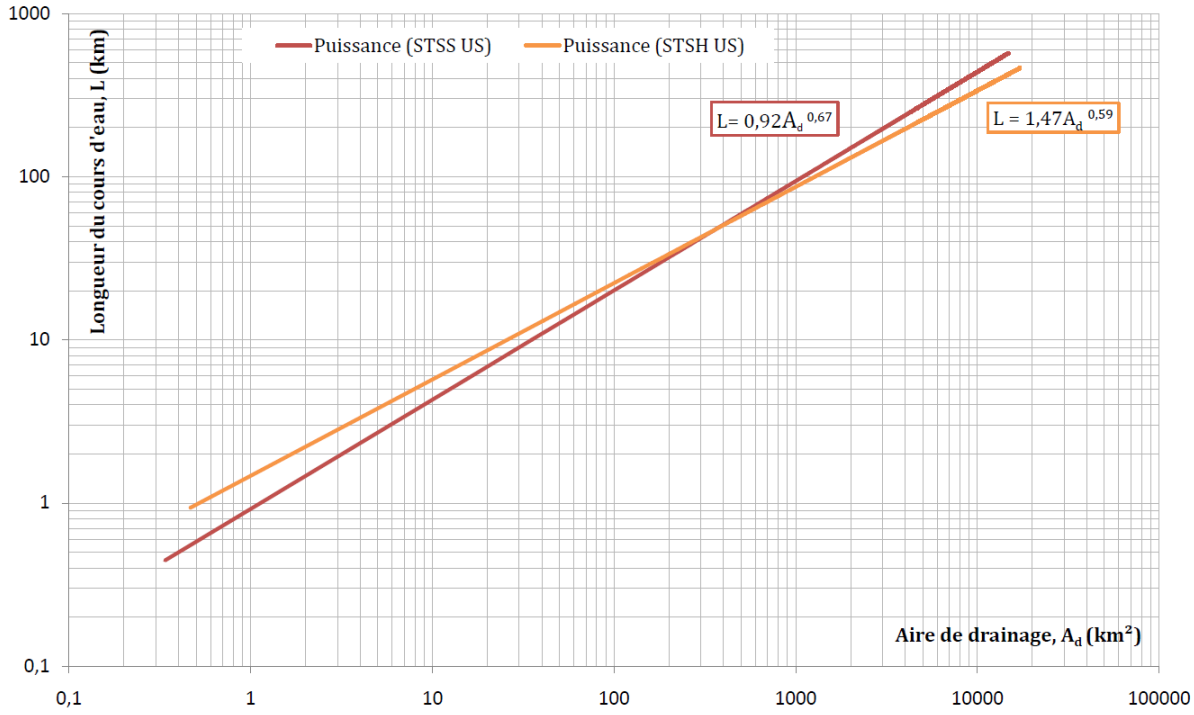


Figure 5-30 : Comparaison des lois entre Longueur de cours d'eau et Aire de bassin versant des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS).

La lecture de cette figure révèle qu'à l'exception des systèmes de petites tailles (A_d < 10 km^2), les deux relations définies pour des systèmes climatiques différents sont très similaires (écarts de moins de 15%). L'impact du climat sur la relation aire de drainage / longueur du chenal est donc négligeable.

5.3.2.4 Equation de la décharge (Q_{bkf}) en fonction de l'aire de drainage (A_d)

Les bases de données des milieux semi-humides et à saisons sèches sont également utilisées pour déterminer les équations suivantes (Figure 5-31) :

$$Q_{bkf} = 0{,}21 A_d^{0{,}78} \quad R^2 = 0{,}67 \text{ (n=59)} \qquad (5.34)$$

$$Q_{bkf} = 0{,}98 A_d^{0{,}56} \quad R^2 = 0{,}85 \text{ (n=19)} \qquad (5.35)$$

Les équations fournies par ces jeux de données donnent des coefficients de corrélation très satisfaisants.

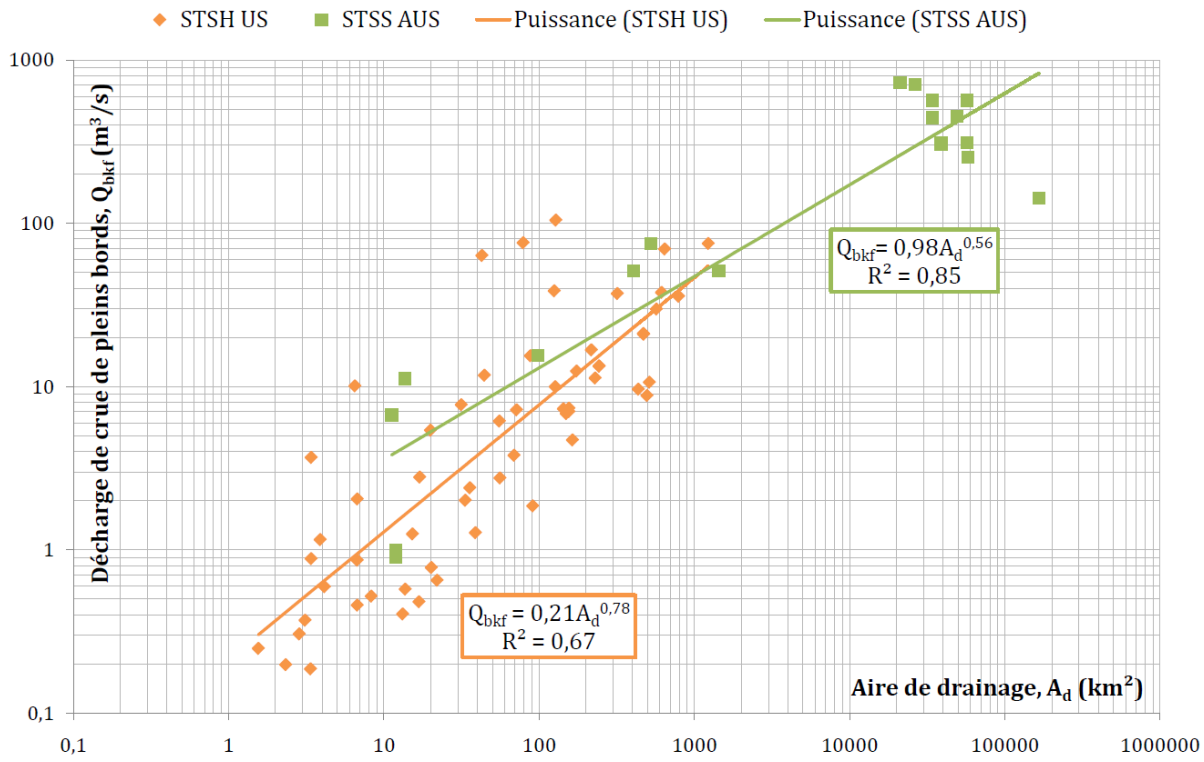


Figure 5-31 : Comparaison des lois entre Décharge de crue de pleins bords et Aire de bassin versant des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS).

5.3.3 Conclusion

Nous résumons les différences comparées entres les systèmes semi-humides et les systèmes à saisons sèches dans le Tableau 5-5. On remarque ainsi que les lois entre les géométries du chenal, la décharge et l'aire de drainage sont sensibles au climat ; la relation entre longueur du chenal et aire drainée semble quant à elle peu influencée par ce dernier.

Variables observées	*Pourcentages d'écarts observés entre STSH et STSS :*							
	>15%	<15%	>15%	>15%	<15%	>15%	>15%	<15%
	Valeurs de d_{bkf} (m)			Valeurs de w_{bkf} (m)			Valeurs de A_d (km^2)	
w_{bkf}	<2	2 à 15	>15					
Q_{bkf}	<3	3 à 5	>5	<30	30 à 100	>100		
A_d	<1,5	1,5 à 4	>4	<1	1 à 8	>8		
L							<10	>10

Tableau 5-5 : Synthèse des différences observées entre systèmes subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS). Nous rappelons les valeurs de profondeur de crue de pleins bords (d_{bkf}), de largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) et de longueur de chenal (L) pour lesquelles les variables observées montrent des écarts significatifs de plus de 15%.

On remarque ainsi que les lois entre les géométries du chenal, la décharge et l'aire de drainage sont sensibles au climat ; la relation entre longueur du chenal et aire drainée semble quant à elle peu influencée par ce dernier. Il est à noter que l'influence du climat se fait ressentir majoritairement sur des systèmes de petites et grandes tailles, les systèmes de tailles moyennes voient quant à eux leurs écarts diminuer.

5.4 Impact du climat : comparaison avec les lois de la littérature

Afin de tester l'impact du climat sur les lois hydrologiques nous comparons les équations que nous avons développées avec celles issues de la littérature (§ 5.1).

Les lois permettant de définir les relations de géométries hydrauliques que nous avons choisies de comparer aux nôtres (w_{bkf}, d_{bkf} et Q_{bkf} ; Dury, 1976 ; Crane, 1982 ; Williams, 1986 ; Bridge et Mackey, 1993 et Mackey, 1993) ne sont contraintes ni par le climat, ni par la physiographie ; et s'appliquent à des systèmes de tailles diverses, petites à grandes.

Nous remarquons que pour des profondeurs moyennes de crues de pleins bords supérieures à 1 mètre, les relations de Crane (1982), Williams (1986) et Bridge et Mackey (1993) donnent des valeurs de largeur 2 à 3 fois supérieures à celles calculées à partir des lois que nous proposons (Figure 5-31).

Les décharges estimées à partir de la loi de Dury (1976 ; Eq. 5.13a) sont, pour des profondeurs supérieures à 1 mètre, plus de 30% supérieures à celles calculées à partir de notre loi STSH (Figure 5-32). Pour notre loi STSS, les deux relations fournissent des résultats similaires pour des profondeurs voisines de 2 mètres, en-deçà et au-delà de cette valeur, les décharges estimées diffèrent de plus de 30% (Figure 5-32).

Les équations de Dury (1976) et Mackey (1993) utilisant la largeur afin d'estimer la décharge de crue de pleins bords (Figure 5-33) donnent, pour des largeurs de 10 à 200 mètres, des estimations très voisines (écarts en moyenne de 15%) des deux lois développées dans notre étude (Figure 5-33).

Les différences nettes de comportement observées entre les lois w_{bkf}=f(d_{bkf}) et Q_{bkf}=f(d_{bkf}) sont interprétées en termes d'influence climatique et physiographique. Les lois développées par Dury (1976), Crane (1982), Williams (1986), et Bridge et Mackey (1993) utilisent des données non contraintes climatiquement et physiographiquement. La présence de systèmes de grandes tailles (ex : Williams utilisent des données du Mississippi) entraîne une surestimation des paramètres géométriques (Figure 5-31). Les valeurs extrêmes vont alors tirer les droites de corrélation vers le haut. Il est donc important de travailler avec des systèmes d'échelle comparable.

Toutefois, nous remarquons que les droites de régression de Dury (1976) et Mackey (1993), représentant la relation Q_{bkf}=f(w_{bkf}), fournissent des résultats très similaires aux nôtres. Nous en déduisons que la corrélation entre décharge et largeur de crue de pleins bords est une loi assez constante et peu influencée par le climat ou la taille du bassin considéré.

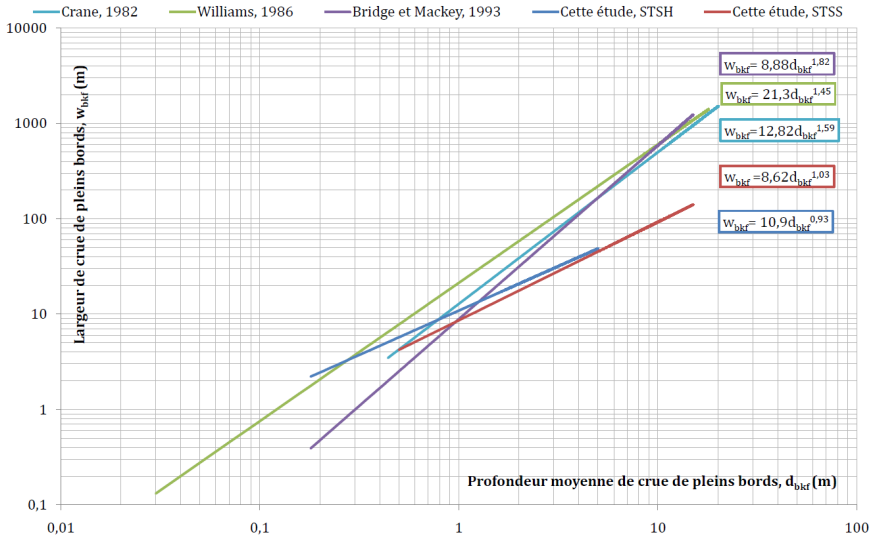


Figure 5-32 : Comparaison des lois entre largeur et profondeur de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches.

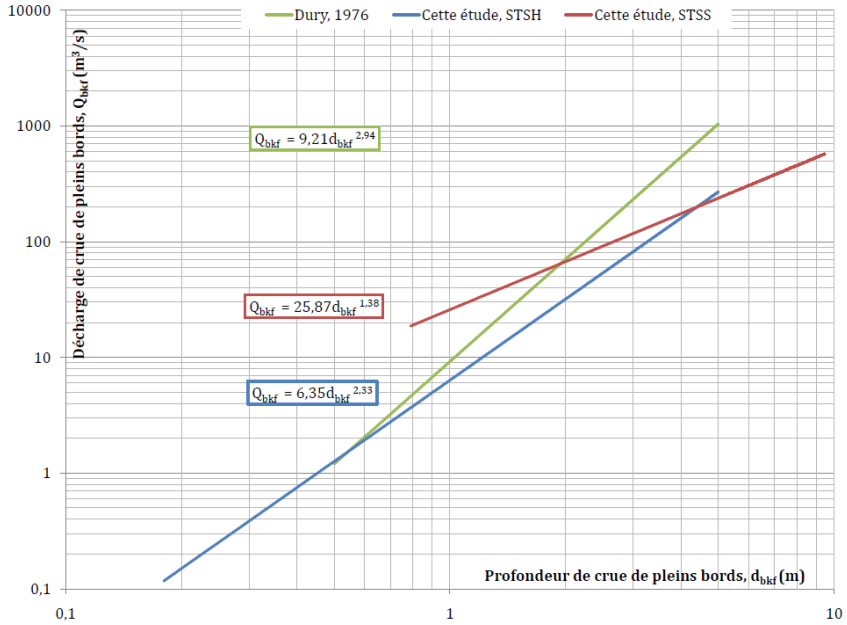


Figure 5-33 : Comparaison des lois entre profondeur de crue de pleins bords et décharge de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches.

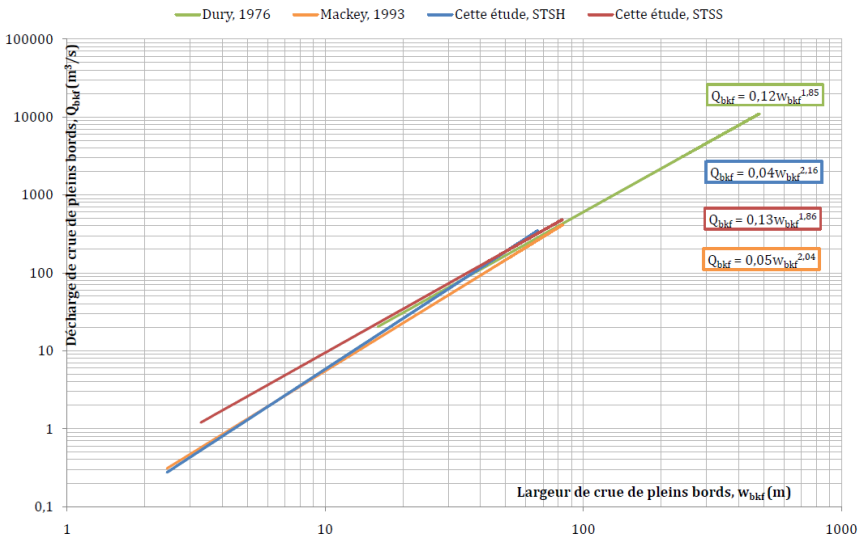


Figure 5-34 : Comparaison des relations entre décharge et largeur de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches.

Les relations de Castro et Jackson (2001), faisant intervenir l'aire de drainage en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords, sont définies pour des domaines climatiques précis (Tableau 5-2 ; climat aride et climat océanique). Par ailleurs, leurs lois sont définies à partir de rivières confinées (droite à sinueuses), transportant un matériel grossier à très grossier (sables grossiers à galets). Au contraire des autres études comparées, celles-ci utilisent des systèmes de tailles homogènes mais limitées géographiquement, car elles visent à démontrer l'impact des paramètres régionaux sur les systèmes fluviatiles. Leurs relations ne sont par conséquent pas du tout affectées par les systèmes de très grandes tailles.

Nous choisissons de comparer nos relations A_d=f(d_{bkf}), aux leurs, afin de tester une nouvelle variable : la charge sédimentaire transportée.

Les relations de Castro et Jackson (2001) donnent des estimations d'aire de drainage à partir de la profondeur (d_{bkf} > 1,5 m), 5 à plus de 1000 fois inférieures à celles calculées à partir de nos relations (Figure 5-34).

Les différences observées Figure 5-34 montrent que le climat, le type de rivières et la charge transportées jouent un rôle dans l'organisation des systèmes fluviatiles. Ainsi, une rivière transportant des galets sous un climat de steppe érodera plus favorablement son substrat et développera ainsi, à l'amont, des sections aussi importantes que celles, en aval, d'une rivière sableuse de milieu semi-humide.

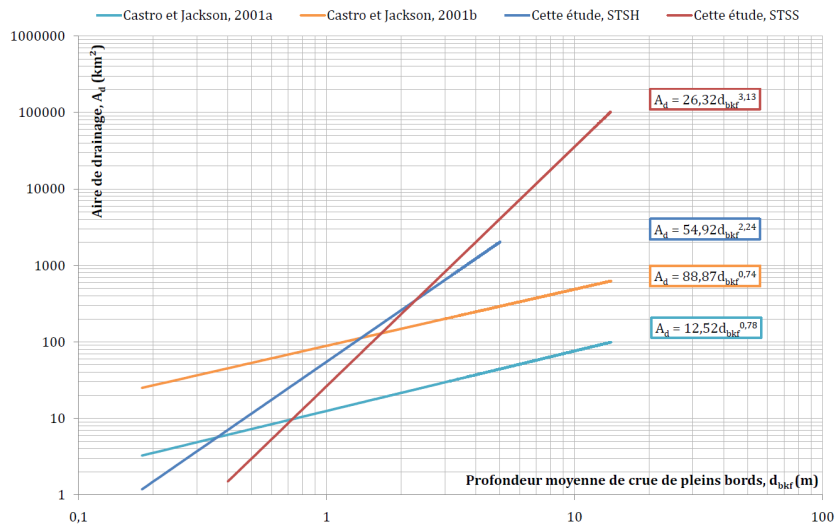


Figure 5-35 : Comparaison des lois entre aire de drainage et profondeur de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches.

La confrontation de ces deux observations montre qu'un compromis entre l'approche généraliste et l'approche régionale doit être adopté. C'est ce vers quoi tend notre démarche, en choisissant des systèmes méandriformes de domaines climatiques précis mais étendus.

5.5 Synthèse : les éléments de la restitution paléohydrologique

La démarche que nous proposons peut être scindée en deux parties :

- Le passage de l'enregistrement sédimentaire à la donnée hydrologique

La littérature a montré que les barres de méandre mesurées sur le terrain doivent être corrigées de trois facteurs principaux afin de fournir une profondeur d'eau moyenne de crue de pleins bords : (i) la compaction, (ii) la position par rapport à l'apex et (iii) le passage d'une portion incurvée à une portion droite.

- L'utilisation de lois empiriques développées à partir de systèmes actuels (Tableau 5-6)

La restitution des paramètres paléohydrologiques est ensuite réalisée en utilisant les équations en puissance définies en fonction des domaines climatiques. Dans notre étude ces domaines correspondent à des environnements subtropicaux semi-humides ou à saisons sèches, de plaines côtières ou de piémont. De plus, les lois que nous proposons s'appliquent à des rivières méandriformes sableuses. Nous choisissons pour la suite de notre approche d'appliquer les lois empiriques utilisant les jeux de données complets, réunissant rivières américaines ET australiennes, car elles permettent de moyenner les valeurs extrêmes des jeux de données pris indépendamment.

Domaine subtropical semi-humide	**Domaine subtropical à saisons sèches**
d_{bkf} [0,18 ; 5m] et w_{bkf} [2,44 ; 66,6 m]	d_{bkf} [0,5 ; 15 m] et w_{bkf} [1,8 ; 167 m]
$w_{bkf} = 10.90 d_{bkf}^{0.93}$ R^2=0.73 (5.21c)	$w_{bkf} = 8{,}62 d_{bkf}^{1{,}03}$ R^2=0.74 (5.22c)
d_{bkf} [0,18 ; 5 m] et Q_{bkf} [0,19 ; 283 m³/s]	d_{bkf} [0,79 ; 9,45 m] et Q_{bkf} [11,2 ; 725 m³/s]
$Q_{bkf} = 6.35 d_{bkf}^{2.33}$ R^2=0.82 (5.23c)	$Q_{bkf} = 25{,}87 d_{bkf}^{1{,}383}$ R^2=0.84 (5.24)
w_{bkf} [2,44; 66,6m] et Q_{bkf} [0,19; 283m³/s]	w_{bkf} [3,3 ; 83 m] et Q_{bkf} [0,9 ; 708 m³/s]
$Q_{bkf} = 0{,}04 w_{bkf}^{2{,}16}$ R^2=0,84 (5.25c)	$Q_{bkf} = 0{,}13 w_{bkf}^{1{,}86}$ R^2=0.87 (5.26)
d_{bkf} [0,18 ; 5 m] et A_d [1,55 ; 1227km²]	d_{bkf} [0,4 ; 14 m] et A_d [5 ; 166 000km²]
$A_d = 54{,}92 d_{bkf}^{2{,}24}$ R^2 = 0,79 (5.28)	$A_d = 26{,}32 d_{bkf}^{3{,}13}$ R^2 = 0,65 (5.29c)
w_{bkf} [2,44; 40,6m] et A_d [1,55; 1227km²]	w_{bkf} [1,8 ; 167 m] et A_d [5 ; 107 234 km²]
$A_d = 0{,}41 w_{bkf}^{2{,}11}$ R^2 = 0,78 (5.30)	$A_d = 0{,}29 d_{bkf}^{2{,}42}$ R^2 = 0,79 (5.31c)
A_d [0,47 ; 17 094 km²] et L [0,82 ; 524,6 km]	A_d [0,34 ; 14 755 km²] et L [0,61 ; 554 km]
$L = 1{,}47 A_d^{0{,}59}$ R^2 = 0,99 (5.32)	$L = 0{,}92 A_d^{0{,}67}$ R^2 = 0,93 (5.33)

Tableau 5-6 : Équations de restitution paléohydrologique**.**

Afin de minimiser les incertitudes, nous conseillons d'utiliser autant que possible des équations faisant appel à un paramètre estimé à partir des séries sédimentaires. Ainsi, si l'enregistrement sédimentaire ne fournit que des hauteurs de barres de méandre, il est plus judicieux de définir les paramètres paléohydrologiques en utilisant des lois définies à partir de la profondeur (ex : équation 5.23 pour calculer la décharge). *A contrario* si l'enregistrement ne fournit que des largeurs de barres de méandre on utilisera alors les équations se référant à la largeur (ex : équation 5.31 pour calculer l'aire du bassin versant).

Nous émettons toutefois une réserve quant à l'utilisation unique des largeurs de chenaux. Nos observations tendent à montrer qu'elles sont moins sensibles aux variations intrabassin (Figure 5-27) et par conséquent moins représentatives des réorganisations d'un système hydrologique.

5.6 Conclusion

Les études hydrologiques basées sur l'observation des rivières actuelles associées aux travaux de modélisation analogiques permettent aujourd'hui de convertir des hauteurs de sets mesurées dans l'enregistrement sédimentaire en hauteurs d'eau moyennes de crue de pleins bords (Ethridge et Schumm, 1978 ; Bridge et Mackey, 1993). Bien que moins utilisée, la largeur de ces mêmes objets peut également être convertie en largeur de crue de pleins bords (Allen, 1965).

La construction de base de données contraintes par le climat aboutit à la définition de relations empiriques permettant de remonter de ces géométries de chenaux aux différents paramètres hydrologiques définissant un système fluviatile de l'échelle du chenal à celle du bassin versant.

La validité de ces relations est mathématiquement prouvée par la qualité des coefficients de corrélation obtenus. Leur validité hydrologique doit à présent être testée à travers leur application aux systèmes fluviatiles fossiles étudiés dans la présente étude, et pour lesquels nous disposons d'éléments de validation (structures sédimentaires et connaissance minéralogique de la zone source). Ainsi, les fonctions définies grâce aux données de rivières de domaine subtropical semi-humide sont utilisées pour définir les paramètres paléohydrologiques des bassins du SE de la France ; de même les relations empiriques définies à partir des données de rivière de domaine subtropical à saisons sèches sont appliquées aux données mesurées dans les séries fluviatiles du bassin d'Espagne Centrale.

CHAPITRE 6 : INTERPRÉTATION PALÉOHYDROLOGIQUE DES SYSTÈMES MÉANDRIFORMES OLIGO-MIOCÈNES

Dans ce chapitre, les données de terrain sont analysées grâce à la méthode de restitution paléohydrologique que nous avons développée (Ch. 5). Les résultats obtenus sont interprétés avec les diverses données géologiques collectées lors des investigations de terrain (coupe, échantillons des dépôts de chenaux, de débordements ou des paléosols).
À partir de cette synthèse sédimentologique et paléohydrologique, nous développons une méthode permettant d'extraire des données géométriques des barres de méandre un signal climatique quantifié. Puis l'association de ces données est interprétée en termes de composante tectonique. Ces deux facteurs de contrôle climatique et tectonique sont ensuite corrélés et traduits en variations d'un niveau de base.
La finalité de cette démarche est de traduire l'enregistrement sédimentaire d'un système fluviatile en paramètres dynamiques hydrologiques. Les évolutions de ces derniers, rythmées par les paramètres environnementaux locaux et régionaux (climat, tectonique et niveau de base), autorisent la restitution des réorganisations majeures enregistrées par les bassins.

6.1 Restitutions paléohydrologiques des systèmes fluviatiles oligo-miocènes

Les relations empiriques en puissance que nous avons développées (Ch. 5) sont appliquées aux géométries mesurées sur le terrain (Ch. 4). Ces dernières correspondent aux sets d'accrétion latérale identifiés au sein des dépôts de chenaux non érodés. Elles sont associées aux progradations des boucles de méandre et représentent des variables associées au régime de crue de pleins bords. Les résultats sont présentés et discutés dans les paragraphes qui suivent.

6.1.1 Les systèmes méandriformes oligo-miocènes du SE de la France

Trois coupes contemporaines sont étudiées dans le bassin d'avant-pays alpin (Ch. 4). Deux d'entre elles, levées dans les synclinaux d'Esclangon et d'Esparron, sont situées à l'avant de la nappe de Digne, la troisième, levée dans le synclinal de Barrême est, quant à elle, localisée sur cette même nappe, à proximité du front.

Les restitutions paléohydrologiques sont présentées pour chacune de ces coupes ; puis des clés pour la compréhension de la réorganisation du bassin d'avant-pays alpin du SE de la France sont déduites des corrélations entre ces coupes.

6.1.1.1 La série des Grès Verts du synclinal de Barrême

Les affleurements de la série des Grès Verts n'ont pas permis de mesurer les extensions longitudinales des sets. Les restitutions qui suivent sont par conséquent uniquement basées sur des hauteurs de sets d'accrétion latérale.

- **<u>Conversion des géométries mesurées en profondeur d'eau</u>**

Les hauteurs de barres d'accrétion latérale mesurées sur le terrain sont comprises entre 4,20 et 6,80 mètres. Ces hauteurs se répartissent selon quatre intervalles, au sein desquels les hauteurs mesurées fluctuent relativement peu (Tableau 6-1). Les variations observées à l'intérieur d'un même intervalle stratigraphique (sur des hauteurs de quelques mètres) sont imputées d'une part à la localisation de la section par rapport à la boucle de méandre et d'autre part à la variabilité naturelle rencontrée au sein d'un chenal (cf. Figure 5.4).

Par conséquent, une hauteur moyenne est définie pour chaque intervalle (Tableau 6-1). Il ressort alors que les intervalles I et III sont caractérisés par des valeurs plus grandes que les intervalles II et IV, respectivement 6,25±0,50 m et 4,70±0,60 m. Ce premier traitement des données collectées sur le terrain met en évidence un schéma répétitif entre deux conditions hydrauliques différentes.

Avant de convertir ces hauteurs de sets en profondeur d'eau, nous prenons en compte la compaction qui a certainement affecté cette série. Un recouvrement maximal de 400 mètres est considéré (Chapitre 3) et selon l'équation de Sclater et Christie (1980), les compactions maximales pouvant être atteintes par les sables des Grès Verts atteignent 10%.

Série des Grès Verts		**Barre de Méandre**		**Profondeur d'eau moyenne de crue de pleins bords**			
				minimum (a)		maximum (b)	
Intervalle	Cote (m)	Site	Hauteur du set (m)	Apex du méandre (m)	Portion droite (m)	Apex du méandre (m)	Portion droite (m)
IV	60-63	SM-C3a	5,60	5,60	3,30	6,90	4,05
		SM-C3b	4,60	4,60	2,70	5,70	3,35
		SM-C3c	4,20	4,20	2,45	5,20	3,05
		moyenne	4,80	4,80	2,80	5,95	3,50
III	50-58	LI-C2	6,80	6,80	4,00	8,40	4,90
		SM-C2	5,90	5,90	3,45	7,30	4,25
		moyenne	6,35	6,35	3,70	7,85	4,60
II	40-48	SM-C1a	4,40	4,40	2,55	5,45	3,20
		SM-C1b	5,20	5,20	3,05	6,40	3,75
		SM-C1c	4,20	4,20	2,45	5,20	3,05
		moyenne	4,60	4,60	2,70	5,70	3,35
I	20-28	BO-C1	6,00	6,00	3,50	7,40	4,35
Valeur moyenne							
I + III		*moyenne*	6,25	6,25	3,65	7,70	4,50
		dév.std.	0,49	0,49	0,30	0,61	0,35
II + IV		*moyenne*	4,70	4,70	2,75	5,80	3,40
		dév.std.	0,58	0,58	0,35	0,70	0,41
I to IV		*moyenne*	5,20	5,20	3,05	6,40	3,75
		dév.std.	0,93	0,93	0,55	1,14	0,66

Tableau 6-1 : Estimations des profondeurs de crue de pleins bords de la série des Grès Verts : à l'apex du méandre et en portion droite, selon nos deux scénarios. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, pas de compaction ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set, et un coefficient de décompaction de 10% est appliqué.

Nous calculons des **valeurs minimales** qui restent les mêmes que les hauteurs mesurées et correspondent à un scénario sans compaction et à l'apex du méandre.

Le second scénario calcule des **valeurs maximales** qui prennent en compte une compaction de 10% et une incertitude de 10% quant à la position de la mesure par rapport à l'apex du méandre. Ces deux scenarii fournissent donc des estimations minimum et maximum, et proposent ainsi un encadrement des résultats.

Ainsi le premier scénario donne pour les intervalles I et II des profondeurs moyennes de crue de pleins bords de 3,65±0,30 mètres, et de 2,75±0,35 mètres pour les intervalles II et IV. Le second fournit, quant à lui, des valeurs de 4,50±0,35 mètres pour les intervalles I et III, et de 3,40±0,41 mètres pour les intervalles II et IV (Tableau 6-1).

- **Restitution des paramètres paléohydrologiques**

Les paramètres paléohydrologiques sont calculés à partir des équations établies pour des domaines subtropicaux semi-humides (Tableau 5.6). Les valeurs numériques sont disponibles en Annexe VI a) et présentées graphiquement selon leur position stratigraphique sur la Figure 6-1.

Les largeurs de crue de pleins bords calculées pour les intervalles I et III sont comprises entre 34,95 et 36,80 mètres (estimation minimum) et entre 42,80 et 45,05 mètres (estimation maximum). Les largeurs de crue de pleins bords estimées pour les intervalles II et IV varient entre 27,45 et 28,40 mètres (estimation minimum), et 33,10 et 34,50 mètres (estimation maximum). On observe donc des différences de l'ordre de 20% entre les estimations minimum et maximum.

Les décharges de crues de pleins bords des intervalles I et III varient quant à elles entre 117 et 133 m^3/s (estimation minimum) et 194 et 221 m^3/s (estimation maximum). Les valeurs calculées pour les intervalles II et IV fluctuent entre 64 et 70 m^3/s (estimation minimum) et 102 et 113 m^3/s (estimation maximum). Les variations observées entre les estimations minimum et maximum sont de l'ordre de 40%.

Les aires de drainage déterminées pour les intervalles I et III sont comprises entre 909 et 1029 km^2 (estimation minimum), et entre 1479 et 1676 km^2 (estimation maximum). Ces aires sont respectivement associées à des longueurs de chenal de 97 et 105 km (estimation minimum), et de 131 et 141 km (estimation maximum). Les intervalles II et IV fournissent des aires de drainage de 508 et 551 km^2 (estimation minimum), et 796 et 880 km^2 (estimation maximum). Ces aires donnent respectivement des longueurs de chenal de 68 et 71 km (estimation minimum) et 89 et 95 km (estimation maximum). Les écarts entre les valeurs minimales et maximales sont de l'ordre de 40% pour les aires de drainage ; et de 35% pour les longueurs de chenal.

Les valeurs moyennes prenant en compte les quatre intervalles donnent une aire de drainage minimum de 668 km^2 associée à une longueur de chenal de 80 km et une aire de drainage maximum de 1061 km^2 associée à une longueur de chenal de 107 km.

La longueur de chenal calculée est considérée comme une distance maximale à la source, à supposer que le cours du chenal soit rectiligne. Cependant, à Barrême, le système des Grès Verts est méandriforme et peut présenter au cours de son trajet des sinuosités à plus grandes longueurs d'onde, voire des changements d'orientation de son cours, de telle sorte que la

longueur de son chenal est supérieure à celle de son bassin versant. Ainsi, nous considérons que les estimations de longueurs de chenal (de 68 à 141 km) peuvent être interprétées comme des grandeurs maximum de distance à la source.

La source du système méandriforme des Grès Verts est à chercher à une distance maximale de 141 km au Nord (d'après les estimations minéralogiques des zones sources).

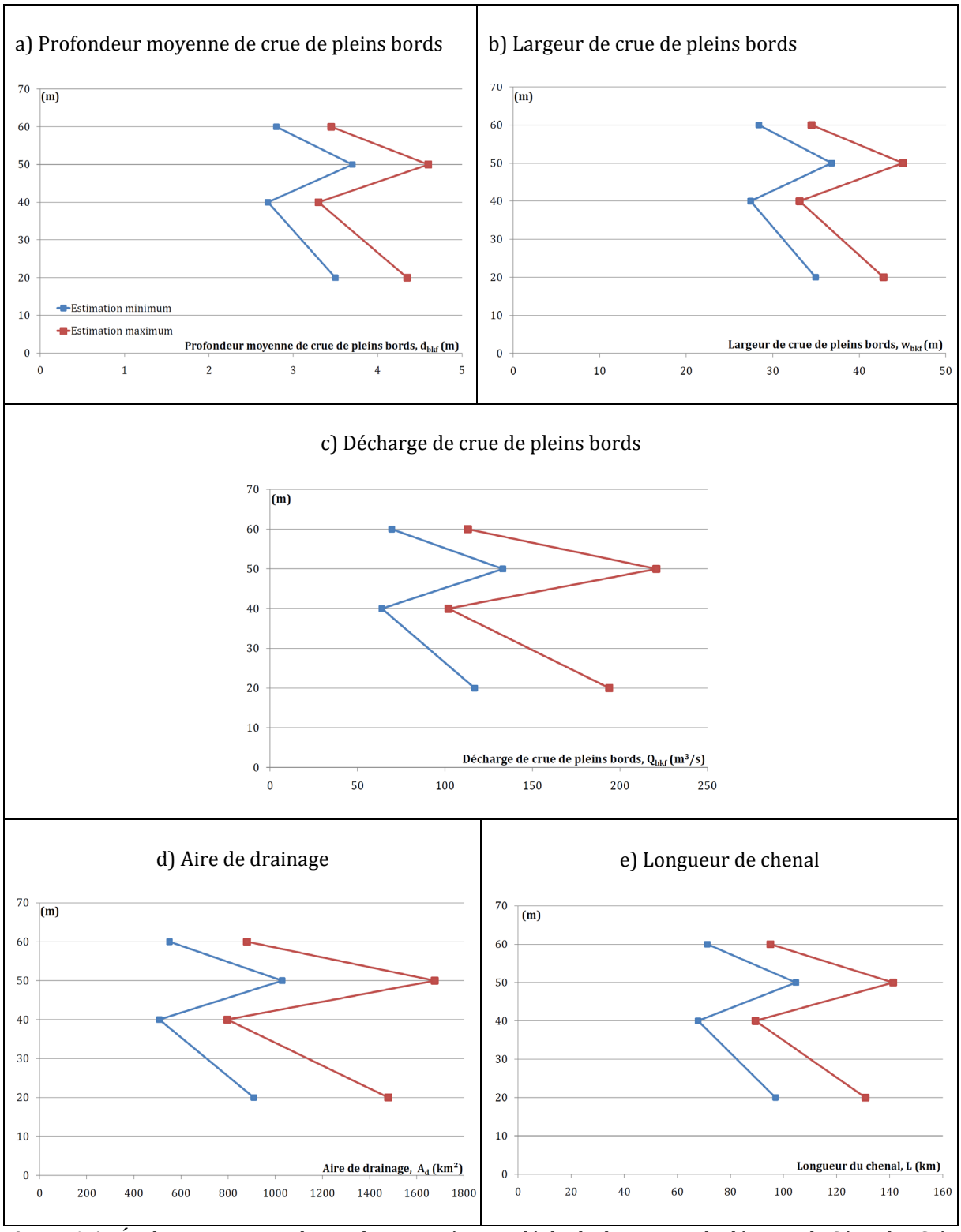


Figure 6-1 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour la Série des Grès Verts de Barrême (données chiffrées fournies en Annexe VI a).

6.1.1.2 La série de la Molasse Rouge d'Esclangon

Nous rappelons que les mesures géométriques effectuées dans le Ravin du Rousset et le long du chemin de PR du Vieil Esclangon ont fourni uniquement des hauteurs de barres de méandres.

- **<u>Conversion des géométries mesurées en profondeur d'eau :</u>**

La Molasse Rouge d'Esclangon a subi un recouvrement d'environ 1000 mètres (Maillart, 1991), entraînant des compactions de l'ordre de 20% pour les sables de cette formation (Sclater et Christie, 1980 ; Eq.5.8).

Les niveaux chenalisés échantillonnés dans le secteur d'Esclangon ont fourni 11 corps sableux, dont deux interprétés comme appartenant au même niveau (ESC-C07, 259m). L'évolution des tailles de barre présente une organisation particulière : on remarque deux épisodes au cours desquels les hauteurs de barre diminuent progressivement, puis chacun de ces intervalles est suivi d'une augmentation rapide (Figure 6-2). Ces motifs semblent cependant s'insérer dans une tendance générale à l'augmentation.

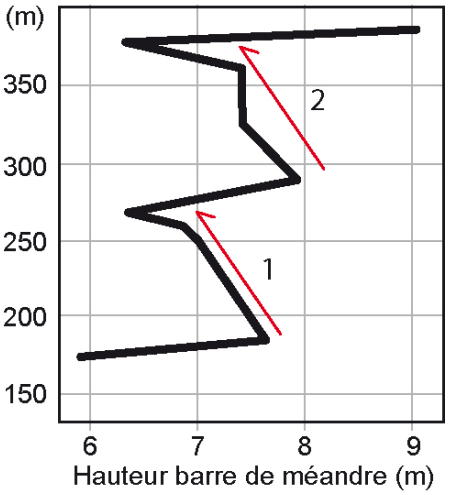


Figure 6-2 : Évolution des hauteurs de barres de méandre de la Molasse Rouge du secteur d'Esclangon. On observe deux épisodes 1 et 2 de diminution progressive des épaisseurs, suggérant une cyclicité.

Les hauteurs sont converties en profondeur de crue de pleins bords selon la même démarche que précédemment. Pour le niveau 07 qui fournit deux corps sableux (ESC-C07a et ESC-C07b), une moyenne est calculée et utilisée par la suite.

Ainsi, les hauteurs de barre de cette série sont comprises entre 5,90 et 9,00 mètres. Les valeurs minimales de profondeur moyenne de crues de pleins bords qui en sont déduites sont comprises entre 4,35 et 6,60 mètres, et correspondent à une moyenne de 5,25±0,63 mètres. Les grandeurs maximales donnent des profondeurs de crue de pleins bords comprises entre 4,80 et 7,30 mètres, dont la moyenne est de 5,82±0,70 mètres, soit un écart d'environ 10% entre les estimations minimales et maximales.

Molasse Rouge	Barre de Méandre		Profondeur d'eau moyenne de crue de pleins bords			
			minimum (a)		maximum (b)	
Cote (m)	Site	Hauteur du set (m)	Apex de la boucle (m)	Portion droite (m)	Apex de la boucle (m)	Portion droite (m)
388	RR-C03	9,00	11,25	6,60	12,50	7,30
378	ESC-C013	6,30	7,85	4,60	8,75	5,10
362	RR-C02	7,40	9,25	5,40	10,30	6,05
325	RR-C01	7,40	9,25	5,40	10,30	6,05
290	ESC-C09	7,90	9,90	5,80	10,95	6,40
268	ESC-C08	6,35	7,95	4,65	8,80	5,15
259	ESC-C07a	6,30	7,85	4,60	8,75	5,10
259	ESC-C07b	7,40	9,25	5,40	10,30	6,05
	moy	6,85	8,55	5,00	9,50	5,55
250	ESC-C06	7,00	8,75	5,10	9,70	5,65
184	ESC-C03	7,60	9,50	5,55	10,55	6,15
173	ESC-C02	5,90	7,40	4,35	8,20	4,80
Valeur moyenne						
	moyenne	7,17	8,97	5,25	9,96	5,82
	dev.std.	0,86	1,08	0,63	1,20	0,70

Tableau 6-2 : Estimations des profondeurs de crue de pleins bords de la Molasse Rouge d'Esclangon : à l'apex du méandre et en portion droite, selon nos deux scenarioi. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, compaction de 20% ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set et un coefficient de décompaction de 20% est appliqué.

- **<u>Restitution des paramètres paléohydrologiques</u>**

Les équations présentées dans le Tableau 5.6 sont appliquées aux profondeurs calculées, les résultats sont présentés Figure 6-3 (valeurs numériques en Annexe VI b).

Les estimations minimum fournissent des largeurs de crue de pleins bords comprises entre 42,80 et 63,05 mètres. Les estimations maximum donnent des largeurs de crue de pleins bords comprises entre 46,80 et 69,35 mètres. Les variations entre estimations minimum et maximum sont de l'ordre de 10%.

Les décharges de crue de pleins bords minimales varient ente 194 et 511 m^3/s ; les estimations maximales sont quant à elles comprises entre 243 et 649 m^3/s. Les écarts entre estimations minimale et maximale sont d'environ 20%.

Les aires de drainages des estimations minimum évoluent entre 1479 et 3763 km^2, et sont associées à des longueurs de chenal de 131 à 232 km. Les estimations maximum fournissent des aires de drainage de 1838 à 4734 km^2, associées à des chenaux longs de 150 à 268 km. Les différences entre les estimations minimales et maximales sont de l'ordre de 20%.

Ainsi, la source de la Molasse Rouge d'Esclangon est à chercher à une distance maximale de 268 km à l'Est-Nord-Est (d'après les estimations minéralogiques des zones sources), en considérant les mêmes remarques précédemment faites pour le système des Grès Verts (sinuosité et changement d'orientation du cours d'eau).

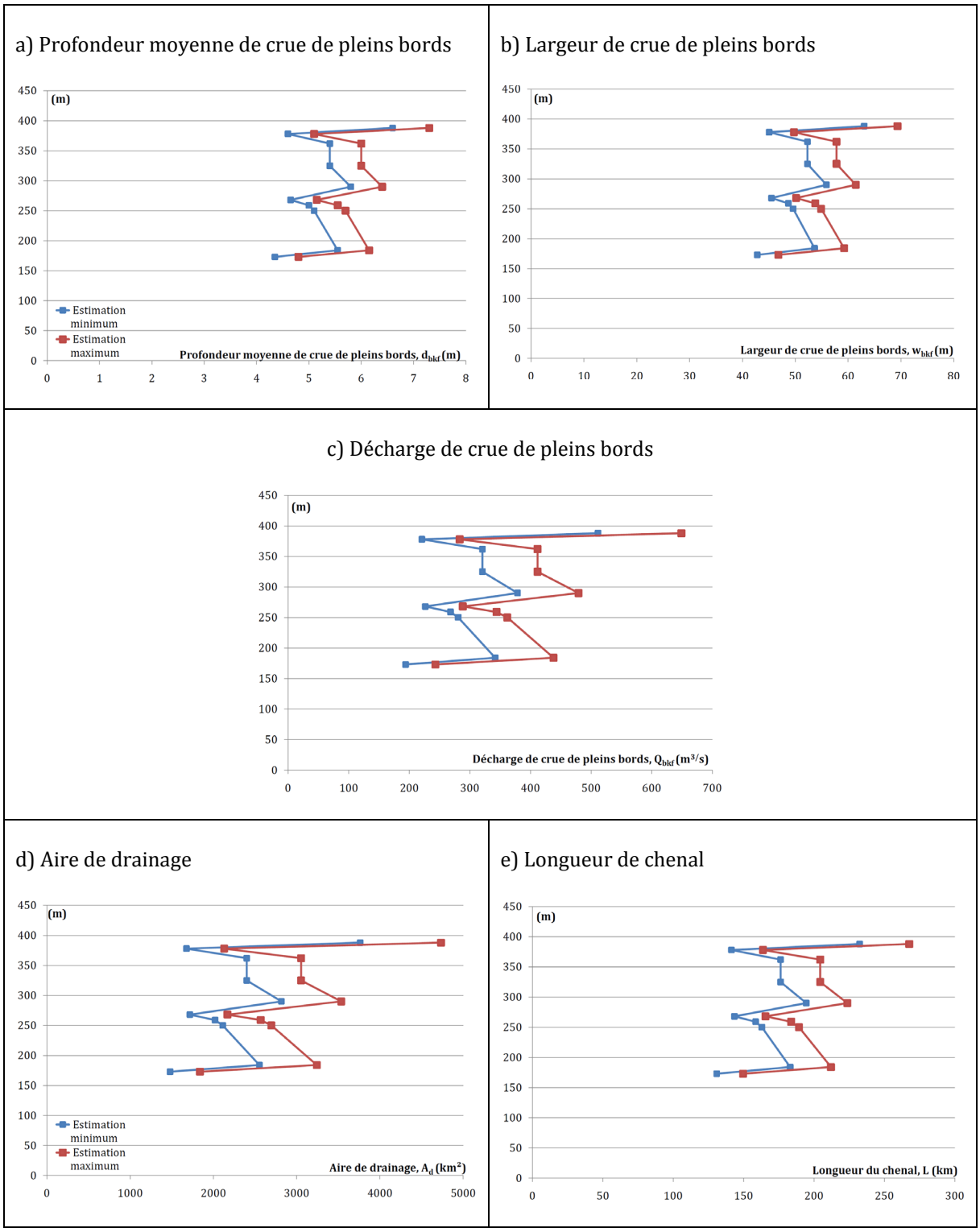


Figure 6-3 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour les chenaux de la Molasse Rouge d'Esclangon (données chiffrées fournies en Annexe VI b).

6.1.1.3 La série de la Molasse Rouge d'Esparron

Les relevés géométriques de la Molasse Rouge du secteur d'Esparron ont fourni des hauteurs de barre de méandre que nous traitons selon la même méthode de restitution paléohydrologique.

- **<u>Conversion des géométries mesurées en profondeur d'eau</u>**

La Molasse Rouge d'Esparron s'est également mise en place à l'avant de la nappe de Digne et a été recouverte par l'écaille de Turriers, comme en témoignent les lambeaux présents dans la zone. Par conséquent un recouvrement de 1000 mètres, identique à celui d'Esclangon, est considéré. Un taux de compaction de 20% est donc utilisé pour tous les calculs.

Douze corps sableux de type barre de méandre ont été mesurés dans la Molasse Rouge du secteur d'Esparron. Les corrélations entre les affleurements de la Route de Tines et ceux du Ravin de Gaubert nous ont permis de replacer les chenaux du Ravin de Gaubert (RGA-) sur la coupe de la Route des Tines(ESP- ; Tableau 6-3).

Ainsi, les hauteurs de barres de méandre de la Molasse Rouge d'Esparron donnent des profondeurs moyennes de crue de pleins bords comprises entre 2,30 et 6,45 mètres (estimation minimum) et 2,50 et 7,15 mètres (estimation maximum). Ces valeurs correspondent respectivement à une moyenne minimum de 3,28±1,41 m et 4,55±1,57 m. Les écarts entre estimations minimales et maximales sont de l'ordre de 10%.

Molasse Rouge	**Barre de Méandre**		**Profondeur d'eau moyenne de crue de pleins bords**			
			minimum (a)		maximum (b)	
Cote (m)	Site	Hauteur du set (m)	Apex de la boucle (m)	Portion droite (m)	Apex de la boucle (m)	Portion droite (m)
262	RGA-C07	8,60	10,75	6,30	11,95	7,00
254	ESP-C05	7,10	8,85	5,20	9,85	5,75
226	RGA-C06	4,00	5,00	2,90	5,55	3,25
221	ESP-C04	5,50	6,90	4,05	7,65	4,50
198	ESP-C03	7,00	8,75	5,10	9,70	5,65
188	RGA-C03	8,80	11,00	6,45	12,20	7,15
173	ESP-C02	5,90	7,40	4,35	8,20	4,80
155	RGA-C05	3,20	4,00	2,35	4,45	2,60
144	ESP-C01	5,20	6,50	3,80	7,20	4,20
125	RGA-C04	4,50	5,65	3,30	6,25	3,65
110	RGA-C01	3,10	3,90	2,30	4,30	2,50
105	RGA-C02	4,30	5,35	3,15	5,95	3,50
Valeur moyenne						
	moyenne	5,60	5,60	3,28	7,78	4,55
	dev.std.	1,93	2,41	1,41	2,68	1,57

Tableau 6-3 : Estimations des profondeurs de crue de pleins bords de la Molasse Rouge d'Esparron : à l'apex du méandre et en portion droite, selon nos deux scénarios. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, compaction de 20% ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set et un coefficient de décompaction de 20% est appliqué.

- **Restitution des paramètres paléohydrologiques**

Les équations présentées dans le Tableau 5.6 sont appliquées aux profondeurs calculées, les résultats sont présentés Figure 6-4 (résultats en Annexe VI c).

Les largeurs de crue de pleins bords calculées sont comprises entre 23,65 et 61,70 mètres (estimations minimum), et entre 25,55 et 67,90 mètres (estimations maximum). Les différences entre estimations minimales et maximales sont de l'ordre de 10%. Cependant les géométries de barres au sein de la série sont très fluctuantes et semblent augmenter vers le haut.

Les décharges de crue de pleins bords obtenues sont également très dispersées. Les estimations minimum fournissent des valeurs comprises entre 44 et 485 m^3/s ; les estimations maximum donnent des valeurs fluctuant entre 53 et 616 m^3/s. Les variations entre valeurs minimales et maximales sont d'environ 15%.

Les aires de drainage des estimations minimum sont comprises entre 355 et 3574 km^2 et entre 428 et 4502 km^2 pour les estimations maximum. Ces aires sont respectivement associées à des longueurs de chenal fluctuant entre 54 et 225 km, et 61 et 260 km. Les estimations minimales fournissent des valeurs inférieures d'environ 20% à celles des estimations maximales.

Nous considérons donc que la zone source de la Molasse Rouge d'Esparron est localisée à une distance maximale de 260 km au Nord-Est (d'après les estimations minéralogiques des zones sources).

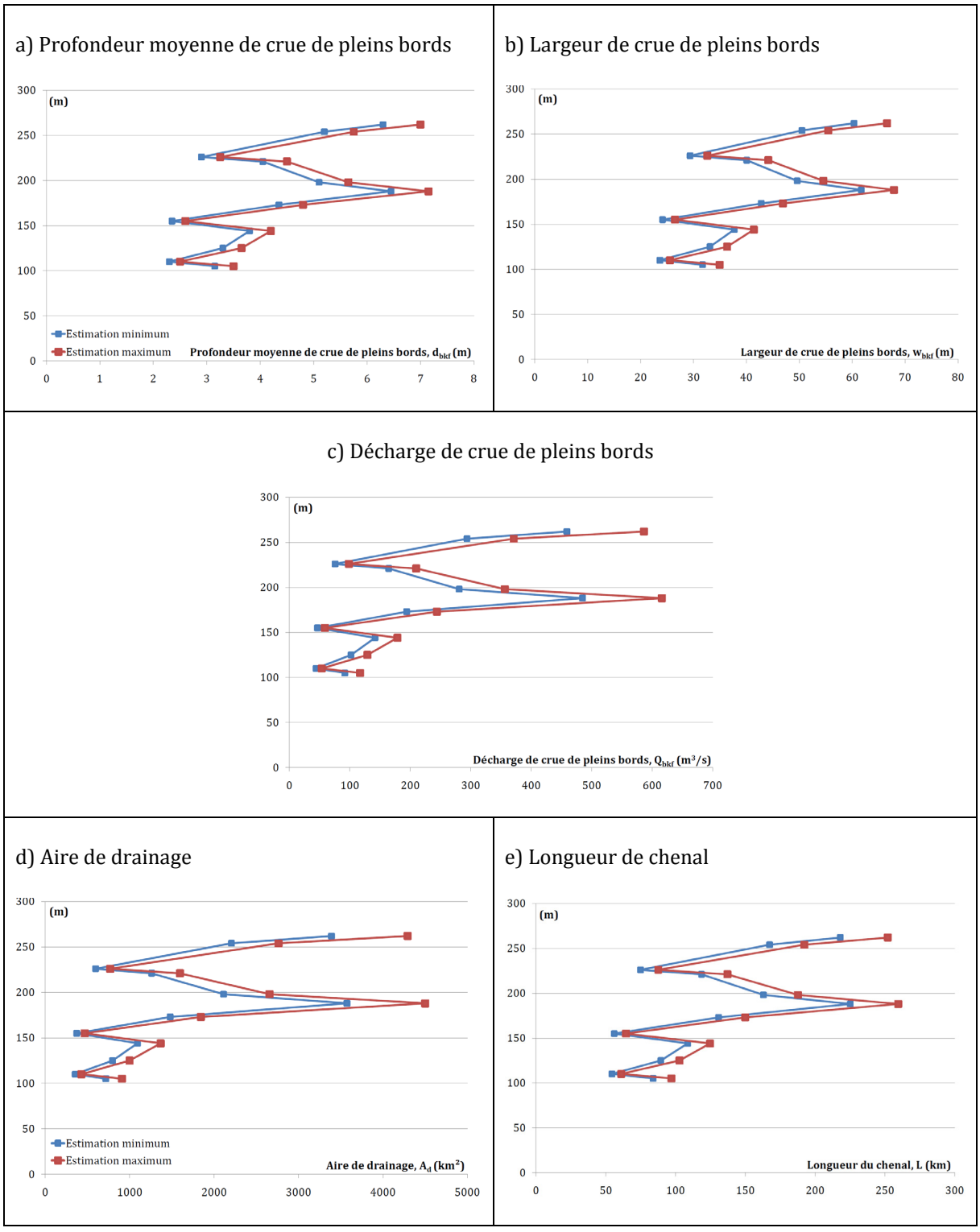


Figure 6-4 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour les barres de méandre de la Molasse Rouge d'Esparron (données chiffrées fournies en Annexe VI c).

6.1.2 Les systèmes méandriformes oligo-miocènes d'Espagne Centrale

Trois localités sont étudiées dans le secteur de Huete, et répartie sur quatre coupes, au sein desquelles 25 corps sableux chenalisés sont identifiés et mesurées. Les résultats obtenus à partir du jeu de données américaines et australiennes du domaine subtropical à saisons sèches sont présentés, puis discutés pour chaque coupe.

Il est à noter que ces séries subissent un recouvrement d'environs 200 à 400 mètres (Díaz-Molina, 1974). Nous considérons donc toujours les deux scénarios de compaction possibles : (a) pas de compaction, (b) compaction de 10%.

6.1.2.1 Coupe de Canales

La coupe de Canales a fourni des hauteurs de barres de méandre réparties sur 150 mètres de série.

- **<u>Conversion des géométries mesurées en profondeur d'eau</u>**

La hauteur de barre de méandre la plus élevée est mesurée à 104 m et fournit une valeur de 6,00 mètres contre des hauteurs de 1,50 et 3,80 mètres pour le reste de la coupe.

Les estimations minimum de profondeur moyenne de crue de pleins bords calculées à partir des épaisseurs de barres de méandres mesurées sont comprises entre 0,90 et 3,50 mètres. Les estimations maximum sont, quant à elles, comprises entre 1,10 et 4,35 mètres (Tableau 6-4).

Série du Fan de Tórtola	**Barre de méandre**		**Profondeur de crue de pleins bords** minimum (a)		maximum (b)	
Cote	Site	Hauteur des sets	Apex du méandre	Portion droite	Apex du méandre	Portion droite
(m)		(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
145	LC-07	3,30	3,30	1,95	4,05	2,35
145	LC-06	1,50	1,50	0,90	1,85	1,10
126	LC-05	2,30	2,30	1,35	2,85	1,65
124	LC-04	1,60	1,60	0,95	2,00	1,15
104	LC-03	6,00	6,00	3,50	7,40	4,35
10	LC-02	3,80	3,80	2,20	4,70	2,75
2	LC-01	2,10	2,10	1,25	2,60	1,50
Valeur moyenne						
	moyenne	2,94	2,94	1,70	3,65	2,15
	dev.std.	1,59	1,59	0,92	1,96	1,16

Tableau 6-4 : Estimation des profondeurs de crue de pleins bords de la série du Fan de Tórtola à Canales : à l'apex du méandre et en portion droite, selon les deux scénarios présentés Figure 5.19. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, pas de compaction ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set, coefficient de décompaction de 10% appliqué.

- **<u>Restitution des paramètres paléohydrologiques</u> (Annexe VI d) et Figure 6-5)**

Les largeurs de crue de pleins bords estimées à partir des hauteurs moyennes présentées ci-dessus sont comprises entre 7,75 et 31,50 mètres pour les estimations minimum et entre 9,50 et

39,40 mètres pour les estimations maximum. Les valeurs les plus élevées sont toujours atteintes par la barre de 6,00 m de la cote 104 m (Figure 6-5).

Les profondeurs et largeurs ainsi calculées font état de chenaux de taille moyenne comparables aux estimations de Diaz-Molina et Muñoz-Garcia (2010).

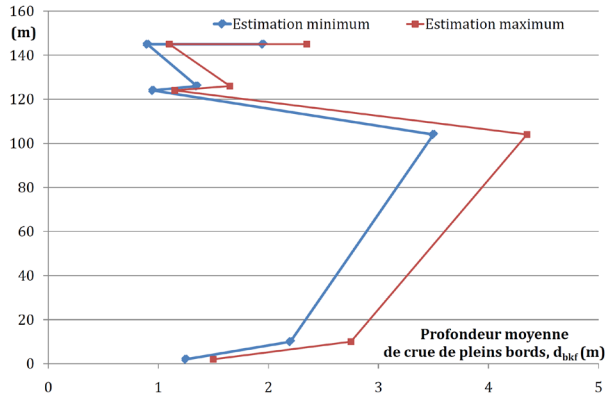
Les décharges associées à ces géométries de chenaux sont comprises entre 22,4 et 146,3 m^3/s (estimations minimales) et 29,5 et 197,6 m^3/s (estimations maximales ; Figure 6-5).

Les aires de drainages fournies par ces mêmes hauteurs moyennes de crues de pleins bords varient entre 19 et 1333 km^2 (estimations minimum) et 35 et 2634 km^2 (estimations maximum) ; associées à des longueurs de chenal de 7 à 114 km et 10 à 180 km (respectivement estimations minimum et maximum ; Figure 6-5).

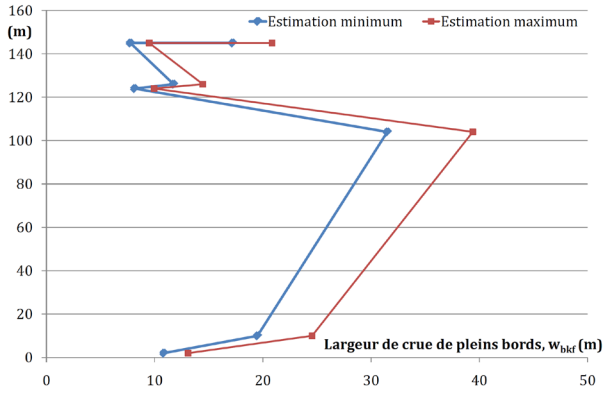
Les séries du Fan de Tórtola que nous étudions résultent du fonctionnement des chenaux sinueux à très sinueux, il convient ainsi de considérer les longueurs de chenaux estimées comme des longueurs maximales de bassin versant. Nous en concluons, par conséquent, que le bassin versant associé aux dépôts de Canales atteignait des longueurs maximales de 180 km.

Par ailleurs, l'écart considérable entre les longueurs minimales (7 km) et maximales (180 km) peut être interprété comme le témoin de la présence de chenaux tributaires et/ou distributaires, ou de réorganisations subies par le bassin. Nous verrons par la suite comment les corrélations avec les autres localités peuvent aider à expliquer ces différences.

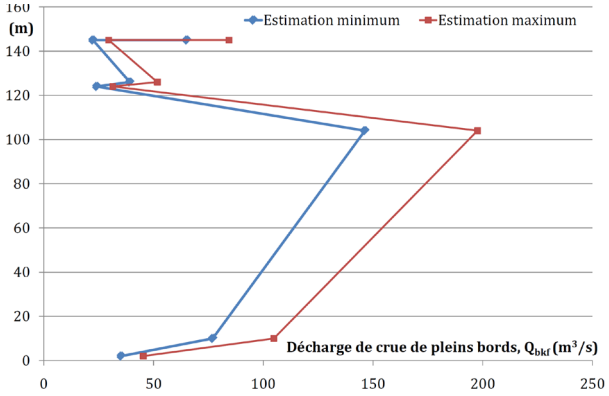
a) Profondeur moyenne de crue de pleins bords



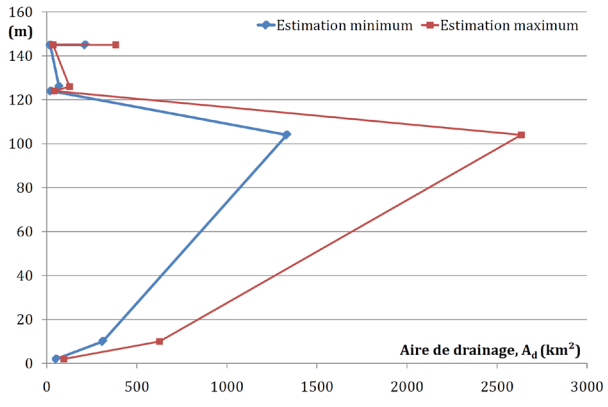
b) Largeur de crue de pleins bords



c) Décharge de crue de pleins bords



d) Aire de drainage



e) Longueur de chenal

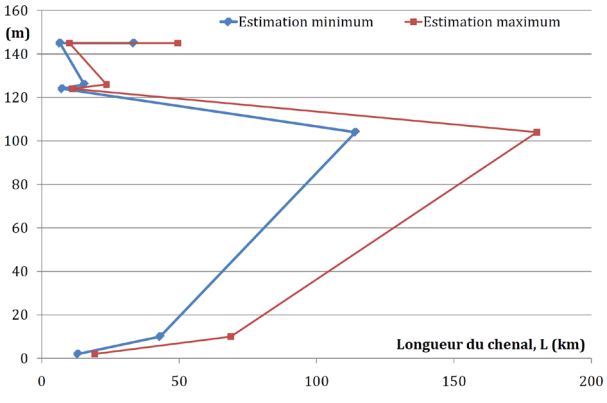


Figure 6-5 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour les barres de méandre de la série du Fan de Tórtola, coupe de Canales (Données chiffrées fournies en Annexe VI d).

6.1.2.2 Coupe de La Higuerilla et San Bartolomé

La coupe de La Higuerilla fournit cinq hauteurs de barre de méandre réparties sur environ 70 mètres. La coupe de San Bartolomé, dont la base est corrélée à la cote 34 m de La Higuerilla, donne trois hauteurs de barre de méandre. Dans la présentation des résultats qui suit, les objets de San Bartolomé sont replacés sur la coupe de La Higuerilla, selon les corrélations présentées dans le chapitre 4 (Figure 4.29).

- **Conversion des géométries mesurées en profondeur d'eau**

Les hauteurs de barres mesurées varient entre 1,50 et 4,70 mètres (Tableau 6-5). Les hauteurs les plus élevées sont mesurées entre les cotes 40 et 45 m et sont associées à la barre de 6 mètres de la coupe de Canales (cf. Figure 4.29). Les autres hauteurs mesurées varient entre 1,50 et 3,40 mètres. Les profondeurs moyennes qui sont déduites de ces hauteurs sont comprises entre 0,90 et 2,65 m (estimations minimum) et 1,10 et 3,25 m (estimations maximum, Tableau 6-5).

Série du Fan de Tórtola	**Barre de méandre**		**Profondeur de crue de pleins bords**			
			minimum (a)		maximum (b)	
Cote (m)	Site	Hauteur des sets (m)	Apex du méandre (m)	Portion droite (m)	Apex du méandre (m)	Portion droite (m)
74	LH-05	1,50	1,50	0,90	1,85	1,10
63	LH-04	2,10	2,10	1,25	2,60	1,50
59	SB-03	2,55	2,55	1,50	3,15	1,85
51	SB-02	3,40	3,40	2,00	4,20	2,45
45	SB-01	4,10	4,10	2,40	5,05	2,95
44	LH-03	4,50	4,50	2,65	5,55	3,25
40	LH-02	4,00	4,00	2,35	4,95	2,90
7	LH-01	2,20	2,20	1,30	2,70	1,60
Valeur moyenne						
	moyenne	3,04	3,04	1,80	3,75	2,20
	dev.std.	1,10	1,10	0,66	1,40	0,82

Tableau 6-5 : Estimation des profondeurs de crue de pleins bords de la série du Fan de Tórtola entre La Higuerilla (LH-) et San Bartolomé (SB-) : à l'apex du méandre et en portion droite, selon les deux scénarios présentés Figure 5.19. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, pas de compaction ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set, coefficient de décompaction de 10% appliqué.

- **Restitution des paramètres paléohydrologiques (Annexe VIe et Figure 6-6)**

Les profondeurs moyennes estimées à partir des données de terrain donnent des largeurs de crue de pleins bords minimales de 7,75 à 23,60 mètres et maximales de 9,50 à 29,15 mètres (Figure 6-6).

Les décharges de crue de pleins bords calculées à partir de ces mêmes profondeurs (Figure 6-6) sont comprises entre 22,4 et 99,6 m^3/s (estimations minimum) et 29,5 et 132,0 m^3/s (estimation maximum).

Les aires de drainages sont comprises entre 19 et 1057 km^2 (valeurs minimum et maximum) et sont associées à des longueurs de chenal de 7 à 98 km.

Ainsi, le bassin versant au sein duquel se sont mises en place ces successions était long au maximum de 98 km, estimations cohérentes avec les grandeurs obtenues à partir des barres de méandre de la coupe de Canales et qui montrent toujours des écarts très élevés entre minima et maxima.

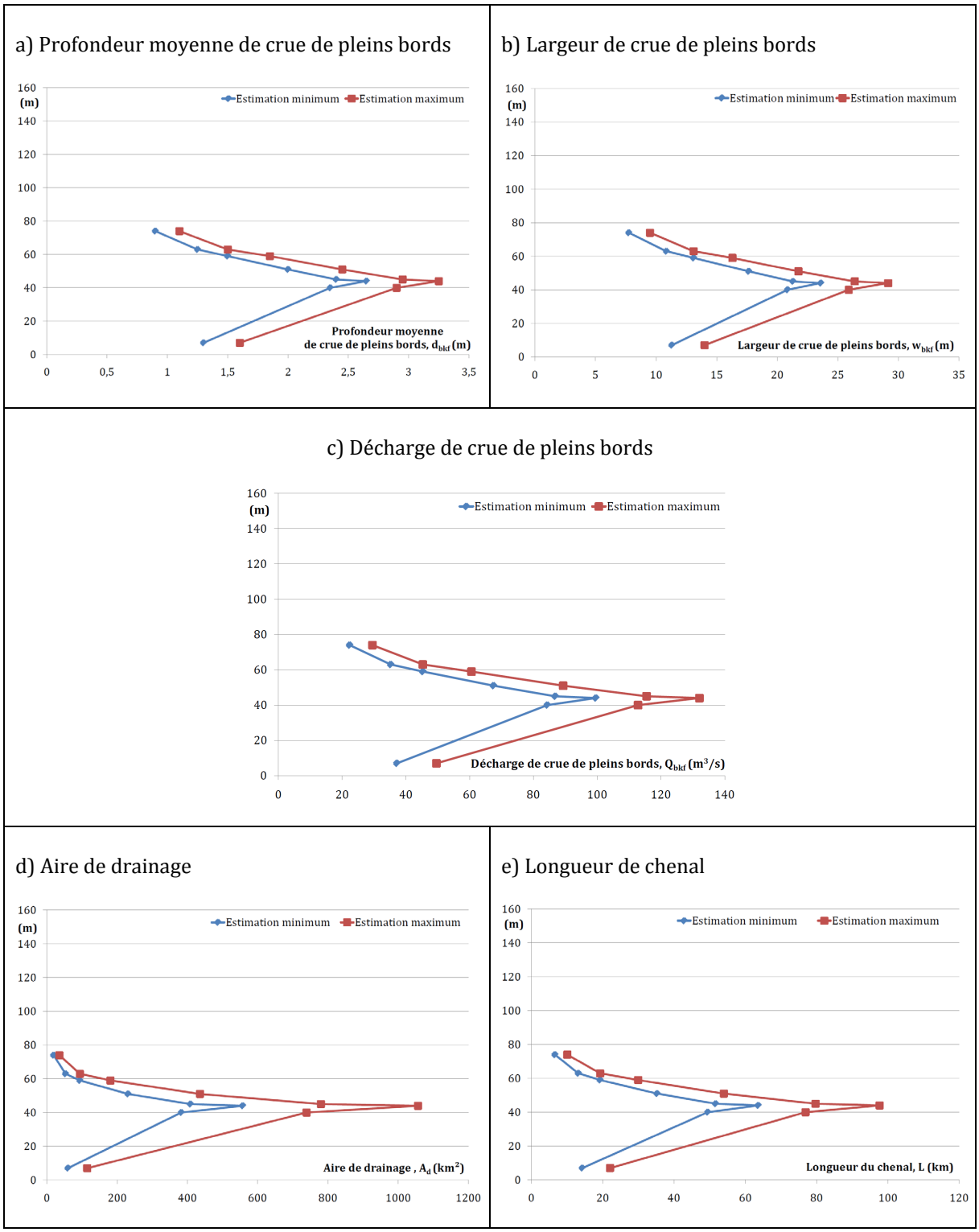


Figure 6-6 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques estimées pour les dépôts chenalisés de la série du Fan de Tórtola, coupe de San Bartolomé-La Higuerilla (données chiffrées fournies en Annexe VI e).

6.1.2.3 Coupe de Peñas de San Juan

La localité de Peñas de San Juan a fourni des barres de méandre sur une centaine de mètres de coupe. Deux grands ensembles amalgamés sont rencontrés, le premier situé à la base de la coupe (10m) est raccordé à des dépôts de débordement ou de plaine au niveau des autres localités, et le second (40 m) est, quant à lui, corrélé à la barre amalgamée levée à Canales (111 m ; cf. Figure 4.29).

- **<u>Conversion des géométries mesurées en profondeur d'eau :</u>**

Les hauteurs de sets d'accrétion latérale mesurées à San Juan semblent montrer une évolution croissante vers le haut de la série, interrompue à sa base (25-35 m) par une diminution notable des épaisseurs (Tableau 6-6). Les profondeurs moyennes de crue de pleins bords estimées sont comprises entre 1,15 et 2,75 mètres pour les estimations minimales et 1,45 et 3,40 mètres pour les estimations maximales (Tableau 6-6). Il est à noter que les profondeurs les plus faibles (1,15 à 1,45 m) des cotes 32 et 38 mètres sont corrélées aux valeurs maximales de Canales et La Higuerilla-San Bartolomé.

Série du Fan de Tórtola	**Barre de méandre**		**Profondeur de crue de pleins bords**			
			minimum (a)		maximum (b)	
Cote (m)	Site	Hauteur des sets (m)	Apex du méandre (m)	Portion droite (m)	Apex du méandre (m)	Portion droite (m)
115	PSJ-10	3,00	3,00	1,75	3,70	2,15
112	PSJ-09	4,70	4,70	2,75	5,80	3,40
110	PSJ-08	4,00	4,00	2,35	4,95	2,90
107	PSJ-07	3,50	3,50	2,05	4,30	2,50
70	PSJ-06	2,50	2,50	1,45	3,10	1,80
50	PSJ-05	2,80	2,80	1,65	3,45	2,00
38	PSJ-04	2,00	2,00	1,15	2,45	1,45
32	PSJ-03	2,00	2,00	1,15	2,45	1,45
28	PSJ-02	3,50	3,50	2,05	4,30	2,50
25	PSJ-01	2,00	2,00	1,15	2,45	1,45
Valeur moyenne						
	moyenne	3,00	3,00	1,75	3,70	2,15
	dev.std.	0,92	0,92	0,55	1,15	0,67

Tableau 6-6 : Estimation des profondeurs de crue de pleins bords de la série du Fan de Tórtola à Peñas de San Juan : à l'apex du méandre et en portion droite, selon nos deux scenarii. (a) la hauteur d'eau est égale à la hauteur du set, pas de compaction ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set, compaction de 10%.

- **<u>Restitution des paramètres paléohydrologiques</u> (Annexe VI f et Figure 6-7)**

Les largeurs de crue de pleins bords calculées à partir des hauteurs des sets d'accrétion latérale ont donné des valeurs de 9,95 à 24,55 mètres (valeurs minimales), et de 12,65 à 30,55 mètres (valeurs maximales ; Figure 6-7).

Les estimations minimales de profondeurs sont associées à des décharges de crue de pleins bords de 31,4 à 104,8 m^3/s ; et les estimations maximales à des décharges de 43,2 à 140,6 m^3/s (Figure 6-7). Notons que les valeurs minimales correspondent toujours aux chenaux des cotes 32 et 38 m, corrélés aux valeurs maximales des deux autres coupes.

Ces mêmes profondeurs sont utilisées pour définir les aires de drainages. Les estimations minimales sont comprises entre 41 et 626 km^2, grandeurs associées à des longueurs de chenal de 11 à 69 km. Les estimations maximales fournissent des aires de 84 à 1217 km^2, soit des longueurs de chenaux de 18 à 107 km.

Ces résultats indiquent donc que les dépôts de la coupe de Peñas de San Juan étaient associés à un bassin versant d'une longueur maximale de 107 km (considérant une sinuosité variable, et des changements d'orientation du cours d'eau). Ces longueurs sont comprises dans les mêmes ordres de grandeur que celles obtenues avec les successions de Canales et de La Higuerilla-San Bartolomé, et présentent les mêmes variabilités.

6.1.2.4 Discussion

Une étude récente menée dans le secteur de Huete par Diaz-Molina et Muñoz-Garcia (2010) fournit des estimations de profondeur et de largeur à partir des géométries mesurées sur le terrain. Leurs résultats dans la région la plus voisine de la notre fait état de chenaux de profondeurs maximales de crue de pleins bords (à l'apex du méandre) de 2,9 à 8,8 mètres (médiane à 4,20 mètres) et de largeurs de crue de pleins bords de 18,2 à 38,8 mètres (médiane à 20 mètres). Ces géométries sont associées à des décharges *moyennes annuelles* comprises entre 3,70 et 25 m^3/s.

Les profondeurs maximales calculées par Diaz-Molina et Muñoz-Garcia (épaisseurs corrigées d'une compaction de 27%) sont extrêmement voisines de celles que nous proposons dont les valeurs oscillent entre 1,85 m et 7,40 m (profondeur de crue de pleins bords à l'apex du méandre selon une compaction de 10%).

Les largeurs déduites de nos relations varient entre 7 et 31 m, ordre de grandeur comparable aux résultats de Diaz-Molina et Muñoz-Garcia (2010).

Les décharges calculées dans la présente étude correspondent à un régime de crue de pleins bords, Diaz-Molina et Muñoz-Garcia (2010) utilisent la relation de Ethridge et Schumm (1978) pour déterminer des décharges moyennes annuelles. Ces deux décharges appartiennent à des régimes d'écoulement différents, et ne peuvent par conséquent être comparées.

Nous retiendrons donc que les géométries (profondeur et largeur de chenaux) calculées dans la présente étude sont comparables à celle de Diaz-Molina et Muñoz-Garcia (2010).

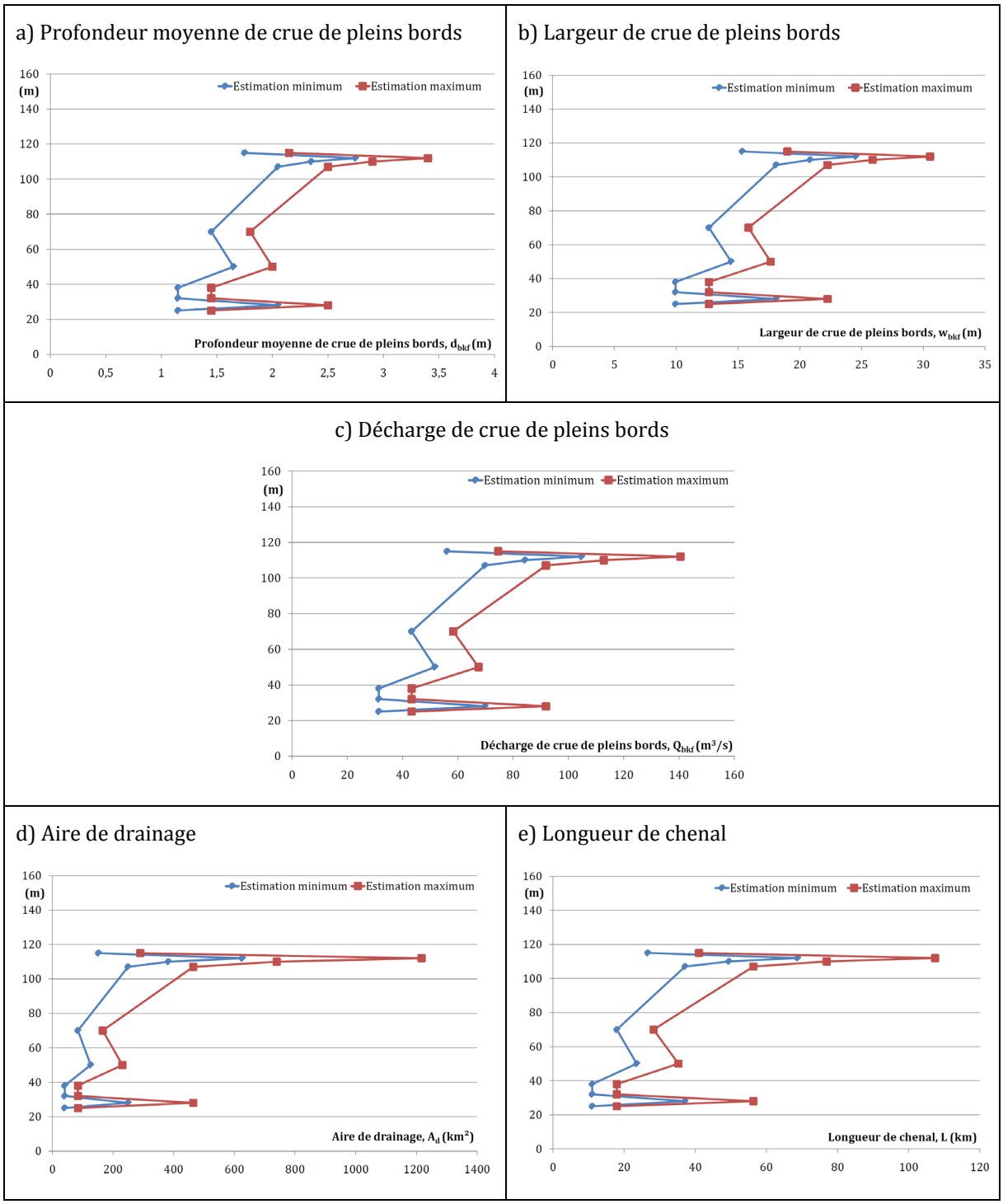


Figure 6-7 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour les barres mesurées dans la série du Fan de Tórtola, coupe de Peñas de San Juan (données chiffrées fournies en Annexe VI f).

6.1.3 Discussion sur la validité de l'approche paléohydrologique

Les résultats fournis par la restitution paléohydrologique sont discutés à partir de données de terrain. Nos estimations de distance à la source sont comparées aux données minéralogiques ; puis nos estimations sur la dynamique des écoulements (vitesses déduites des géométries et décharges) sont comparées aux structures de courant observées dans les barres de méandre fossiles.

6.1.3.1 Estimations des distances à la source

Les informations minéralogiques (issues de l'analyse pétrologique des grès des chenaux des séries étudiées) et les directions d'écoulement déduites des structures sédimentaire sont rappelées et confrontées aux restitutions paléohydrologiques des distances à la source dans le Tableau 6-7.

Série	Paléosource Minéralogique (distance restaurée)	Courant	Longueur des cours d'eau
Grès Verts	Nappe Embrun-Ubaye = 70-90 km Briançon : 120-140 km	N-S	68-141 km
Molasse Rouge : Esclangon	Zones alpines internes = 80-120 km	ESE-WNW	131-268 km
	Source secondaire Calcaires à orbitolines = 50-70 km	SE-NW	
Esparron	Zones alpines internes = 95-120 km	E-W	54-260 km
Fan de Tórtola	Mésozoïque de la chaîne ibérique = 65 à 80 km	SSE-NNW	7-180 km

Tableau 6-7 : Paléosources des systèmes oligo-miocènes étudiés, déterminées selon la minéralogie et confrontées aux longueurs de chenaux estimées par restitution paléohydrologique (cf. Figure 6-8 pour localisation).

Les estimations de terrain fournies pour le SE de la France sont en accord avec les ordres de grandeur déduits de l'approche paléohydrologique.

La longueur du cours d'eau estimée pour la série des Grès Verts de Barrême (68 à141 km) est comparable à celle de la distance à la source minéralogique de l'Embrun-Ubaye et Haute-Ubaye (Evans et Mange-Rajetzky, 1991). On remarque que les longueurs maximales fournies par des chenaux rectilignes (141 km) correspondent à une zone source briançonnaise et embrunaise (120 à 140 km). Il est plus vraisemblable que le cours d'eau ait été en partie constitué d'un chenal sinueux et qu'il ait existé des changements d'orientation, plaçant alors la source à une distance plus courte que celle obtenue pour la longueur du cours d'eau (70 à 90 km). L'enregistrement sédimentaire des Grès Verts attestant d'un système méandriforme, la théorie d'une zone source dans l'Embrun-Ubaye est plus certaine (Figure 6-8A).

Les longueurs maximales des cours d'eau déterminées à partir des géométries des barres de méandre de la Molasse Rouge sont supérieures aux distances à la source extraites des données minéralogiques (Tableau 6-7). De telles longueurs peuvent être atteintes par des cours d'eau très sinueux subissant de nombreux changements d'orientation. Ces résultats attestent donc

d'un bassin versant beaucoup plus complexe, au sein duquel les cours d'eau, en provenance des Alpes internes, de la Provence et/ou du Dévoluy, empruntaient leur tracé. Les estimations de longueurs de cours d'eau sont alors susceptibles de représenter plus du double de la distance en ligne droite à la source (Figure 6-8).

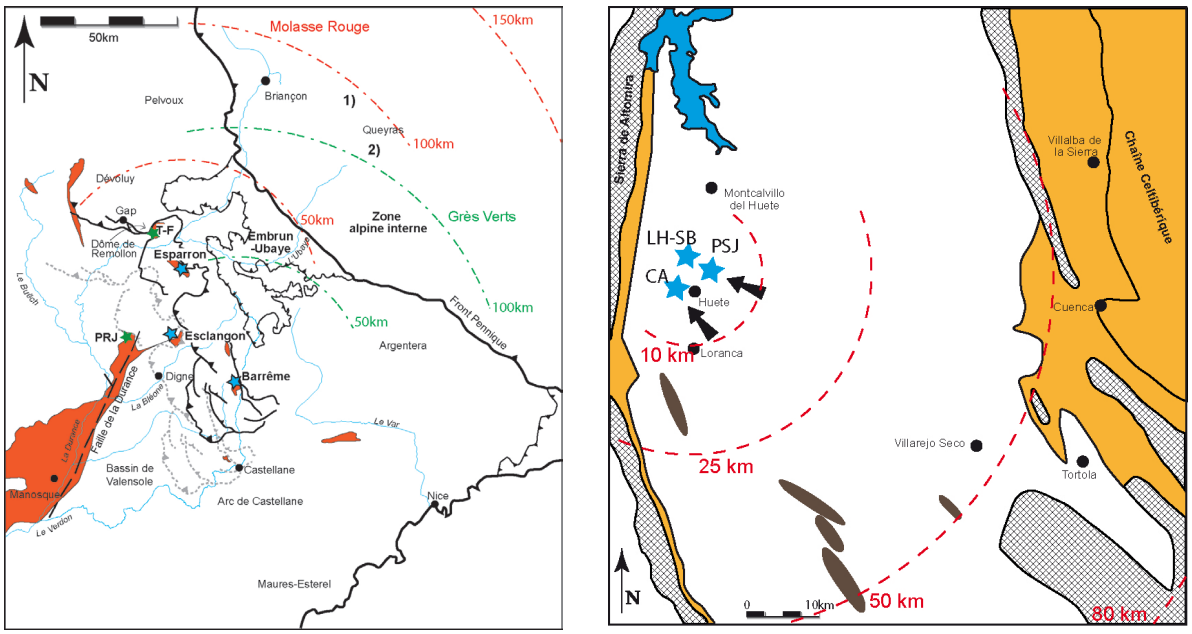


Figure 6-8 : Cartes indicatives des distances à la source fournies par les restitutions paléohydrologiques. A) bassin d'avant pays du SE de la France avec, en vert : les Grès Verts et en rouge : la Molasse Rouge. Les lignes pointillées grise représentent la position actuelle des nappes, et les lignes noires représentent leur position oligo-miocène. B) Carte du bassin de Loranca et longueur de cours d'eau calculées.

Concernant le système d'Esparron et le système du Fan de Tórtola (Figure 6-8A et B), les minima et les maxima semblent en dehors des limites fournies par les données de terrain, nous verrons par la suite comment interpréter ces valeurs extrêmes à travers la prise en compte des paramètres de contrôle tectoniques.

Ainsi, les distances à la source estimées à partir des équations paléohydrologiques présentent des ordres de grandeur tout à fait comparables aux estimations de zones source fournies par les données minéralogiques.

Par ailleurs, une étude actuelle est menée sur les traces de fission des zircons issus du remplissage des bassins continentaux oligo-miocènes des Alpes occidentales (LGCA de l'Université Joseph Fourier de Grenoble, S. Jourdan sous la direction de M. Bernet et P. Tricart). Une confrontation entre nos restitutions de source paléohydrologiques et les estimations de sources fournies par les traces de fission permettrait une validation totale ou un approfondissement de notre approche.

Encart actualiste : Que nous disent les bassins versants actuels ?

Les bassins versants que nous étudions ont entre 25 et 21 Ma, ils sont par conséquent, susceptibles de représenter des proto-versions de systèmes actuels, ou tout du moins, d'y être comparés. Ainsi, nous proposons une comparaison entre les aires drainées estimées par nos restitutions paléohydrologiques et celles des systèmes actuels.

- ✓ *L'Espagne centrale*

Concernant les bassins versants actuels de la région de Huete, seul le Rio Mayor (au comportement plus ou moins éphémère) s'écoule depuis le lac de Buendia. Le système du Fan de Tórtola ne semble donc plus avoir de descendants actuels.

Nous centrons donc notre discussion sur les systèmes fluviatiles actuels du Sud-Est de la France.

- ✓ *Le Sud-Est de la France*

Le système hydrologique majeur drainant actuellement la région des Hautes Alpes et des Alpes de Haute-Provence est celui de la Durance. Le Tableau 6-8 et la Figure 6-9 récapitulent les informations récoltées sur le site d'Hydro.eau France concernant la Durance et ses principaux affluents (entre Montgenèvre et Oraison).

Nous remarquons que la Durance qui prend sa source dans le Briançonnais présente à Salignac (Pont de la Reine Jeanne) des aires de bassin de 4200 km^2, comparables à celles estimées pour la Molasse Rouge (3400 à 4500 km^2). La Durance présente également deux affluents septentrionaux drainant le Dévoluy, le Buëch et la Luye (aire drainée = 1710 km^2) dont les aires additionnées avoisinent celle du premier système d'Esparron (1100 à 1400 km^2). Ces observations suggèrent que le bassin versant de la Molasse Rouge était comparable à celui de l'actuelle Durance. Cette observation suggère une faible évolution des bassins versants depuis l'Oligocène-Miocène, qui enregistrent un déplacement vers l'Ouest, induit par la tectonique alpine.

Nous notons également que l'Ubaye et le Verdon possèdent des aires de drainage de 946 à 1590 km^2, comparables à celles du système des Grès Verts (1030 à 1670 km^2). Ces deux cours d'eau prennent leur source dans la région de l'Ubaye. Les Grès Verts peuvent donc être interprétés comme une proto-version d'une de ces rivières, dont le cours aurait été capté par le bassin de la Durance (cas de l'Ubaye), ou détourné vers l'Est (cas du Verdon) suite aux modifications paléogéographiques du Sud-Est de la France.

Rivière	Source	Station	Aire drainée	Affluents
Durance	Montgenèvre	1 : Embrun (Amont Lac de Serre-Ponçon)	2170 km²	La Clarée, La Guisance, La Cerveyrette, La Gyronde, Le Guil, Les Vachères
		2 : Espinasse (Aval Lac de Serre-Ponçon)	3580 km²	+ Le Boscondon, Le Réallon, L'Ubaye, La Blanche
		3 : Salignac	4190 km²	+ L'Avance, La Luye, Le Sasse, Le Buëch, Le Jabron, Le Riou de Jabron
		4 : Oraison	6760 km²	+ Le Vançon, La Bléone, Le Lauzon
Ubaye	Col du Longet (Ubaye)	1 : Embrun (confluence Durance)	946 km²	L'Ubayette
Buëch	La Croix-Haute	5 : Sisteron	1490 km²	
Luye	La Bâtie-Neuve (Champsaur)	6 : Jarjayes (confluence Durance)	120 km²	
Verdon	Tête de la Sestrière (Ubaye)	7 : Sainte-Croix-du-Verdon	1590 km²	
		8 : Demandolx (Aval Lac de Castillon)	655 km²	

Tableau 6-8 : Bassin hydrographique actuel de la Durance et de ses principaux affluents (cf. **Figure 6-9** pour localisation des rivières, stations et source ; données extraites de www.hydro.eau.france.fr).

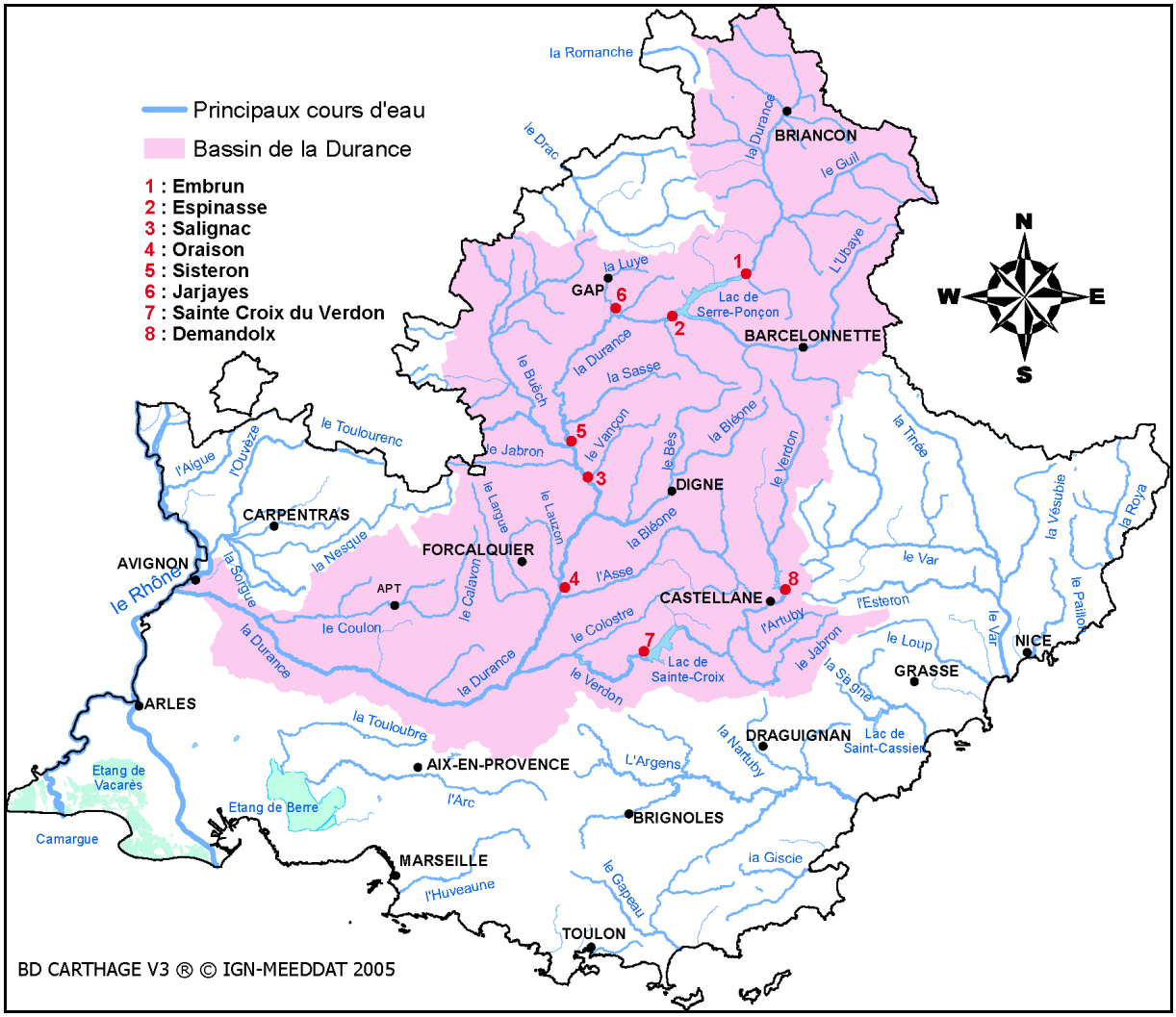


Figure 6-9 : Bassin Versant de la Durance (d'après la base de données de CARTHAGE).

L'organisation actuelle des cours d'eau du SE de la France semble donc trouver en partie son origine dans celle des systèmes oligo-miocènes, du moins dans la répartition et la taille des bassins versants.

6.1.3.2 Dynamique de l'écoulement

Les affleurements étudiés, tant dans le SE de la France qu'en Espagne Centrale, ont fourni des structures sédimentaires de types rides et dunes qui peuvent être interprétées en termes de dynamique d'écoulement. Le diagramme de Simons et Richardson (1966), présenté dans le chapitre 1 (Figure 1.15), permet d'estimer des vitesses d'écoulement (en unité de puissance hydraulique) à partir de la granulométrie et du type de structures de courant observées dans les séries sédimentaires oligo-miocènes.

Afin de déterminer la granulométrie des grès des systèmes des Grès Verts et de la Molasse Rouge nous avons traité les échantillons à l'HCl afin de dissoudre le ciment carbonaté. Malgré les nombreuses attaques auxquelles ont été soumis les grès, des agrégats ont subsisté. Ces objets, composés de grains de diamètres hétérogènes, ont faussé les statistiques. De plus, une analyse rapide en lame mince a révélé la présence de grains carbonatés au sein de ces grès, dissous pendant les attaques acides. Face à ce problème technique, nous avons tenté l'analyse par imagerie. Des photos de nos sables (Figure 6-10) réalisées sur lames minces ont été soumises à un logiciel, en temps normal utilisé pour déterminer la taille des granulats dans les carrières (FracScan développé par B. Tessier, Mines ParisTech). Cependant, la nature trop jointive des grains empêchait le logiciel de dessiner des limites individuelles pour les grains, et par conséquent de produire une analyse granulométrique statistique.

A **B :**

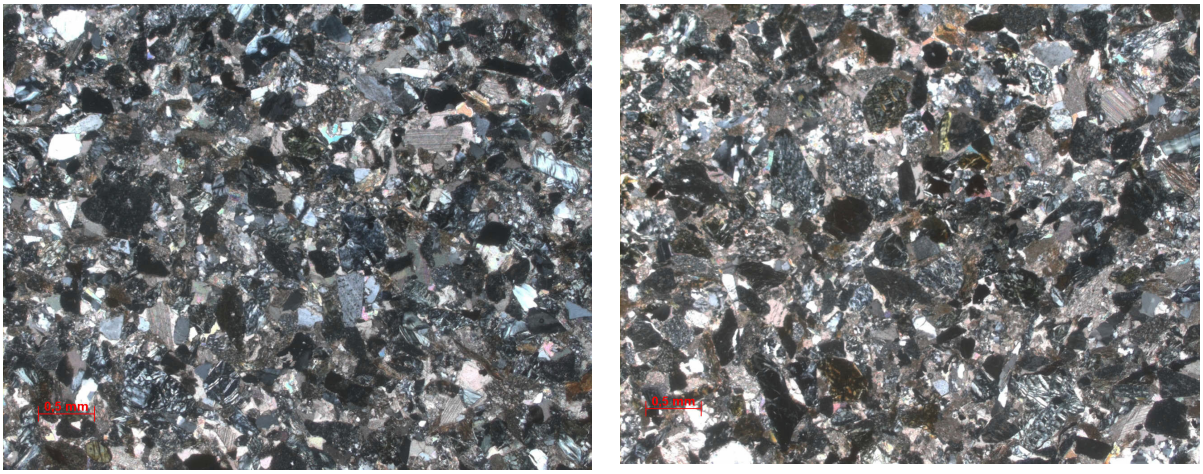


Figure 6-10 : A & B Photos en LPA de lames minces réalisées dans les Grès Verts du synclinal de Barrême. Soumis à FragScan, ces clichés n'ont fourni aucun résultat statistique sur la taille moyenne des grains.

Nous avons retenu les résultats des travaux de Evans (1987) qui donnent une granulométrie moyenne de 0,450 mm pour les Grès Verts de Barrême.
Par contre, malgré la présence d'agrégats au sein des grès dissous de la Molasse Rouge, les tamisages (sur les échantillons des sets d'accrétion) ont montré que la classe granulométrique la plus représentée était comprise entre 0,125 et 0,250 mm.
La série du Fan de Tórtola montre quant à elle, au sein des rides et des dunes, des granulométries moyennes à grossières. Celles-ci ont été étudiées par Hartkamp et *al.* (1993) et donnent des diamètres moyens de grain de 0,20 mm.

La construction des systèmes de rides nécessite, pour des granulométries de 0,20 à 0,25 mm des puissances hydrauliques de 0,1 à 1 W/m^2 et de 0,1 à 0,5 W/m^2 pour des grains de 0,45 mm (Figure 6-11). La mise en place de dunes pour un matériel de taille moyenne de 0,20 à 0,25 mm requiert des puissances hydrauliques de 1 à 5 W/m^2, contre des puissances de 0,5 à 8 W/m^2 pour des granulométries de 0,45mm (Figure 6-11).

Selon l'équation (1.1b), ces puissances hydrauliques dépendent de vitesses d'écoulement, de la pente du système, de la densité du fluide et de la profondeur du chenal. Ne connaissant pas la pente des systèmes étudiés, nous utilisons des valeurs de pente plausibles pour la surface de l'eau d'un chenal méandriforme, comprises entre 0,05 et 0,25 ‰ (Rosgen, 1994 ; Figure 1.4).

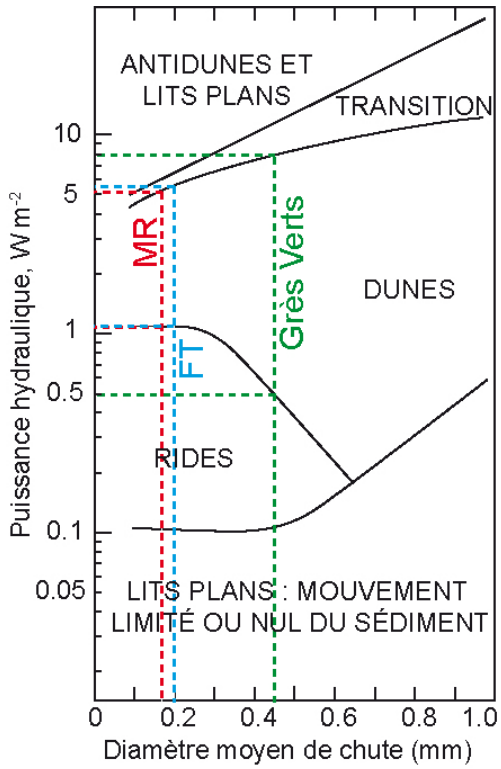


Figure 6-11 : Estimation des puissances hydrauliques des séries étudiées. La ligne pointillée rouge représente les données granulométriques de la Molasse Rouge (MR), la ligne pointillée verte reprend les données spécifiques aux Grès Verts, et la ligne pointillée bleue correspond aux données de la série du Fan de Tórtola (FT).

Nous utilisons les profondeurs de crue de pleins bords minimum et maximum précédemment calculées (Annexes VI a à f). Afin d'avoir un encadrement des vitesses d'écoulement possibles, deux valeurs de puissance hydraulique sont testées pour chacune des séries, la puissance minimum permettant la création de dunes : 0,5 à 1,2 W/m^2 et la puissance maximale permettant la création de dunes 5 à 8 W/m^2.

Par ailleurs, les données paléohydrologiques que nous avons estimées fournissent également une vitesse d'écoulement (équation 5.20b). Les résultats calculés à partir de l'application de cette relation sont présentés dans les Annexes VI a) à f).

Pour chaque secteur étudié (Barrême, Esclangon, Esparron et Huete), les vitesses minimales et maximales estimées à partir des décharges et des géométries de crue de pleins bords calculées sont comparées à celles estimées à partir des structures sédimentaires (Tableau 6-9).

Série		d_{bkf}	V_{bkf}	Vitesse écoulement selon structure sédimentaire					
			Eq.5.20b	pente de 0,05‰		pente de 0,15‰		pente de 0,25‰	
		(m)	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s
Barrême:				**Ω = 0,5 W/m²**	**Ω = 8 W/m²**	**Ω = 0,5 W/m²**	**Ω = 8 W/m²**	**Ω = 0,5 W/m²**	**Ω = 8 W/m²**
Grès Verts	Mini.	2,7	0,86	0,38	6,04	0,13	2,01	0,08	1,21
	Maxi.	4,6	1,07	0,22	3,55	0,07	1,18	0,04	0,71
Molasse Rouge:				**Ω = 1,2 W/m²**	**Ω = 5 W/m²**	**Ω = 1,2 W/m²**	**Ω = 5 W/m²**	**Ω = 1,2 W/m²**	**Ω = 5 W/m²**
Esclangon	Mini.	4,35	1,04	0,56	2,34	0,19	0,78	0,11	0,47
	Maxi.	7,3	1,28	0,34	1,40	0,11	0,47	0,07	0,28
Esparron	Mini.	2,35	0,81	1,04	4,34	0,35	1,45	0,21	0,87
	Maxi.	7,15	1,27	0,34	1,43	0,11	0,48	0,07	0,29
Fan de Tortola				**Ω = 1,2 W/m²**	**Ω = 5,5 W/m²**	**Ω = 1,2 W/m²**	**Ω = 5,5 W/m²**	**Ω = 1,2 W/m²**	**Ω = 5,5 W/m²**
	Mini.	0,9	3,21	2,72	12,46	0,91	4,15	0,54	2,49
	Maxi.	4,35	1,15	0,56	2,58	0,19	0,86	0,11	0,52

Tableau 6-9 : Vitesses d'écoulements calculées à partir des restitutions paléohydrologiques et des structures sédimentaires observées sur le terrain. Les cases orange correspondent aux fourchettes de valeurs au sein desquelles s'insèrent les vitesses calculées à partir de l'équation (5.20b).

Pour les quatre localités étudiées, les vitesses d'écoulement minimales et maximales coïncident avec les vitesses prédites par les structures sédimentaires et une pente de 0,05 ‰. Pour les vitesses minimales d'Esparron les données prédisent des vitesses (respectivement de 1,28 et 1,27 m/s) restreintes à des pentes (à la surface de l'eau) supérieures de 0,15 à 0,25 ‰ afin de créer des structures de types rides ou dunes, ce qui suggère une modification dans le profil du chenal entre la base (valeur minimale) et le sommet (valeur maximale) de la série.

Les données d'écoulement calculées sur la base des décharges et des géométries de crue de pleins bords déterminées grâce à la restitution paléohydrologique peuvent aider à estimer un ordre de grandeur concernant la pente de la surface de l'eau du chenal, paramètre jusqu'alors non déterminé.

6.1.3.3 Conclusion

Le traitement des géométries de barre de méandre à travers une méthode de restitution paléohydrologique, contrainte par le climat et s'appuyant sur la hauteur des barres de méandre, nous a permis de définir les paramètres des systèmes fluviatiles oligo-miocènes étudiés et d'en observer l'évolution dans le temps. Ainsi, les objets mesurés sur le terrain présentent des organisations diverses - *i.e.* rythmicité du signal des Grès Verts et de la Molasse Rouge d'Esclangon ou augmentation progressive des paramètres de la Molasse Rouge d'Esclangon - *a priori* gouvernées par un facteur de contrôle allocyclique majeur que nous nous proposons de déterminer dans les paragraphes qui suivent. Les signaux fournis par les enregistrements de chenaux des localités d'Esparron et de Huete présentent, quant à eux, des comportements plus complexes laissant suggérer des contrôles multiples aux dominances moins contrastées.

De plus, les restitutions paléogéographiques de Daams et *al.* (1996b) interprètent le système de Tórtola comme un système de distributaires ; cette configuration modifie la répartition des décharges, qui en un point donné du système ne sont alors plus représentatives des écoulements globaux du bassin (contrairement aux systèmes de tributaires). Or les équations que nous utilisons ont été développées à partir de systèmes de tributaires, les résultats que nous obtenons pourraient être liés à cette différence de configuration.

De plus, nous remarquons que la confrontation de nos résultats paléohydrologiques tant avec les données issues de la pétrologie, qu'avec les structures sédimentaires, conforte notre démarche et montre que l'impact des paramètres environnementaux sur l'évolution d'une rivière est capital. Ainsi, la construction d'une base de données visant à définir des équations de restitution paléohydrologique semble devoir être réalisée en tenant compte des paramètres que sont la morphologie du chenal (i.e. classification de Rosgen, 1994), le climat (TMA et PMA), et la physiographie (plaine côtière, piémont, montagne, *etc.*).

6.2 Signal climatique des séries méandriformes fossiles

Les systèmes fluviatiles sont contrôlés par les facteurs allocycliques que sont le climat, la tectonique et le niveau de base. Le climat est un facteur global, susceptible d'avoir les mêmes conséquences sur deux bassins d'un même continent. Nous proposons d'en étudier l'impact à l'échelle de l'Europe de l'Ouest en développant une méthode qui utilise la géométrie des chenaux. Nous pourrons ainsi comparer les systèmes oligo-miocènes français et espagnols, et discuter de l'importance du climat sur l'évolution d'un système fluviatile.

6.2.1 Fluctuations des géométries des barres de méandre

Les différents signaux paléohydrologiques obtenus pour chacune des 6 localités étudiées sont abordés selon une méthode de restitution paléoclimatique que nous présentons dans les paragraphes qui suivent.

6.2.1.1 Méthode de restitution paléoclimatique

Les travaux de Leopold et *al.* (1964) abordés dans le chapitre précédent ont révélé une relation entre décharge et aire de drainage, liée au bilan hydrique propre au système étudié (§ 5.1.3 ; Tableau 5.2). Cette relation est caractérisée par un exposant β, à signification climatique.

Sur ce schéma et considérant que les deux systèmes étudiés français et espagnol se mettent en place sous des conditions semi-humides (1300 mm/an ; Mosbrugger et *al.*, 2005 et Barrón et *al.*, 2010 ; Figure 3.9), une relation est développée afin d'exprimer la décharge en fonction de l'aire de drainage. Cette équation (6.1) utilise le jeu de données américaines du domaine semi-humide, réunissant 59 rivières de plaine côtière et de piémont (Annexe IV a).

$$Q_{bkf} = 0{,}21 A_d^{0{,}78} \quad R^2 = 0{,}67 \text{ plaines côtières et piémont (U.S.A) N= 59} \qquad (6.1)$$

Ce traitement montre que l'exposant d'un domaine climatique associé à des PMA de 1000 à 1600 mm/an (données américaines NOAA) est de 0,78.

Par ailleurs, nous collectons également des coefficients climatiques de régions humides à arides (Doll *et al.*, 2003 ; McCandless, 2003 ; Moody et *al.*, 2003 ; Sweet et Geratz, 2003 ; Mulvihill et Baldigo, 2007 ; Metcalf *et al.*, 2009), ce qui nous permettra d'apprécier les fluctuations de l'exposant climatique en relation avec les variations des taux de précipitation (Tableau 6-10 et Figure 6-12).

On note ainsi, que l'exposant climatique des domaines semi-humides est très comparable à ceux des études de Sweet et Geratz (2003) et Metcalf *et al.* (2009), et que celui du domaine à saisons sèches se rapproche de l'exposant de Moody et al. (2003) pourtant obtenus dans des régions très arides.

Le diagramme Figure 6-12 montre ainsi une certaine variabilité de l'exposant climatique pour des zones présentant les mêmes PMA et TMA, phénomène n'autorisant pas une relation très précise entre exposant climatique et taux de précipitations, mais permettant cependant d'exprimer des ordres de grandeur.

Références	Etats U.S.A.	Physio-graphie	n	TMA		PMA		$Q_{bkf}=\alpha A_d^{\beta}$	
				min	max	min	max	coefficient	exposant
				°C		(mm/an)		α	β
Climat plus humide									
Metcalf et *al.*, 2009	FL, GA, AL	CP	26	15	21	1321	1626	12.6	0,79
Sweet et Geratz, 2003	NC	CP	22	13	15	1219	1473	8,79	0,76
Metcalf, 2005	AL	CP	8	15	18	1397	1651	10.94	0,94
Doll et *al.*, 2003	NC	CP	16	13	15	1143	1651	16.56	0,72
Climat plus sec									
McCandless, 2003	MD	CP - W	5	13	15	1016	1219	31.35	0,73
McCandless, 2003	MD	CP - E	9	13	15	1016	1219	14.65	0,76
Mulvihill & Baldigo, 2007	NY	CP	12	10	13	889	1219	83.8	0,67
Climat aride									
Moody et *al,.* (2003)	AZ	PT	27	7	10	250	500	1,60	0,47
Moody et *al,.* (2003)	AZ, NM	PT	27	10	13	250	500	0,24	0,61

Tableau 6-10 : Paramètres climatiques calculés dans des travaux utilisant des rivières de climats différents

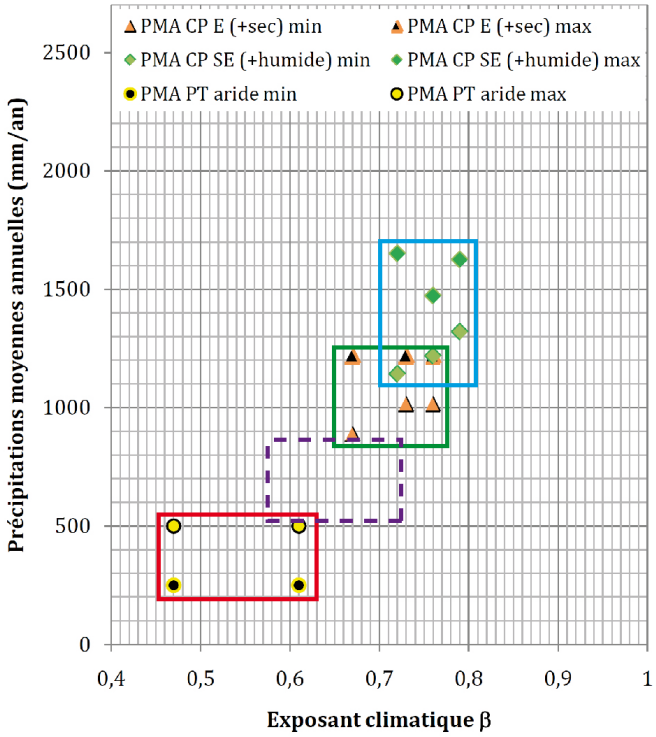


Figure 6-12 : Précipitations moyennes actuelles en fonction des exposants climatiques pour des systèmes actuels. Les données sont extraites du Tableau 6-10 ; en vert : données de climat plus humide ; (Doll et al., 2003 ; Sweet et Geratz, 2003 ; Metcalf, 2005 ; Metcalf et al., 2009), et en orange : données de climat plus sec (McCandless, 2003 ; Mulvihill et Baldigo, 2007) et aride (Moody et *al.*, 2003). La fenêtre violette représente des climats arides, non couverts par les données récoltées.

La relation (6.1) définit les paramètres initiaux des systèmes étudiés. Pour estimer les variations climatiques enregistrées au sein des séries fluviatiles, il est donc nécessaire de faire varier l'exposant climatique de cette équation. Pour ce faire, des niveaux de références doivent être déterminés au sein des successions fluviatiles. Nous proposons une détermination utilisant la trame climatique générale ; ainsi pour un système allant vers des conditions plus humides, les chenaux les plus petits seront représentatifs des conditions initiales (leur augmentation attestent alors d'une augmentation des précipitations). Pour un système allant vers des

conditions moins humides, les chenaux les plus profonds seront considérés comme représentatifs du climat initial (leur diminution est alors interprétée comme résultant d'une diminution des précipitations). Ainsi les variations géométriques des autres intervalles sont représentatives de modifications climatiques, telle une diminution des précipitations, responsable d'une baisse d'intensité de la décharge, modifiant ainsi la profondeur du chenal. Ce raisonnement considère donc une aire de drainage constante au sein de laquelle la décharge fluctue en fonction du climat.

Ainsi, l'équation de Leopold et *al.* (1964) se caractérise, pour les conditions initiales de nos systèmes, par l'exposant β de 0,78 défini par l'équation (6.1). La décharge de crue de pleins de bords est calculée à partir des équations (5.23c) pour le domaine semi-humide et (5.24) pour le domaine à saisons sèches. L'aire de drainage est, quant à elle, estimée selon les équations (5.28) pour le domaine semi-humide et (5.31c) pour le domaine à saisons sèches. Ces données permettent de définir le coefficient α de cette équation qui sera considéré comme constant pour la suite de notre raisonnement car non lié au climat. Nous avons donc :

$$\alpha = \frac{Q_{bkf}\ \max}{A_d\ \max^{0,78}} \tag{6.2}$$

avec $Q_{bkf}max$ et A_dmax la décharge et l'aire de drainage associées au chenal le plus profond.

Pour la suite de notre raisonnement nous considérons toujours l'équation de Leopold et *al.* (1964), et cherchons à calculer l'exposant β. Ainsi nous avons : α et A_d deux constantes (α est donné par l'équation (6.2) ; et A_d correspond à l'aire de drainage maximale). La décharge Q_{bkf} est calculée pour chaque barre de méandre selon les équations du type Q_{bkf}=f(d_{bkf}) (équations 5.23c et 5.24). Ainsi, l'exposant climatique β sera défini selon :

$$Q_{bkf,i} = \alpha A_{d,\max}{}^{\beta} \tag{6.3}$$

Avec $Q_{bkf,i}$ la décharge de la barre de méandre à la cote i, α calculé selon l'équation (6.2) et $A_{d,max}$ l'aire de drainage associée à la barre de méandre d'épaisseur maximale.

Les valeurs de l'exposant climatique β sont ensuite converties de manière relative en taux de précipitations grâce aux coefficients climatiques des systèmes actuels présentés dans le Tableau 6-10.

6.2.1.2 Application aux séries du SE de la France

Nous avons vu que les hauteurs de barre de méandre, au sein des séries de Barrême et d'Esclangon, évoluaient stratigraphiquement selon des motifs particuliers répétitifs (Figure 6-1 et Figure 6-3). L'amplitude de ces fluctuations est de l'ordre de 30% sur chacun des sites. Les paramètres paléohydrologiques déduits de ces hauteurs présentent la même évolution.

Ce motif répétitif couplé à des amplitudes de fluctuations significatives suggère un contrôle climatique. La cyclicité climatique peut engendrer des fluctuations répétitives de la décharge (à travers les taux de précipitations/évaporation), qui ont alors à leur tour un impact sur les géométries des chenaux. Des réarrangements du système par capture n'expliqueraient pas le maintien des mêmes amplitudes au sein des fluctuations.

Le système d'Esparron présente, quant à lui, un signal différent. Les géométries de ses barres de méandre montrent des fluctuations de plus de 50%, dont la tendance générale croît vers le haut. Si l'on considère la première partie de la coupe (0-160 m) on remarque une évolution répétitive des hauteurs de barres selon des fluctuations d'environ 40%. Puis, la seconde partie de la coupe (160-300 m) révèle quant à elle des hauteurs plus importantes mais évoluant également selon un motif répétitif dont les amplitudes dépassent toutefois les 50% et dont les minimales sont élevées.

L'interprétation de ces fluctuations est plus complexe que celles des systèmes de Barrême et d'Esclangon : l'augmentation remarquable des épaisseurs de barres de méandre au sein de la série suggère un réarrangement par capture, cependant le motif répétitif que l'on suit sur les 200 mètres de coupes, suggère, quant à lui, un contrôle climatique. Nous traiterons donc ce signal selon deux hypothèses : (1) la première fait intervenir seulement le climat, et (2) la seconde combine l'évolution climatique à une réorganisation du bassin par capture.

Les paramètres paléohydrologiques des systèmes fluviatiles d'avant-pays alpin du SE de la France ont été calculés à partir des conditions climatiques des plaines côtières des Etats-Unis, région dont le climat équivaut à celui des séries oligo-miocènes étudiées (estimé à partir des données de paléoflores ; Mosbrugger et *al.*, 2005). Nous considérons donc que le chenal le plus profond de nos séries est représentatif des conditions climatiques initiales du système, c'est-à-dire qu'il enregistre les conditions climatiques les plus humides, correspondant à des PMA de 1000 à 1600 mm/an (PMA des régions actuelles où ont été récoltées les données hydrologiques).

Concernant, la série de la Molasse Rouge d'Esparron, nous avons vu que les paramètres paléohydrologiques présentaient un signal complexe, caractérisé par une augmentation importante à la cote 160 de la coupe. Nous interprétons cette augmentation comme le témoin possible d'un réarrangement subi par le bassin versant, et subdivisons la coupe selon deux systèmes, le premier étant de taille moindre que le second.

Pour déterminer les exposants climatiques de la série des Grès Verts de Barrême, nous utilisons l'intervalle III (caractérisé par les hauteurs les plus grandes) comme référentiel climatique initial. Nous considérons donc que l'aire de drainage calculée à partir de l'intervalle III ($A_d min$ = 998 km^2 et $A_d max$ = 1595 km^2) correspond à l'aire du bassin versant de la série des Grès Verts.

Dans la série de la Molasse Rouge d'Esclangon, le chenal le plus profond (6,60 à 7,30 m) situé au sommet de la coupe (RR-C03, 388 m) présente une valeur trop extrême par rapport aux autres données. Nous préférons utiliser le chenal de la cote 290, dont la profondeur de 5,80 à 6,40 m est plus représentative. Il définit donc des PMA de 1000 à 1600mm/an, associées à l'exposant climatique de 0,78. L'aire de bassin versant qu'il fournit définit par conséquent celle du système ($A_d min$ = 3763 km^2 et $A_d max$ = 4176 km^2), et est utilisée pour calculer le coefficient climatique α.

La série de la Molasse Rouge d'Esparron est (1) traitée dans son ensemble et (2) subdivisée selon deux systèmes hydrologiques différents.

Ainsi, les premières estimations (1) considèrent que le chenal RGA-C07 (262 m) est représentatif des conditions climatiques initiales du système. Ses aires de drainages

($A_d min$ = 3574 km² et $A_d max$ = 4502 km²) sont donc utilisées pour définir les variations de l'exposant β.

Les secondes estimations (2) considèrent un premier système constitué des cinq niveaux chenalisés mesurés entre les cotes 105 et 155 m. Le chenal le plus profond ESP-C01 (144 m) est défini comme représentatif des conditions climatiques humides initiales du système et l'aire de drainage qui en est déduite ($A_d min$ = 1093 km² et $A_d max$ = 1367 km²) correspond à celle du système ; et un second système qui se compose de sept niveaux chenalisés (173 à 262 m), le plus grand est trouvé au sommet de la coupe (RGA-C07, 262 m), il est utilisé pour définir les paramètres initiaux de l'équation (6.3) qui nous permettra de calculer l'exposant climatique. L'aire de drainage calculée à partir de ce niveau ($A_d min$ = 3574 km² et $A_d max$ = 4502 km²) correspond donc à l'aire du bassin versant de ce second système.

Cote du niveau de référence (m)	**Série** (Equation)	**Exposant climatique, β** (6.1)	**Décharge de crue de pleins bords Q_{bkf}** (5.23c)	**Aire de drainage A_d** (5.28)	**Coefficient α calculé** (6.2)
	Grès Verts, Barrême :				
20-28 & 50-58	Estimation minimum	0,78	89,9	998	0,41
	Estimation maximum	0,78	140,2	1596	0,46
	Molasse Rouge, Esclangon				
388	Estimation minimum	0,78	378,6	2817	0,77
	Estimation maximum	0,78	479,2	3535	0,82
	Molasse Rouge, Esparron (système 1)				
144	Estimation minimum	0,78	141	1093	0,60
	Estimation maximum	0,78	179	1367	0,64
	Molasse Rouge, Esparron (système unique et système 2)				
262	Estimation minimum	0,78	459	3574	0,82
	Estimation maximum	0,78	586	4502	0,87

Tableau 6-11 : Coefficient et exposant climatiques α et β correspondant aux conditions initiales des systèmes étudiés.

Les coefficients α calculés pour chacun de ces systèmes sont présentés dans le Tableau 6-11 et permettent de calculer les exposants climatiques β de chaque niveau, selon l'équation (6.3). Les fluctuations de ces exposants sont présentées Figure 6-13 (résultats numériques présentés en Annexe VII a, b et c).

Les fluctuations de l'exposant climatique enregistrées par les Grès Verts de Barrême sont comprises entre 0,69 et 0,78 ; celles de la Molasse Rouge d'Esclangon varient entre 0,70 et 0,82 ; et les valeurs de la Molasse Rouge d'Esparron fluctuent entre 0,49 et 0,78 pour les estimations sur un système unique, et entre 0,55 et 0,78 pour un système enregistrant une réorganisation.

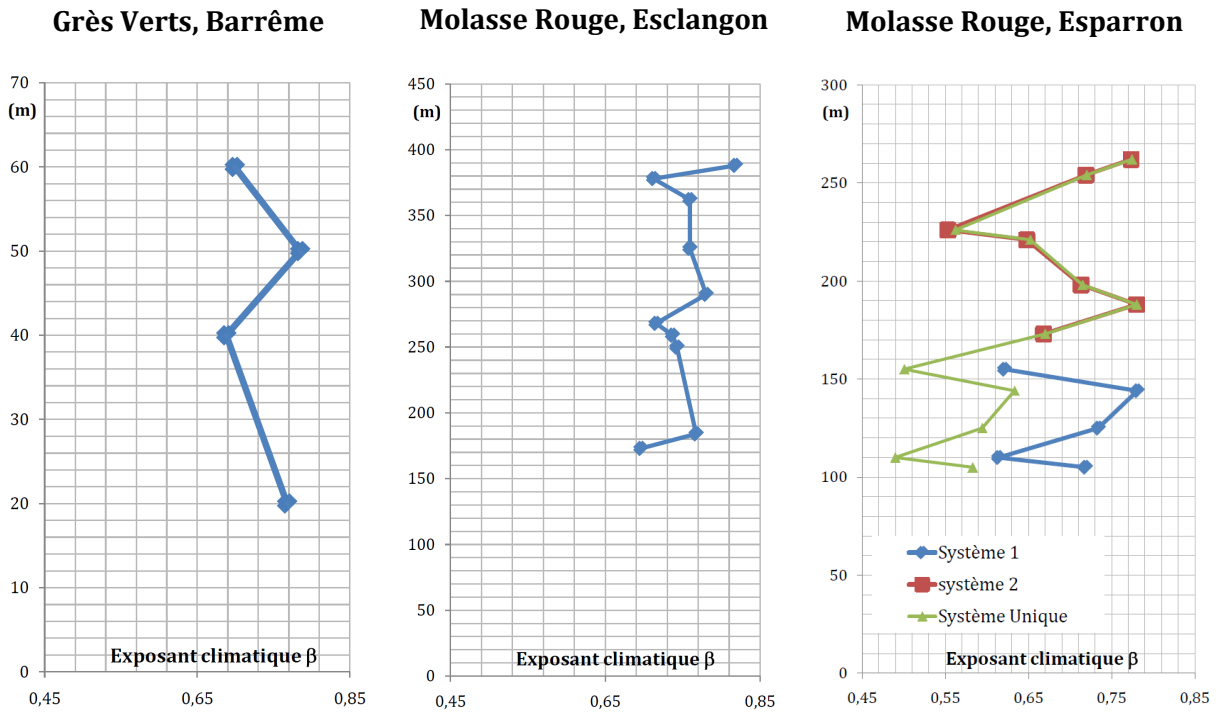


Figure 6-13 : Évolution stratigraphique des exposants climatiques calculés pour les séries fluviatiles oligo-miocènes du SE de la France (cf. Annexe VII a) à c) pour les données numériques).

Les données du Tableau 6-10 représentées Figure 6-12 sont utilisées pour exprimer ces exposants en termes de taux de précipitations moyennes annuelles :

- Les exposants climatiques des Grès Verts et de la Molasse Rouge d'Esclangon varient respectivement entre 0,69 et 0,78, et 0,70 et 0,82 et correspondent à des PMA de 850-1250 mm/an et 1100-1700 mm/an. Les systèmes enregistrent donc des variations moyennes de précipitations de 350 mm/an. Les exposants climatiques les plus faibles sont comparables à ceux de régions à saisons sèches des U.S.A. (850 à 1250 mm/an) et sont interprétés comme marquant des passages à des climats de type méditerranéen. Ces estimations, basées sur les restitutions paléohydrologiques déduites des hauteurs de barres de méandres, sont comparables à celles déduites des enregistrements de macro-flores de Mosbrugger et *al.* (2005). Leur travaux font état de variations de PMA d'amplitude de 250 mm/an depuis le Chattien supérieur jusqu'à l'Aquitanien inférieur.

- En considérant un système unique à Esparron, l'exposant climatique possède une valeur minimale de 0,49, qui correspond à des PMA de 200-550 mm/an. Les fluctuations moyennes des précipitations estimées à partir d'un système unique sont donc de 1100 mm/an. Ces valeurs sont trois fois supérieures à celles des deux autres systèmes et très extrêmes. Elles pourraient être interprétées comme ayant enregistré une période antérieure sèche, cependant non documentée les enregistrements de paléoflores.

- Les exposants minimum obtenus en considérant que le système d'Esparron enregistre une réorganisation par capture sont de 0,61 dans la partie inférieure de la coupe (système 1) et 0,56 dans la partie supérieure (système 2), soit également des PMA de 200-550 mm/an, fournissant les mêmes fluctuations de 1100 mm/an que dans l'hypothèse d'un système unique.

Si la valeur minimale de 0,56 est interprétée comme représentative d'avulsions ayant modifiées la taille du chenal et/ou du bassin versant, la seconde de 0,61 reste cependant très faible et représentative de PMA peu élevées non documentées par les paléoflores. Ces résultats suggèrent une organisation complexe du bassin versant, avec des répartitions d'énergie différentes au sein du bassin versant, pouvant être interprétées comme la marque d'un système alliant tributaires et distributaires. On remarque également que le scenario considérant deux systèmes différents fournit des fluctuations d'exposant climatique similaire entre la base et le sommet de la coupe, schéma non reproduit par le scenario d'un système unique. Ces observations suggèrent donc que le système d'Esparron enregistre des fluctuations climatiques qui apparaissent plus élevées que celles des autres systèmes, car additionnées au signal d'un autre facteur allogénique, telle la tectonique responsable d'une réorganisation du bassin versant (hypothèse traitée dans les paragraphes à venir).

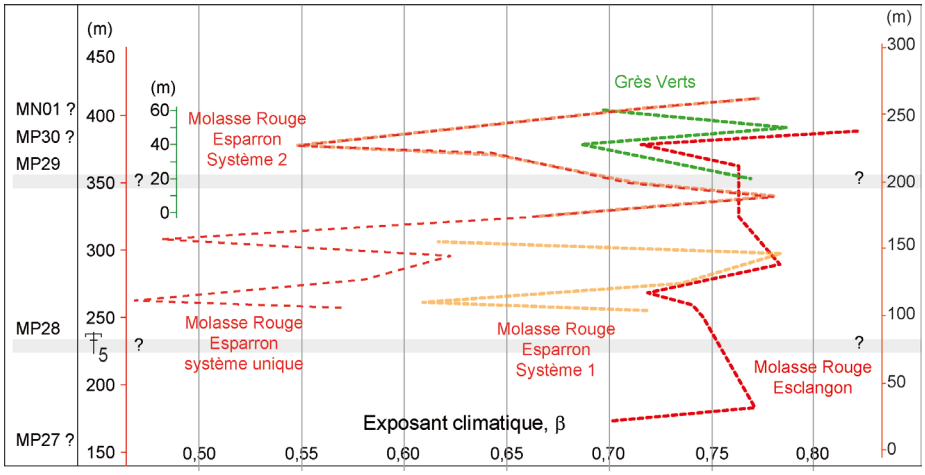


Figure 6-14 : Corrélation des signaux paléoclimatiques des Grès Verts et de la Molasse Rouge. La base des séries est estimée MP28, Chattien supérieur (≃25Ma).

Ces premiers résultats montrent que les dépôts de barres de méandre issus d'un système méandriforme sont susceptibles d'enregistrer des fluctuations climatiques. Le secteur d'Esclangon localisé à l'avant de la nappe de Digne, enregistre, tout comme le bassin en piggy-back de Barrême, des changements climatiques majeurs. Par ailleurs il est possible de corréler ces deux signaux (Figure 6-14), ce qui donne une indication supplémentaire sur la contemporanéité des deux bassins. Le synclinal de Barrême semble enregistrer un remplissage, à priori, plus tardif que celui d'Esclangon.

6.2.1.1 Applications à la série du Fan de Tórtola

L'étude micromammalogique de Daams et *al.* (1996a) a mis en évidence une diminution des précipitations vers le haut de la série du Fan de Tórtola. De plus, il décrit à la base de la série des faunes de micromammifères inféodés à des environnements modérément humides (Figure 3.8). Ces données sont confortées par l'étude des paléoflores de Barrón et *al.* (2010) qui fournit pour le Chattien supérieur des PMA de 1300 mm/an et des TMA de 18°C (Figure 3.9) identiques à celles du SE de la France. Par conséquent, l'équation (6.1), fournissant un exposant climatique de 0,78 pour un domaine climatique actuel identique à celui du Chattien, est utilisée pour les restitutions climatiques de la série du Fan de Tórtola.

Les conditions initiales sont donc considérées comme humides, et sont assimilées aux chenaux les plus épais mis en place au Chattien supérieur, c'est-à-dire à la base des coupes étudiées (biozones micromammalogiques V et W ; Figure 4.29). Ces objets représentent donc les PMA initiales du système, de 1300 mm/an (données de paléoflores ; Barrón et *al.*, 2010 et Mosbrugger et *al.*, 2005), associées à l'exposant climatique 0,78 (équation 6.1). Une diminution de l'exposant climatique et de la taille des chenaux est alors considérée comme représentative d'une aridification et des chenaux les plus épais (associés aux décharges les plus importantes) sont considérés comme représentatifs des conditions les plus humides.

Grâce à l'établissement de ces conditions nous pouvons calculer le coefficient α de l'équation (6.2) qui nous permettra de déterminer les variations de l'exposant climatique. Les paramètres climatiques initiaux des coupes de Canales, La Higuerilla-San Bartolomé et Peñas de San Juan sont présentés dans le Tableau 6-12.

Cote du niveau de référence (m)	**Localité du Fan de Tortola** (Equation)	**Exposant climatique β** (6.1)	**Décharge de crue de pleins bords Q_{bkf}** (5.24)	**Aire de drainage A_d** (5.31c)	**Coefficient Calculé α** (6.2)
104	**Canales :**				
	Estimation minimum	0,78	146,3	1333	0,59
	Estimation maximum	0,78	197,6	2634	0,42
44	**La Higuerilla-San Bartolomé**				
	Estimation minimum	0,78	99,6	558	0,72
	Estimation maximum	0,78	132	1057	0,58
28	**Peñas de San Juan**				
	Estimation minimum	0,78	69,8	249	0,94
	Estimation maximum	0,78	91,9	465	0,76

Tableau 6-12 : Coefficients et exposants climatiques **α** et **β** correspondant aux conditions initiales des localités du Fan de Tortola étudiées.

Les coefficients α ainsi calculés permettent de calculer les exposants climatiques β de chaque niveau présentant des dépôts chenalisés, grâce à l'utilisation de l'équation (6.3). Les fluctuations des exposants climatiques fournis par les trois coupes étudiées sont présentées Figure 6-15 (résultats numériques présentés en Annexes VIII a à c).

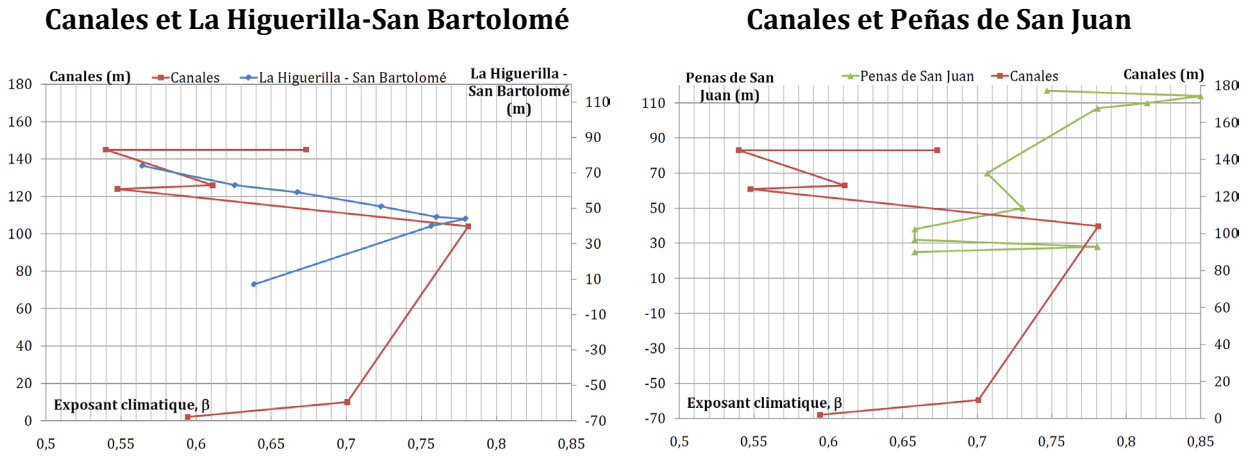


Figure 6-15 : Exposants climatiques β calculés pour chacune des coupes levées dans la série du Fan de Tórtola. Nous choisissons de présenter les signaux corrélés deux à deux pour plus de lisibilité (les tableaux présentant les données numériques sont consultables en Annexes VIII a à c)

Les exposants climatiques de la coupe de Canales sont compris entre 0,54 et 0,78 ; ceux de la coupe de La Higuerilla-San Bartolomé varient entre 0,56 et 0,78 ; et les fluctuations qu'ils fournissent pour la coupe de Peñas de San Juan sont comprises entre 0,66 et 0,85.

La lecture de ces exposants climatiques avec la Figure 6-12, présentant les PMA des systèmes actuels en fonction des exposants climatiques, nous autorisent à proposer des taux de précipitations pour les systèmes étudiés.

La coupe de Canales présente une valeur minimale de l'exposant climatique de 0,54, atteinte dans la partie supérieure aquitanienne, et associée à des PMA de 200 à 550 mm/an. Les fluctuations de PMA ainsi enregistrées par les dépôts de Canales sont de l'ordre de 1100 mm/an. On remarque qu'au sommet de la coupe de Canales, le point minimum de 0,54 est suivi d'une augmentation à 0,67 qui correspond à des PMA de 850 à 1250 mm/an marquant une augmentation de l'humidité.

La coupe de La Higuerilla-San Bartolomé montre des exposants d'une valeur minimale de 0,56, également associée à des PMA de 200 à 550 mm/an. Cette valeur est atteinte à la cote 74 m, datée de l'Aquitanien, et permet d'estimer des fluctuations de PMA de l'ordre de 1100 mm/an.

La coupe de Peñas de San Juan a fourni des exposants climatiques minimum de 0,66 associés à des PMA de 900 à 1300 mm/an. Ces valeurs minimales sont obtenues à la base de la coupe datée du Chattien supérieur. L'exposant climatique, à l'Aquitanien supérieur (cote 114 m), atteint des valeurs de 0,85, associées à des PMA de 1100 à 1700 mm/an. Les fluctuations de PMA estimées à partir des successions de Peñas de San Juan sont de l'ordre de 300 mm/an. Les valeurs de l'exposant climatique sont donc plus élevées que dans les deux coupes précédentes. Le signal paléoclimatique déterminé à partir de l'enregistrement fluviatile de Peñas de San Juan atteste donc d'une chute des PMA à la transition Chattien-Aquitanien (cotes 30 à 70 m) suivie d'une augmentation à l'Aquitanien supérieur.

Les bases des trois coupes étudiées montrent au Chattien des conditions modérément humides à humides, relayées à la transition Chattien – Aquitanien par une aridification plus significative à

Canales et La Higuerilla-San Bartolomé qu'à Peñas de San Juan. Cette évolution est en accord avec les restitutions paléoclimatiques fournies par les enregistrements de paléoflores (Mosbrugger et *al.*, 2005 ; Barrón et *al.*, 2010) et par les données micromammalogiques (Daams et *al.*, 1996a).

Cependant, la coupe de Peñas de San Juan dès la cote 70 m, estimée Aquitanien moyen (Y1), montre une augmentation de l'exposant climatique associée à une augmentation des PMA, ce signal est également pressenti par le dernier point de la coupe de Canales qui semble indiquer l'initiation d'une nouvelle augmentation des précipitations dès l'Aquitanien moyen (cote 145 m, biozone Y1, MN02). Cette augmentation n'est annoncée ni par les données de paléoflores ni par les données micromammalogiques.

Si les bases des signaux correspondent aux données issues de l'enregistrement des paléoflores, celui de la partie inférieure de la coupe de Peñas de San Juan est en contradiction avec la chute de précipitations qu'elles annoncent à l'Aquitanien supérieur. Il est possible que le signal climatique des chenaux de Peñas de San Juan soit additionné, dans sa partie supérieure, à un signal tectonique et/ou eustatique, empêchant une restitution uniquement climatique et attestant d'une sensibilité plus grande de cette région du bassin aux paramètres de contrôle extérieurs. Cette particularité est traitée dans les paragraphes à venir.

6.2.1.2 Conclusion

- ✓ *Les systèmes fluviatiles du SE de la France*

La série des Grès Verts, au niveau des localités étudiées, a fourni une coupe présentant uniquement des chenaux isolés. Aucun niveau amalgamé n'a été observé. Par ailleurs les géométries mesurées ont révélé une organisation bimodale, rapportable aux variations climatiques du Chattien supérieur – Aquitanien inférieur.

La Molasse Rouge d'Esclangon a également révélé des variations de PMA conséquentes et corrélables avec celles des Grès Verts, attestant d'un contrôle climatique fort.

La Molasse Rouge d'Esparron, quant à elle, ne s'est pas révélée un bon candidat à cet exercice, ce qui suggère un contrôle majeur autre que climatique. Sa localisation, au sein d'une série de plis NW-SE à l'avant de la nappe, laisse suggérer un contrôle d'ordre tectonique.

- ✓ *Le système d'Espagne centrale*

La série du Fan de Tórtola a également fourni des estimations climatiques en partie cohérentes avec les données de macroflores de Barrón et *al.* (2010). Ainsi, les enregistrements fluviatiles des coupes de Canales et de La Higuerilla-San Bartolomé donnent des signaux climatiques attestant d'une baisse des PMA dès l'Aquitanien inférieur, comme annoncé par les paléoflores.

Cependant, les résultats climatiques de la coupe de Peñas de San Juan montrent, quant à eux, une humidification à l'Aquitanien supérieur non cohérentes avec les données de paléoflores et de micromammifères. Ces résultats peuvent révéler que les fluctuations hydrologiques sont une réponse à des modifications globales enregistrées par le système, qui répond alors à l'action conjuguée de plusieurs facteurs de contrôle ; ou que le système de Loranca n'enregistre pas un signal climatique dominant.

Pour répondre à cette dernière suggestion nous présentons les résultats d'une étude géochimique menée sur les paléosols du Fan de Tórtola.

6.2.2 Signal climatique de la plaine d'inondation de la série du Fan de Tórtola

L'analyse et l'interprétation des échantillons des paléosols de la série du Fan de Tórtola est présentées dans les paragraphes suivants afin de renseigner l'histoire paléoclimatique du bassin. Elle vient compléter l'analyse climatique menée à partir des géométries des chenaux. Les deux signaux seront ainsi comparés et discutés.

Sept paléosols sont retenus pour cette approche (Tableau 6-13 ; Figures 4.17 à 4.19). Leur choix se porte sur leur position stratigraphique et la nature de leur profil. Chaque intervalle, à l'exception du premier, est représenté et les paléosols étudiés se sont formés dans la plaine ou à proximité de la ceinture de méandres. Le choix d'une répartition hétérogène des niveaux pédogéniques doit permettre d'avoir un signal moyen pour l'ensemble du système.

Coupe	Cote (m)	Paléosol	Echantillon	Environnement
Canales	122-123	09-CAN (02)	09 à 19	Ceinture de chenal
Peñas de San Juan	69-70	09-PSJ (08)	84 à 95	Plaine d'inondation
La Higuerilla	3-4	09-HIG (01)	01 à 09	Ceinture de chenal
Peñas de San Juan	22-23	09-PSJ (4)	38 à 47	Ceinture de chenal
Peñas de San Juan	18-19	09-PSJ (3)	26 à 37	Ceinture de chenal
Peñas de San Juan	5-7	09-PSJ (2)	10 à 25	Plaine d'inondation
Canales	15-17	09-CAN (03)	20 à 31	Plaine d'inondation

Tableau 6-13 : Caractéristiques des paléosols utilisés pour l'analyse paléoclimatique.

Les index climatiques du système de Tórtola sont recherchés selon la méthode des climofonctions (Sheldon et *al.*, 2002 ; 2009). Cette méthode développée sur des sols nord-américains fournit des indices d'altération à partir de l'analyse des éléments majeurs présents dans les différents horizons pédogéniques. Elle se base sur l'expression de l'indice d'altération chimique développé par Nesbitt et Young (1982), mesurant le degré d'altération chimique et de transformation des feldspaths. Leur détermination sur le profil complet d'un paléosol, depuis la roche mère (horizon R) jusqu'au toit du sol (horizon A), permet ainsi de retracer le profil d'altération. Les degrés d'altération évalués à partir des quantités d'éléments majeurs présents dans les paléosols sont ensuite interprétés grâce aux climofonctions en termes de taux de précipitation et de température (Tableau 6-14).

Ces climofonctions nécessitent la mesure des éléments majeurs Al_2O_3, CaO, K_2O, MgO, Na_2O et SiO_2. Les analyses ont été réalisées par spectrométrie de masse (ICP-MS) par le laboratoire du SARM du CRPG de Nancy et les données détaillées sont fournies en Annexe IX a). Les éléments les plus abondants de ces sols sont le SiO_2 et le CaO. Ces paléosols présentent des horizons Bk enrichis en carbonate. Nous les interprétons comme des mollisols (i.e. CAN Sol 2 ; Figure 6-16).

Paramètre	Equation	N°	R^2	Err.Std.	Commentaires
CIA	$CIA = 100\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + K_2O + CaO + Na_2O}$	(6.4)			
PMA (mm/an)	$P = 221e^{0,0197(CIA-K)}$	(6.5)	0,72	±196 mm/an	K = K_2O
TMA (°C)	$T = -18,516\left(\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}\right) + 17,3$	(6.6)	0,37	±4,4°C	2 < TMA < 20°C

Tableau 6-14 : Climofonctions géochimiques des sols actuels définies par Sheldon et *al.* (2002). L'indice d'altération CIA est défini par Nesbitt et Young (1982).

Pour chaque sol, les degrés d'altération sont calculés selon l'équation (6.4) (résultats Figure 6-16, Figure 6-17 et Annexe IX b).

Les sols 2 et 6 (Figure 6-16 et Figure 6-17) présentent des profils simples, les indices d'altération sont plus élevées dans les horizons de surface (40 à 75%) puis très faibles dans les horizons C et R (10 à 15%).

Les sols 3 et 4 montrent des profils peu contrastés (Figure 6-16), mais aux indices d'altération relativement élevés (environ 40% pour les horizons d'accumulation A et entre 15 et 45% pour les horizons B) et peuvent être interprétés comme des sols modérément évolués.

Les indices d'altération des sols 1, 5 et 7 révèlent que ceux-ci sont composites (Figure 6-16 et Figure 6-17), ils se composent d'une superposition de sols, et se mettent en place sur des substrats évolués aux indices d'altération de 15 à 20%. Leur horizon d'accumulation atteint des valeurs de 35%.

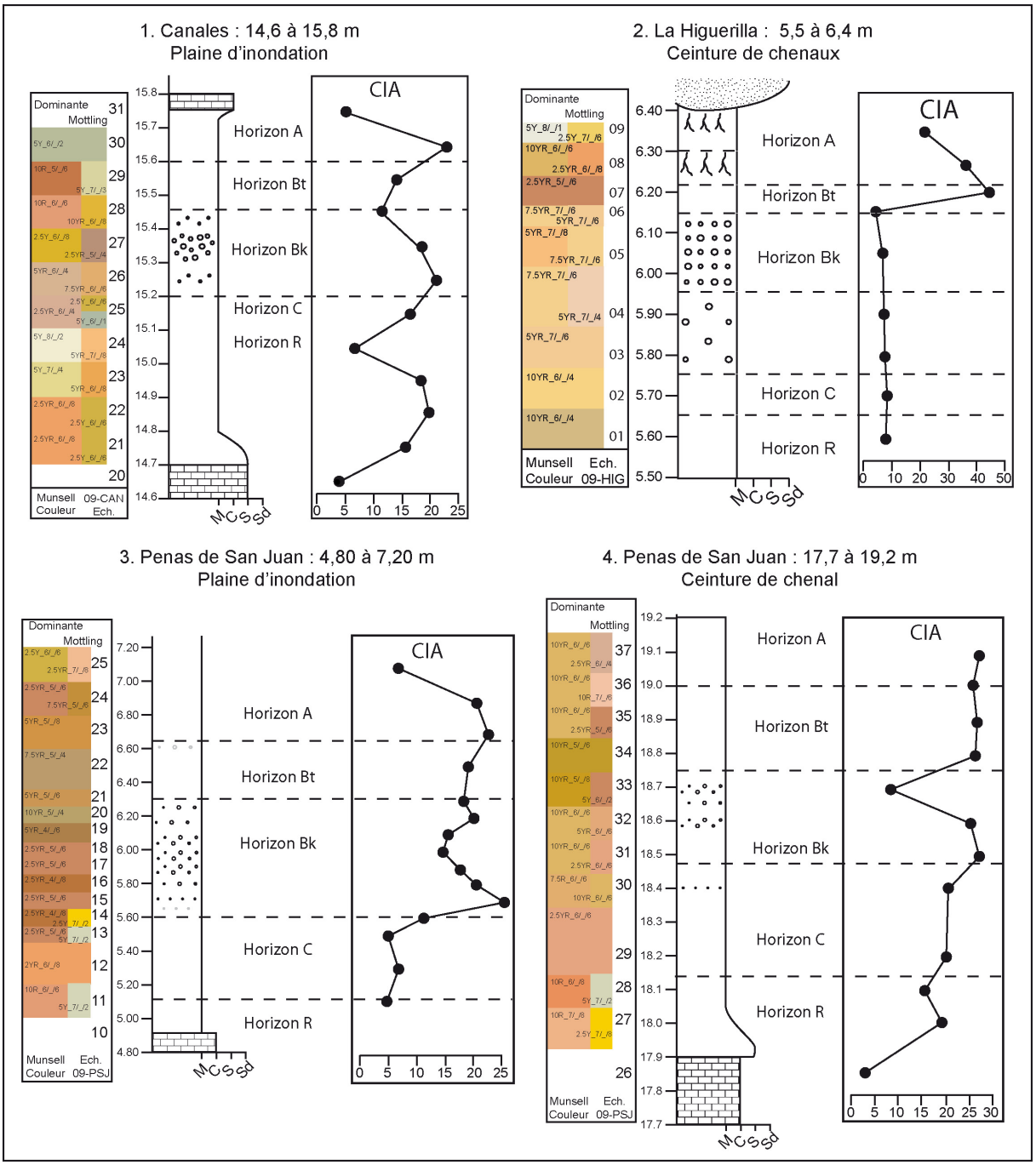


Figure 6-16 : Profil et indice d'altération calculés à partir des analyses isotopiques des paléosols de la série du Fan de Tórtola. Les sols sont numérotés de 1 à 4 par ordre stratigraphique. Les couleurs des colonnes de gauche font référence à la charte de Munsell (1909).

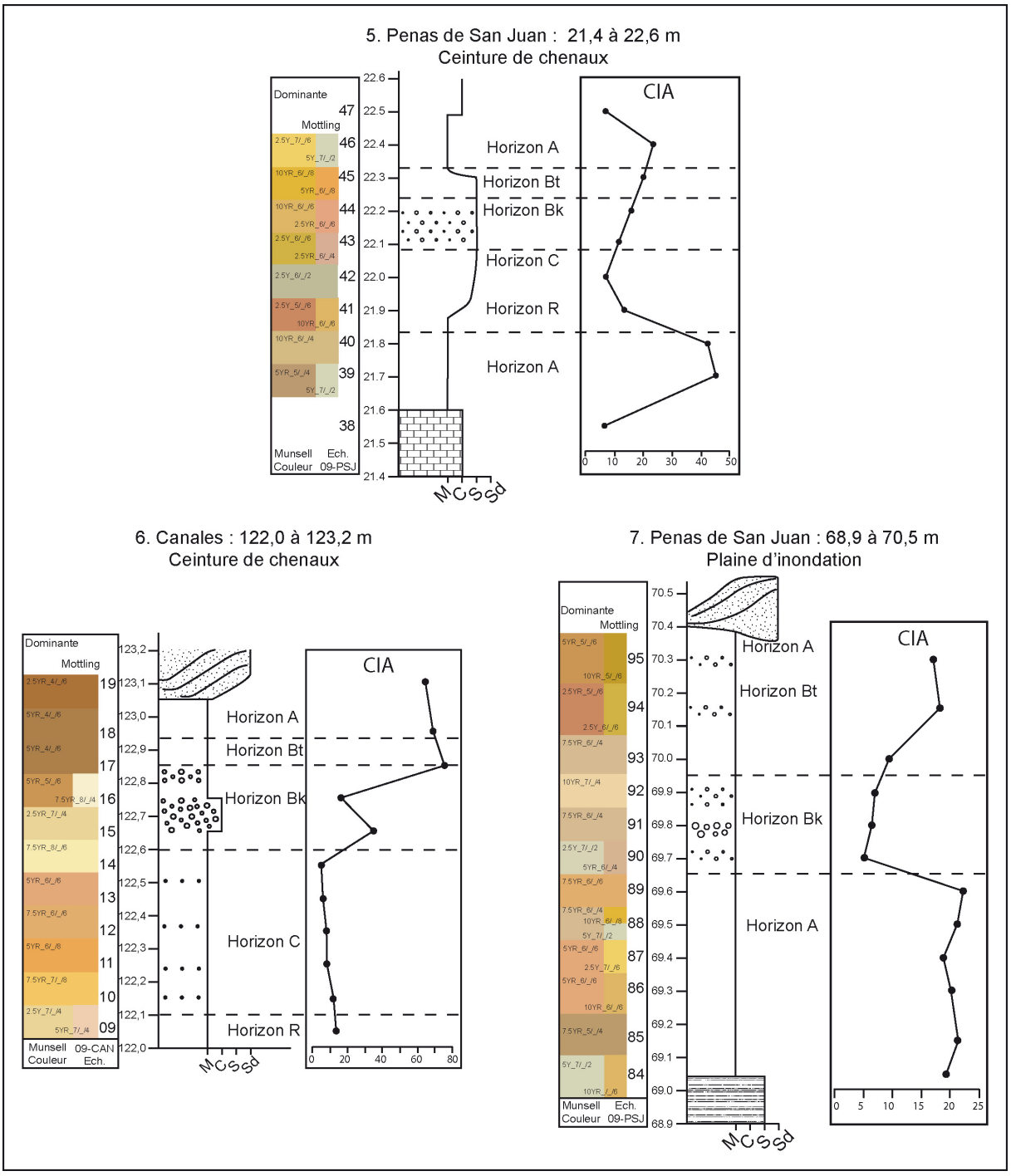


Figure 6-17 : Profil et indice d'altération calculés à partir des analyses isotopiques des paléosols de la série du Fan de Tórtola. Les sols sont numérotés de 5 à 7 par ordre stratigraphique. Les couleurs des colonnes de gauche font référence à la charte de Munsell (1909).

Les pourcentages en éléments majeurs des horizons B (Bt, Bk et Bw) sont utilisés pour déterminer des précipitations moyennes annuelles (PMA ; Annexe VIII b) et Figure 6-18) selon l'équation (6.5) et des températures moyennes annuelles (TMA ; Annexe VIII b) et Figure 6-19) selon l'équation (6.6).

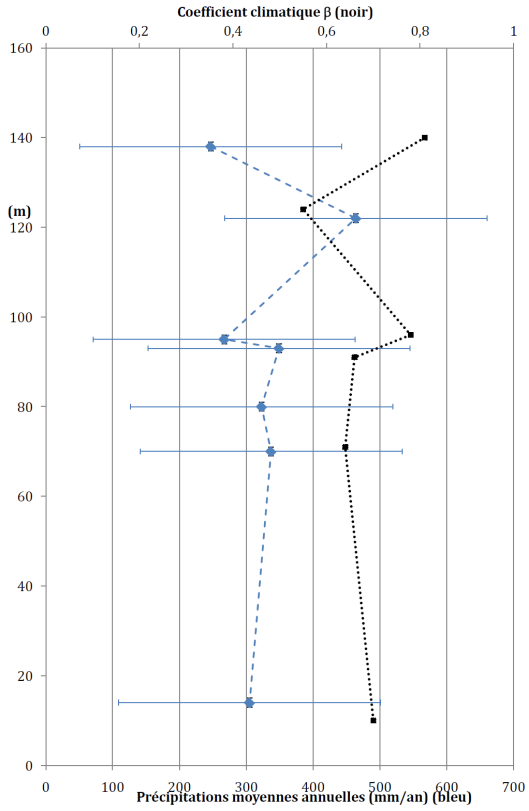


Figure 6-18 : Représentation stratigraphique des précipitations moyennes annuelles (ligne pointillée bleue) du secteur de Huete estimées à partir de l'équation (6.5). La marge d'erreur est de 196 mm/an. La ligne pointillée noire représente les hauteurs des barres de méandre déposées à proximité des paléosols échantillonnés (en position stratigraphique). En ordonnée, cotes de la coupe de Canales sur laquelle sont reportées les valeurs (cf. Annexe IX b pour les valeurs numériques).

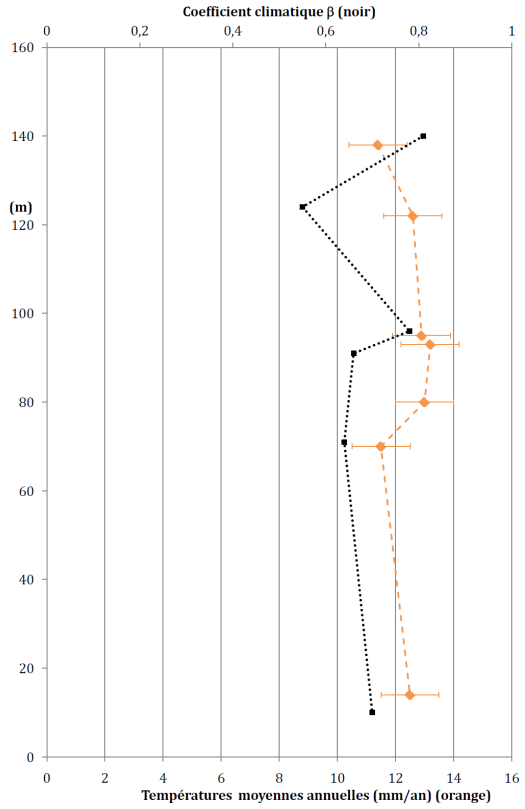


Figure 6-19 : Représentation stratigraphique des températures moyennes annuelles (ligne pointillée orange) estimées fournies par les échantillons du secteur de Huete, à partir de l'équation (6.6). La ligne pointillée noire représente les hauteurs des barres de méandre déposées à proximité des paléosols échantillonnés (en position stratigraphique). En ordonnée, cotes de la coupe de Canales sur laquelle sont reportées les valeurs (cf. Annexe IX b pour les valeurs numériques).

Les précipitations moyennes annuelles calculées à partir de l'équation (6.5) sont comprises entre 270 et 630 mm/an. La base de la série présente des valeurs plus au moins constantes comprises entre 400 et 500 mm/an ; puis à partir de la cote 100 m, on enregistre une légère aridification marquée par des PMA de 270 mm/an suivie d'une nette augmentation d'environ 400 mm/an, puis un retour à des valeurs de 250 mm/an. Globalement le signal porté par les paléosols est aride (250 à 450 mm/an), et est marqué par un pic d'humidité à 600 mm/an dans la partie supérieure de la coupe (120 m).

On remarque que le signal de PMA porté par les paléosols est anti-corrélé avec l'évolution des exposants climatiques β extraits des barres de méandre. Ainsi, les exposants maximaux sont

associés aux PMA minimales et inversement. Cette observation peut trouver une explication dans le fait que les dépôts chenalisés se forment pendant les épisodes de crues, contrairement aux sols, qui se forment pendant les phases de stabilité.

Les températures moyennes annuelles sont relativement constantes et varient entre 11,9 et 13,6 °C. Aucune différence notoire n'est à noter entre les paléosols de la ceinture de chenaux et ceux de la plaine d'inondation. De plus, les températures enregistrées par les paléosols ne présentent pas de corrélation avec les hauteurs des chenaux avoisinants.

Les précipitations et températures calculées à partir des éléments majeurs des horizons Bt et Bk sont deux fois plus faibles que celles annoncées par les données de paléoflores ibériques (900 à 1300 mm/an). Cette observation pose la question du domaine d'applicabilité des climofonctions présentées dans le Tableau 6-14. Les équations utilisées sont développées à partir de sols actuels nord-américains, développés sur des substrats différents de ceux de la série du Fan de Tórtola.

Les horizons Bk, et Bt se développent sur de longues périodes de temps, nécessitant une stabilité du milieu. Leur composition chimique est ainsi représentative d'un certain équilibre atteint par le système et d'un signal climatique global. Les sols étudiés se sont donc surement formés pendant des périodes plus stables, de climat moins humide (peu de crue) et d'apports sédimentaires plus faibles (peu de crue). Les résultats ainsi obtenus caractériseraient les conditions climatiques minimales du bassin de Loranca.

Les paléosols étudiés sont situés dans des passées argilo-silteuses peu épaisses (20 mètres maximum) et encadrés par des niveaux sableux. Nous avons remarqué que le système de Tórtola semblait divaguer au sein d'une vallée relativement étroite (1,5 à 2 km). Il est donc possible que les paléosols échantillonnés caractérisent des environnements très proximaux du chenal principal, drainés et relativement immatures. Par conséquent les estimations climatiques qui en sont déduites se révèleraient peu représentatives de conditions globales. Nous émettons donc une limitation quant à la validité de ces résultats.

6.2.3 Conclusion paléoclimatique déduite des données paléohydrologiques à l'échelle de l'Europe occidentale

Les deux bassins d'avant-pays, que nous avons étudiés, se mettent en place au cours de la même période, du Chattien à l'Aquitanien (transition Oligocène – Miocène). Cette transition est marquée à l'échelle de l'Europe par une légère oscillation des précipitations moyennes annuelles, suivie au cours de l'Aquitanien d'un retour à des conditions plus stables (Figure 6-20 ; Mosbrugger et *al.*, 2005).

Nous disposons d'un certain nombre d'informations biostratigraphiques nous permettant de corréler nos signaux climatiques à celui de Mosbrugger et *al.* (2005). Ainsi, comme présenté Figure 6-20 les biozones micromammalogiques sont utilisées pour comparer les évolutions climatiques issues des données de macroflores de Mosbrugger avec les nôtres issues de données paléohydrologiques les plus fiables (SE France : Barrême et Esclangon ; Espagne Centrale : Canales et San Bartolomé).

Bien que la résolution soit différente, on remarque que l'augmentation de PMA qui marque le début de l'Aquitanien est retrouvée dans toutes les coupes étudiées et parfaitement corrélée à la

courbe de Mosbrugger et *al.* (2005). Cette variation climatique est donc enregistrée depuis la péninsule ibérique jusqu'aux bassins germaniques (étudiés par Mosbrugger), en passant par les bassins molassiques occidentaux alpins. On remarque également que la chute de PMA enregistrée à l'Aquitanien inférieur, et qui correspond à l'incursion isotopique marine positive du Mi1 (épisode froid), est corrélée dans la série du Fan de Tórtola au niveau des coupes de Canales et Peñas de San Juan, et peut être rattachée à la diminution également enregistrée dans la partie sommitale de la série des Grès Verts de Barrême. Les chutes de PMA semblent plus importantes en Espagne centrale que dans le SE de la France, et pourraient ainsi suggérer la mise en place dès l'Aquitanien inférieur d'un gradient climatique.

De plus, ce résultat vient conforter la fiabilité de notre méthode de restitution et appuyer le fait que les bassins fluviatiles sont des systèmes climato-sensibles qui enregistrent les modifications majeures (et mineures) du climat.

Nous conclurons d'ores et déjà que le climat est un paramètre important responsable de l'évolution des cours d'eau. Bien que son rôle ne soit pas systématiquement dominant et responsable de réorganisations majeures, il est possible d'en extraire la trame d'un enregistrement sédimentaire fluviatile. Qui plus est, l'intérêt de ce facteur de contrôle réside dans son extension – *i.e.* dans le cas présent continentale – qui permet une corrélation bassin à bassin sur des échelles relativement intéressantes – dans le cas présent entre Europe du Nord et du Sud-Ouest.

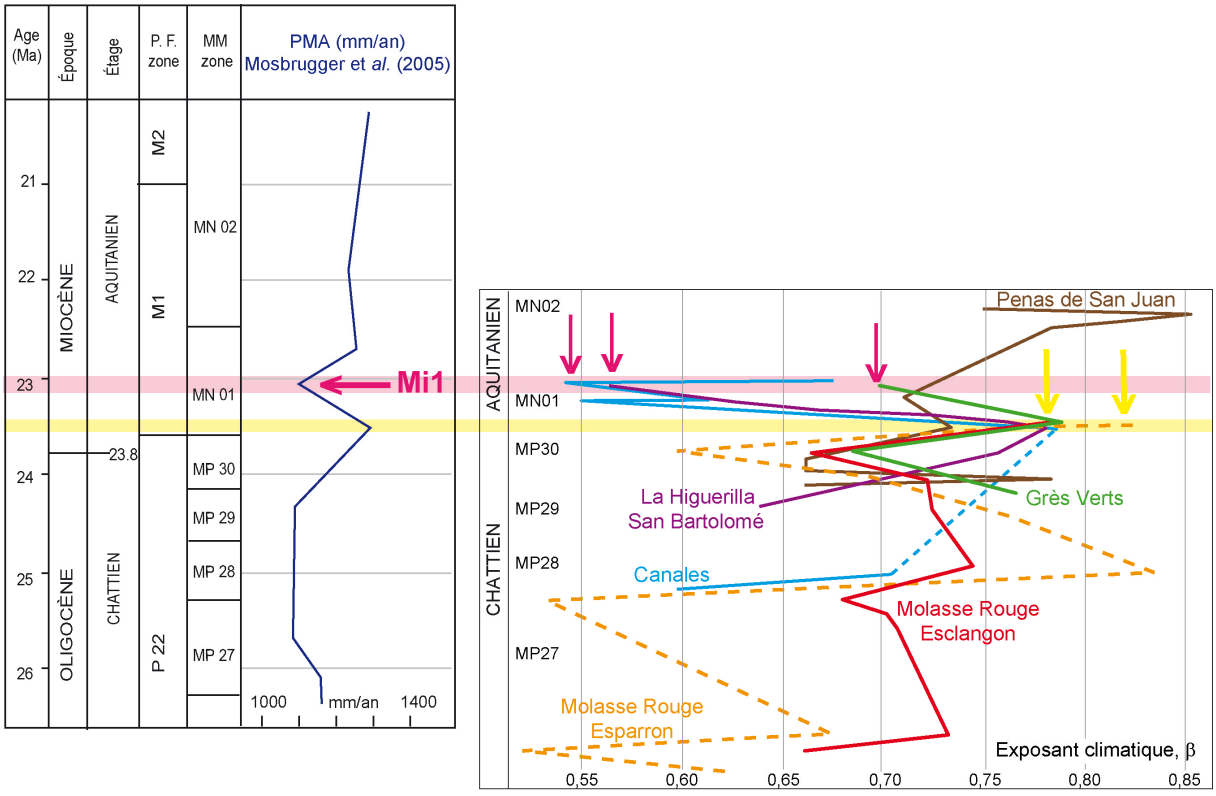


Figure 6-20 : Corrélations climatiques entre Europe septentrionale et Europe méridionale et occidentale. Les données présentées dans le graphique de gauche correspondent aux données climatiques issues de macroflores nord-germaniques (Mosbrugger et *al.*, 2005).

6.3 Décryptage des séries oligo-miocènes du bassin d'avant-pays alpin du SE de la France

Les séries méandriformes mises en place au front et à l'avant de la nappe de Digne sont maintenant contraintes par des données de terrain classiques auxquelles s'ajoutent des paramètres paléohydrologiques. Dans la partie qui suit, nous présentons une interprétation qui s'appuie sur les résultats paléohydrologiques obtenus afin d'extraire des signaux de contrôles allogéniques. L'impact du climat ayant été abordé dans la partie précédente, sont abordés dans les paragraphes qui suivent les facteurs de contrôle tectonique et du niveau de base.

6.3.1 Signal tectonique des séries méandriformes fossiles

Les coupes étudiées, tant à l'avant que sur la nappe, sont toutes trois caractérisées par un enregistrement fluviatile méandriforme continu. Aucune discordance sédimentaire mettant en contact des régimes fluviatiles strictement différents n'a été observée. Il découle de cette première observation que les preuves de contrôle tectonique sont à chercher dans l'organisation et l'évolution à l'échelle locale des synclinaux étudiés et également à l'échelle régionale en les réintégrant au sein du bassin d'avant-pays alpin.

Dans les paragraphes qui suivent, nous analysons les données paléohydrologiques et sédimentaires afin de comprendre le rôle joué par la tectonique dans l'évolution de ces bassins d'avant-pays alpin.

6.3.1.1 À l'échelle du bassin

Nous avons vu au cours des restitutions paléohydrologiques que les systèmes méandriformes de Barrême et d'Esclangon semblaient en grande partie contrôlés par le climat, mais que le système d'Esparron semblait enregistrer un autre signal responsable de réorganisation au sein du bassin versant. Par ailleurs nous avons également vu que les structures sédimentaires des barres de méandres sommitales d'Esclangon et d'Esparron semblaient nécessiter de pentes plus faibles que celles de leur base et que celles de Barrême (respectivement 0,5‰ et 1‰).

Nous avons également remarqué que le système d'Esparron présentait en moyenne deux grandes classes de paramètres paléohydrologiques, la partie inférieure de la coupe (0-160 m) fournissant des valeurs d'aire de bassin versant plus faibles d'environ 50% que celles de la partie supérieure (160-300 m). L'analyse climatique implique que ces deux grands ensembles ne sont liés au climat.

Ces observations évoquent une participation tectonique responsable des variations du gradient du bassin, pouvant entraîner le regroupement de systèmes voisins. Ainsi, la base de la série de la Molasse Rouge d'Esparron correspondrait à un système fluviatile indépendant de celui d'Esclangon, dont la surface maximale du bassin versant serait de 1000 à 1300 km^2. Ce premier système présenterait des longueurs maximales de 100 à 170 km (zone source dans les zones alpines internes, Briançon). Puis, la diminution progressive du gradient du bassin entraînerait une jonction avec un second système et aboutirait à la création du système observé à Esclangon, (quinzaine de kilomètres à l'Est). Cette modification de la pente peut être due à un comblement progressif du bassin, ce qui suggère cependant, que les taux d'apports sédimentaires étaient supérieurs aux taux de subsidence. Ces bilans peuvent être liés à une intense érosion du front de

la nappe suite à une surrection. Le système ainsi créé aurait couvert des aires maximales de 3500 à 4500 km^2 sur des longueurs maximales de 225 à 260 km.

Ces variations ne semblent toucher que le bassin d'Esparron situé à l'avant de la nappe. Le bassin de Barrême localisé à proximité du front de la nappe présente un enregistrement relativement calme et des caractéristiques tant paléohydrologiques que sédimentaires stables, sur l'intégralité de son remplissage. Le système d'Esclangon, localisé à l'avant de la nappe, fournit également un signal paléohydrologique homogène ne suggérant pas de perturbation tectonique.

Afin de vérifier cette hypothèse nous regardons les systèmes de l'avant de la nappe à une échelle plus large.

6.3.1.2 À une échelle régionale

Les systèmes de la Molasse Rouge en tresse du Pont de la Reine Jeanne, situé à une quinzaine de kilomètres à l'Ouest d'Esclangon, et en tresse à sinueux de Turriers-Faucon du Caire, à une quinzaine de kilomètres au Nord d'Esparron, sont associés aux coupe d'Esclangon et d'Esparron afin de proposer une interprétation à une échelle régionale.

Une interprétation de la présence de ces systèmes grossiers à proximité des systèmes méandriformes du bassin de Digne-Valensole est proposée à partir du fonctionnement de la faille de la Durance, accident majeur provençal. Cette faille a pu être responsable de la création d'un relief oriental (Figure 6-21). La partie subsidente occidentale, ainsi créée, aurait vu se développer des systèmes plus grossiers en tresse (Pont de la Reine Jeanne), développés suite à l'augmentation de la pente, tandis que la partie orientale serait restée inchangée (Esclangon). Les systèmes méandriformes se seraient donc développés à l'amont des déformations et les systèmes en tresse à l'aval. Cette configuration permettrait ainsi d'expliquer la présence du système en tresse du Pont de la Reine Jeanne (à l'Ouest d'Esclangon).

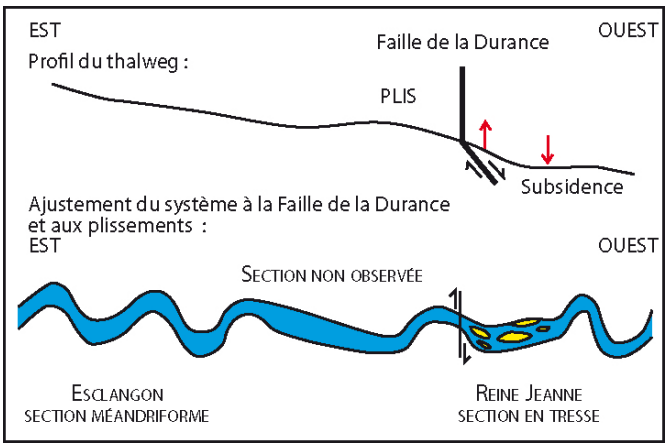


Figure 6-21 : Proposition de réponse du système méandriforme d'Esclangon à la Faille de la Durance.

Concernant les unités grossières de Turriers-Faucon du Caire (Nord Esparron), elles se situent à l'avant de la nappe tout comme les séries d'Esparron et d'Esclangon. Comment expliquer qu'elles soient conglomératiques alors que les systèmes plus au Sud sont sableux ? Nous proposons une hypothèse basée sur l'observation des structures actuelles de la région. L'unité de Turriers est située à l'avant du dôme de Remollon, large anticlinal affectant les terrains triasiques. Cette structure formait à l'Oligo-Miocène un relief où devaient s'enraciner des systèmes alluviaux.

Nous interprétons donc l'unité de Turriers comme un reliquat de delta alluvial se déversant à l'avant de la nappe et prenant naissance sur celle-ci. Le système d'Esparron serait alors interprété comme un système de tributaires venant alimenter le système d'Esclangon situé plus au Sud.

Ces systèmes annexes témoigneraient par conséquent de la complexité du paléopaysage oligo-miocène, et montrent que la tectonique joue un rôle essentiel en structurant les bâtis sur lesquels s'écoulent les rivières (Figure 6-22). L'initiation de la nappe de Digne crée un léger relief individualisant les systèmes des Grès Verts et de la Molasse Rouge, dont les bassins versants sont alors indépendants, mais synchrones.

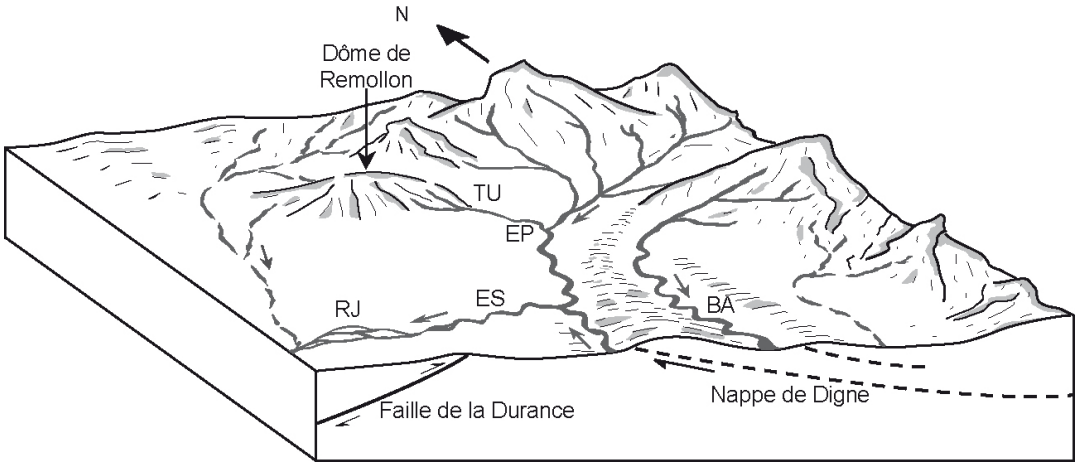


Figure 6-22 : Proposition de reconstitution paléogéographique du SE de la France à l'Oligo-Miocène replaçant les systèmes étudiés. BA : Barrême ; EP : Esparron ; ES : Esclangon ; RJ : Pont de la Reine Jeanne ; TU : Turriers-Faucon du Caire. Les flèches grises indiquent les directions d'écoulement (Faille de la Durance et nappe de Digne replacées d'après Haccard et *al.*, 1989) .

6.3.1.3 Conclusion

Les systèmes méandriformes du Bassin de Digne-Valensole présentent des signaux plus complexes que celui du bassin de Barrême. Le système de la Molasse Rouge d'Esparron en particulier, laisse entrevoir, à travers des modifications aléatoires de la géométrie de ses chenaux, des variations de pente. Ces variations sont interprétées comme la conséquence de contraintes tectoniques liées à la formation de la chaîne alpine. La mise en place des nappes de chevauchement a modifié la géographie des paysages leur faisant front. La présence de systèmes grossiers en tresse, notamment à l'Ouest d'Esclangon (Pont de la Reine Jeanne), corroborerait l'hypothèse des variations de pente induites par l'initiation progressive de cette nappe.

6.3.2 Le niveau de base et les séries méandriformes fossiles

Nous avons vu qu'il était délicat d'interpréter des successions fluviatiles en se basant uniquement sur les fluctuations d'un niveau de base (marin ou continental). Cependant, nous proposons de mettre en avant certaines caractéristiques des séries étudiées potentiellement induites par le niveau de base.

Le système des Grès Verts de Barrême est à différencier de ceux de la Molasse Rouge, en cela qu'il ne présente aucun niveau amalgamé. Les chenaux observés dans le secteur de Barrême sont

isolés au sein de dépôts argileux de plaine d'inondation. Cette caractéristique montre que le bilan entre les taux de création d'espace disponible et de flux sédimentaire était proche de l'équilibre, permettant ainsi au système d'aggrader à vitesse relativement constante.

À contrario les systèmes de la Molasse Rouge (Esclangon et Esparron) présentent des niveaux de chenaux amalgamés laissant suggérer des variations lentes du niveau de base et des taux de flux sédimentaires supérieurs à la création d'espace d'accommodation.

Cependant, au sein des séries des trois localités étudiées, la présence de paléosols est courante. Ces paléosols souvent caractérisés par de fortes marmorisations ou par des poupées calcaires, suggèrent une nappe phréatique relativement haute.

Ces remarques sont à considérer avec précaution car basées sur l'interprétation de coupes individualisées, représentant le système en un point donné de son bassin. Ainsi, les remarques essentielles qui peuvent être faites sur ces systèmes méandriformes sont les suivantes : le bassin de Barrême présente des taux d'aggradation relativement élevés et constants, suggérant une mise en place durant un épisode de haut niveau ; les systèmes d'Esclangon et d'Esparron présentent des évolutions corrélables marquées par des niveaux amalgamés et de nombreux paléosols de conditions hydromorphes, suggérant des variations plus complexes du niveau de base (Figure 6-23).

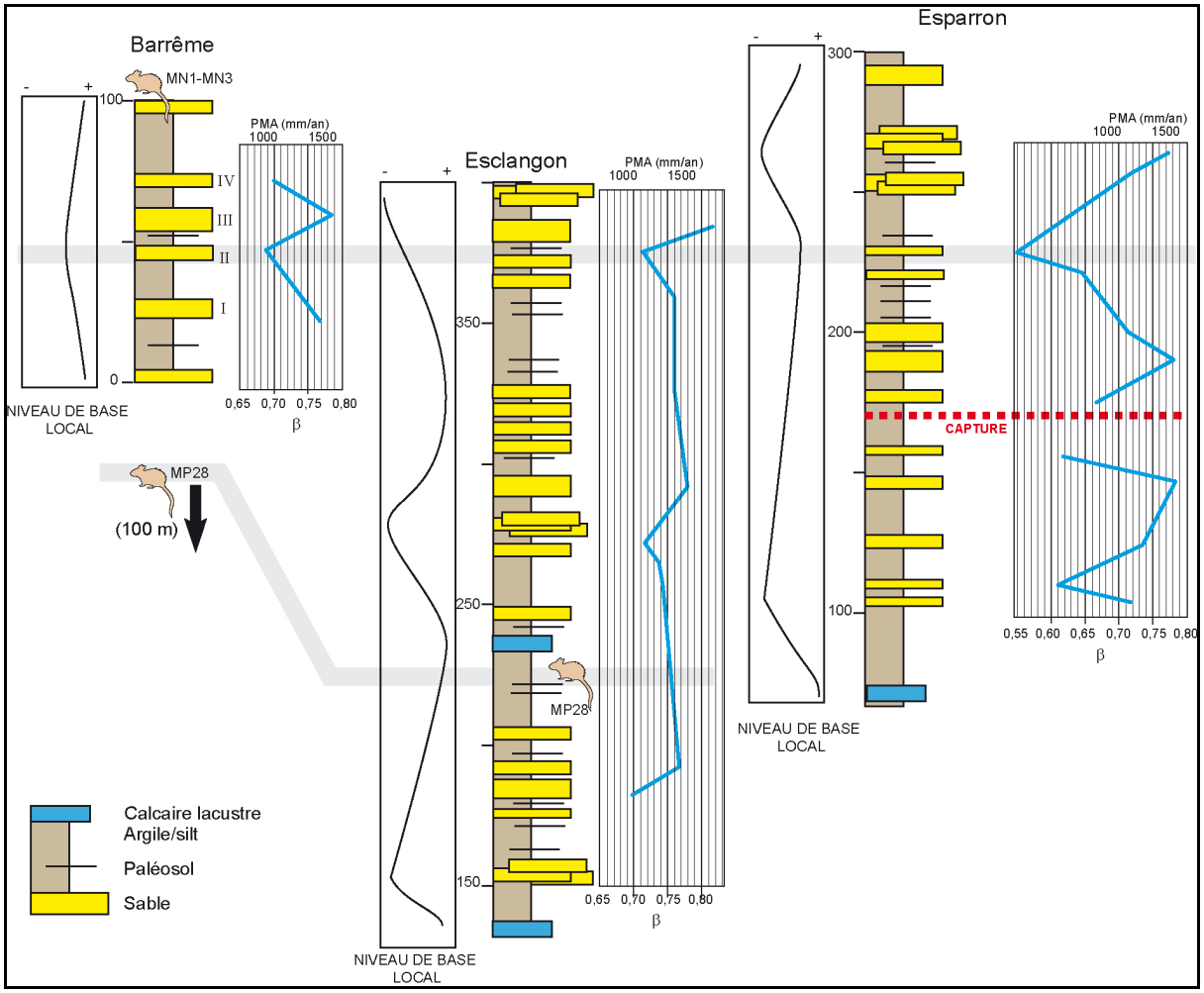


Figure 6-23 : Coupes synthétiques des localités étudiées représentant les épisodes sableux, les niveaux pédogéniques et les paramètres de contrôle interprétés. PMA : précipitations moyennes annuelles (maximales). Les coupes d'Esclangon et d'Esparron sont corrélées à hauteur de la bande grise. La coupe de Barrême est indépendante.

6.3.3 Synthèse

Les éléments estimés et interprétés dans les paragraphes précédents sont représentés schématiquement Figure 6-23 et Figure 6-24.

Le système des Grès Verts prend sa source en Embrun-Ubaye et s'écoule vers le Sud. Les systèmes de la Molasse Rouge prennent leur source dans les zones alpines internes (et pour le système d'Esclangon, en Provence méridionale ou Vercors-Dévoluy) et s'écoulent globalement vers l'Ouest. Cette configuration suggère une organisation précise des bassins alluviaux de l'avant-pays alpin.

Considérant les directions d'écoulement (Molasse Rouge : E-W ; Grès Verts : N-S) et les restitutions paléohydrologiques, les deux systèmes sont partiellement transverses et fonctionnent de manière indépendante, montrant ainsi la complexité du paléopaysage de l'avant-pays alpin.

Les systèmes de la Molasse Rouge prennent leur source dans les domaines briançonnais du Queyras et de la Haute-Ubaye et empruntent des vallées transverses à la chaîne.

Le système des Grès Verts s'écoule parallèlement à la chaîne, depuis l'Embrun-Ubaye et la Haute-Ubaye, empruntant alors des vallées longitudinales à la chaîne de montagne.

Les deux systèmes peuvent alors être en partie synchrones, comme le montrent les corrélations de PMA (Figure 6-14 et Figure 6-23). Les systèmes de la Molasse Rouge se mettent en place au cours du Chattien. Dès l'Aquitanien inférieur, ils sont relayés par des systèmes deltaïques à Esclangon et marins plus à l'Ouest (Molasse Marine de la Reine Jeanne, Couëffé, 2003). Ils s'écoulent d'Est en Ouest, transversalement à la chaîne. Le système des Grès Verts de Barrême se met en place au Chattien supérieur (MP28-MP29) et fonctionne potentiellement jusqu'au Burdigalien. Il s'écoule du Nord vers le Sud longitudinalement à la chaîne, le long des reliefs créés par le bombement du front des nappes de chevauchement.

Ce scénario explique alors la différence de sédimentation entre Molasse Rouge et Grès Verts. La Molasse Rouge se caractérise par une abondance relative de niveaux amalgamés, témoignant d'un antagonisme entre espace d'accommodation (faible) et apports sédimentaires (forts), typique des phases de repos tectonique (Clevis, 2003). Les Grès Verts sont quant à eux composés de niveaux isolés imputables à un équilibre entre espace d'accommodation et apports sédimentaires, effectif pendant les phases de tectonique active (Clevis, 2003).

Il ressort de ces conclusions que les systèmes de la Molasse Rouge débutent plus tôt que les Grès Verts, et que ces deux systèmes dont synchrones pendant un intervalle de temps Chattien supérieur à Aquitanien inférieur (MP29 à MN01 ; Figure 6-14). Ainsi, les épaisseurs enregistrées par les systèmes méandriformes d'Esclangon et d'Esparron (200 à 250 m) représentent une période d'environs 2Ma, et les séries méandriformes du système de Barrême (100 m) se développent sur 1,5Ma. La différence notoire de puissance des séries peut alors s'expliquer à travers le contrôle des taux de sédimentation, à la fois par les taux de subsidence créant de l'espace d'accommodation et par les taux d'apports sédimentaires. Il en découle que les systèmes de la Molasse Rouge étaient certainement plus alimentés que le système de Barrême (érosion des reliefs pendant les phases de repos tectonique) et que la compensation d'accommodation n'était pas suffisante pour permettre aux systèmes d'aggrader. Le nombre important d'épisodes sableux observés au sein des coupes n'est ainsi pas imputable au temps enregistré mais à la fréquence des avulsions engendrées par des apports sédimentaires supérieurs à la création d'espace.

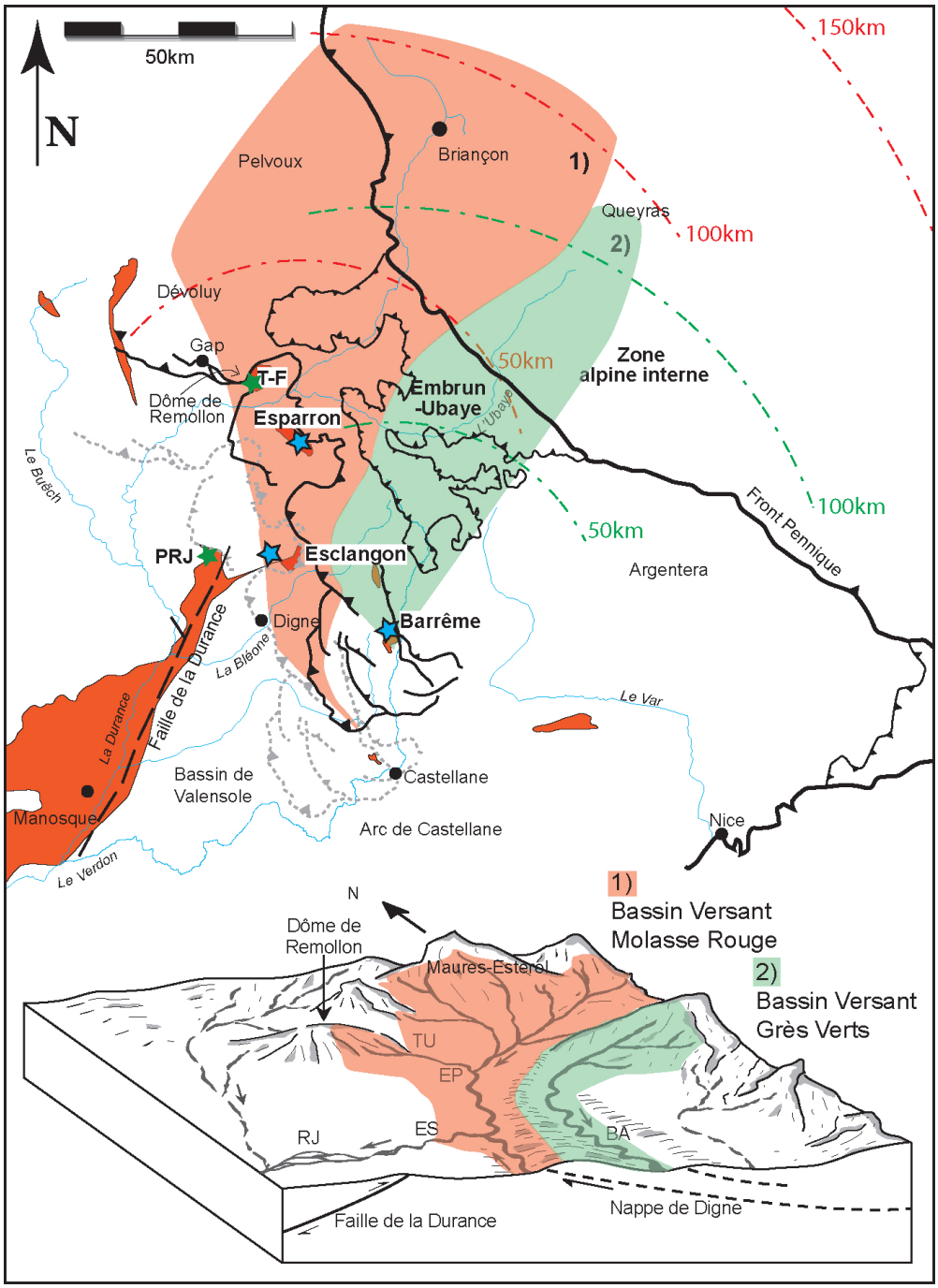


Figure 6-24 : Carte de restitution des aires des drainages et des zones sources de la Molasse Rouge d'Esclangon et d'Esparron et des Grès Verts de Barrême. Les nappes des zones externes sont replacées selon leur paléoposition oligo-miocène, les lignes pointillées grises représentent leur localisation actuelle. Les paléobassins versants sont replacés en position paléogéographique sur le bloc diagramme présenté Figure 6-22.

6.4 Interprétation de la série oligo-miocène du Fan de Tórtola (Espagne centrale)

Les investigations de terrain menées au voisinage de Huete ont abouti à une représentation spatiale du système, témoignant de la présence possible de plusieurs chenaux méandriformes. Dans les paragraphes qui suivent nous interprétons les données paléohydrologiques calculées à partir des géométries de ces chenaux afin de vérifier cette hypothèse de terrain. Ces résultats sont également complétés de l'analyse des échantillons de la plaine d'inondation afin d'en déduire un éventuel signal paléoclimatique. L'impact de la tectonique et du niveau de base est également recherché dans l'évolution des données géologiques et paléohydrologiques.

6.4.1 Influence de la tectonique sur le Fan de Tórtola

Concernant la tectonique, nous avons vu que les variations enregistrées par les barres de méandre présentaient des amplitudes qui ne pouvaient être interprétées uniquement à partir du climat. Une seconde analyse des restitutions paléohydrologiques, appuyée des données géologiques de terrain, est proposée dans les paragraphes qui suivent afin d'extraire un signal tectonique des dépôts du Fan de Tórtola.

Les relevés de terrain effectués dans l'Unité Détritique Supérieure de Huete ont révélé un grand nombre de bouchons argileux, phénomènes typiques des recoupements de méandre, indiquant des sinuosités bien développées ou d'abandons par avulsion. Ces phénomènes peuvent être relatifs à la mise en place d'un relief dont l'impact sur les gradients modifie la sinuosité du chenal (Ouchi, 1985). Or nous savons qu'à la limite Chattien – Aquitanien se met en place dans la région de Huete, un anticlinal d'axe Nord – Sud (équivalent actuel de la vallée du Rio Mayor) lié à la phase de déformation Save, également responsable de la mise en place de surfaces de discontinuité sur la bordure est du bassin (Ch. 3). Cette phase tectonique responsable des plissements observés dans le bassin pourrait être à l'origine des fluctuations enregistrées par les chenaux. Nous proposons donc une interprétation des dépôts étudiés tenant compte de ces évènements.

Sur la paléobordure est du système (Peñas de San Juan), les barres qui se sont développées entre les deux niveaux amalgamés de la base de la coupe (cotes 25 à 35 m) ont des épaisseurs inférieures à celles des autres localités (Figure 6-7). Il s'avère, par ailleurs, que les barres de méandre des localités de Canales et de La Higuerilla-San Bartolomé enregistrent au cours de ce même intervalle des valeurs de décharges maximales, respectivement de 197 et 132 m^3/s, contre des décharges de 92 m^3/s pour l'équivalent stratigraphique de Peñas de San Juan localisé sur la bordure Est (Figure 6-25). Cette différence de géométrie, et par conséquent de décharge, entre les chenaux est et ouest ne s'observe pas avant, mais se retrouve à l'inverse après cet épisode. Les barres de Canales et de La Higuerilla-San Bartolomé, présentent dans leur partie supérieure (Canales cote 120 et La Higuerilla-San Bartolomé cote 44) des décharges de 45 à 50 m^3/s, corrélées à des valeurs plus importantes, de 67 m^3/s, pour les objets de Peñas de San Juan (cote 70).

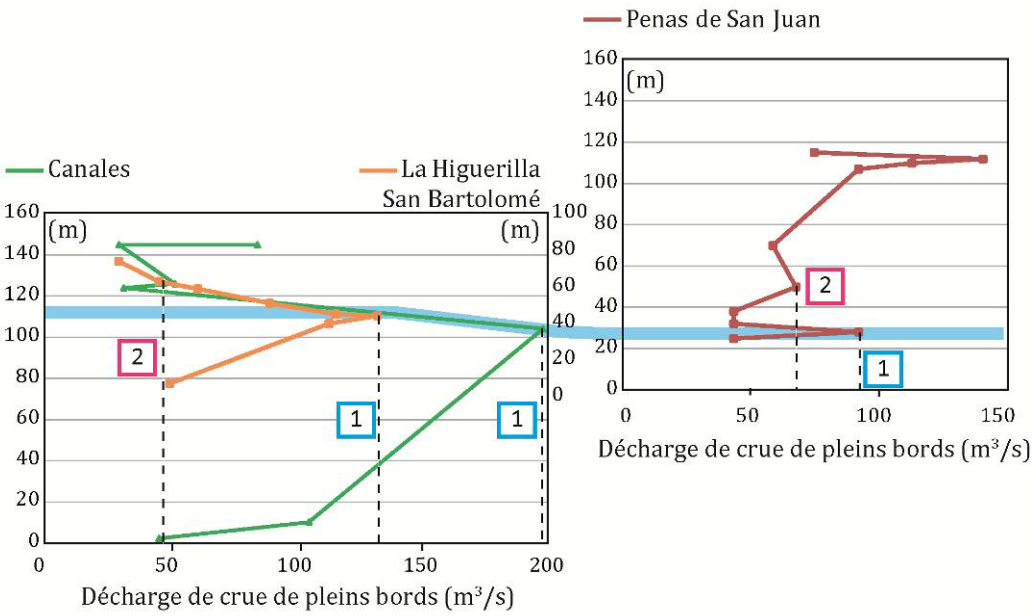


Figure 6-25 : Variations des décharges de crues de pleins bords des chenaux mesurés dans la série du Fan de Tórtola (Paléobordure ouest : Canales La Higuerilla et San Bartolomé. Paléobordure Est : Peñas de San Juan).

Ces différences entre bordures est et ouest peuvent être dues à l'initiation d'un anticlinal, qui serait responsable d'un réajustement matérialisé par des avulsions responsables de la création, de part et d'autre de l'anticlinal, de chenaux aux géométries différentes. Les différentes étapes du scénario que nous proposons sont présentées Figure 6-26.

Le premier stade (Figure 6-26A) se base sur les estimations paléohydrologiques de décharges plus importantes à Canales, qu'à La Higuerilla-San Bartolomé et Peñas de San Juan. Cette organisation suggère ainsi une déviation entre Canales et La Higuerilla-San Bartolomé passant par Peñas de San Juan. Cette déviation pourrait être interprétée comme une avulsion en réponse à la mise en place d'un léger relief central.

Le second stade (Figure 6-26B) s'appuie, quant à lui, sur la présence de chenaux plus profonds à Peñas de San Juan qu'à Canales et La Higuerilla-San Bartolomé. Il ferait donc intervenir une seconde avulsion responsable d'un passage du chenal principal du côté Est (Peñas de San Juan) et d'un chenal abandonné et/ou secondaire distributaire au niveau de Canales et de La-Higuerilla-San Bartolomé. Ce dernier phénomène pourrait être lié à l'intensification du léger relief crée par la mise en place de l'anticlinal de Huete, matérialisé par la migration vers le Sud du point d'avulsion des chenaux étudiés.

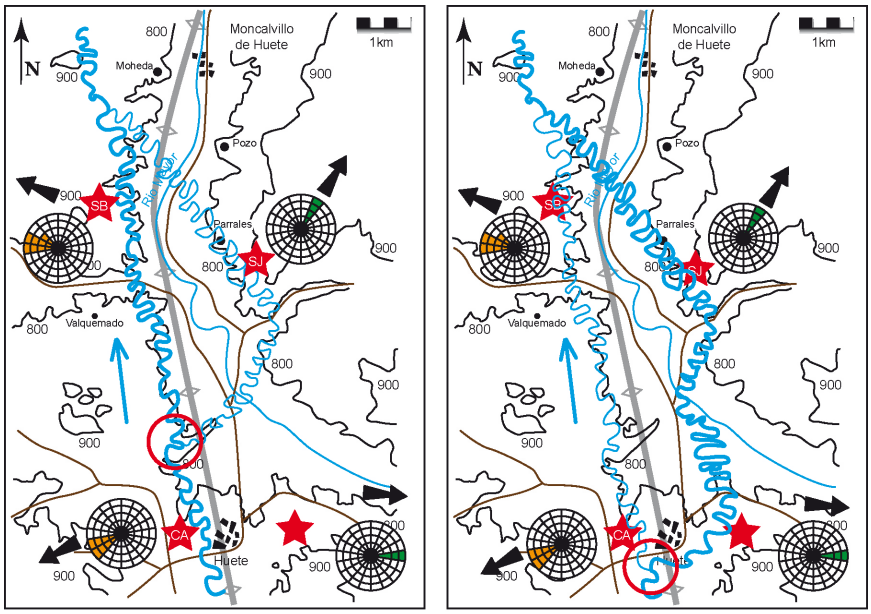


Figure 6-26 : Scenarii de reconstruction paléohydrographiques prenant en compte les différences de décharges et de directions de migration (flèches noires) des chenaux est et ouest (explication dans le texte). Les flèches bleues indiquent la direction principale d'écoulement et les cercles rouges indiquent les points d'avulsion.

Cette organisation est également retrouvée dans l'évolution des aires de drainage. La partie sommitale de la série se caractérise par une inversion des tailles des systèmes. Ainsi, la partie supérieure de la coupe de Peñas de San Juan montre des paramètres hydrologiques supérieurs à ceux des parties supérieures des coupes de Canales et San Bartolomé. Dès la cote 60 m, le système de Peñas de San Juan voit ses aires de drainage passer de 100 - 200 km^2 à environ 1000 km^2 (Figure 6-7) ; contrairement à Canales dont les aires diminuent dès la cote 100 m, passant de plus de 2000 km^2 à quelques centaines de kilomètres carré (Figure 6-5).

Cette réorganisation pourrait être due à la continuité de la mise en place de l'anticlinal, dont l'intensification isolerait petit à petit les chenaux les plus occidentaux (Canales et La Higuerilla-San Bartolomé).

Cette hypothèse est cohérente, considérant la fréquence d'abandon de chenaux observée au sein de la série, avec la tectonique synsédimentaire du bassin de Loranca. L'anticlinal Nord-Sud qui se met en place le long de la vallée de l'actuel Rio Mayor serait alors responsable de la mise en place, par avulsion, de petits chenaux secondaires, et façonnerait petit à petit un système de type anabranché, couplant distributaires et tributaires.

Ces phénomènes d'avulsion engendrant la mise en place de chenaux secondaires, peuvent également être interprétés en termes de variations du niveau base, une remontée trop lente de celui-ci peut entraîner des avulsions visant à évacuer le surplus sédimentaire charrié par la rivière.

6.4.1 Influence du niveau de base sur le Fan de Tórtola

Le bassin de Loranca est un bassin endoréique soumis aux variations d'un niveau de base local. Nous interprétons donc les niveaux de chenaux amalgamés comme une réponse à une chute suivie d'une augmentation lente de ce niveau de base. Les épisodes de hauts niveaux sont marqués par des niveaux de calcaires lacustres qui nous permettent de corréler les coupes (Figure 6-27).

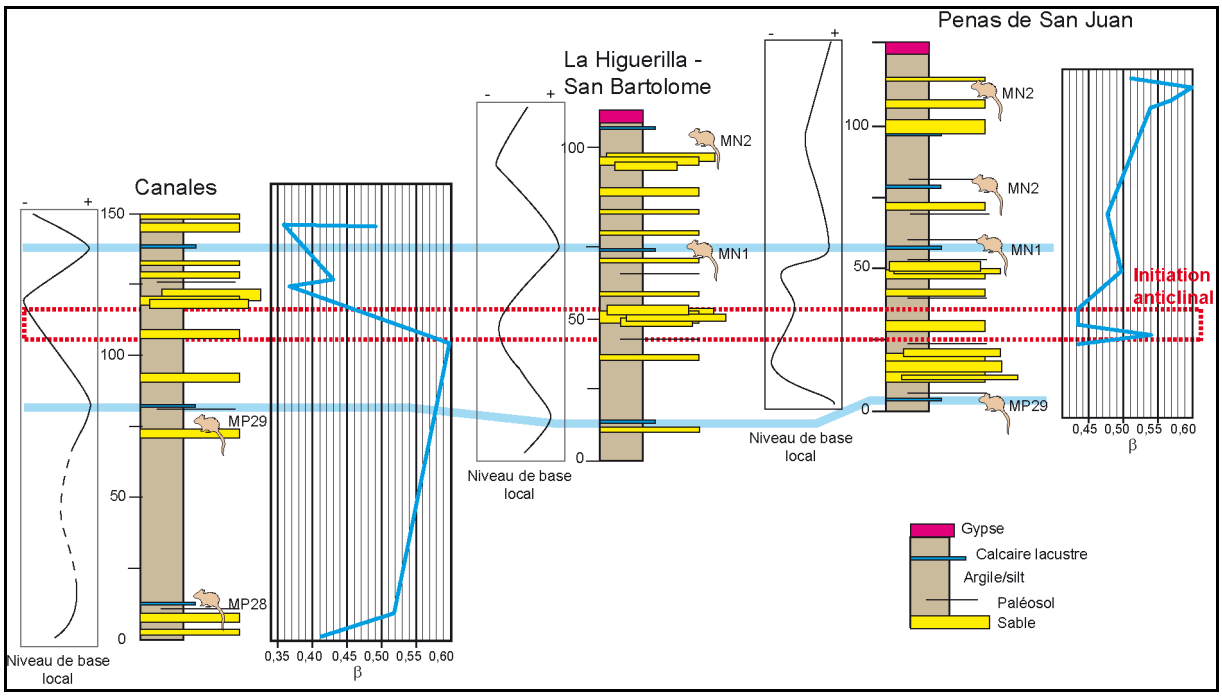


Figure 6-27 : Coupes synthétiques des successions rencontrées entre Huete et Moncalvillo del Huete. Un signal possible du niveau de base est proposé sur la gauche de chaque coupe et sur la droite des coupes de Canales et Peñas de San Juan les variations de l'exposant climatique sont rappelées.

6.4.2 Synthèse

Il ressort de ces interprétations que le bassin de Loranca enregistre majoritairement des variations de la tectonique et d'un niveau de base continental.

Sur la bordure ouest du système (Canales et La Higuerilla-San Bartolomé) la présence d'un niveau amalgamé autour de 110 mètres (Figure 6-27 et Figure 4.29) semble indiquer un épisode d'augmentation du niveau de base qui, accompagné d'une augmentation de la taille des chenaux, pourrait être imputée à une pulse tectonique.

Sur la bordure est (Peñas de San Juan), des niveaux amalgamés se sont mis en place entre 10 et 40 mètres (Figure 6-27 et Figure 4.29), laissant supposer un niveau de base relativement haut. La seconde partie de la coupe est quant à elle caractérisée par des chenaux relativement isolés, aux géométries plus petites, suggérant des avulsions fréquentes.

Or, selon les découpages stratigraphiques présentés en Figure 3.19 (Chapitre 3), la biozone Y1 caractérise la fin de la phase A, durant laquelle seule la partie sud-ouest du bassin est affectée par une déformation tectonique. La phase B qui lui succède voit la mise en place à Huete d'un anticlinal d'axe N-S (parallèle à la vallée, et localisé dans l'actuelle vallée du Rio Mayor).

L'initiation de cette phase de plis est-ouest peut être à l'origine des perturbations enregistrées par les successions antérieures. Ces contraintes tectoniques auraient engendré le développement d'un système de type anabranché qui, associé à des fréquences d'avulsion relativement hautes, expliquerait la présence de nombreux chenaux abandonnés et l'hétérogénéité de leur géométrie.

Les restitutions paléohydrologiques associées à l'étude sédimentaire des successions du Fan de Tórtola mettent donc en évidence l'impact du contrôle tectonique sur un système fluviatile. Les modifications géométriques enregistrées par les chenaux sont le témoin des réorganisations subies par les cours d'eau suite à des perturbations tectoniques que nous interprétons comme liées à la phase de déformation Save (limite Chattien - Aquitanien) active tout au long du fonctionnement du Fan de Tórtola.

L'évolution de l'Unité Détritique Supérieure résulte d'une relation imbriquée entre les facteurs de contrôle que sont le climat, la tectonique et le niveau de base. Il semble qu'aucun des trois ne domine, et interpréter leur rôle au sein des séries est une tâche relativement complexe. Nous pouvons dire que ce bassin était soumis à des apports sédimentaires importants, en témoigne le pourcentage de sable des séries. Par ailleurs, les vitesses de subsidence devaient être relativement élevées, car aucune incision n'a été observée au sein de la série.

Pour finir, les données climatiques extraites des paléosols de la plaine d'inondation sont peu satisfaisantes. Elles diffèrent énormément des données de paléoflores et sont peu cohérentes avec les objets méandriformes observés. Il est alors possible que les paléosols étudiés se soient développés à une distance trop proche de la ceinture de chenal pour pouvoir atteindre des degrés de maturité significatifs. Auquel cas, il serait intéressant d'échantillonner dans des environnements moins sableux ; par exemple à l'Est, la coupe de Corrar de Fafila qui n'a révélé que très peu de corps sableux et de nombreuses passées calcaires, pourrait être un bon candidat.

6.5 Conclusion

Les études des deux bassins d'avant-pays alpin et ibérique ont montré que les systèmes fluviatiles qui se développent à l'avant d'une chaîne de montagne peuvent adopter des comportements différents selon leur localisation par rapport aux zones de déformations actives.

Ainsi, les systèmes de Barrême et d'Esclangon retranscrivent majoritairement un signal paléoclimatique, alors que le système d'Esparron voisin et contemporain, et le système du Fan de Tórtola semblent contrôlés de manière relativement égale par le climat, la tectonique et le niveau de base.

L'intérêt de cette approche paléohydrologique a été démontré à travers la retranscription des géométries hydrauliques, du chenal au bassin versant ; par la quantification des paramètres de contrôle, qui a permis de proposer des modèles d'évolution plausible pour chacun des bassins fluviatiles étudié, et par la corrélation à l'échelle globale des signaux climatiques des deux bassins d'avant-pays étudiés.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Dans ces dernières pages nous présentons les conclusions majeures de ce travail de thèse et les perspectives qu'elles appellent.

1. Conclusions générales

Au terme de ce travail de thèse nous proposons une *démarche de restitution paléohydrologique nouvelle* basée sur les épaisseurs de dépôts des barres de méandre, paramètre le plus facilement accessible sur le terrain.

La méthode est validée grâce à son application aux systèmes fluviatiles oligo-miocènes du SE de la France et d'Espagne centrale. Les sources et les vitesses d'écoulement déterminées par l'approche paléohydrologique sont en accord avec les données minéralogiques et les structures de courant fournies par les objets de terrain.

L'approche paléohydrologique a permis de *restituer et de pondérer les paramètres de contrôle* ayant affecté les bassins fluviatiles.

Les fluctuations des géométries de barres de méandre sont analysées selon une *nouvelle approche paléo-hydro-climatique*, qui autorise la quantification des variations climatiques enregistrées par les paramètres paléohydrologiques des systèmes fluviatiles.

Les modifications de taille des bassins versants, déduites des hauteurs des barres de méandres, ont également été interprétées comme une réponse à la contrainte tectonique et ont permis une *reconstruction paléogéographique* des différents bassins étudiés.

✓ Développement d'une approche paléohydrologique originale

La méthodologie de restitution paléohydrologique que nous avons développée utilise la hauteur des barres de méandre, paramètre mesurable dans l'enregistrement sédimentaire des systèmes fluviatiles méandriformes. Cette méthode trouve son originalité dans l'utilisation de données de rivières actuelles, sélectionnées selon des critères environnementaux très précis, afin d'exprimer les paramètres hydrologiques d'un système méandriforme en fonction de la profondeur de son chenal.

Deux jeux de relations empiriques, adaptés à des rivières méandriformes sableuses de plaines côtières et de piémont, sont proposés : le premier est applicable à des domaines subtropicaux semi-humides ; et le second est utilisé pour des domaines subtropicaux à saisons sèches.

Les lois empiriques développées pour des domaines subtropicaux semi-humides ont montré des différences de plus de 15% avec celles des domaines subtropicaux à saisons sèches. Ces résultats soulignent les différences comportementales des rivières de climats différents et démontrent quantitativement l'intérêt de la démarche proposée.

✓ Validation de la méthode sur deux cas d'étude climatiquement différents

Les restitutions paléohydrologiques ont fourni des longueurs de cours d'eau suggérant pour les Grès Verts des sources dans l'Embrun-Ubaye et la Haute Ubaye, et pour la Molasse Rouge des

régions sources dans les Alpes internes (Briançonnais). Ces estimations sont en accord avec les zones sources déduites de la minéralogie des grès de barre de méandre.

Pour la série du Fan de Tortola, les longueurs de cours d'eau calculées par l'approche paléohydrologique présentent des contrastes entre minima et maxima relativement élevés, mais certes en accord avec les estimations minéralogiques plaçant la zone source dans la chaîne ibérique.

Les vitesses d'écoulement déduites des estimations de décharges et de géométries de chenal des séries françaises et espagnoles fournissent des valeurs corrélables aux structures de courant observées dans les dépôts de barres de méandre et indiquent des systèmes aux pentes faibles de 0,5 à 1 ‰.

- ✓ **Approche paléo-hydro-climatique nouvelle**

L'intérêt tout particulier que nous avons pu faire ressortir de notre approche réside dans l'estimation des signaux climatiques enregistrés par les chenaux. La traduction de leurs géométries en un exposant climatique a permis de dégager des signaux climatiques, d'une résolution relativement satisfaisante.

Les estimations climatiques déduites des éléments paléohydrologiques fournissent des amplitudes de fluctuations de PMA du même ordre que celles déduites des données de paléoflores. La corrélation des deux signaux climatiques, déduits de la paléohydrologie et des paléoflores, a permis de replacer le changement climatique global de la transition Chattien – Aquitanien dans chacune des coupes des bassins d'avant-pays alpin du SE de la France et d'avant-pays ibérique d'Espagne centrale.

L'incursion isotopique marine positive du Mi1 (Miocène inférieur), associée un épisode froid, a été identifiée au sein des dépôts continentaux d'Europe occidentale, depuis l'Espagne centrale jusqu'au SE de la France.

- ✓ **Apport pour l'interprétation tectonique des séries fluviatiles**

Les modifications des tailles des bassins versants (longueurs et aires) ont été interprétées comme une réponse à des contraintes tectoniques.

Ainsi, les séries méandriformes de Barrême et d'Esclangon (Grès Verts et Molasse Rouge) ont montré des aires de drainages et des longueurs de cours d'eau relativement constantes au cours de leur évolution. Nous en avons déduit une mise en place dans des régions tectoniquement stables.

La série de la Molasse Rouge d'Esparron a été divisée en deux systèmes hydrologiques différents. Le premier correspondait à un système tributaire de petite taille et dont la capture par le système d'Esclangon a abouti à la création du second système de taille deux fois plus imposante.

Les nombreux bouchons argileux de la série du Fan de Tórtola associés à l'antagonisme des paramètres paléohydrologiques des bordures est et ouest déduits des hauteurs de barres de méandre ont été interprétés comme le témoin d'une participation tectonique liée à la mise en

place de l'anticlinal de Huete. Le système de Tórtola enregistre à priori le passage d'un régime méandriforme (chenal unique) à un régime anabranché (plusieurs chenaux tributaires et distributaires) lors de la phase de déformation Save à la transition Chattien-Aquitanien.

- ✓ **Apports pour la reconstruction paléogéographique des bassins d'avant-pays alpin et ibérique**

Les systèmes méandriformes des Grès Verts de Barrême et de la Molasse Rouge d'Esclangon ont fourni des signaux paléohydrologiques d'amplitudes constantes et répétitives attestant d'un contrôle climatique dominant. Les systèmes d'Esparron et du Fan de Tórtola ont montré des évolutions paléohydrologiques plus complexes, aux schémas non répétitifs, indiquant des apports équivalents entre climat, tectonique et niveau de base.

Régionalement, ces résultats attestent des conséquences de la physiographie d'un système, sur ses capacités d'adaptation aux modifications allocycliques. L'emplacement des bassins, par rapport aux nappes de chevauchement et à l'orogène, constitue alors une variable majeure dans les schémas de réorganisation des paléopaysages.

Les systèmes des Grès Verts et de la Molasse Rouge appartenaient à deux bassins versants voisins et synchrones. Le premier se déversant depuis l'Embrun-Ubaye vers le Sud, le long d'une dépression créée entre la chaîne alpine et le bombement initial de la future nappe de Digne. Le second bassin s'écoulait, quant à lui, vers l'Ouest depuis les domaines internes briançonnais selon un tracé complexe longeant les futures nappes de chevauchement et était alimentée par des systèmes secondaires s'écoulant depuis le dôme de Remollon, en passant par Esparron, et depuis la Provence.

Le système du Fan de Tórtola possédait une organisation complexe, rythmée par des phénomènes d'avulsions fréquentes aboutissant à une modification de l'architecture fluviatile. La présence de chenaux secondaires a été démontrée et suggère un régime de type anabranché, se développant dès l'Aquitanien inférieur, prenant sa source dans la chaîne Ibérique orientale et se déversant dans un lac.

2. Perspectives

Les résultats de ce travail de thèse ouvrent la voie à des perspectives méthodologiques, paléohydrologiques et paléoclimatiques que nous présentons dans les paragraphes qui suivent. Par ailleurs, un article méthodologique est déjà soumis ; un second est en cours sur l'aspect régional de la méthode.

- ✓ *Perspectives méthodologiques*

La méthode paléohydrologique que nous avons développée trouve son originalité dans l'utilisation de données de rivières actuelles climatiquement contraintes. Les systèmes méandriformes de deux domaines climatiques (subtropical semi-humide et subtropical à saisons sèches) ont été testés et ont montré des comportements différents. La poursuite de ce travail vise à développer des jeux de lois paléohydrologiques pour chacun des grands domaines climatiques actuels afin de proposer des méthodes de restitution paléo-hydro-climatiques adaptables aux différents systèmes méandriformes rencontrés dans l'enregistrement fossile.

- ✓ *Perspectives paléohydrologiques générale*

Les deux grands bassins d'avant-pays que nous avons étudié montrent des remplissages continentaux complets, des systèmes proximaux aux systèmes plus distaux. Les séries méandriformes que nous avons présentées côtoient ainsi des séries fluviatiles conglomératiques en tresse ou de cône alluvial.

Il serait donc intéressant de développer une approche de restitution spécifique aux rivières en tresse afin de fournir des reconstitutions plus régionales des bassins et mieux contraindre les réorganisations subies par les bassins versant, depuis les environnements proximaux jusqu'aux environnements distaux.

- ✓ *Perspectives paléohydrologiques pour le Fan de Tórtola*

La série du Fan de Tórtola résulte du fonctionnement d'un système alluvial se déversant depuis la chaîne ibérique dans un bassin endoréique. La transition entre le système tributaire (amont) et distributaire (aval) est une zone relativement complexe, au fonctionnement hydrologique particulier et dont l'enregistrement sédimentaire résultant présente des disparités géométriques imputables aux nombres de chenaux fonctionnant simultanément. La répartition des énergies est donc différente d'un système de tributaires classique où tous les chenaux convergent en un.

Au vu des résultats obtenus sur le système de Huete, nous suggérons le développement d'une démarche paléohydrologique spécifique à ces environnements prenant en compte la pluralité des chenaux, leur position au sein du bassin versant et les intensités de décharge en un point donné pouvant être un chenal mineur ou majeur.

- ✓ *Perspectives paléoclimatiques*

Nous avons vu que les analyses géochimiques menées sur les paléosols du bassin de Loranca avaient fourni des résultats inattendus et peu en accord avec les variations enregistrées par les chenaux. Suite à ce constat nous suggérons une approche différente, visant à échantillonner des paléosols plus éloignés de la ceinture de chenaux, et donc moins perturbés par les migrations des chenaux.

Cette démarche, déduite de l'étude de la série du Fan de Tórtola, peut également être appliquée aux séries du SE de la France. Tant les successions des Grès Verts que de la Molasse Rouge ont révélé de nombreux niveaux pédogénétiques (très compactés dans la série de la Molasse Rouge, observation non négligeable). Le bassin de Barrême qui, nous l'avons vu, semble contrôlé majoritairement par le climat peut se révéler un excellent candidat à cette approche paléoclimatique.

Nous retiendrons :

L'introduction d'une contrainte climatique dans les équations hydrologiques fournit un outil original qui, non seulement permet les restitutions paléohydrologiques, mais offre également la possibilité de distinguer les rôles respectifs du climat et de la tectonique.

BIBLIOGRAPHIE

Alexander, J. and Leeder, M.R. 1987. Active tectonic control on alluvial architecture. In: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* (Ed F.G. Ethridge), **39**, 243–252. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Tulsa.

Allen, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, **2**: 93-114.

Allen, J.R.L. 1965. The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstones of Anglesey, North Wales. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **35**: 139-185.

Allen, J.R.L. 1968. *Current Ripples. Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion*. North-Holland Publ. Co., Amsterdam, 433 p.

Allen, J.R.L. 1985. *Principles of Physical Sedimentology.* Allen & Unwin, London, 271 p.

Alvaro, M. 1986. Evolucion tectonica de la Cordillera Celtiberica, 15 p. Universidad Complutense de Madrid open-file Lecture Notes.

Alvaro, M., Capote, R. and Vegas, R. 1979. Un modelo de evolucion geotectonica para la Cadena Celtiberica. *Acta Geologica Hispanica*, **14**: 172-177.

Amsler, M.L., Ramonell, C.G. and Toniolo, H.A. 2005. Morphologic changes in the Paraná River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the 20th century. *Geomorphology*, **70**: 257-278.

Arnaud-Vanneau, A.M., Arnaud, H., Charollais, J., Conrad, M.A., Cottillon, P., Ferry, S., Masse, J.P. and Peybernès, B. 1979. Paléogéographie des calcaires urgoniens du Sud de la France Paleogeography of the urgonian limestones of the Southern France. *Geobios*, **12**: 363-383.

Australian Government Bureau of Meteorology 2009. Data available on the World Wide Web at URL [http://www.bom.gov.au/].

Baker, V.R. 2008. Paleoflood hydrology : Origin, progress, prospects. *Geomorphology*, **101**: 1-13.

Barron, E., Rivas-Carballo, R., Postigo-Mijarra, J.M., Alcalde-Olivares, C., Vieira, M., Castro, L., Pais, J. and Valle-Hernández, M. 2010. The Cenozoic vegetation of the Iberian Peninsula : A synthesis. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **In Press**.

Bialkowski, A. 2004. *Stratigraphie isotopique (carbone et oxygène) des séries continentales d'un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène du Bassin de Digne-Valensole). Paléoenvironnements et séquences de dépôt*. E.N.S.M.P. Mém. Sc. de la Terre, n°46 : 204 p.

Blair, T.C. and Bilodeau, W.L. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, **16**: 517-520.

Blum, M.D. and Price, D.M. 1998. Quaternary alluvial plain construction in response to glacio-eustatic and climatic controls, Texas Gulf coastal plain. In: *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks* (Eds K.W. Shanley and P.J. McCabe), **59**, 31-48. S.E.P.M. Special Publication.

Bogaart, P.W. and Van Balen, R.T. 2000. Numerical modelling of the response of alluvial rivers to Quaternary climate change. *Global and Planetary Change*, **27**: 124–141.

Bohman, L.R. 1992. Determination of flood hydrographs for streams in South Carolina: Volume 2. Estimation of peak-discharge frequency, runoff volumes, and flood hydrographs for urban watersheds. *U.S. Geological Survey. Water-Resources Investigations Report, 92-4040.*

Bown, T.M. and Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, developmental sequence and lateral relations of alluival paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**: 587-601.

Brice, J.C. and Blodgett, J.C. 1978. Countermeasures for Hydraulic Problems at Bridges—Analysis and Assessment. FHWA-RD-78-162, Federal Highway Administration, Washington, DC.

Bridge, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains ; Forms Processes and Sedimentary Records.* Blackwell Publishing, 491 p.

Bridge, J.S. and Leeder, M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, **26**: 617–644.

Bridge, J.S. and Mackey, S.D. 1993. A theoretical study of fluvial sandstone body dimensions. In: *Geological modeling of hydrocarbon reservoirs.* (Eds S.S. Flint and I.D. Bryant) *International Association of Sedimentologists Special Publications*, **15**: 213-236.

Brierley, G.J., Rob, J.F. and Woolfe, K.J. 1997. What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology*, **114**: 1-9.

Burbank, D.W. 1992. Causes of recent Hymalayan uplift, deduced from the depositional pattern in the Ganges basin. *Nature*, **357**: 680-682.

Burnett, A.W. 1982. *Alluvial Stream Response to Neotectonics in the Lower Mississippi Valley*. Unpublished M.S. Thesis, Colorado State University, Fort Collins.

Burnett, A.W. and Schumm, S.A. 1983. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, **222**: 49–50.

Capello, S.V. 2008. *Modeling Channel Erosion in Cohesive Streams of the Blackland Prairie, Texas at the Watershed Scale*. MsC Manuscript, Baylor University, Waco, TX, 67 p.

Castro, J.M. and Jackson, P.L. 2001. Bankfull discharge recurrence intervals and regional hydraulic geometry relationships: patterns in the Pacific Northwest, USA. *Journal of American Water Resources Association*, **37**: 1249-1262.

Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 p.

Cavagnetto, C. 2002. La palynoflore du Bassin d'As Pontes en Galice dans le Nord-Ouest de l'Espagne à la limite Rupélien-Chattien (Oligocène). *Palaeontographica Abteilung*, **263**: 161-204.

Châteauneuf, J.J. and Nury, D. 1995. La flore de l'Oligocène de Provence méridionale: Implications stratigraphiques, environnementales et climatiques. *Géologie de la France*, **2**: 43-55.

Chilligarian, G.V. and Wolf, K.H. 1975. *Compaction of coarse-grained sediments.*, **I**. Elsevier, New York, 552 p.

Chilligarian, G.V. and Wolf, K.H. 1976. *Compaction of coarse-grained sediments*, **II**. Elsevier, N.Y., 808 p.

Clevis, Q. 2003. *Three-dimensional modelling of thrust controlled foreland basin stratigraphy*, Utrecht, 135 p.

Couëffé, R. 2003. *La préservation du temps dans les enregistrements sédimentaires : analyse quantitative à l'intérieur du bassin d'avant-chaîne de Digne (Alpes de Haute-Provence, Sud-Est de la France)*. PhD Thesis, Université de Caen / Basse Normandie, 326 p.

Cotter, J. 1971. Paleoflow Characteristics of a late Cretaceous river in Utah from analysis of sedimentary structures in the Ferron sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**: 129-138.

Crane, R.C. 1982. *A computer model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites.* PhD thesis, University of Reading, 534 p.

Currie, B.S. 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geological Society of America Bulletin*, **109**: 1206-1222.

Daams, R., Alvarez Sierra, M.A., Van Der Meulen, A.J. and Pelaez-Campomanes, P. 1996a. Paleoecology and paleoclimatology of micromammal faunas from Upper Oligocene - Lower Miocene sediments in Loranca Basin, province of Cuenca, Spain. In: *Tertiary basins of Spain* (Eds P. Friend and C. Dabrio). Cambridge University, Cambridge.

Daams, R., Diaz-Molina, M. and Mas, R. 1996b. Uncertainties in the stratigraphic analysis of fluvial deposits from the Loranca Basin, central Spain (Eds R.H. Gaupp and A. Van de Weerd), **102**, 187-209, Sedimentary Geology Special Issue.

Daams, R. and Van Der Meulen, A.J. 1984. Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of north central Spain. *Paléobiologie continentale*, **14**: 241-257.

Dalrymple, M., Prosser, J. and Williams, B. 1998. A dynamic system approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Statfjord formation (United Kingdom, northern North sea). In: *Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks* (Eds K.W. Shanley and P.J. McCabe), **59**, 65-81. SEPM, Tulsa.

Davidson, S.K. and North, C.P. 2009. Geomorphological Regional Curves for Prediction of Drainage Area and Screening Modern Analogues for Rivers in the Rock Record. *Journal of Sedimentary Research*, **79**: 773-92.

De Boer, P.L. and Smith, D.G. 1994. Orbital forcing and cyclic sequences. In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences.* (Eds P.L. De Boer and D.G. Smith), *International Association of Sedimentologists Special Publications,* **19**, 1–14.

De Rose, R.C., Stewardson, M.J. and Harman, C. 2008. Downstream hydraulic geometry of rivers in Victoria, Australia. *Geomorphology*, **99**: 302-316.

Debrand-Passart, S., Courbouleix, S. and Lienhardt, M.J. 1984. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et Paléontologie*, **125**. Mémoires du B.R.G.M. France, 615 p.

Díaz-Molina, M. 1974. Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo. *Estudios Geol.*, **30**: 63-67.

Díaz-Molina, M., Arribas, J. and Bustillo-Revuelta, M.A. 1989. The Tórtola and Villalba de la Sierra fluvial fans : Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, central Spain. In: *4th Int. Conf. on Fluvial Sedimentology*, 74 p. Field Trip 7, Barcelona-Sitges.

Diaz-Molina, M., Arribas, J., Gómez, J.J. and Tortosa, A. 1995. Geological modelling of a reservoir analogue; Cenozoic meander belts, Loranca Basin, Spain. *Petroleum Geoscience*, **1**: 43-48.

Diaz-Molina M. and Muños-Garcia M.B. 2010**.** Sedimentary facies and three dimensional reconstructions of upper Oligocene meander belts from the Loranca Basin, Spain. *AAPG Bulletin*, **94**: 241-257.

Doll, B.A., Dobbins, A.D., Spooner, J., Clinton, D.R. and Bidelspach, D.A. 2003. Hydraulic Geometry Relationships for Rural North Carolina Coastal Plain. *http://www.bae.ncsu.edu/programs/extension/wqg/srp/append_a.pdf*.

Doyle, M.W., Shields, D., Boyd, K.F., Skidmore, P.B. and DeWitt, D. 2007. Channel-Forming Discharge Selection in River Restoration Design. *Journal of Hydraulic. Engineering.* **133**: 831-837.

Dury, G.H. 1976. Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. *Journal of Hydrology*, **30**: 219-245.

Ethridge, F.G. and Schumm, S.A. 1978. Reconstructing paleochannel morphologic and flow characteristics: Methodology, Limitations and Assessment. *Canadian Society of Petroleum Geologists,* **5**: 703-721.

Ethridge, F.G., Wood, L.J. and Schumm, S.A. 1998. Cyclic variables controlling fluvial sequence development: problems and perspectives. In: *Relative Role of Eustacy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks* (Eds K.W. Shanley and P.J. McCabe), **59**, 17-29. S.E.P.M. Special Publications.

Evans, M.J. 1987. *Tertiary sedimentology and thrust tectonic in the south-west alpine foreland basin, Alpes de Haute-Provence, France.* PhD Thesis, University of Wales. 2 Vol.

Evans, M.J. and Elliot, T. 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin : The Tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geological Society of America Bulletin*, **111**: 1617-43.

Evans, M.J. and Mange-Rajetzky, M.A. 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. *Geological Society Special Publication*, **57**: 323-342.

Fitzpatrick, F.A., Waite, I.R., D'Arconte, P.J., Meador, M.R., Maupin, M.A. and Gurtz, M.E. 1998. Revised Methods for Characterizing Stream Habitat in the National Water-Quality Assessment Program. Report 98-4052, U.S. Geological Survey, Raleigh.

Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D. and Vanderhaeghe, O. 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society*, **163**: 815-826.

Ford, M., Lickorish, W.H. and Kusznir, N.J. 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine chains, SE France. A geodynamic appraisal. *Basin Research*, **11**: 315-336.

Garcia-Abbad, F.J. 1975. *Estudio geologico de la region del Pantano del Alarcon (Cuenca)*. Ph.D Manuscript, Univ. Comp. Madrid, 475 p.

Gardner, T.W. 1983. Paleohydrology and paleomorphology of a carboniferous, meandering, fluvial sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 991-1005.

Garrote, J., Garzón Heydt, G. and Cox, R.T. 2008. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology*, **102**: 130-144.

Gidon, M., Monjuvent, G., Flandrin, J., Moullade, M., Durozoy, G. and Damiani, L. 1991. Notice explicative Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Laragne-Montéglin. B.R.G.M., Orléans.

Gigot, P. In prep. Notice explicative, Carte Géologique de la France 1 / 50 000, Feuille de Sisteron (Ed B.R.G.M.), Orléans.

Gigot, P., Grandjacquet, C. and Haccard, D. 1974. Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bulletin de la Société Géologique Française*, **16**: 128-139.

Gomez-Fernandez, J.J., Diaz-Molina, M. and Lendlnez, A. 1996. Tectono-sedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, central Spain). A "non-sequenced" foreland basin. In: *Tertiary Basins of Spain* (Eds P. Friend and C. Dabrio), 277-286. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Graciansky De, P.C., Durozoy, G. and Gigot, P. 1982. Notice explicative Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Digne. B.R.G.M., Orléans.

Graciansky De, P.-C., Lemoine, M. and Saliot, P. 1971. Remarques sur la présence de minéraux et paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, **272**: 3243-3245.

Greenwood, D.R. and Wing, S.L. 1995. Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. *Geology*, **23**: 1044-1048.

Haccard, D., Beaudoin, B., Gigot, P. and Jorda, M. 1989. Notice explicative, Carte Géologique de France (1:50 000), feuille de La Javie (918). BRGM, Orléans.

Hack, J.T. 1957. Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland. *Geological Survey Professional Paper*, **294-B**: 45-97.

Harkins, J.R. and Green, M.E. 1981. Depth estimation for ordinary high water of streams in the mobile district of the U.S. Army Corps of engineers, Alabama and adjacent States. Open-File Report 81-481, USGS, Tuscaloosa.

Harman, W.H., Jennings, G.D., Patterson, J.M., Clinton, D.R., Slate, L.O., Jessup, A.G., Everhart, J.R. and Smith, R.E. 1999. Bankfull Hydraulic Geometry Relationships for North Carolina Streams. *AWRA Wildland Hydrology Symposium Proceedings. Edited By: D.S. Olsen and J.P. Potyondy. AWRA Summer Symposium. Bozeman, MT.*, **http://www.bae.ncsu.edu/programs/extension/wqg/srp/rural_pied_paper.html**.

Hartkamp, C.A., Arribas, J. and Tortosa, A. 1993. Grain size, composition, porosity and permeability contrasts within cross-bedded sandstones Tertiary fluvial deposits, central Spain. *Sedimentology*, **40**: 87–799.

Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S. and Paola, C. 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, **16**: 501-504.

Héran M.A., Lécuyer C. and Legendre S. 2010. Cenozoic long term terrestrial climatic evolution in Germany tracked by $\delta^{18}O$ of rodent tooth phosphate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **285**: 331-342.

Hey, R.D. and Thorne, C.R. 1986. Stable channels with mobile gravel beds. *Journal of Hydraulic Engineering*, **112**: 671-89.

Hjulström, F. 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, **25**: 221-527.

Holbrook, J. and Schumm, S.A. 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, **305**: 287-306.

Holbrook, J.M. 1996. Complex fluvial response to low gradients at maximum regression : a genetic link between smooth sequence boundary morphology and architecture of overlying sheet sandstone. *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 713-722.

Huang, H.Q. and Nanson, G.C. 1997. Vegetation and channel variation ; a case study of four small streams in southeastern Australia. *Geomorphology*, **18**: 237-249.

Hugueney, Y.M., Mein, P. and Ringeade, M. 1992. Nouvelles datations des gisements de mammifères du bassin de Digne (Lambert et Barles ; Sud-Est de la France) ; extension probable de la transgression aquitanienne dans cette région. *Paleontologia I Evolucio*, **24-25**: 123-134.

Hunt, D. and Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract : deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, **81**: 1-9.

Hupp, C.R. and Osterkamp, W.R. 1996. Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. *Geomorphology*, **14**: 277-295.

Ingles, O.H. and Grant, K. 1975. The effect of compaction on various properties of coarse-grained sediments. In: *Compaction of coarse-grained sediments.* (Eds G.V. Chilligarian and K.H. Wolf), pp. 293-348. Elsevier, New York.

Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (Eds C.K. Wilgus *et al.*), **42**, 47-69. S.E.P.M. Special Publication.

Juracek, K.E. and Fitzpatrick, F.A. 2009. Geomorphic applications of stream-gage information. *River Research and Applications*, **25**: 329-347.

Khan, H.R. 1971. *Laboratory study of alluvial river morphology*. Unpublished PhD thesis, Colorado State University.

Knighton, D. 1998. *Fluvial forms and processes : A new perspective.* Arnold, London.

Knighton, D. 1999. Downstream variation in stream power. *Geomorphology*, **29:** 293-306.

Köppen, W. and Geiger, R. 1930. Climate of the Earth. World Map of Climate Classification (scale 1:16,000,000). *Justus Perthes Map Publishers, Darmstadt, Germany.*

Kotteck, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. and Rubel, F. 2006. World map of Köppen Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**: 259-263.

Kraus, M.J. 1999. Paleosols on clastic sedimentary rocks : their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, **47**: 41-70.

Leclair, S.F. and Bridge, J.S. 2001. Quantitative Interpretation of Sedimentary Structures Formed by River Dunes. *Journal of Sedimentary Research*, **71**: 713-716.

Leclair, S.F., Bridge, J.S. and Wang, F. 1997. Preservation of cross-strata due to migration of subaqueous dunes over aggrading and non-aggrading beds. Comparison of experimental data with theory. *Geoscience Canada*, **24**: 55-66.

Leeder, M.R. 1973. Fluviatile fining-upwards cycles and the magnitude of paleochannels. *Geological Magazine*, **110**: 265-76.

Leeder, M.R. and Gawthorpe, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt block/half-graben basins. In: *Continental Extensional Tectonics* (Eds M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock), **28**, 139–152. Geological Society of London Special Publications.

Leopold, L.B. and Bull, W.B. 1979. Base level, aggradation, and grade. *Proceedings of the American Philosophical Society*, **123**: 168-202.

Leopold, L.B. and Maddock, T. 1953. Hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **252**.

Leopold, L.B. and Miller, J.P. 1956. Ephemeral streams - Hydraulic factors and their relation to the drainage net. *Geological Survey Professional Paper*, **282-A**.

Leopold, L.B. and Wolman, M.G. 1957. River channel patterns : braided, meandering and straight. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **282-B**: 39-85.

Leopold, L.B. and Wolman, M.G. 1960. River meanders. *Bulletin of the Geological Society of America*, **71**: 769-94.

Leopold, L.B., Wolman, M.G. and Miller, J.P. 1964. *Fluvial Process in Geomorphology.* Freeman, San Francisco, California, 522 pp.

Lickorish, W.H. and Ford, M. 1998. Sequential restoration of the external Alpine Digne system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe.* (Eds A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher and M. Fernàndez), **134**, 189-211. Geological Society Special Publications.

Machette, M.N. 1985. Calcic soils of the south-western States. In: *Soils and Quaternary Geology of the southwestern United States* (Ed D.L. Weide), **203**, pp. 1-22. Geological Society of America Special Paper.

Mack, G.H. and James, W.C. 1993. Control of basin symmetry on fluvial lithofacies, Camp Rice and Palomas Formations (Plio–Pleistocene), southern Rio Grande rift, USA. In: *Alluvial Architecture* (Eds M. Marzo and L. Puigdefábregas), *International Association of Sedimentologists Special Publications.* **17**, 439-449.

Mackey, S.D. 1993. *Theoretical modeling of alluvial architecture.* PhD thesis, State University of New York, Binghamton, NY.

Maillart, J. 1991. *Différenciation entre tectonique synsédimentaire et compaction différentielle.* , E.N.S.M.P. Mém. Sc. de la Terre, n°12, 191 p.

Martinius, A.W. 2000. Labyrinthine facies architecture of the Tortola fluvial system and controls on deposition (Late Oligocene - Early Miocene, Loranca Basin, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, **70**: 850-867.

Martinius, A.W., Geel, C.R. and Arribas, J. 2002. Lithofacies characterization of fluvial sandstones from outcrop gamma-ray logs (Loranca Basin, Spain) : the influence of provenance. *Petroleum Geoscience*, **8**: 51-62.

Maynard, J.R. 2006. Fluvial response to active extension: evidence from 3D seismic data from the Frio Formation (Oligo-Miocene) of the Texas Gulf of Mexico Coast, USA. *Sedimentology*, **53**: 515-536.

McCandless, T.L. 2003. Bankfull discharge and channel characteristics in the coastal plain hydrologic region. CBFO-S03-02, U.S. Fish & Wildlife Service, Chesapeake Bay Field Office.

McLaurin, B.T. and Steel, R.J. 2007. Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower Castlegate Formation, Book Cliffs, Utah. *Sedimentary Geology*, **197**: 291-311.

Mein, P. 1990. Updating of MN zones. In: *European Neogene Mammal Chronology* (Eds E.H. Lindsay, V. Fahlbusc and P. Mein), *Life Sciences*, **180**, 79-90. Plenum Press, NY.

Metcalf, C.K. 2005. Alabama riparian reference reach and regional curve study. *U.S. Fish and Wildlife Service Technical Report, Panama City, Florida*, **http://www.fws.gov/panamacity/programs/pfw-projects/FWS%20Final%20Alabama%20Regional%20Curve%20Report.pdf**.

Metcalf, C.K., Wilkerson, S.D. and Harman, W.A. 2009. Bankfull regional curves for North and Northwest Florida streams. *Journal of American Water Resources Association (JAWRA)*, **45**: 1260-1272.

Meulenkamp, J.E. and Sissingh, W. 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **196**: 209-228.

Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Moody, T., Wirtanen, M. and Yard, S.N. 2003. Regional relationships for bankfull stage in natural channels of the arid southwest. Natural Channel Design, Inc., Flagstaff, AZ, U.S.A.

Moody-Stuart, M. 1966. High and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**: 1102–1117.

Moring, J.B. 2003. Baseline Assessment of Fish Communities, Benthic Macroinvertebrate Communities, and Stream Habitat and Land Use, Big Thicket National Preserve, Texas, 1999–2001. Report 03–4270, U.S. Geological Survey, Austin.

Moring, J.B., Rosendale, J.C., Ansley, S.P. and Brown, D.W. 1998. Fish, Benthic Macroinvertebrate, and Stream Habitat Data From the Houston-Galveston Area Council Service Area, Texas, 1997–98. Open-File Report 98–658, U.S. Geological Survey, Austin.

Morlock, S.E. 1996. Evaluation of Acoustic Doppler Current Profiler Measurements of River Discharge. Report 95-4218, U.S. Geological Survey, Indianapolis, Indiana.

Mosbrugger, V., Utescher, T. and Dilcher, D.L. 2005. Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *PNAS*, **102**: 14964-14969.

Mulvihill, C.I. and Baldigo, B.P. 2007. Regionalized Equations for Bankfull-Discharge and Channel Characteristics of Streams in New York State—Hydrologic Region 3 East of the Hudson River. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report*, **2007–5227**: 15.

Munoz, A., Ramos, A., Sanchez-Moya, Y. and Sopena, A. 1992. Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, central Spain. *Sedimentary Geology*, **75**: 257-281.

Munsell, A.H. 1909. *A color notation*. Ellis, Boston.

Nesbitt, H.W. and Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**.

Nichols, G.J. and Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, **195**: 75-90.

NOAA 2009. National Oceanic and Atmospheric Administration data available on the World Wide Web at URL [www.noaa.gov].

O'Brien, P.E. and Wells, A.T. 1986. A small, Alluvial crevasse splay. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 876-879.

Olsen, H. 1990. Astronimical forcing of meandering river behavior : Milankovitch cycles in the Devonian of East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**: 99-115.

Olsen, T., Steel, R., Hogseth, K., Skar, T. and Roe, S.-L. 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the upper Cretaceous Mesaverde group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, **65b**: 265-280.

Ouchi, S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 504-515.

Page, K.J. and Carden, Y.R. 1998. Channel Adjustment Following the Crossing of a Threshold : Tarcutta Creek, Southeastern Australia. *Australian Geographical Studies*, **36**: 289-311.

Page, K.J., Read, A., Frazier, P. and Mount, N. 2005. The effect of altered flow regime on the frequency and duration of bankfull discharge, Murrumbidgee river, Australia. *River Research Applications*. **21**: 567-578.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition: I. Conceptual framework. In: *Sea-level Changes — An Integrated Approach* (Eds C.K. Wilgus *et al.*), **42**, 110-124. S.E.P.M. Spec. Publ., Tulsa.

Posamentier, H.W. and Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II — Sequence and systems tract models. In: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (Ed C.K. Wilgus, Hastings, C.G., Kendall, St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C.), **42**, 125-154. S.E.P.M., Spec. Publ.

Raines, T.H. 1998. Peak-Discharge Frequency and Potential Extreme Peak Discharge for Natural Streams in the Brazos River Basin, Texas. Report 98–4178, U.S. Geological Survey, Austin.

Reading, H.G. 1978. *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, Oxford, 569 p.

Retallack, G.J. 1990. *Soils of the Past. An introduction to paleopedology*. Unwin Hyman, Boston, 520 p.

Retallack, G.J. 1997. Early Forest Soils and Their Role in Devonian Global Change. *Science*, **276**: 583 - 585.

Retallack, G.J. 2005. Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *GSA Bulletin*, **33**: 333-336.

Rosgen, D.L. 1994. A classification of natural rivers. *Catena*, **22**: 169-99.

Rotnicki, K. 1991. Retrodiction of paleodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its paleohydroclimatic implications. In: *Temperate paleohydrology* (Eds L. Starkel, K.J. Gregory and J.B. Thornes), pp. 431-471. John Wiley, Chichester.

Ruby, W.W. and Hubbert, M.K. 1960. Role of fluid pressure in mechanics overthrust faulting. II, Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid pressure hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, **60**: 167-205.

Rust, B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed A.D. Miall), **5**, 605-26. Canadian Society of Petroleum Geologists Memories.

Schuler and Sittler 1976. Données paléoclimatiques à l'aube des temps néogènes en Haute-Provence (France). *Géologie méditerranéenne*, **III**: 155-160.

Schumm, S.A. 1960. The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **352-B**: 17-30.

Schumm, S.A. 1963. A tentative classification of alluvial river channels. *Geological Survey Circular*, **477**.

Schumm, S.A. 1967. Meander Wavelength of Alluvial Rivers. *Science*, **157**: 1549 - 1550.

Schumm, S.A. 1968. Rivers Adjustment to Altered Hydrologic Regimen-Murrumbidgee River and Palaeochannels, Australia. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **598**.

Schumm, S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In: *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments : Models for Exploration.* (Eds F.G. Ethridge and R.M. Flores), **31**, pp. 19-29. SEPM Special Publication.

Schumm, S.A. 1985. Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **13**: 5-27.

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

Schumm, S.A. and Meyer, D.F. 1979. Morphology of alluvial rivers of the Great Plains. *Great Plains Agricultural Council*, **91**: 9-14.

Schumm, S.A., Rutherfurd, I.D. and Brooks, J. 1994. Pre-cutoff morphology of the lower Mississippi River. In: *The Variability of Large Alluvial Rivers* (Eds S.A. Schumm and B.R. Winkley), 13-44. American Society of Civil Engineers Press, NY.

Sclater, J.G. and Christie, P.A.F. 1980. Continental stretching: en explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, **85**: 3711-3739.

Shanley, K.W. and McCabe, P.J. 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy—An example from the Kaiparowits Plateau, Utah. *Geology*, **19**: 742-745.

Shanley, K.W. and McCabe, P.J. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework : a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. In: *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues* (Eds S.S. Flint and I.D. Bryant), **15**. Special Publication of the International Association of Sedimentologists Blackwell, Oxford.

Shanley, K.W. and McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *AAPG Bulletin*, **78**: 544 - 568.

Shanley, K.W. and McCabe, P.J. 1998. *Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks*, **59,**. S.E.P.M. Special Publication, Tulsa, 234 p.

Shanley, K.W., McCabe, P.J. and Hettinger, R.D. 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA : a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, **39**: 905-930.

Shaw, J. and Kellerhals, R. 1977. Paleohydraulic Interpretation of Antidune Bedforms with Applications to Antidunes in Gravel. *Journal of Sedimentary Research*, **47**: 257-266.

Sheldon, N.D., Retallack, G.J. and Tanaka, S. 2002. Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon. *The Journal of Geology*, **110**.

Sheldon, N.D. and Tabor, N.J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews*, **95**: 1-52.

Simons, D.B. and Richarson, E.V. 1966. Resistance to flow in alluvial channels. *United states Geological Survey Professionnal Paper*, **422J**.

Sopena, A., Lopez, J., Arche, A., Perez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. and Hernando, S. 1988. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: *Triassic–Jurassic Rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins* (Ed W. Manspeizer), **22**. Developments in Geotectonics, Elsevier, Amsterdam.

Sweet, W.V. and Geratz, J.W. 2003. Bankfull hydraulic geometry relationships and recurrence intervals for North Carolina's coastal plain. *Journal of American Water Resources Association (JAWRA)*, **39**: 861-871.

Thompson, C. and Croke, J. 2008. Channel flow competence and sediment transport in upland streams in southeast Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, **33**: 329-352.

Tollett, R.W. and Fendick, R.B.J. 1998. Water quality data and descriptions of biota for selected watersheds of the limited use area, Vernon Ranger Disctrict, Kisatchie national Forest, Louisiana, September 1996 through March 1997. Open-File Report 98-163, Baton Rouge, Louisiana.

Törnqvist, T.E., Wallinga, J., Murray, A.S., de Wolf, H., Cleveringa, P. and de Gans, W. 2000. Response of the Rhine–Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles: a first assessment. *Global and Planetary Change*, **27**: 89-111.

Torres, T., García Cortés, A. and Mansilla, H. 1992. Upper Oligocene palustrine deposits in Depresión Intermedia Basin provs. of Cuenca & Guadalajara (Central Spain): Borehole logs interpretation. In: *III Congr. Esp. Geol. Simp.*, **1**, pp. 149-157.

Torres, T. and Zapata, J.L. 1986. Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geológica Hispánica*, **21–22**: 437–442.

Tortosa, T. 2005. *La Lignée évolutive d'Issiodoromys (Rodentia, Theridomyidae) : un outil pour la datation de nouveaux gisements*. Rapport DEA, Montpellier II, 25 pp.

U.S. Geological Survey 2009. National Water Information System (NWISWeb) data available on the World Wide Web at URL [http://waterdata.usgs.gov/nwis/].

UBC 2010. SoilWeb www.landfood.ubc.ca/soil200/, Université de Colombie Britannique.

Utescher, T., Mosbrugger, V. and Ashraf, A. 2000. Terrestrial Climate Evolution in Northwest Germany Over the Last 25 Million Years. *Palaios*, **15**: 430-449.

Van den Berg, J.H. 1995. Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology*, **12**: 259-279.

Van Heijst, M.W.I.M. and Postma, G. 2001. Fluvial response to sea-level changes : a quantitative analogue, experimental approach. *Basin Research*, **13**: 269-292.

Vandenberghe, J. 1995. Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, **14**: 631-638.

Vandenberghe, J. 2002. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, **91**: 17-23.

Wilkerson, G.V. 2008. Improved Bankfull Discharge Prediction Using 2-Year Recurrence-Period Discharge. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, **44**: 243-257.

Williams, G.P. 1978. Bankfull discharge of rivers. *Water Resources Research*, **14**: 1141-1154.

Williams, G.P. 1986. River Meanders and Channel Size. *Journal of Hydrology*, **88**: 147-164.

Wolf, K.H. and Chilligarian, G.V. 1975. Diagenesis of sandstones and compaction. In: *Compaction of coarse-grained sediments.* (Eds G.V. Chilligarian and K.H. Wolf), **2**, 69-444. Elsevier, New York.

Wolman, M.G. and Leopold, L.B. 1957. River flood plains : some observations on their formation. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **282-C**: 87-107.

Wolman, M.G. and Miller, J.P. 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *The Journal of Geology*, **68**: 54-74.

Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**: 686-693.

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1 : Classification des cours d'eau selon Rust (1978) définie sur la morphologie en plan des chenaux faisant intervenir les notions de sinuosité et de pluralité des chenaux..... 20

Figure 1-2 : Variation du tracé de la Loire illustrant la variabilité des régimes fluviatiles au sein d'un même fleuve. Seuls 45 kilomètres séparent les deux vues aériennes présentées (source : GoogleEarth). Les directions d'écoulement (vers le Nord) sont indiquées par les flèches blanches. 20

Figure 1-3 : Classification des systèmes fluviatiles selon Schumm (1981, 1985) définie sur la base des charges sédimentaires transportées par les cours d'eau, reportées à la stabilité relative et aux autres variables indiquées..... 21

Figure 1-4 : Classification des cours d'eau selon Rosgen (1994) basée sur la section transversale du chenal et la vue en plan reportée à la pente du transect considéré. Cette classification prend en compte les modifications enregistrées par la rivière tout au long de son trajet. 22

Figure 1-5 : Classification des cours d'eau selon Rosgen (1994). Cette classification prend en compte les caractéristiques morphologiques du chenal qui sont la granulométrie du matériel, le degré d'encaissement, la sinuosité, le rapport largeur sur profondeur et la pente à la surface de l'eau..... 22

Figure 1-6 : Bloc-diagramme représentant une portion de chenal rectiligne. Les bancs d'accrétion migrent vers l'aval du système (d'après Miall, 1996). 23

Figure 1-7 : Bloc-diagramme illustrant une portion en tresse d'un chenal fluviatile. Les bancs centraux longitudinaux sont constituées de matériel grossiers contrairement aux bancs transverses sableux, ce schéma reflète la déperdition d'énergie du centre du chenal vers ses berges (d'après Miall, 1996)..... 24

Figure 1-8 : Bloc 3D représentant un tronçon de rivière anastomosée. Barres d'accrétion verticale et latérale s'y retrouvent conjointement reflétant un type d'écoulement mixte entre sinueux et droit (d'après Miall, 1996). 24

Figure 1-9 : Bloc-diagramme d'un système méandriforme. La sinuosité élevée entraîne la formation de barres d'accrétion latérale dont la géométrie en coupe forme les « epsilon cross-bedding » décrits par Allen (1963) (d'après Miall, 1996). 25

Figure 1-10 : Représentation schématique des géométries mesurées. A : section à l'apex d'un méandre et B : section dans une portion droite. La largeur de pleins bords peut être déterminée à partie des ruptures de pente des berges. Des mesures de l'élévation du lit du chenal berge à berge, permet de définir une aire de section, à partir de laquelle est définie a postériori une profondeur moyenne de crue de pleins bords (d'après Fitzpatrick et *al.*, 1998)..... 27

Figure 1-11 : Représentation schématique des phénomènes d'érosion et de dépôt associés à la formation des dunes. Illustration des différents modes de transport de la charge de fond et de la charge en suspension (modifié d'après Knighton, 1998).....30

Figure 1-12 : Graphiques illustrant l'occurrence des mécanismes d'érosion et de dépôts en termes de seuil de vitesse et de taille de particules au sein d'un écoulement fluviatile (d'après Hjulström, 1935).....32

Figure 1-13 : Schéma illustrant l'impact de la rugosité sur la formation des structures sédimentaires au sein d'un système fluviatile sableux. La ligne rouge représente les variations de résistance de l'écoulement associées à une augmentation de son intensité. Sont également dessinées les structures sédimentaires issues de ces différents régimes d'écoulement (d'après Knighton, 1998).....32

Figure 1-14 : Relations entre structures sédimentaires, puissance hydraulique et granulométrie (d'après Simmons et Richardson, 1966).....33

Figure 1-15 : Coupe stratigraphique type d'une barre de méandre. La succession verticale des structures sédimentaires observées est associée aux variations d'intensité de l'écoulement (ligne rouge) et à l'alternance de régime de dépôt et d'érosion (d'après Miall, 1996).....34

Figure 1-16 : Photo satellite de la rivière Jutaï (Amazonie, Nord Brésil) extraite de Google Earth. Ce cliché présente la ceinture de méandres formée par une rivière à haute sinuosité, à l'intérieur de laquelle les recoupements de méandres engendrent également la formation de lacs et de bras morts.....35

Figure 1-17 : Schéma illustrant l'architecture, les structures sédimentaires et l'évolution granulométrique d'une barre de méandre (d'après Allen, 1985).....36

Figure 1-18 : Photo satellite de la Murray River (Victoria, Sud Australie) extraite de Google Earth. Sont présentées sur cette photo les *scroll bars* créées par la migration de la barre de méandre. Il est également possible d'observer des phénomènes de recoupement de boucle de méandre.....37

Figure 1-19 : Vue en plan et en section transverse d'une barre d'accrétion latérale et de son chenal de chute. La section transverse fournit une représentation de la topographie et des structures sédimentaires d'une barre de méandre de granulométrie grossière (d'après Reading, 1978).....38

Figure 1-20 : Vue en plan et en coupe d'un chenal méandriforme illustrant les variations de profondeur le long du talweg. Les variations d'énergie au sein de l'écoulement engendrent la formation de surcreusements à l'apex du méandre appelés mouilles (*pool*) et de petits haut-fonds à sa sortie appelés seuils (*riffle*) (d'après Allen, 1985).....38

Figure 1-21 : Phénomène dit de *neck,* goulot d'étranglement du méandre qui conduit à terme au recoupement des racines du méandre et à la formation d'un méandre abandonné. Exemple de la Red River (USA, Minnesota). Le Nord est à gauche (Photo de D.P. Schwert, Université du Dakota du Nord ; http://www.ndsu.nodak.edu).....39

Figure 1-22 : Lobe de crevasse sableux mis en place après la rupture des levées de la rivière Bryants (USA, MO ; Photo de R.H. Meade, USGS http://faculty.gg.uwyo.edu)..... 40

Figure 1-23 : Avulsion du fleuve Murray (Australie). Le point d'avulsion indiqué par un cercle bleu marque la séparation entre l'ancien chenal abandonné au profit du nouveau, actif. La lignée pointillée bleue marque l'ancien tracé de la rivière (image extraite de Google Earth). 40

Figure 1-24 : Dépôts sableux de levées de la rivière Sheyenne (USA, Dakota du Nord) dépôt lors des derniers épisodes de crues subis par le système (Photo de D.P. Schwert, Université du Dakota du Nord ; http://www.ndsu.nodak.edu). 42

Figure 1-25 : Relations entre pédotype et environnement alluvial, à petite et grande échelle (variations dans le bassin). Les sols développés dans un périmètre de 2 km autour du chenal sont de type Entisols ou Inceptisols (*US Soil Conservation Service*), très peu matures (stade 1). Les sols plus matures (stades 3 et 4) de types Alfisols ou Vertisols (*US Soil Conservation Service*) se développent jusqu'à 75 km du chenal grâce au changement des taux d'aggradation (modifié d'après Kraus, 1999). Les horizons A correspondent aux horizons lessivés. Les horizons B correspondent aux horizons d'accumulation (avec g : gleyifié ; t : riche en argile ; s : riche en sesquioxydes ; ca : riche en carbonate). Les horizons C correspondent aux horizons destructurés. 44

Figure 2-1 : Variations morphologiques de la rivière Paraná à trois sections différentes, au cours du 20ème siècle. Les valeurs de décharges effectives sont en 1905 :13 600 m^3/s ; en 1949 :12 560 m^3/s ; 2000 : 16 300 m^3/s. 48

Figure 2-2 : Evolution de la section du chenal de la rivière Colorado (Arizona) au cours d'une crue majeure en 1941 (Leopold et Maddock, 1953). Durant la première partie de la crue, le chenal est empli par le matériel transporté par la crue (ligne bleue de janvier sous la ligne rouge de mars) puis pendant la seconde phase de la crue les courants érodent le fond du chenal (lignes verte et violette). 48

Figure 2-3 : Variations de décharge enregistrées par la rivière Fraser (Canada). Les valeurs maximales pouvant atteindre 1000m^3/s sont enregistrées au printemps (traits bleus) et les valeurs minimales pouvant descendre à 300m^3/s correspondent aux hivers (traits marron ; www.dfo-mpo.gc.ca). 49

Figure 2-4 : Décharge, précipitations, évaporation, et ruissellement calculés depuis 12 000 ans à partir des géométries de chenaux de la rivière Prosna (Pologne ; Rotnicki, 1991). AL : Alleröd ; YD : Younger Dryas ; PB : Pré-Boréal ; BO : Boréal ; AT : Atlantique ; SB : Sub-Boréal ; SA : Subatlantique. 50

Figure 2-5 : Présentation des relations de cause à effet engendrées par les facteurs de contrôle allocycliques exercés sur un système fluviatile (d'après Catuneanu, 2006). 51

Figure 2-6 : Importance relative des facteurs de contrôle allocycliques sur l'accommodation d'un (A) bassin en extension et d'un (B) bassin d'avant-pays. Les bassins sédimentaires sont subdivisés en trois zones majeures : (1) marine ou lacustre (endoréique), l'espace disponible y est majoritairement contrôlé par l'eustatisme et la subsidence du bassin ; (2) partie distale du système fluviatile pour laquelle l'influence eustatique diminue au profit de la tectonique et (3) partie proximale du système fluviatile indépendante des variations du niveau marin. L'impact du climat est considéré stable dans les deux types de bassins (Catuneanu, 2006). 52

Figure 2-7 : Variations climatiques cycliques interprétées sur la base des épaisseurs de chenaux et des décharges associées dans les séries méandriformes de la série de Anderson Land (Dévonien, Kap Graah, Groenland Est). Le méga-cycle correspond à un cycle d'excentricité de 110 ka défini à partir des valeurs maximales. Les petits cycles correspondent à des périodes de précession de 20 ka (min. et max. ; Olsen, 1990). 53

Figure 2-8 : Profils d'altération de sols actuels de milieux tempéré et dominé mousson sur lesquels sont indiquées les caractéristiques d'épaisseur et de profondeur de l'horizon Bk (enrichi en carbonate ; Retallack, 2005). 56

Figure 2-9 : Synthèse des grands types de comportements adoptés par une rivière lors d'épisodes de modifications de son profil longitudinal induit par des mouvements tectoniques. À gauche, déviation et variations liées à des modifications de la puissance hydraulique de la rivière. À droite, modifications classiques au sein de la configuration d'un chenal (Holbrook et Schumm, 1999). 58

Figure 2-10 : Représentation graphique de l'ajustement d'un chenal méandriforme mixte à des déformations de type (A) anticlinal ou uplift et (B) synclinal ou subsidence. L'évolution du système se lit de bas en haut (Ouchi, 1985) 59

Figure 2-11 : Phase de tectonique active d'un bassin d'avant-pays. Le prisme entraîne la subsidence de l'arrière du bassin et le soulèvement de la partie frontale du chevauchement, dont la migration est orientée vers les zones internes. En réponse, se développent des systèmes fluviatiles longitudinaux (d'après Burbank, 1992). 61

Figure 2-12 : Phase de relâche tectonique. L'érosion du prisme entraîne un rebond isostatique. La perte d'espace d'accommodation qui en résulte couplée aux importants apports sédimentaires liés à l'érosion des reliefs favorisent le développement de systèmes transverses progradants (d'après Burbank, 1992) 61

Figure 2-13 : Système méandriforme développé dans une zone de basculement montrant l'asymétrie de la position de la rivière au sein de sa plaine, et l'asymétrie des dépôts de méandre plus importants sur la partie surélevée. On note également l'augmentation de la proportion de sable au niveau de l'axe du bassin et la conservation préférentielle des sols sur la partie surélevée (Holbrook et Schumm, 1999) 62

Figure 2-14 : Architecture stratigraphique d'une séquence de dépôts fluviatiles distale (d'après Shanley et McCabe, 1991 et 1993). La nouvelle limite de séquence tronque généralement les dépôts de haut niveau, expliquant ainsi leur faible potentiel de préservation. Le développement d'une limite de séquence pédogénéisée dans la plaine d'inondation (paléosols de chute du niveau marin) peut perdurer pendant l'épisode régressif de bas niveau, selon l'amplitude des vallées incisées. Ces paléosols cessent d'évoluer lorsque la vallée incisée est comblée et que l'espace disponible est suffisant pour permettre à la plaine d'inondation de s'établir de manière pérenne en dehors des limites de la vallée incisée. 64

Figure 2-15 : Réponse d'un système fluviatile aux facteurs de contrôle aval d'un épisode de hausse du niveau marin (Catuneanu, 2006). Chacun des cortèges inclut une séquence fluviatile granodécroissante développée en réponse à une aggradation côtière et à une diminution de profondeur du profil fluviatile associé. L'initiation et la fin des transgressions sont marquées par un changement abrupt des régimes fluviatiles le long des surfaces maximales de régression et d'inondation. [Abréviations : LST : cortège de bas niveau marin ; TST : cortège transgressif ; HST cortège de haut niveau marin ; FSST : cortège de chute du niveau marin ; c.c. : surface de corrélation conforme (Hunt et Tucker, 1992) ; MRS : surface de régression maximale ; MFS : surface d'inondation maximale ; BSFR : surface basale de régression forcée]. 65

Figure 2-16 : Impact des variations du niveau de base non marin sur la création d'espace d'accommodation. A) chute du niveau de base de 1 à 2 qui entraîne une perte d'espace d'accommodation et une incision du profil fluviatile. B) hausse du niveau de base de 1 à 2 qui crée de l'espace d'accommodation et entraîne le dépôt (Currie, 1997)..... 66

Figure 2-17 : Impact des variations du niveau de base sur l'évolution d'un paléosol d'interfluve. A) Sidérite et sol gris, peu drainé. B) chute du niveau de base (nappe phréatique), la plaine est érodée des drapages argileux et des nodules ferrugineux se forment grâce à un meilleur drainage. C) remontée du niveau de base, nouveau dépôt de plaine et développement de sols hydromorphes (Kraus, 1999) 67

Figure 3-1 : Carte paléogéographique schématique de la Péri-Téthys du Nord et du Sud au Rupélien supérieur (d'après Meulenkamp et Sissingh, 2003). Les continents actuels sont représentés par des lignes rouges. Les positions des deux bassins continentaux étudiés sont indiquées par des cercles rouges. Les paléolatitudes sont indiquées sur le bord gauche de la carte. 72

Figure 3-2 : Carte géologique synthétique du Sud-est de la France (d'après Ford et *al.*, 1999). Les trois systèmes étudiés sont indiqués par des étoiles bleues. Les étoiles vertes indiquent les sites d'intérêt du Pont de la Reine Jeanne (PRJ) et Turriers – Faucon du Caire (T-F). 73

Figure 3-3: Carte schématique représentant la migration progressive du bassin d'avant-pays alpin (Alpes occidentales) depuis l'Ypresien, jusqu'au Miocène (d'après Ford et *al.*, 2006). L'étoile bleue indique la région où se sont formés les bassins de Barrême et de Digne, pendant le Rupélien. La migration post-oligocène est orientée vers le Nord majoritairement**.** Barr. : Barrême ; DV. : bassin de Digne-Valensole (localités d'Esclangon au Sud et d'Esparron au Nord). 74

Figure 3-4 : Coupe synthétique de l'organisation actuelle des séries rencontrées depuis le Bassin du Pô (Nord Italie), jusqu'au Bassin de Valensole (SE France). Le bassin de Barrême représenté en orange se trouve sur la Nappe de Digne et le bassin de Digne-Valensole représenté en jaune se trouve à l'avant de la nappe de chevauchement (Ford et *al.*, 2006).....74

Figure 3-5 : Carte géologique synthétique de la péninsule ibérique (d'après Garrote et *al.*, 2008). 75

Figure 3-6 : Graphiques des TMA (températures moyennes annuelles), WMM (mois le plus chaud moyen) et PMA (précipitations moyennes annuelles) à partir de l'approche de cohabitation réalisée sur de flores nord-allemandes du Cénozoïque. Les barres bleues représentent les données extraites du bassin du Bas Rhin de Utescher et *al.* (2000) associées aux résultats de la flore de Tiglian (extrait de Mosbrugger et *al.*, 2005). 78

Figure 3-7 : Températures continentales des mois les plus froids d'Europe Centrale depuis 45 Ma (estimées à partir des données de flores germaniques). Ces données sont comparées aux températures océaniques moyennes estimées par Zachos et *al.* (2001) à partir des données isotopiques de l'oxygène (extrait de Mosbrugger et *al.*, 2005).....78

Figure 3-8 : Indications paléoclimatiques fournies par les abondances relatives des faunes oligo-miocènes de rongeurs échantillonnées dans le Bassin de Loranca (Daams et *al.*, 1996a).....80

Figure 3-9 : Synthèse des éléments paléoclimatiques d'Europe occidentale et proposition de restitution paléoclimatique pour les bassins de Provence (SE France) et de Loranca (Centre Espagne). 81

Figure 3-10 : Synthèse des conditions climatiques d'Europe occidentale du Chattien à l'Aquitanien (basées sur les travaux présentés dans les paragraphes précédents). Pour les légendes des cartes se référer à la Figure 3-1.....82

Figure 3-11 : Chronostratigraphie des bassins de Barrême et de Digne du Rupélien supérieur au Burdigalien inférieur. Les séries étudiées sont représentées en vert pour la série des Grès Verts de Barrême et en rouge pour la série de la Molasse Rouge de Digne. Les gisements de micromammifères connus sont indiqués selon l'extension de leur biozone. Ŧ1 : Gisement d'Esparron; Ŧ2 : Gisement du Roucas Blanc ; Ŧ3 : Gisement de Saint-Geniez ; Ŧ4 : Gisements de la Rouvière, la Tuilière et les Blachettes ; Ŧ5 : Gisement du Rousset; Ŧ6 : Gisement de Barles et Lambert ; Ŧ7 : Gisement du Gipas. 83

Figure 3-12 : Composition en pourcentage des assemblages de minéraux lourds des Grès Verts (Evans et Mange-Rajetzky, 1991). L'Arbitelle est la localité voisine de Bois de Lieye. 1 : apatite ; 2 : tourmaline ; 3 : zircon ; 4 : épidote ; 5 : vesuvianite ; 6 : ortho- et clino-pyroxène ; 7 : amphibole calcique ; 8 : minéraux marqueurs de HP ; 9 : serpentine ; 10 : autres. La quantité de grenat est indiquée en nombre de grains pour une analyse de 100 grains.....89

Figure 3-13 : Carte géologique synthétique de la partie méridionale du Bassin de Loranca, resituant la zone étudiée (l'encart correspond à la **Figure 13** du chapitre suivant) (d'après Martinius, 2000). L'Unité II est représentée par des figurés de pointillés, de V aléatoires (gypse), de ronds et par la trame blanche.....90

Figure 3-14 : Chronostratigraphie Oligo-miocène du Bassin de Loranca (modifié d'après Gómez-Fernández et *al.*, 1996 et Daams et *al.*, 1996a). Les gisements de micromammifères de Daams et *al.* (1996a) sont indiqués selon les lettres V à Y (zones chronostratigraphiques continentales) associés aux MM zones déterminées. L'intervalle étudié (Unité II ou Unité Supérieure Détritique) est surligné en jaune. Il s'étend des biozones MP28 à MN2. 92

Figure 3-15 : Carte topographique simplifiée de la région septentrionale de Huete. Les sites étudiés sont représentés par des étoiles rouges [CA : Canales ; SB : San Bartolomé et SJ : Peñas de San Juan]. 93

Figure 3-16 : Cartes paléogéographiques représentant l'évolution chronologique des systèmes fluviatiles de Tórtola et Villalba de la Sierra au cours de l'Unité stratigraphique II (Unité Détritique Supérieure) (Daams et *al.*, 1996b d'après les données publiées par Torres et *al.*, 1992). La zone d'étude est entourée d'un rectangle rouge. Elle comprend essentiellement des dépôts issus des phases A et B, la phase C voyant la région envahie par des systèmes ennoyés marqués aujourd'hui par une épaisse série de gypse. 95

Figure 3-17 : Corrélation des logs stratigraphiques levés et échantillonnés dans la région de Huete (Bassin de Loranca, Espagne centrale). Les gisements sont indiqués par les positions des dents de micromammifères (Daams, 1996a). 96

Figure 4-1 : Carte de localisation des sites étudiés. Les étoiles rouges indiquent les secteurs où des relevés de terrain ont été effectués. Les étoiles vertes indiquent les secteurs non échantillonnés mais d'intérêt pour la suite de nos travaux. 101

Figure 4-2 : Faciès de barres de méandre observés dans la Molasse Rouge d'Esparron. A : Barre de méandre de grès grossiers massifs présentant une base érosive conglomératique (Route de Tines). B : Barre de méandre en section oblique montrant des stratifications entrecroisées en auges indiquant un paléocourant NE-SW. C : Stratifications entrecroisées en auges rencontrées dans les chenaux du Ravin de Gaubert et indiquant un paléocourant NE-SW perpendiculaire à la section. 103

Figure 4-3 : Panorama des successions rencontrées au sein des Grès Verts à Bois de Lieye. CC : Chenal de Crevasse ; CH : CHenal ou barre de méandre ; CS : lobe de crevasse (C*revasse Splay*) ; FP : Plaine d'inondation (*FloodPlain*) ; LC : calcaires lacustres ; LV : levées et PS : paléosols à poupées calcaires. Le paléosol (détaillé sur la Figure 4-5) indiqué au sommet de la barre de méandre est un niveau repère utilisé comme outil de corrélation. 104

Figure 4-4 : Barre de méandre érodant les dépôts argileux silteux de la plaine d'inondation (Ravin du Rousset). 104

Figure 4-5 : Séquence de remplissage d'une barre d'accrétion latérale levée au sein de la Série des Grès Verts (Bois de Lieye ; LI-C02). Les séquences granodécroissantes sont interprétées comme des sets d'accrétion latérale. Le paléosol qui se développe sur les argiles sommitales du set 4 constitue un niveau repère. 105

Figure 4-6 : Molasse Rouge d'Esclangon. A : Barre de calcaire massif (m 248 du log). B : Faciès de levées entaillés par un chenal de crevasse (PR du Vieil Esclangon). C : Faciès d'overbank, argiles rouges recoupées par des bancs sableux décimétriques (levées et lobe de débordement) et par des corps sableux lenticulaires métriques (chenal de crevasse, Ravin du Rousset). D : barre de méandre (Ravin du Rousset). 108

Figure 4-7 : Faciès rencontrés dans la série des Grès Verts de Barrême. A : bancs décimétriques de grès fins à moyens interprétés en faciès de levées (Bois de Lieye) ; B : lentille métrique de grès moyen à grossier érodant les dépôts argileux interprétés en faciès de chenal de débordement, recouvert par des successions argilo-silteuses et grès fins de faciès de levées (Serre de Mortisses) ; C : argile et paléosols de plaine d'inondation montrant des teintes dominantes rouge (Bois de Lieye). 109

Figure 4-8 : Faciès de plaine de la Molasse Rouge d'Esparron. A : argiles noires d'environnement réducteur palustre surmonté d'un grès calcaire lacustre à palustre. B : successions d'argiles-silteuses à grès fins passant à des barres sableuses amalgamées. C : calcaires silteux d'ambiance palustre passant à un niveau calcaire blanchâtre massif lacustre..... 110

Figure 4-9 : Carte géologique synthétique des alentours de Barrême. Les sites étudiés sont indiqués par des étoiles bleues. 111

Figure 4-10 : Log stratigraphique de la Série des Grès Verts de Barrême, levé à Bois de Lieye. Les chiffres correspondent aux intervalles chenalisés étudiés (BO : Bourillon ; LI : Bois de Lieye et SM : Serre de Mortisses). Les biozones MP28 (Chattien supérieur) et MN1 à MN3 (Aquitanien-Burdigalien inférieur) sont fournies par des gisements de micromammifères déterminés par Vianney-Liaud (dans de Graciansky et *al.*, 1982). 112

Figure 4-11 : Carte géologique au 1/50 000 du secteur d'Esclangon (extrait InfoTerre, feuille 1/50 000 de La Javie, BRGM). 1 : base de la coupe, Ravin du Rousset ; 2 : sommet de la coupe le long du PR du Vieil Esclangon..... 114

Figure 4-12 : Log stratigraphique de la Molasse Rouge du Ravin du Rousset (Bialkowski, 2004). Le niveau de calcaires lacustres révélant un gisement de micromammifères (238 m) était initialement indiqué comme des brèches calcaires. Nous avons repositionné sur cette coupe les niveaux chenalisés identifiés le long du chemin montant au vieil Esclangon (ES) et dans le Ravin du Rousset (RR). Cx : corps chenalisé numéroté depuis le bas vers le haut ; Dx : niveau de débordement numéroté du bas vers le haut..... 115

Figure 4-13 : Stratifications entrecroisées observées sur une barre de méandre indiquant un paléocourant perpendiculaire à la section (PR du Vieil Esclangon). 116

Figure 4-14 : Carte schématique positionnant les niveaux chenalisés observés et mesurés dans le Ravin du Rousset et le long du PR du Vieil Esclangon (modifié d'après Maillart, 1991). Le niveau ESC-C01 appartient à un ensemble amalgamé, sa hauteur n'est pas retenue (potentiellement incomplète). Les niveaux ESC-D04 et -D05 et ESC-D10 à -D12 sont identifiés sur la base de dépôts de débordement de types levées ou chenal de crevasse, les barres de méandres associées ne sont pas trouvées. Le niveau RR-C04 considéré comme trop dangereux d'accès, n'est pas mesuré. Le niveau ESC-C07 est recoupé deux fois et fournit deux mesures... 116

Figure 4-15 : Carte géologique au 1/50 000 du secteur d'Esparron (extrait InfoTerre, feuille 1/50 000 de Seyne, BRGM). 1 : Route des Tines ; 2 : Ravin de Gaubert. 118

Figure 4-16 : Log stratigraphique de la Molasse Rouge d'Esparron. Les corps chenalisés observés le long de la route des Tines (ESP-) et dans le Ravin de Gaubert (RGA-) sont représentés en jaune. 119

Figure 4-17 : Carte topographique simplifiée de la région septentrionale de Huete. Les sites étudiés sont représentés par des étoiles rouges. LC : Canales ; LH : La Higuerilla ; SB : San Bartolomé et SJ : Peñas de San Juan. 122

Figure 4-18 : Log stratigraphique de la coupe de Canales et interprétation paléoenvironnementale (Huete W). Les gisements indiqués sont ceux de Daams et *al.* (1996a ; Figure 3.17). De par le léger pendage (6 à 10° vers le Nord-Est) des séries, les 20 premiers mètres de la coupe sont rencontrés dans la partie nord de la falaise. Un masque de 50 mètres existe entre les 2 coupes. Les 80 derniers mètres sont quant à eux étudiés au niveau de la partie médiane de la falaise (à une distance de 500 mètres plus au Sud). 123

Figure 4-19 : Log stratigraphique de la Coupe Peñas de San Juan et interprétation paléoenvironnementale de la Série Fluviatile de Tórtola affleurant à (Huete N, modifié d'après Cojan et *al.*, 2006). Les gisements (W à Y2) sont positionnés grâce à des corrélations effectuées avec les coupes voisines de Daams et *al.* (1996a ; Figure 3.17). Les barres de méandres mesurées sont positionnées et indiquées en jaune. Les flèches noires indiquent les directions de migration des barres de méandre ; les flèches bleues indiquent les directions de courant mesurées sur les rides. 125

Figure 4-20 : Log stratigraphique de la coupe La Higuerilla. Les gisements MP29 et MN1 sont positionnés grâce à des corrélations effectuées avec les coupes voisines de Daams et *al.* (1996a). Les barres de méandres mesurées sont indiquées en jaune. Les flèches noires indiquent leur direction de migration. 126

Figure 4-21 : Log stratigraphique de la coupe de San Bartolomé et interprétations paléoenvironnementales (Huete N). gisements MN1 et MN2a sont positionnés grâce à des corrélations effectuées avec les coupes voisines de Daams et *al.* (1996a). Les barres de méandres mesurées sont indiquées en jaune. Les flèches noires indiquent leur direction de migration.... 127

Figure 4-22 : Différents types de stratifications observées au sein des barres sableuses de l'Unité II. A : Coupe transversale montrant des stratifications entrecroisées en auges d'échelle métrique (paléocourant perpendiculaire à la section). B : stratifications entrecroisées en auges décimétriques. C : Coupe longitudinale de stratifications entrecroisées pluri-décimétriques. D et E : stratifications obliques décimétriques de barre longitudinales. 129

Figure 4-23 : Surfaces de réactivations (ligne pointillés rouges) observées au sein des ensembles amalgamés, A et B : surface recouvrante ou *onlapante* (Peñas de San Juan et Pozo) et C : surface dite érosive, les dépôts supérieurs sont conformes à la surface d'érosion (Peñas de San Juan). 130

Figure 4-24 : Différents types de section de barres de méandre observées, A : section longitudinale, B : section transverse. 132

Figure 4-25 : Restitution cartographique de la paléoceinture de chenaux de la série étudiée entre Huete et Moncalvillo de Huete basée sur les directions de migration des méandres. Les paléobordures ainsi identifiées délimitent une ceinture de chenaux d'un minimum de 2 km (CA : Canales ; LH : La Higuerilla ; SB : San Bartolomé et SJ : San Juan). 133

Figure 4-26 : Barre longitudinale rencontrée dans l'Unité II de Peñas de San Juan. Les stratifications entrecroisées indiquent un paléocourant S-N. 134

Figure 4-27 : Faciès fins de l'Unité II du Bassin de Loranca. A : argiles de plaine d'inondation, ici de teinte ocre (Peñas de San Juan). B : calcaire laminé, faciès de tempête (base de la coupe de Canales). C : paléosol au faible degré de marmorisation vert à lie de vin (Peñas de San Juan) et D : paléosol présentant un horizon d'accumulation riche en nodules calcaires (Peñas de San Juan). 136

Figure 4-28 : Schéma interprétatif de la base de la coupe de Peñas de San Juan. L'ensemble amalgamé basal constitué de barres de méandres et de barres longitudinales repose sur des niveaux roses à gypse. Il se termine par un bouchon argileux développé suite à l'abandon du chenal probablement suite à une avulsion. Les barres sommitales constituent un ensemble amalgamé formé d'au moins 3 épisodes distincts. 137

Figure 4-29 : Corrélation des logs stratigraphiques de la région de Huete. 140

Figure 4-30 : Représentation en plan des géométries mesurées. L'affleurement est représenté en marron. En vert, le segment X correspond à l'extension horizontale du set mesurée au télémètre ou au GPS. En rouge, le segment l_{set} correspond à la largeur du set que nous cherchons à estimer (à l'apex du méandre). L'angle vert α correspond à la direction de la visée ou du pointé GPS et l'angle rouge β correspond à la direction de migration du set. La flèche noire indique la direction du courant au point où la mesure est effectuée 141

Figure 4-31 : Relation synthétique entre calcaire lacustre de méandre abandonné et largeur de chenal. L'extension du calcaire lacustre correspond en théorie à la largeur de crue de pleins bords du chenal 142

Figure 4-32 : Mesures de largeurs de barres de méandre. La barre de méandre observée offre une section transverse. Les lignes blanches démarquent les sets de la barre, recouverte par un bouchon argileux puis par un niveau calcaire (ligne bleue). La flèche de gauche marque la fin du calcaire lacustre et la flèche de droite indique le sommet topographique du set en question (*scroll bar*). 142

Figure 4-33 : Photos et coupes type des 3 pédotypes rencontrés dans les séries fluviatiles du fan de Tortola du Bassin de Loranca. 145

Figure 5-1 : Exemple de dépôts chenalisés méandriformes rencontrés dans l'enregistrement sédimentaire. Le corps sableux de la base de l'affleurement présente des surfaces obliques qui correspondent aux surfaces d'accrétion latérale typique d'une barre de méandre (extrait de Nichols et Fisher, 2007, Système de Huesca, Miocène du Bassin de l'Ebro). 150

Figure 5-2 : Section en coupe d'une barre d'accrétion latérale à l'apex d'un méandre illustrant les géométries des objets sableux. S1 à S3 sets successifs déposés par accrétion latérale. La lettre *l* correspond à la largeur des sets et h_s à la hauteur (d'après Allen, 1965 ; Moody-Stuart, 1966). 151

Figure 5-3 : A) Diagramme de compaction exprimant la diminution de porosité d'un sable pur en fonction de la profondeur d'enfouissement (basé sur des données du Jurassique inférieur à Quaternaire ; Wolf et Chilligarian, 1975). B) Courbes porosité/profondeur pour des sables (Sclater et Christie, 1980)..... 154

Figure 5-4 : Synthèse sur les corrections permettant de convertir une hauteur de barre de méandre fossile en hauteur d'eau de crue de pleins bords moyenne. 155

Figure 5-5 : Largeur de crue de pleins bords en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords exprimée en fonction des équations présentées dans le Tableau 5-1. 157

Figure 5-6 : Largeur de crue de pleins bords en fonction de la décharge de crue de pleins bords exprimée en fonction des équations présentées dans le Tableau 5-1 158

Figure 5-7 : Carte mondiale de classification climatique de Köppen-Geiger selon les travaux de Kottek et *al.* (2006). 163

Figure 5-8 : Carte des précipitations moyennes annuelles (mm) des USA estimées à partir des données de précipitations des années 1961 à 1990. Seuls les états retenus dans cette étude sont inscrits. (www.ncdc.noaa.gov). 165

Figure 5-9 : Carte des températures moyennes annuelles (°C) des USA estimées à partir des températures des années 1961 à 1990. Seuls les états retenus dans cette étude sont inscrits (www.ncdc.noaa.gov)..... 165

Figure 5-10 : Carte des précipitations moyennes annuelles d'Australie (calculées à partir de données de précipitations récoltées depuis 1961-1990). Disponible sur le site gouvernemental de météorologie australien (www.bom.gov.au)..... 166

Figure 5-11 : Températures moyennes annuelles d'Australie (estimées sur la base de données de températures récoltées entre 1961 et 1990 ; www.bom.gov.au)..... 166

Figure 5-12 : Coupe schématique à travers une section droite de chenal montrant les paramètres mesurés. Les hauteurs mesurées sur toute la section du chenal permettent par la suite de calculer une aire de section de chenal (d'après Fitzpatrick et *al.*, 1998). 169

Figure 5-13 : Largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine subtropical semi-humide..... 172

Figure 5-14 : Largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine subtropical à saisons sèches..... 172

Figure 5-15 : Comparaison des lois largeur / profondeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS)..... 173

Figure 5-16 : Décharge de crue de pleins bords (Q_{bkf}) exprimée en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide. 175

Figure 5-17 : Décharge de crue de pleins bords (Q_{bkf}) exprimée en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine subtropical à saisons sèches. 175

Figure 5-18 : Comparaisons des lois Décharge / Profondeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS). 176

Figure 5-19 : Décharge de crue de pleins bords (Q_{bkf}) exprimée en fonction de la largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide. 178

Figure 5-20 : Décharge de crue de pleins bords (Q_{bkf}) exprimée en fonction de la largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical à saisons sèches. 178

Figure 5-21 : Comparaison des lois entre Décharge et Largeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS). 179

Figure 5-22 : Aire de drainage (A_d) exprimée en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide. 181

Figure 5-23 : Aire de drainage (A_d) exprimée en fonction de la profondeur moyenne de crue de pleins bords (d_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-aride. 181

Figure 5-24 : Comparaisons des relations Aire de drainage / Profondeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS). 182

Figure 5-25 : Aire de drainage (A_d) exprimée en fonction de la largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide. .. 184

Figure 5-26 : Aire de drainage (A_d) exprimée en fonction de la largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical à saisons sèches. 184

Figure 5-27 : Comparaison des relations entre Aire de drainage et Largeur des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS). 185

Figure 5-28 : Longueur de chenal (L) exprimée en fonction de l'aire de drainage (A_d) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical semi-humide. 187

Figure 5-29 : Longueur de chenal (L) exprimée en fonction de l'aire de drainage (A_d) pour des données de rivières issues du domaine climatique subtropical à saisons sèches. 187

Figure 5-30 : Comparaison des lois entre Décharge de crue de pleins bords et Aire de bassin versant des domaines subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS). 189

Figure 5-31 : Comparaison des lois entre largeur et profondeur de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches. 191

Figure 5-32 : Comparaison des lois entre largeur et profondeur de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches. 191

Figure 5-33 : Comparaison des lois entre profondeur de crue de pleins bords et décharge de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches. 191

Figure 5-34 : Comparaison des relations entre décharge et largeur de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches. 191

Figure 5-35 : Comparaison des lois entre aire de drainage et profondeur de crue de pleins bords. STSH : Subtropical Semi-Humide et STSS : Subtropical à Saisons Sèches. 192

Figure 6-1 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour la Série des Grès Verts de Barrême (données chiffrées fournies en Annexe VI a). 199

Figure 6-2 : Évolution des hauteurs de barres de méandre de la Molasse Rouge du secteur d'Esclangon. On observe deux épisodes 1 et 2 de diminution progressive des épaisseurs, suggérant une cyclicité. 200

Figure 6-3 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour les chenaux de la Molasse Rouge d'Esclangon (données chiffrées fournies en Annexe VI b). 202

Figure 6-4 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour les barres de méandre de la Molasse Rouge d'Esparron (données chiffrées fournies en Annexe VI c). 205

Figure 6-5 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour les barres de méandre de la série du Fan de Tórtola, coupe de Canales (Données chiffrées fournies en Annexe VI d). 208

Figure 6-6 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques estimées pour les dépôts chenalisés de la série du Fan de Tórtola, coupe de San Bartolomé-La Higuerilla (données chiffrées fournies en Annexe VI e). 211

Figure 6-7 : Évolution stratigraphique des paramètres paléohydrologiques calculés pour les barres mesurées dans la série du Fan de Tórtola, coupe de Peñas de San Juan (données chiffrées fournies en Annexe VI f). 214

Figure 6-8 : Cartes indicatives des distances à la source fournies par les restitutions paléohydrologiques. A) bassin d'avant pays du SE de la France avec, en vert : les Grès Verts et en rouge : la Molasse Rouge. Les lignes pointillées grise représentent la position actuelle des nappes, et les lignes noires représentent leur position oligo-miocène. B) Carte du bassin de Loranca et longueur de cours d'eau calculées 216

Figure 6-9 : Bassin Versant de la Durance (d'après la base de données de CARTHAGE). 219

Figure 6-10 : A & B Photos en LPA de lames minces réalisées dans les Grès Verts du synclinal de Barrême. Soumis à FragScan, ces clichés n'ont fourni aucun résultat statistique sur la taille moyenne des grains. 220

Figure 6-11 : Estimation des puissances hydrauliques des séries étudiées. La ligne pointillée rouge représente les données granulométriques de la Molasse Rouge (MR), la ligne pointillée verte reprend les données spécifiques aux Grès Verts, et la ligne pointillée bleue correspond aux données de la série du Fan de Tórtola (FT). 221

Figure 6-12 : Précipitations moyennes actuelles en fonction des exposants climatiques pour des systèmes actuels. Les données sont extraites du Tableau 6-10 ; en vert : données de climat plus humide ; (Doll et al., 2003 ; Sweet et Geratz, 2003 ; Metcalf, 2005 ; Metcalf et al., 2009), et en orange : données de climat plus sec (McCandless, 2003 ; Mulvihill et Baldigo, 2007) et aride (Moody et *al.*, 2003). La fenêtre violette représente des climats arides, non couverts par les données récoltées. 225

Figure 6-13 : Évolution stratigraphique des exposants climatiques calculés pour les séries fluviatiles oligo-miocènes du SE de la France (cf. Annexe VII a) à c) pour les données numériques). 229

Figure 6-14 : Corrélation des signaux paléoclimatiques des Grès Verts et de la Molasse Rouge. La base des séries est estimée MP28, Chattien supérieur (≃25Ma). 230

F**igure 6-16** : Profil et indice d'altération calculés à partir des analyses isotopiques des paléosols de la série du Fan de Tórtola. Les sols sont numérotés de 1 à 4 par ordre stratigraphique. Les couleurs des colonnes de gauche font référence à la charte de Munsell (1909). 236

Figure 6-17 : Profil et indice d'altération calculés à partir des analyses isotopiques des paléosols de la série du Fan de Tórtola. Les sols sont numérotés de 5 à 7 par ordre stratigraphique. Les couleurs des colonnes de gauche font référence à la charte de Munsell (1909). 237

Figure 6-18 : Représentation stratigraphique des précipitations moyennes annuelles (ligne pointillée bleue) du secteur de Huete estimées à partir de l'équation (6.5). La marge d'erreur est de 196 mm/an. La ligne pointillée noire représente les hauteurs des barres de méandre déposées à proximité des paléosols échantillonnés (en position stratigraphique). En ordonnée, cotes de la coupe de Canales sur laquelle sont reportées les valeurs (cf. Annexe IX b pour les valeurs numériques) 238

Figure 6-19 : Représentation stratigraphique des températures moyennes annuelles (ligne pointillée orange) estimées fournies par les échantillons du secteur de Huete, à partir de l'équation (6.6). La ligne pointillée noire représente les hauteurs des barres de méandre déposées à proximité des paléosols échantillonnés (en position stratigraphique). En ordonnée, cotes de la coupe de Canales sur laquelle sont reportées les valeurs (cf. Annexe IX b pour les valeurs numériques) 238

Figure 6-20 : Corrélations climatiques entre Europe septentrionale et Europe méridionale et occidentale. Les données présentées dans le graphique de gauche correspondent aux données climatiques issues de macroflores nord-germaniques (Mosbrugger et *al.*, 2005). 240

Figure 6-21 : Proposition de réponse du système méandriforme d'Esclangon à la Faille de la Durance. 242

Figure 6-22 : Proposition de reconstitution paléogéographique du SE de la France à l'Oligo-Miocène replaçant les systèmes étudiés. BA : Barrême ; EP : Esparron ; ES : Esclangon ; RJ : Pont de la Reine Jeanne ; TU : Turriers-Faucon du Caire. Les flèches grises indiquent les directions d'écoulement. 243

Figure 6-23 : Coupes synthétiques des localités étudiées représentant les épisodes sableux, les niveaux pédogéniques et les paramètres de contrôle interprétés. PMA : précipitations moyennes annuelles (maximales). Les coupes d'Esclangon et d'Esparron sont corrélées à hauteur de la bande grise. La coupe de Barrême est indépendante. 245

Figure 6-24 : Carte de restitution des aires des drainages et des zones sources de la Molasse Rouge d'Esclangon et d'Esparron et des Grès Verts de Barrême. Les nappes des zones externes sont replacées selon leur paléoposition oligo-miocène, les lignes pointillées grises représentent leur localisation actuelle. Les paléobassins versants sont replacés en position paléogéographique sur le bloc diagramme présenté Figure 6-22. 247

Figure 6-25 : Variations des décharges de crues de pleins bords des chenaux mesurés dans la série du Fan de Tórtola (Paléobordure ouest : Canales La Higuerilla et San Bartolomé. Paléobordure Est : Peñas de San Juan). 249

Figure 6-26 : Scenarii paléogéographiques expliquant les différences de profondeur et de directions de migration (flèches noires) des chenaux est et ouest (explication dans le texte)... 250

Figure 6-27 : Coupes synthétiques des successions rencontrées entre Huete et Moncalvillo del Huete. Un signal possible du niveau de base est proposé sur la gauche de chaque coupe et sur la droite des coupes de Canales et Peñas de San Juan les variations de l'exposant climatique sont rappelées. 251

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1-1 : Classifications des charges sédimentaires. 30

Tableau 2-1 : Comparaison des taux de précipitations moyennes annuelles (PMA, mm/an), des températures moyennes annuelles (TMA, °C), des indices d'altération sans le potassium (CIA-K) et du rapport et Base / Alumine (Na+Ca+Mg+K/Al) pour des pédotypes d'Amérique du Nord (Sheldon et *al.*, 2002). 56

Tableau 2-2 : Classification des structures les plus courantes développées dans les sols (Retallack, 1990). 57

Tableau 3-1 : Éléments synthétiques des bassins de Barrême, Digne-Valensole (SE France) et de Loranca (Espagne centrale). 97

Tableau 4-1 : Hauteurs des barres d'accrétion latérale mesurées dans la Série des Grès Verts du Bassin de Barrême. BO : Bourillon ; LI : Bois de Lieye ; et SM : Serres de Mortisses. 113

Tableau 4-2 : Synthèse des hauteurs de sets mesurées dans les dépôts méandriformes de la Molasse Rouge du Bassin d'Esclangon. Les épaisseurs indiquées correspondent aux hauteurs mesurées en verticale depuis la base jusqu'au sommet des sets d'accrétion latérale. ESC : chemin de petite randonnée montant au vieil Esclangon ; RR : Ravin du Rousset. 117

Tableau 4-3 : Synthèse des hauteurs de chenaux méandriformes mesurées dans la Molasse Rouge de Esparron. Les épaisseurs de sets sont mesurées en vertical depuis leur base jusqu'à leur point haut. ESP : route des Tines montant vers Esparron ; RGA : Ravin de Gaubert. 120

Tableau 4-4 : Synthèse des hauteurs de sets mesurées dans les séries fluviatiles méandriformes de l'Unité Détritique Supérieure du Bassin de Loranca. LC : Los Canales ; LH : La Higuerilla ; PSJ : Peñas de San Juan ; et SB : San Bartolomé. Les objets mesurés à San Bartolomé sont reportés sur la coupe de La Higuerilla. 138

Tableau 4-5 : Synthèse des largeurs de sets mesurées dans les séries fluviatiles méandriformes de l'Unité Détritique Supérieure du Bassin de Loranca. Les extensions correspondent à l'horizontale entre les scroll bars et les pinch out qui caractérisent les barres sableuses échantillonnées. La direction du télémètre correspond à l'axe selon lequel les visées ont été effectuées. Sont également indiquées les hauteurs des sets quand celles-ci ont pu être déterminées. LC : Los Canales ; PSJ : Peñas de San Juan ; et SB : San Bartolomé (équivalent La Higuerilla). 143

Tableau 5-1 : Exemple de relations empiriques développées pour estimer les géométries hydrauliques. w_{bkf} : largeur de crue de pleins bords ; d_{bkf} : profondeur moyenne de crue de pleins bords ; Q_{bkf} : décharge de crue de pleins bords. M : méandriforme ; D : droit et S : sinuosité. 156

Tableau 5-2 : Relations développées à l'échelle du bassin versant. A_d : aire de drainage ; L : longueur du chenal principal du bassin versant. M : méandriforme et T : tresse. 159

Tableau 5-3 : Description des symboles utilisés dans la classification de Köppen-Geiger (deux premières lettres de la classification). [Les climats polaires et arides ne présentant de restrictions que sur un seul paramètre doivent être décrits en premier] L'indice de seuil d'aridité, Pth est calculé à partir des températures moyennes annuelles : si les 2/3 des précipitations annuelles sont enregistrés pendant l'hiver alors $P_{th}=2T_{ann}$; si les 2/3 des précipitations annuelles sont enregistrés pendant l'été alors $P_{th}=2T_{ann}+28$; et sinon $P_{th}=2T_{ann}+14$. Les précipitations P, sont mensuelles. 161

Tableau 5-4 : Symboles utilisés dans la classification de Köppen-Geiger pour définir les caractéristiques thermométriques d'un domaine climatique. Les lettres h et k sont utilisées pour décrire les climats arides (B), les lettres a et d définissent des climats tempérés chauds et neigeux (D et E). 161

Tableau 5-5 : Synthèse des différences observées entre systèmes subtropicaux semi-humides (STSH) et à saisons sèches (STSS). Nous rappelons les valeurs de profondeur de crue de pleins bords (d_{bkf}), de largeur de crue de pleins bords (w_{bkf}) et de longueur de chenal (L) pour lesquelles les variables observées montrent des écarts significatifs de plus de 15%. 189

Tableau 5-6 : Équations de restitution paléohydrologique. 193

Tableau 6-1 : Estimations des profondeurs de crue de pleins bords de la série des Grès Verts : à l'apex du méandre et en portion droite, selon nos deux scénarios. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, pas de compaction ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set, et un coefficient de décompaction de 10% est appliqué. 196

Tableau 6-2 : Estimations des profondeurs de crue de pleins bords de la Molasse Rouge d'Esclangon : à l'apex du méandre et en portion droite, selon nos deux scenarioi. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, compaction de 20% ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set et un coefficient de décompaction de 20% est appliqué. 201

Tableau 6-3 : Estimations des profondeurs de crue de pleins bords de la Molasse Rouge d'Esparron : à l'apex du méandre et en portion droite, selon nos deux scénarios. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, compaction de 20% ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set et un coefficient de décompaction de 20% est appliqué. 203

Tableau 6-4 : Estimation des profondeurs de crue de pleins bords de la série du Fan de Tórtola à Canales : à l'apex du méandre et en portion droite, selon les deux scénarios présentés Figure 5.19. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, pas de compaction ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set, coefficient de décompaction de 10% appliqué. 206

Tableau 6-5 : Estimation des profondeurs de crue de pleins bords de la série du Fan de Tórtola entre La Higuerilla (LH-) et San Bartolomé (SB-) : à l'apex du méandre et en portion droite, selon les deux scénarios présentés Figure 5.19. (a) la hauteur d'eau correspond à la hauteur du set, pas de compaction ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set, coefficient de décompaction de 10% appliqué. 209

Tableau 6-6 : Estimation des profondeurs de crue de pleins bords de la série du Fan de Tórtola à Peñas de San Juan : à l'apex du méandre et en portion droite, selon nos deux scenarii. (a) la hauteur d'eau est égale à la hauteur du set, pas de compaction ; (b) la hauteur d'eau est 10% plus grande que la hauteur du set, compaction de 10%..... 212

Tableau 6-7 : Paléosources des systèmes oligo-miocènes étudiés, déterminées selon la minéralogie et confrontées aux longueurs de chenaux estimées par restitution paléohydrologique (cf. Figure 6-8 pour localisation). 215

Tableau 6-8 : Bassin hydrographique actuel de la Durance et de ses principaux affluents (cf. Figure 6-9 pour localisation des rivières, stations et source ; données extraites de www.hydro.eau.france.fr). 218

Tableau 6-9 : Vitesses d'écoulements calculées à partir des restitutions paléohydrologiques et des structures sédimentaires observées sur le terrain. Les cases orange correspondent aux fourchettes de valeurs au sein desquelles s'insèrent les vitesses calculées à partir de l'équation (5.20b). 222

Tableau 6-10 : Paramètres climatiques calculés dans des travaux utilisant des rivières de climats différents 225

Tableau 6-11 : Coefficient et exposant climatiques α et β correspondant aux conditions initiales des systèmes étudiés. 228

Tableau 6-12 : Coefficients et exposants climatiques α et β correspondant aux conditions initiales des localités du Fan de Tortola étudiées..... 231

Tableau 6-13 : Caractéristiques des paléosols utilisés pour l'analyse paléoclimatique..... 234

Tableau 6-14 : Climofonctions géochimiques des sols actuels définies par Sheldon et *al.* (2002). L'indice d'altération CIA est défini par Nesbitt et Young (1982). 235

ANNEXES

ANNEXE I

Liste des abréviations

Nomenclature des abréviations utilisées dans le texte

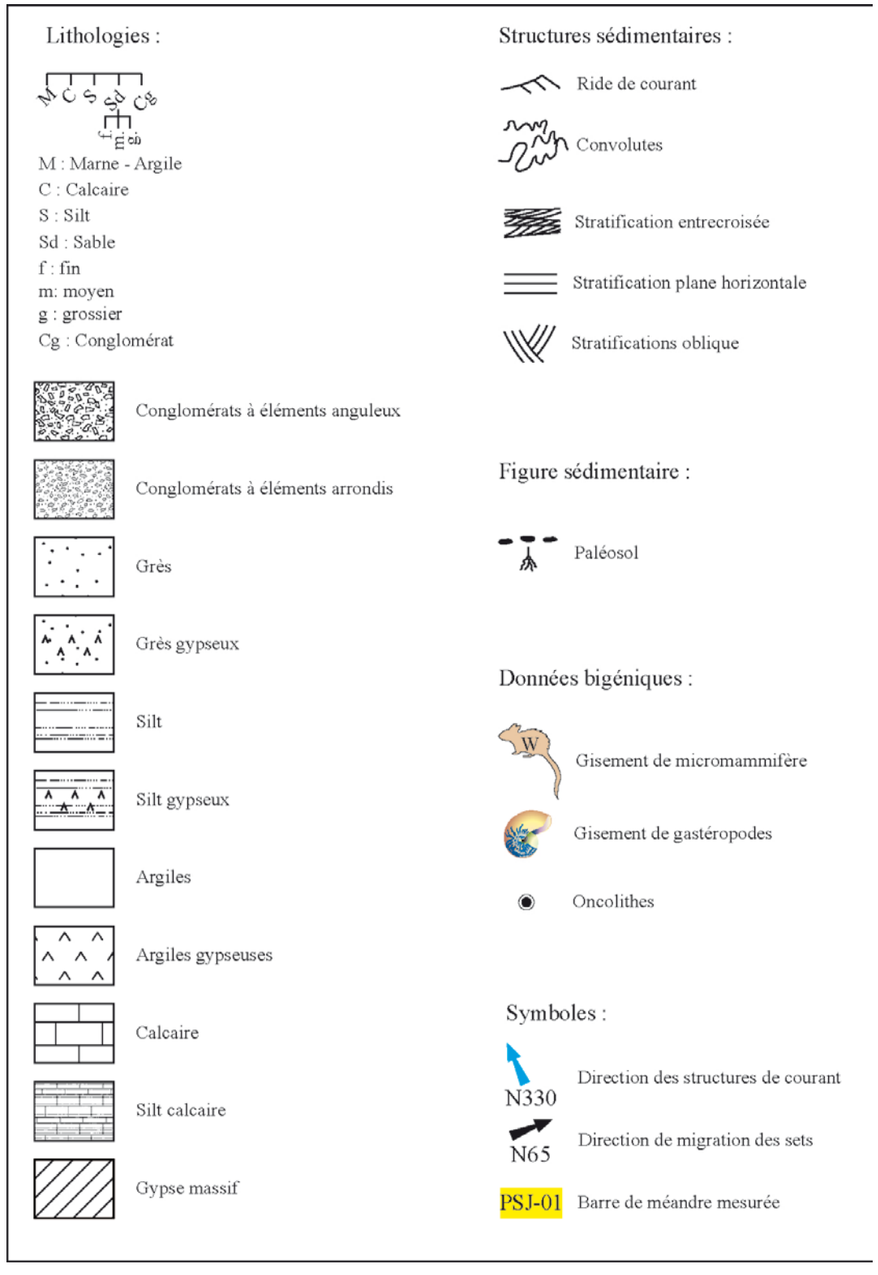
Φ	diamètre moyen des grains	mm
BO	localité de Bourillon (Barrême)	
CAN-	échantillon récolté à Canales (Huete)	
CIA	indice d'altération chimique d'un sol	
CIA-K	indice d'altération chimique d'un sol sans le potassium	
CPB	crue de pleins bords	
ESC	localité d'Esclangon	
ESP	localité d'Esparron	
Fr	nombre de Froude	
HIG-	échantillon récolté à La Higuerilla (Huete)	
LC	localité de Canales (Huete)	
LH	localité de La Higuerilla (Huete)	
LI	localité de Bois de Lieye (Barrême)	
P	plaine	
PC	plaine côtière	
PMA	précipitations moyennes annuelles	mm/an
PSJ-	échantillon récolté à Peñas de San Juan (Huete)	
PSJ	localité de Peñas de San Juan (Huete)	
PT	piémont	
RGA	localité du Ravin de Gaubert (Esparron)	
RR	localité du Ravin du Rousset (Esclangon)	
SB	localité de San Bartolomé (Huete)	
SM	localité de Serre de Mortisses (Barrême)	
STSH	climat subtropical semi-humide	
STSS	climat subtropical à saisons sèches	
TMA	températures moyennes annuelles	°C
₸	gisement fossilifère	

Nomenclature des relations mathématiques

A	aire de section du chenal	m^2
A_{bkf}	aire de la section du chenal	m^2
A_d	aire de drainage	km^2
d	profondeur d'eau	m
d_{bkf}	profondeur moyenne de crue de pleins bords	m^2
$d_{bkf,\ apex}$	profondeur de crue de pleins bords à l'apex du méandre	m^2
g	accélération de la gravité	m/s^2
F	rapport largeur / profondeur de crue de pleins bords d'un chenal	
$H_{set,\ actif}$	hauteur d'un set d'accrétion latérale actif	m
$H_{set,\ fossile}$	hauteur d'un set d'accrétion latérale fossile	m
K	coefficient de résistance à l'écoulement de Strickler	
L	longueur du chenal	km
l_s	largeur d'un set d'accrétion latérale	m
M	pourcentage d'argile-silt au périmètre d'un chenal	
n	coefficient de rugosité	
p	porosité	
P	précipitation moyenne annuelle	mm/an
p_0	porosité initiale	
Q_{bkf}	décharge de crue de pleins bords	m^3/s
Q_m	décharge moyenne annuelle	m^3/s
Rh_{bkf}	rayon hydraulique de crue de pleins bords	
s	pente	m/m
S_b	pourcentage d'argile-silt sur les berges d'un chenal	
S_c	pourcentage d'argile-silt dans le lit du chenal	
s_{eau}	pente à la surface de l'eau du chenal	
T	température moyenne annuelle	°C
V	vitesse de l'écoulement	m/s
V_{bkf}	vitesse d'écoulement de pleins bords	m/s
w	largeur du chenal	m
w_{bkf}	largeur de crue de pleins bords	m^2
$w_{bkf,\ apex}$	largeur de crue de pleins bords maximale à l'apex du méandre	m^2
z	profondeur d'enfouissement	m
Ω	puissance hydraulique totale	W/m
α	coefficient climatique de bassin	
β	exposant climatique de Leopold et *al.* (1964)	
ρ	densité de l'eau	kg/m^3
ω	puissance hydraulique spécifique	W/m^2
γ	poids spécifique ou densité de l'eau	N/m^3

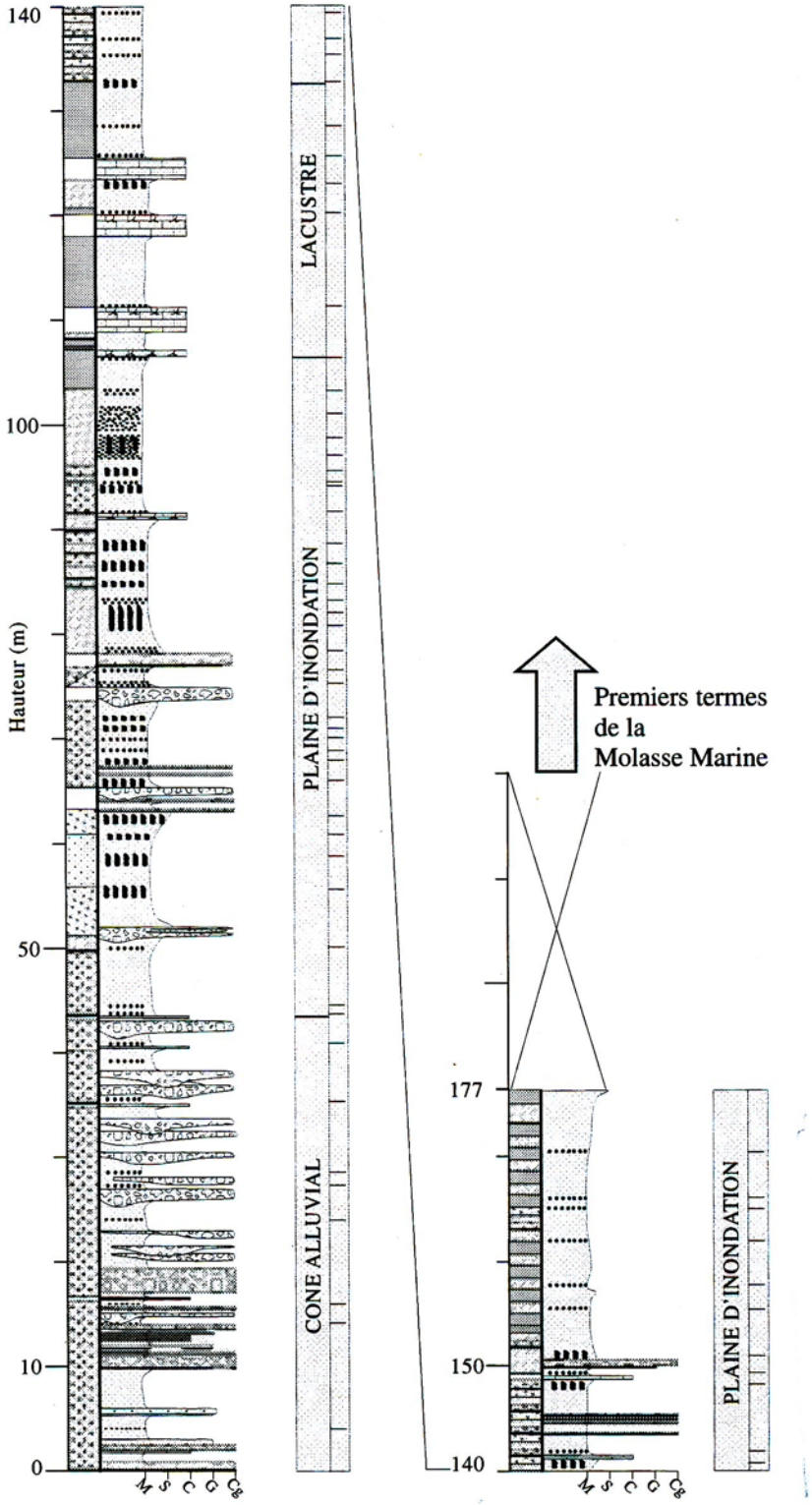
ANNEXE II

Légende des figurés géologiques des logs stratigraphiques



ANNEXE III

Coupe du Ravin de Maurel (Bialkowski, 2006)



ANNEXE IV a)

Base de données des géométries hydrauliques et aires de drainage des rivières de domaine Subtropical Semi-humide.

Ref.	N°Station	Rivière	Localité	Etat	Physio-graphie	Profondeur moy. CPB d_{bkf} (m)	Largeur CPB w_{bkf} (m)	Décharge CPB Q_{bkf} (m^3/s)	Aire de drainage A_d (km^2)
	Rivières Américaines :								
1	02315200	Deep Creek	Suwannee Valley	FL	PC	1,68	10,09	11,27	229,47
1	02326000	Econfina River	Perry	FL	PC	2,23	11,70	10,62	512,82
1	02324400	Fenholloway River	Foley	FL	PC	1,46	6,10	7,02	155,40
1	02321000	New River	Near lake Butler	FL	PC	1,37	14,17	8,81	494,69
1	n/a	Rocky Creek		FL	PC	1,16	5,97	3,79	68,89
1	n/a	Rocky Creek Tributary		FL	PC	0,43	2,53	0,46	6,73
1	02327700	Barnetts Creek	Pendergast Rd, Near Thomasville	GA	PC	0,61	4,51	1,27	38,85
1	02317760	Little River	Ashburn	GA	PC	0,37	7,10	0,65	22,02
1	02317770	Newell Branch	Ashburn	GA	PC	0,27	6,64	0,48	16,84
1	02317765	Newell Branch	Worth	GA	PC	0,18	3,75	0,20	2,33
1	02328000	Tired Creek	Cairo	GA	PC	1,07	10,91	7,36	155,40
1	02317870	Warrior Creek Tributary	Sumner	GA	PC	0,30	3,26	0,59	4,14
1	02367006	Alaqua Creek	Portland	FL	PC	2,44	15,18	16,77	216,78
1	02368300	Baggett Creek	Milligan	FL	PC	0,91	6,43	5,40	19,94
1	02359550	Bear Creek	Youngstown	FL	PC	1,62	14,54	12,43	174,05
1	02370500	Big Coldwater Creek	Milton	FL	PC	1,46	35,54	37,67	613,83
1	02376300	Brushy Creek	Walnut Hill	FL	PC	1,43	11,70	9,97	126,91
1	02326598	Caney Creek	Monticello	FL	PC	0,70	4,18	0,86	6,73
1	02367310	Juniper Creek	State Hwy 85, nr Niceville	FL	PC	0,94	11,03	7,19	71,48
1	02329600	Little River	Midway	FL	PC	2,29	29,08	35,68	789,95
1	02370015	Muddy Creek	Beaver Creek	FL	PC	0,49	4,51	1,16	3,89
1	n/a	Seven Mile Creek		FL	PC	0,55	6,04	2,05	6,73
1	02369000	Shoal River	Crestview	FL	PC	2,01	40,63	75,05	1227,66
1	02368500	Shoal River	Mossy Head	FL	PC	1,92	18,04	37,10	318,57
1	02378500	Fish River	Silver Hill	AL	PC	1,49	14,54	7,31	143,23

Ref.	N°Station	Rivière	Localité	Etat	Physio-graphie	Profondeur moy. CPB d_{bkf} (m)	Largeur CPB w_{bkf} (m)	Décharge CPB Q_{bkf} (m^3/s)	Aire de drainage A_d (km^2)
1	02362240	Little Double Bridges Creek	Enterprise	AL	PC	1,04	10,42	6,15	55,43
2	02053500	Ahoskie Creek	Ahoskie	N.C.	PC	1,22	14,30	4,70	163,95
2	0208925200	Bear Creek	Mays Store	N.C.	PC	1,40	14,45	6,83	149,44
2	02105900	Hood Creek	Leland	N.C.	PC	0,91	13,32	2,76	55,94
2	02093000	New River	Gum Branch	N.C.	PC	2,01	18,29	13,30	243,46
2	02092000	Swift Creek	Vanceboro	N.C.	PC	1,86	27,22	20,90	471,38
2	02092500	Trent River	Trenton	N.C.	PC	2,41	23,16	9,63	435,12
2	n/a	Batarora Branch		N.C.	PC	0,43	5,91	0,40	13,21
2	n/a	Beaverdam Branch		N.C.	PC	0,46	4,33	0,52	8,29
2	n/a	Black branch		N.C.	PC	0,43	3,26	0,37	3,11
2	n/a	Bullard Branch		N.C.	PC	0,30	3,11	0,19	3,37
2	n/a	Falling Creek		N.C.	PC	0,82	7,92	1,86	90,91
2	n/a	Flat Creek		N.C.	PC	0,61	5,30	1,25	15,28
2	n/a	Island Creek		N.C.	PC	0,55	6,28	0,57	13,73
2	n/a	Kellys Creek		N.C.	PC	0,46	7,35	0,78	20,20
2	n/a	Mill Run		N.C.	PC	0,61	6,92	2,01	33,41
2	n/a	Stonyton Creek		N.C.	PC	0,76	7,41	2,40	35,74
2	n/a	Unnamed Trib. Tyson Creek		N.C.	PC	0,30	2,44	0,25	1,55
2	n/a	Unnamed Trib. Tyson Creek		N.C.	PC	0,27	3,26	0,31	2,85
3	none	Powell Branch	Topton	AL	PC	0,46	2,90	0,88	3,40
3	yes	Hamilton Creek	Semmes	Al	PC	0,61	7,16	3,68	3,40
3	none	Fish River	Loxley	AL	PC	0,85	6,74	2,79	17,00
3	yes	Big Creek	Wilmer	Al	PC	0,98	9,42	7,73	31,50
3	yes	Majors Creek	Tensaw	AL	PC	1,74	11,19	11,72	44,40
3	none	Chickasaw Creek	Oak Grove	AL	PC	2,01	16,58	15,43	87,90
3	yes	Chickasaw Creek	Kushla	AL	PC	2,41	24,75	38,52	125,00
4	02083800	Conetoe Creek	Bethel	N.C.	PC	1,89	11,89	13,37	243,00
4	02091000	Nahunta Creek	Shine	N.C.	PC	2,04	21,18	21,13	468,60
4	02090380	Contentnea	Lucama	N.C.	PC	1,68	31,39	29,79	569,00
5	ref reach	Upper Mitchell River		N.C.	PT	0,64	8,90	10,08	6,50
5	02114450	Little Yadkin River	Dalton	N.C.	PT	1,86	23,62	63,32	42,80

Ref.	N°Station	Rivière	Localité	Etat	Physio-graphie	Profondeur moy. CPB d_{bkf} (m)	Largeur CPB w_{bkf} (m)	Décharge CPB Q_{bkf} (m^3/s)	Aire de drainage A_d (km^2)
5	02112360	Mitchell River	State Road	N.C.	PT	1,49	23,47	75,93	78,80
5	02113000	Fisher River	Copeland	N.C.	PT	1,74	30,78	104,42	128,00
6	03567500	South Chickamauga creek	Chikamauga	TX/GA	PT	3,08	32,90	69,40	644,00
7		Chattahootchee River	Leaf	GA	PT	2,25	44,80	170,00	
7		Deep River	Ramseur	N.C.	PC	3,08	66,60	283,00	
7		Etowah River	Dawsonville	GA	PT	2,95	19,40	67,00	
7		Haw River	Benaja	N.C.	PC	1,61	23,30	45,00	
7		Middle Oconee River	Athens	GA	PT	3,72	38,10	139,00	
7		Murder Creek	Monticello	GA	PC	1,38	13,70	23,00	
7		South Beaverdam Creek	Dewy Rose	GA	PT	1,23	20,70	27,00	
7		Tobesofskee Creek	Macon	GA	PC	2,74	25,00	76,00	
	Rivières Australiennes								
8		Robins Creek	Near Dapto	NSW	PC	0,46	5,00	3,60	
8		Robins Creek	Near Dapto	NSW	PC	0,70	10,30	9,20	
8		Robins Creek	Near Dapto	NSW	PC	1,42	20,00	8,30	
8		Robins Creek	Near Dapto	NSW	PC	1,24	16,60	9,70	
8		Mullet Creek	Near Dapto	NSW	PC	1,28	17,90	23,70	
8		Mullet Creek	Near Dapto	NSW	PC	1,24	22,00	17,70	
8		Mullet Creek	Near Dapto	NSW	PC	1,30	30,00	28,40	
8		Mullet Creek	Near Dapto	NSW	PC	1,06	17,40	9,60	
8		Mullet Creek	Near Dapto	NSW	PC	0,93	17,80	7,70	
8		Marshall Mount Creek	Albion Park	NSW	PC	2,28	19,00	91,10	
8		Marshall Mount Creek	Albion Park	NSW	PC	1,88	12,00	27,00	
8		Marshall Mount Creek	Albion Park	NSW	PC	1,77	11,00	19,10	
9		Butchers Creek	Lake Buragorang	NSW		0,79	8,00	11,20	
9		Esk		NSW		1,26	22,90	61,00	
9		Esk		NSW		1,34	22,70	61,00	
9		Barwon		NSW		5,00	40,00	210,00	

1 : Metcalf et *al.* , 2009 ; 2 : Sweet et Geratz, 2003 ; 3 : Metcalf, 2005 ; 4 : Doll et al., 2003 ;5 : Harman et al., 1999 ; 6 : Williams, 1978 ; 7 : Dury, 1976 ; 8 : Huang et Nanson, 1997 ; 9: Van Den Berg, 1995

Annexe IV b)

Base de données des géométries hydrauliques et aires de drainage des rivières de domaine Subtropical à Saisons Sèches.

Ref.	Rivière	Localité	Etat	Physio-graphie	Profondeur moy. CPB d_{bkf} (m)	Largeur CPB w_{bkf} (m)	Décharge CPB Q_{bkf} (m^3/s)	Aire de drainage A_d (km^2)
1	Merced River	Yosemite	CA	n/d	1,29	31,6	67	
2	Brazos River	State Hwy, 21 near Bryan	TX	n/d	2,13	48,8	21,46	101137
3	Stream 2	Cedar Creek Basin	TX	P	1,5	7,9		90
3	Stream 3	Cedar Creek Basin	TX	P	1,5	5,8		40
3	Stream 4	Cedar Creek Basin	TX	P	0,9	5,5		5
3	Stream 5	Cedar Creek Basin	TX	P	1,5	7,3		32
3	Stream 6	Cedar Creek Basin	TX	P	0,5	1,8		11
3	Stream 7	Cedar Creek Basin	TX	P	2,3	13,7		239
3	Stream 8	Cedar Creek Basin	TX	P	0,9	7,6		41
4	Big Sandy Creek	Hwy, 1276 near Camp Ruby	TX	PC	3,65	21,9		280
4	Big Sandy Creek	Hwy, 1276 near Dallardsville	TX	PC	3,3	38,7		389
4	Little Pine Isalnd Bayou	Hwy, 326 near Sour Lake	TX	PC	2,19	17,8		239
4	Little Pine Isalnd Bayou	Hwy, 69 near Beaumont	TX	PC	7,46	58,7		1620
4	Neches River	below Steinhagen Lake	TX	PC	10,9	103		19900
4	Neches River	below Steinhagen Lake in Jack Gore unit	TX	PC	5,97	91,8		20400
4	Neches River	Beaumont	TX	PC	7,23	88,6		23600
4	Turkey Creek	Hwy, 1943 near Warren	TX	PC	3,64	29,5		367
4	Turkey Creek	Hester Ridge Road near Warren	TX	PC	4,26	21,8		391
4	Village Creek	Mustang Trail near Village Mills	TX	PC	3,56	23,9		700
4	Village Creek	McKinney Bridge Road near Village Mills	TX	PC	4,33	30,4		593
4	Village Creek	Hwy, 418 near Kountz	TX	PC	5,62	36,3		838

Ref.	Rivière	Localité	Etat	Physio-graphie	Profondeur moy. CPB d_{bkf} (m)	Largeur CPB w_{bkf} (m)	Décharge CPB Q_{bkf} (m^3/s)	Aire de drainage A_d (km^2)
4	Village Creek	Conflu. Neches R.	TX	PC	4,12	78,2		1120
5	Branch Creek	FM 1375 bridge	TX	PC	2,4	19,1		
5	Brazos River	Brazoria County at State 332	TX	PC	13	151		
5	Brazos River	Hempstead	TX	PC	14	156		88873
5	Caney Creek	FM 457 near Bay City	TX	PC	7,3	65,3		
5	Caney Creek	New Caney	TX	PC	4,2	36,4		461
5	Caney Creek	Willis	TX	PC	4,6	24,5		
5	Colorado River	US 59 near Wharton	TX	PC	8,4	119		108788
5	Colorado River	State 71 near Columbus	TX	PC	6,2	167		107234
5	Cummins Creek	FM 109 near Columbus	TX	PC	5,1	54,6		
5	Cypress Creek	Cypresswood	TX	PC	6,2	39,3		357
5	Cypress Creek	Grant Road	TX	PC	3	25,1		554
5	Cypress Creek	Kuykendahl Road bridge	TX	PC	5,1	35,3		
5	East Fork San Jacinto River	Cleveland	TX	PC	3,3	30,4		842
5	East Fork San Jacinto River	FM 945	TX	PC	2,3	18,2		
5	East Fork San Jacinto River	New Caney	TX	PC	4,2	34,2		1005
5	East Fork San Jacinto River	FM 2025	TX	PC	3	26,4		
5	East Fork San Jacinto River	FM 1374 Sam Houston National Forest	TX	PC	2,8	17,4		
5	Lake Creek	FM 149	TX	PC	5,2	28,9		
5	Lake Creek	Egypt	TX	PC	3,3	24,6		
5	Luce Bayou	Lake Houston near Huffman	TX	PC	4,1	30,9		565
5	Navasota River	State 105 near Navasota	TX	PC	15	110		
5	Navosta River	State 21 near College Station	TX	PC	4,9	19		4685
5	San Bernard River	Attawater National Wildlife refuge	TX	PC	1,5	18,8		
5	San Bernard River	West Columbia	TX	PC	6,5	58,1		1984
5	Spring Creek	Riley Fuzzel	TX	PC	4,8	40		
5	Spring Creek	Spring	TX	PC	5,1	39,3		1059
5	Spring Creek	Tomball	TX	PC	2,ç	20,6		482
5	Spring Creek	Robert Cemetery Road	TX	PC	2,3	18,2		
5	West Fork San Jacinto River	Lake Houston near Porter	TX	PC	4	101		2492
5	Walnut Creek	Magnolia	TX	PC	2,3	15,7		

Ref.	Rivière	Localité	Etat	Physio-graphie	Profondeur moy. CPB d_{bkf} (m)	Largeur CPB w_{bkf} (m)	Décharge CPB Q_{bkf} (m^3/s)	Aire de drainage A_d (km^2)
5	West Fork San Jacinto River	Lake Conroe	TX	PC	4,8	36,4		1168
	Rivières Australiennes :							
6	Butchers				0,79	8	11,2	
6	Esk				1,26	22,9	61	
6	Esk				1,34	27,7	61	
7	Murrumbidgee River	Wantabadgery	Vic.	PT	5,18	73,46	368,16	
7	Murrumbidgee River	Wagga Wagga	Vic.	PT	8,23	83,21	708	26400
7	Murrumbidgee River	Currawarna	Vic.	PT	6,40	76,81	396,48	
7	Murrumbidgee River	Narrandera	Vic.	PT	7,62	74,98	566,4	34200
7	Murrumbidgee River	Darlington Point	Vic.	P	7,01	67,06	311,52	38850
7	Murrumbidgee River	Yarrada Lagoon	Vic.	P	6,10	70,10	283,2	
7	Murrumbidgee River	Bringagee	Vic.	P	5,79	59,44	254,88	
7	Murrumbidgee River	Carrathool	Vic.	P	9,45	64,92	453,12	49200
7	Murrumbidgee River	Hay	Vic.	P	8,84	74,68	566,4	56800
7	Murrumbidgee River	Maude	Vic.	P	7,32	50,29	254,88	57700
8	Tarcutta Creek	Kallindalein	NSW	P	2,03	25	51	405
8	Tarcutta Creek	Wynyard	NSW	P	1,96	26	51	1436
8	Tarcutta Creek	Reekmans	NSW	P	2,6	19	75	526
9	Murrumbidgee River	Gundagai	Vic.	PT	6,95		725	21100
9	Murrumbidgee River	Wagga Wagga	Vic.	PT	6,88		602	
9	Murrumbidgee River	Narrandera	Vic.	PT	6,64		442	34200
9	Murrumbidgee River	Darlington Point	Vic.	P	5,41		306	38850
9	Murrumbidgee River	Hay	Vic.	P	7,93		312	56800
9	Murrumbidgee River	Balranald	Vic.	P	5,92		142	166000
10	Deua River		NSW	PC		12,3	11,2	13,64
10	Running Creek		NSW	PC		4,5	6,7	11,21
10	Tantawangalo Creek		NSW	PC		21,8	15,5	98,28
10	White Rock River		NSW	PC		6,9	1	11,9
10	White Rock River		NSW	PC		3,3	0,9	11,89

1 : Dury 1976 ; 2 : Morlock, 1996 ; 3 : Capello, 2008 ; 4 : Moring, 2003 ; 5 : Moring et al., 1998 ; 6 : Van den Berg, 1995 ; 7 : Schumm, 1968 ; 8 : Page et Garden, 1998 ; 9 : Page et al., 2005 ; 10 : Thompson et Croke, 2008

Annexe V a)

Base de données des longueurs de chenaux et aires de drainage des rivières de domaine Subtropical Semi-humide.

Ref.	Rivière	Localité	Etat U.S.A.	Longueur du chenal L (km)	Aire de drainage A_d (km^2)
10	Wilshire Canal tributary	Savannah	GA	0,82	0,47
10	Noisette Creek	North Charleston	S.C.	1,00	0,54
10	Crane Creek	Columbia	S.C.	1,11	0,73
10	Butler Creek	Augusta	GA	1,71	0,78
10	Saluda River	Columbia	S.C.	1,72	1,17
10	Chinquapin Creek	Spartanburg	S.C.	1,85	1,35
10	Hess Branch	Orangeburg	S.C.	1,88	1,17
10	Richland Creek	Greenville	S.C.	2,04	2,02
10	Whitner Creek	Anderson	S.C.	2,09	1,99
10	Midway Swash	Myrtle Beach	S.C.	2,25	2,07
10	Sunnyside Canal	Orangeburg	S.C.	2,32	2,77
10	Sample Branch	Greenwood	S.C.	2,62	3,00
10	Raes Creek	Augusta	GA	2,69	1,71
10	Fairforest	Spartanburg	S.C.	2,82	1,35
10	Wilshire Canal	Savannah	GA	2,86	2,46
10	Turkey Creek	Sumter	S.C.	2,88	5,70
10	Manchester Creek	Rock Hill	S.C.	2,91	3,34
10	Raes Creek	Augusta	GA	2,99	4,33
10	Rocky Branch	Columbia	S.C.	3,06	6,24
10	Gully Branch	Florence	S.C.	3,17	4,97
10	Cosawhatchie	Allendale	S.C.	3,25	5,34
10	Harmon Canal	Savannah	GA	3,25	3,29
10	Rocky Creek	Augusta	GA	3,33	4,04
10	Pen Branch	Columbia	S.C.	3,70	5,85
10	Dye Creek	Anderson	S.C.	4,46	7,38
10	Little Dutchman	Rock Hill	S.C.	4,67	9,07
10	Brushy Creek	Greenville	S.C.	4,84	7,82
10	Middle Pen Branch	Orangeburg	S.C.	5,31	6,22
10	Smith Branch	Columbia	S.C.	5,42	14,22
10	Brushy Creek	Greenville	S.C.	9,01	23,44
11	Little Sixmile Creek	*Unkown*	LA	6,00	13,50
11	Little Sixmile Creek	*Unkown*	LA	7,10	20,70
11	Drakes Creek	*Unkown*	LA	11,00	37,90
11	Bundick Creek	*Unkown*	LA	12,20	46,40
11	East Fork of Sixmile Creek	*Unkown*	LA	12,60	51,40
11	West Fork of Sixmile Creek	*Unkown*	LA	15,10	48,80
11	East Fork of Sixmile Creek	*Unkown*	LA	15,80	59,20
11	Drakes Creek	*Unkown*	LA	16,00	55,50
11	East Fork of Sixmile Creek	*Unkown*	LA	16,90	60,30
11	Birds Creek	*Unkown*	LA	18,40	56,50
11	Drakes Creek	*Unkown*	LA	19,70	84,70

Ref.	Rivière	Localité	Etat U.S.A.	Longueur du chenal L (km)	Aire de drainage A_d (km^2)
11	West Fork of Sixmile Creek	*Unkown*	LA	19,90	62,80
11	Birds Creek	*Unkown*	LA	20,00	61,50
11	Bundick Creek	*Unkown*	LA	20,10	77,30
11	Wiskey Chitto Creek	*Unkown*	LA	20,60	74,20
11	West Fork of Sixmile Creek	*Unkown*	LA	23,50	68,40
11	Drakes Creek	*Unkown*	LA	24,90	127,90
11	Wiskey Chitto Creek	*Unkown*	LA	25,60	145,30
11	Wiskey Chitto Creek	*Unkown*	LA	26,30	150,80
11	Wiskey Chitto Creek	*Unkown*	LA	28,40	157,70
12	Little Ocmulgee River	Towns	GA	116,51	852,11
12	St Marks River	Newport	FL	100,16	1385,65
12	Ochlokonee River	Havana	FL	177,51	2952,60
12	Ochlokonee River	Bloxham	FL	225,46	4403,00
12	Choctawatchee River	Caryville	FL	251,86	9062,41
12	Choctawatchee River	Bruce	FL	321,70	11354,56
12	Conecuh River	Brantley	AL	97,85	1274,28
12	ES.C.ambia River	Century	AL	299,49	9886,03
12	Tallapoosa River	Tallassee	AL	339,56	8598,80
12	Bull Mountain Creek	Smithville	MS	112,49	870,24
12	Tombigee River	Bigbee	MS	127,13	2916,34
12	Tombigee River	Amory	MS	133,57	4983,16
12	Buttahatchee River	Aberdeen	MS	134,54	2038,33
12	Buttahatchee River	Caledonia	MS	149,83	2131,57
12	Noxubee River	Brooksville	MS	105,41	1139,60
12	Noxubee River	Macon	AL	145,80	2103,08
12	Noxubee River	Geiger	MS	136,79	2952,60
12	Leaf River	Collins	MS	110,56	1947,68
12	Leaf River	Hattiesburg	MS	179,28	4558,40
12	Tallahala Creek	Runnelstown	MS	164,15	1585,08
12	Bogue Homo	Richton	MS	111,69	890,96
12	Leaf River	McLain	MS	271,33	9090,90
12	Chickasawhay River	Waynesboro	MS	192,79	4299,40
12	Buckatunna Creek	Denham	MS	133,25	1269,10
12	Buckatunna Creek	Denham	MS	141,30	1302,77
12	Chickasawhay River	Leakesville	MS	295,95	6941,20
12	PaS.C.agoula River	Merrill	MS	295,31	17094,00
12	Black Creek	Wiggins	MS	166,24	1890,70
12	Red Creek	Vestry	MS	122,47	1077,44
12	Wolf Creek	Landon	MS	97,20	797,72
12	Pearl River	Carthage	MS	122,79	2338,77
12	Pearl River	Edinburg	MS	156,91	3483,55
12	Pearl River	Lena	MS	176,54	5120,43
12	Pearl River	Rockport	MS	389,61	11761,19
12	Pearl River	Monticello	MS	439,34	12890,43
12	Pearl River	Columbia	MS	524,63	14775,95

10: Bohman, 1992 ; 11: Tollett et Fendick, 1998 ; 12: Harkins et Green, 1981

Annexe V b)

Base de données des longueurs de chenaux et aires de drainage des rivières de domaine Subtropical à Saisons Sèches.

Ref.	N° Station	Rivière	Localité	Etat U.S.A.	Longueur du chenal, L (km)	Aire de drainage, A_d (km^2)
11	07311783	South Wiichita River	Flow Dam, Guthrie	TX	577,6	78,6
11	07311790	South Fork Wichita River	Ross Ranch, Benjamin	TX	1292,4	121,7
11	07311800	South Fork Wichita River	Benjamin	TX	1512,6	166,1
11	07311900	Wichita River	Seymour	TX	4853,7	249,7
11	08067750	Landrum Creek	Montgomery	TX	0,3	0,6
11	08068500	Spring Creek	Spring	TX	1059,3	82,4
11	08068520	Spring Creek	Spring	TX	1085,2	88,1
11	08068780	Little Cypress Creek	Cypress	TX	106,2	20,8
11	08068800	Cypress Creek	Grant road, Cypress	TX	554,3	67,4
11	08069500	West Fork San Jacinto River	Humble	TX	4509,2	133,1
11	08070500	Caney Creek	Splendora	TX	272,0	48,7
11	08072300	Buffalo Bayou	Katy	TX	163,9	18,7
11	08072700	South Mayde	Addicks	TX	83,7	20,2
11	08073800	Bering Ditch	Houston	TX	7,2	3,6
11	08074020	Whiteoak Bayou	Houston	TX	89,4	20,0
11	08074900	Willow Waterhole Bayou	Houston	TX	29,0	1,5
11	08075300	Sims Bayou	Houston	TX	9,9	1,3
11	08075600	Berry Bayou	Houston	TX	4,1	1,8
11	08075700	Berry Creek	Houston	TX	12,6	4,2
11	08075750	Hunting Bayou	Houston	TX	3,1	0,6
11	08076180	Garners Bayou	Humble	TX	80,3	15,9
11	08077550	Cowart Creek	Friendswood	TX	46,6	6,5
11	08078000	Chocolate Bayou	Alvin	TX	227,1	27,9
11	08079500	N. Fork Double Mt Fork Brazos R.	Lubbock	TX	518,0	204,7
11	08079570	Barnum Springs Draw	Post	TX	12,9	7,9
11	08079575	N. Fork Double Mt Fork Brazos R.	Post	TX	1134,4	291,6
11	08079580	Rattlesnake Creek	Post	TX	7,2	1,1
11	08079600	Double Mt Fork Brazos R.	Justiceburg	TX	632,0	59,5
11	08080500	Double Mt Fork Brazos R.	Aspermont	TX	4827,8	525,1
11	08080510	Guest Flowers Draw	Aspermont	TX	7,8	3,6
11	08080540	McDonald Creek	Aspermont	TX	205,1	30,0
11	08080700	Running Water Draw	Planview	TX	989,4	216,0
11	08080750	Callahan Draw	Lockney	TX	21,7	29,6
11	08080918	Red Mud Creek	Spur	TX	168,6	34,5
11	08081200	Croton Creek	Jayton	TX	751,1	100,7
11	08081500	Salt Croton Creek	Aspermont	TX	166,5	23,8
11	08082000	Salt Fork Brazos River	Aspermont	TX	6464,6	554,1
11	08082100	Stinking Creek	Aspermont	TX	230,0	40,0
11	08082180	North croton Creek	Knox City	TX	650,1	91,3

Ref.	N° Station	Rivière	Localité	Etat U.S.A.	Aire de drainage, A_d (km^2)	Longueur de chenal, L (km)
11	08082500	Brazos River	Seymour	TX	15467,5	722,4
11	08082700	Millers Creek	Munday	TX	269,4	47,5
11	08082900	North Elm Creek	Throckmorton	TX	9,3	4,6
11	08083100	Clear Fork Brazos River	Roby	TX	590,5	62,5
11	08083240	Clear Fork Brazos River	Hawley	TX	3667,4	172,7
11	08083245	Mulberry Creek	Hawley	TX	531,0	80,0
11	08083400	Little Elm Creek	Abilene	TX	101,3	21,9
11	08083420	Cat Claw Creek	Abilene	TX	33,7	17,7
11	08083470	Cedar Creek	Abilene	TX	308,2	39,5
11	08084000	Clear Fork Brazos River	Nugent	TX	5695,4	205,5
11	08084800	California Creek	Stamford	TX	1238,0	104,4
11	08085300	Humphries Draw	Haskell	TX	9,1	5,0
11	08085500	Clear Fork Brazos River	Fort Griffin	TX	10328,9	357,7
11	08086100	Hubbard Creek	Albany	TX	1175,9	81,8
11	08086212	Hubbard Creek	Albany	TX	1587,7	90,7
11	08086500	Hubbard Creek	Breckenridge	TX	2820,5	116,0
11	08087300	Clear Fork Brazos River	Eliasville	TX	14755,2	458,0
11	08088000	Brazos River	South Bend	TX	33947,1	872,2
11	08088450	Big Cedar Creek	Ivan	TX	251,2	41,9
11	08089000	Brazos River	Palo Pinto	TX	36894,6	1010,1
11	08089100	Elm Creek	Graford	TX	2,8	1,1
11	08090500	Palo Pinto Creek	Santo	TX	1484,1	85,4
11	08090850	Cidwell Branch	Granbury	TX	8,7	8,0
11	08091000	Brazos River	Glen Rose	TX	42092,7	1261,7
11	08091500	Paluxy River	Glen Rose	TX	1061,9	92,9
11	08092000	Nolan River	Blum	TX	730,4	52,8
11	08097500	Brazos River	Marlin	TX	53470,6	1497,3
11	08099300	Sabana River	De Leon	TX	683,8	89,2
11	08099500	Leon River	Hasse	TX	3266,0	148,9
11	08100100	Edison Creek	Hamilton	TX	7,5	4,4
11	08100500	Leon River	Gatesville	TX	6065,8	345,6
11	08102500	Leon River	Belton	TX	9173,8	476,5
11	08102900	School Branch	Lampasas	TX	2,3	1,4
11	08103800	Lampasas River	Kempner	TX	2118,6	105,1
11	08103900	South Fork Rocky Creek	Briggs	TX	86,2	18,4
11	08104000	Lampasas River	Youngsport	TX	3211,6	163,5
11	08105900	Avery Branch	Taylor	TX	9,1	4,4
11	08106500	Little River	Cameron	TX	18298,4	608,1
11	08109000	Brazos River	Bryan	TX	77567,9	1635,8
11	08109700	Middle Yegua Creek	Dime Box	TX	611,2	66,1
11	08109800	East Yegua Creek	Dime Box	TX	632,0	56,1
11	08110000	Yegua Creek	Somerville	TX	2613,3	99,5
11	08111100	Winkleman Creek	Brenham	TX	1,9	1,7
11	08111700	Mill Creek	Bellville	TX	973,8	71,8
11	08114000	Brazos River	Richmond	TX	91792,2	1943,7
11	08115000	Big Creek	Needville	TX	110,9	23,3
11	08115500	Fairchild Creek	Needville	TX	67,9	10,8
11	08116400	Dry creek	Rosenberg	TX	22,4	9,4

Ref.	N° Station	Rivière	Localité	Etat U.S.A.	Aire de drainage, A_d (km^2)	Longueur de chenal, L (km)
11	08117500	San Bernard River	Boling	TX	1882,9	134,3
11	08118500	Bull Creek	Ira	TX	68,1	23,8
11	08119000	Bluff Creek	Ira	TX	110,3	30,7
11	08120500	Deep Creek	Dunn	TX	486,9	72,7
11	08143700	Brown's Creek	Austin	TX	6,4	4,3
11	08154700	Bull Creek	Austin	TX	57,8	15,1
11	08155200	Barton Creek	Oak Hill	TX	232,3	44,1
11	08155300	Barton Creek	Austin	TX	300,4	70,1
11	08158840	Slaughter Creek	Austin	TX	21,3	6,8
11	08158900	Fox Branch	Oak Hill	TX	0,5	0,6
11	08159150	Wilbarger Creek	Pflugerville	TX	11,9	4,8
11	08159450	Reeds Creek	Bastrop	TX	13,5	7,2
11	08160000	Dry Creek	Smithville	TX	3,8	2,9
11	08160800	Redgate Creek	Columbus	TX	44,8	12,2
11	08162600	Tres Palacios River	Midfield	TX	375,6	49,2

11 : Raines, 1998

Annexe VI a)

Paramètres paléohydrologiques des Grès Verts du Bassin de Barrême (SE France)

Intervalle stratigraphique	Cote	Profondeur moy. CPB	Largeur CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Longueur du chenal	Vitesse
	(m)	d_{bkf} (m)	w_{bkf} (m)	Q_{bkf} (m^3/s)	A_d (km^2)	L (km)	V_{bkf} (m/s)
		(Base de données)	Annexe IV a)	Annexe IV a)	Annexe IV a)	Annexe V a)	
		(Equation)	(5.21c)	(5.23c)	(5.28)	(5.32)	(5.20b)
Estimation minimum							
IV	60	2,80	28,40	69,6	551	71	0,88
III	50	3,70	36,80	133,1	1029	105	0,98
II	40	2,70	27,45	63,9	508	68	0,86
I	20	3,50	34,95	116,9	909	97	0,96
II et IV		2,75	27,95	66,7	529	70	0,87
I et III		3,65	36,35	128,9	998	103	0,97
I à IV		3,05	30,75	84,9	668	80	0,91
Estimation maximum							
IV	60	3,45	34,50	113,1	880	95	0,95
III	50	4,60	45,05	220,8	1676	141	1,07
II	40	3,30	33,10	102,0	797	89	0,93
I	20	4,35	42,80	193,9	1479	131	1,04
II et IV		3,40	34,00	109,3	852	93	0,95
I et III		4,50	44,15	209,8	1596	137	1,06
I à IV		3,75	37,25	137,3	1061	107	0,98

Annexe VI b)

Paramètres paléohydrologiques de la Molasse Rouge du Bassin de Digne Valensole, Esclangon (SE France)

Site	Cote	Profondeur moy.CPB	Largeur CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Longueur du chenal	Vitesse
	(m)	d_{bkf} (m)	w_{bkf} (m)	Q_{bkf} (m^3/s)	A_d (km^2)	L (km)	V_{bkf} (m/s)
		(Base de données)	Annexe IV a)	Annexe IV a)	Annexe IV a)	Annexe V a)	
		(Equation)	(5.21c)	(5.23c)	(5.28)	(5.32)	(5.20b)
Estimation minimum							
RR-C03	388	6,60	63,05	511,3	3763	232	1,23
ESC-C013	378	4,60	45,05	220,8	1676	141	1,07
RR-CO2	362	5,40	52,30	320,6	2400	176	1,14
RR-CO1	325	5,40	52,30	320,6	2400	176	1,14
ESC-C09	290	5,80	55,90	378,6	2817	195	1,17
ESC-C08	268	4,65	45,50	226,4	1717	143	1,07
ESC-C07	259	5,00	48,70	268,1	2020	159	1,10
ESC-C06	250	5,10	49,60	280,7	2112	163	1,11
ESC-C03	184	5,55	53,65	341,7	2552	183	1,15
ESC-C02	173	4,35	42,80	193,9	1479	131	1,04
mean		5,25	50,09	291,18	2186,36	165,72	1,11
dev.std.		0,66	5,96	92,71	667,27	29,78	0,06
Estimation maximum							
RR-C03	388	7,30	69,25	646,4	4716	267	1,28
ESC-C013	378	5,12	49,75	283,1	2129	164	1,11
RR-CO2	362	6,01	57,80	411,6	3054	204	1,18
RR-CO1	325	6,01	57,80	411,6	3054	204	1,18
ESC-C09	290	6,42	61,45	479,2	3535	224	1,22
ESC-C08	268	5,16	50,15	288,4	2167	166	1,11
ESC-C07	259	5,57	53,80	344,0	2569	184	1,15
ESC-C06	250	5,69	54,90	361,7	2696	189	1,16
ESC-C03	184	6,18	59,25	438,0	3242	212	1,20
ESC-C02	173	4,79	46,80	243,0	1838	150	1,08
mean		5,82	56,10	390,71	2900,00	196,36	1,17
dev.std.		0,73	6,55	117,01	834,94	34,19	0,06

Annexe VI c)

Paramètres paléohydrologiques de la Molasse Rouge du Bassin de Digne Valensole, Esparron (SE France)

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Largeur CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Longueur du chenal	Vitesse
		d_{bkf}	w_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	L	V_{bkf}
	(m)	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)	(km)	(m/s)
		(Base de données)	Annexe IV a)	Annexe IV a)	Annexe IV a)	Annexe V a)	
		(Equation)	(5.21c)	(5.23c)	(5.28)	(5.32)	(5.20b)
Estimation minimum							
RGA-C07	262	6,30	60,35	458,9	3390	218	1,21
ESP-C05	254	5,20	50,50	293,7	2206	167	1,12
RGA-C06	226	2,90	29,35	75,5	596	75	0,89
ESP-C04	221	4,05	40,05	164,2	1260	119	1,01
ESP-C03	198	5,10	49,60	280,7	2112	163	1,11
RGA-C03	188	6,45	61,70	484,7	3574	225	1,22
ESP-C02	173	4,35	42,80	193,9	1479	131	1,04
RGA-C05	155	2,35	24,15	46,3	372	56	0,82
ESP-C01	144	3,80	37,70	141,6	1093	109	0,99
RGA-C04	125	3,30	33,10	102,0	797	89	0,93
RGA-C01	110	2,30	23,65	44,0	355	54	0,81
RGA-C02	105	3,15	31,70	91,5	718	84	0,92
	moy.	4,10	40,55	169,4	1298	121	1,02
	dev.std.	1,41	15,1	14,2	119	28	0,67
Estimation maximum							
RGA-C07	262	7,00	66,60	586,3	4293	252	1,26
ESP-C05	254	5,75	55,45	371,0	2763	192	1,16
RGA-C06	226	3,25	32,60	98,4	770	88	0,93
ESP-C04	221	4,50	44,15	209,8	1596	137	1,06
ESP-C03	198	5,65	54,55	356,2	2657	188	1,16
RGA-C03	188	7,15	67,90	616,0	4502	260	1,27
ESP-C02	173	4,80	46,90	243,8	1844	150	1,08
RGA-C05	155	2,60	26,50	58,6	467	64	0,85
ESP-C01	144	4,20	41,40	178,7	1367	125	1,03
RGA-C04	125	3,65	36,35	128,9	998	103	0,97
RGA-C01	110	2,50	25,55	53,5	428	61	0,84
RGA-C02	105	3,50	34,95	116,9	909	97	0,96
	moy.	4,55	44,55	214,8	1632	139	1,06
	dev.std.	1,57	16,6	18,2	151	32	0,70

Annexe VI d)

Paramètres paléohydrologiques de la série du Fan de Tórtola, Bassin de Loranca, Canales (Espagne centrale)

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Largeur CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Longueur du chenal	Vitesse
	(m)	d_{bkf} (m)	w_{bkf} (m)	Q_{bkf} (m^3/s)	A_d (km^2)	L (km)	V_{bkf} (m/s)
		(base de données)	Annexe IV b)	Annexe IV b)	Annexe IV b)	Annexe V b)	
		(Equation)	(5.22c)	(5.24)	(5.29c)	(5.33)	(5.20b)
Estimation minimum							
LC-07	145	1,95	17,20	65,1	213	33	1,94
LC-06	145	0,90	7,75	22,4	19	7	3,21
LC-05	126	1,35	11,75	39,2	67	15	2,47
LC-04	124	0,95	8,15	24,1	22	7	3,11
LC-03	104	3,50	31,50	146,3	1333	114	1,33
LC-02	10	2,20	19,50	77,0	311	43	1,79
LC-01	2	1,25	10,85	35,2	53	13	2,60
Estimation maximum							
LC-07	145	2,35	20,85	84,3	383	49	1,72
LC-06	145	1,10	9,50	29,5	35	10	2,82
LC-05	126	1,65	14,45	51,7	126	24	2,17
LC-04	124	1,15	9,95	31,4	41	11	2,74
LC-03	104	4,35	39,40	197,6	2634	180	1,15
LC-02	10	2,75	24,55	104,8	626	69	1,55
LC-01	2	1,50	13,10	45,3	94	19	2,31

Annexe VI e)

Paramètres paléohydrologiques de la série du Fan de Tórtola, Bassin de Loranca, La Higuerilla-San Bartolomé (Espagne centrale)

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Largeur CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Longueur du chenal	Vitesse
		d_{bkf}	w_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	L	V_{bkf}
	(m)	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)	(km)	(m/s)
		(base de données)	Annexe IV b)	Annexe IV b)	Annexe IV b)	Annexe V b)	
		(Equation)	(5.22c)	(5.24)	(5.29c)	(5.33)	(5.20b)
		Estimation minimum					
LH-05	74	0,90	7,75	22,4	19	7	3,21
LH-04	63	1,25	10,85	35,2	53	13	2,60
SB-03	59	1,50	13,10	45,3	94	19	2,31
SB-02	51	2,00	17,65	67,5	231	35	1,91
SB-01	45	2,40	21,30	86,8	409	52	1,70
LH-03	44	2,65	23,60	99,6	558	64	1,59
LH-02	40	2,35	20,85	84,3	383	49	1,72
LH-01	7	1,30	11,30	37,2	60	14	2,53
		Estimation maximum					
LH-05	74	1,10	9,50	29,5	35	10	2,82
LH-04	63	1,50	13,10	45,3	94	19	2,31
SB-03	59	1,85	16,30	60,6	181	30	2,01
SB-02	51	2,45	21,75	89,3	436	54	1,68
SB-01	45	2,95	26,40	115,5	780	80	1,48
LH-03	44	3,25	29,15	132,0	1057	98	1,39
LH-02	40	2,90	25,90	112,8	740	77	1,50
LH-01	7	1,60	14,00	49,6	115	22	2,21

Annexe VI f)

Paramètres paléohydrologiques de la série du Fan de Tórtola, Bassin de Loranca, Peñas de San Juan (Espagne centrale)

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Largeur CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Longueur du chenal	Vitesse
		d_{bkf}	w_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	L	V_{bkf}
	(m)	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)	(km)	(m/s)
		(base de données)	Annexe IV b)	Annexe IV b)	Annexe IV b)	Annexe V b)	
		(Equation)	(5.22c)	(5.24)	(5.29c)	(5.33)	(5.20b)
Estimation minimum							
PSJ-10	115	1,75	15,35	56,1	152	27	2,09
PSJ-09	112	2,75	24,55	104,8	626	69	1,55
PSJ-08	110	2,35	20,85	84,3	383	49	1,72
PSJ-07	107	2,05	18,10	69,8	249	37	1,88
PSJ-06	70	1,45	12,65	43,2	84	18	2,36
PSJ-05	50	1,65	14,45	51,7	126	24	2,17
PSJ-04	38	1,15	9,95	31,4	41	11	2,74
PSJ-03	32	1,15	9,95	31,4	41	11	2,74
PSJ-02	28	2,05	18,10	69,8	249	37	1,88
PSJ-01	25	1,15	9,95	31,4	41	11	2,74
Estimation maximum							
PSJ-10	115	2,15	19,00	74,6	290	41	1,83
PSJ-09	112	3,40	30,55	140,6	1217	107	1,35
PSJ-08	110	2,90	25,90	112,8	740	77	1,50
PSJ-07	107	2,50	22,25	91,9	465	56	1,65
PSJ-06	70	1,80	15,85	58,3	166	28	2,04
PSJ-05	50	2,00	17,65	67,5	231	35	1,91
PSJ-04	38	1,45	12,65	43,2	84	18	2,36
PSJ-03	32	1,45	12,65	43,2	84	18	2,36
PSJ-02	28	2,50	22,25	91,9	465	56	1,65
PSJ-01	25	1,45	12,65	43,2	84	18	2,36

Annexe VII a)

Paramètres paléoclimatiques des Grès Verts du Bassin de Barrême (SE France)

Intervalle stratigraphique	Cote	Profondeur moy. CPB	Décharge CPB	Aire de drainage Constante	Coefficient climatique	Exposant climatique
		d_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	α	β
	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)		
	(Equation)		(5.23c)	(5.28)	(6.3)	(6.4)
Estimation minimum						
IV	60	2,8	51,27	998,3	0,41	0,70
III	50	3,7	92,58	998,3	0,41	0,78
II	40	2,7	47,47	998,3	0,41	0,69
I	20	3,5	82,29	998,3	0,41	0,77
II et IV		2,75	49,35	998,3	0,41	0,69
I et III		3,65	89,95	998,3	0,41	0,78
I à IV		3,05	61,47	998,3	0,41	0,73
Estimation maximum						
IV	60	3,45	79,82	1595,6	0,46	0,69
III	50	4,6	146,88	1595,6	0,46	0,78
II	40	3,3	72,64	1595,6	0,46	0,68
I	20	4,35	130,47	1595,6	0,46	0,76
II et IV		3,4	77,39	1595,6	0,46	0,69
I et III		4,5	140,20	1595,6	0,46	0,77
I à IV		3,75	95,25	1595,6	0,46	0,72

Annexe VII b)

Paramètres paléoclimatiques de la Molasse Rouge du Bassin de Digne Valensole, Esclangon (SE France)

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Coefficient	Coefficient climatique
		d_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	α	β
	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)		
	(Equation)		(5.23c)	(5.28)	(6.3)	(6.4)
Estimation minimum						
RR-C03	388	6,60	511,3	2817	0,77	0,82
ESC-C013	378	4,60	220,8	2817	0,77	0,71
RR-CO2	362	5,40	320,6	2817	0,77	0,76
RR-CO1	325	5,40	320,6	2817	0,77	0,76
ESC-C09	290	5,80	378,6	2817	0,77	0,78
ESC-C08	268	4,65	226,4	2817	0,77	0,72
ESC-C07	259	5,00	268,1	2817	0,77	0,74
ESC-C06	250	5,10	280,7	2817	0,77	0,74
ESC-C03	184	5,55	341,7	2817	0,77	0,77
ESC-C02	173	4,35	193,9	2817	0,77	0,70
Estimation maximum						
RR-C03	388	7,31	649,0	3535	0,82	0,82
ESC-C013	378	5,12	283,1	3535	0,82	0,72
RR-CO2	362	6,01	411,6	3535	0,82	0,76
RR-CO1	325	6,01	411,6	3535	0,82	0,76
ESC-C09	290	6,42	479,2	3535	0,82	0,78
ESC-C08	268	5,16	288,4	3535	0,82	0,72
ESC-C07	259	5,57	344,0	3535	0,82	0,74
ESC-C06	250	5,69	361,7	3535	0,82	0,75
ESC-C03	184	6,18	438,0	3535	0,82	0,77
ESC-C02	173	4,79	243,0	3535	0,82	0,70

Annexe VII c)

Paramètres paléoclimatiques de la Molasse Rouge du Bassin de Digne Valensole, Esparron (SE France)

(1) Sur le système complet :

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Coefficient	Coefficient climatique
		d_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	a	β
	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)		
	(Equation)		(5.23c)	(5.28)	(6.3)	(6.4)
Estimation minimum						
RGA-C07	262	6,30	458,9	3574	0,82	0,77
ESP-C05	254	5,20	293,7	3574	0,82	0,72
RGA-C06	226	2,90	75,5	3574	0,82	0,55
ESP-C04	221	4,05	164,2	3574	0,82	0,65
ESP-C03	198	5,10	280,7	3574	0,82	0,71
RGA-C03	188	6,45	484,7	3574	0,82	0,78
ESP-C02	173	4,35	193,9	3574	0,82	0,67
RGA-C05	155	3,80	46,3	3574	0,82	0,49
ESP-C01	144	3,30	141,6	3574	0,82	0,63
RGA-C04	125	2,35	102,0	3574	0,82	0,59
RGA-C01	110	2,30	44,0	3574	0,82	0,49
RGA-C02	105	3,15	91,5	3574	0,82	0,58
Estimation maximum						
RGA-C07	262	7,00	586,3	4502	0,87	0,77
ESP-C05	254	5,75	371,0	4502	0,87	0,72
RGA-C06	226	3,25	98,4	4502	0,87	0,56
ESP-C04	221	4,50	209,8	4502	0,87	0,65
ESP-C03	198	5,65	356,2	4502	0,87	0,71
RGA-C03	188	7,15	616,0	4502	0,87	0,78
ESP-C02	173	4,80	243,8	4502	0,87	0,67
RGA-C05	155	2,60	58,6	4502	0,87	0,50
ESP-C01	144	4,20	178,7	4502	0,87	0,63
RGA-C04	125	3,65	128,9	4502	0,87	0,59
RGA-C01	110	2,50	53,5	4502	0,87	0,49
RGA-C02	105	3,50	116,9	4502	0,87	0,58

Annexe VII c)

Paramètres paléoclimatiques de la Molasse Rouge du Bassin de Digne Valensole, Esparron (SE France)

(2) Sur un système enregistrant une réorganisation :

Site		Cote	Profondeur moy. CPB	Décharge CPB	Aire de drainage Constante	Coefficient climatique	Exposant climatique
			d_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	α	β
		(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)		
		(Equation)		(5.23c)	(5.28)	(6.3)	(6.4)
Estimation minimum							
	RGA-C07	262	6,30	458,9	3574	0,82	0,77
	ESP-C05	254	5,20	293,7	3574	0,82	0,72
	RGA-C06	226	2,90	75,5	3574	0,82	0,55
Système 2	**ESP-C04**	221	4,05	164,2	3574	0,82	0,65
	ESP-C03	198	5,10	280,7	3574	0,82	0,71
	RGA-C03	188	6,45	484,7	3574	0,82	0,78
	ESP-C02	173	4,35	193,9	3574	0,82	0,67
	RGA-C05	155	3,80	46,3	1093	0,6	0,62
	ESP-C01	144	3,30	141,6	1093	0,6	0,78
Système 1	**RGA-C04**	125	2,35	102,0	1093	0,6	0,73
	RGA-C01	110	2,30	44,0	1093	0,6	0,61
	RGA-C02	105	3,15	91,5	1093	0,6	0,72
Estimation maximum							
	RGA-C07	262	7,00	586,3	4502	0,87	0,77
	ESP-C05	254	5,75	371,0	4502	0,87	0,72
	RGA-C06	226	3,25	98,4	4502	0,87	0,56
Système 2	**ESP-C04**	221	4,50	209,8	4502	0,87	0,65
	ESP-C03	198	5,65	356,2	4502	0,87	0,71
	RGA-C03	188	7,15	616,0	4502	0,87	0,78
	ESP-C02	173	4,80	243,8	4502	0,87	0,67
	RGA-C05	155	2,60	58,6	1367	0,64	0,63
	ESP-C01	144	4,20	178,7	1367	0,64	0,78
Système 1	**RGA-C04**	125	3,65	128,9	1367	0,64	0,73
	RGA-C01	110	2,50	53,5	1367	0,64	0,61
	RGA-C02	105	3,50	116,9	1367	0,64	0,72

Annexe VIII a)

Paramètres paléoclimatiques de la Série du Fan de Tórtola, Bassin de Loranca, Canales (Espagne centrale)

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Coefficient climatique	Exposant climatique
		d_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	α	β
	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)		
		(Equation)	(5.24)	(5.29c)	(6.2)	(6.3)
		Estimation minimum				
LC-07	145	1,95	65,1	213	0,53	0,67
LC-06	145	0,90	22,4	19	0,53	0,52
LC-05	126	1,35	39,2	67	0,53	0,60
LC-04	124	0,95	24,1	22	0,53	0,53
LC-03	104	3,50	146,3	1333	0,53	0,78
LC-02	10	2,20	77,0	311	0,53	0,69
LC-01	2	1,25	35,2	53	0,53	0,58
		Estimation maximum				
LC-07	145	2,35	84,3	383	0,42	0,67
LC-06	145	1,10	29,5	35	0,42	0,54
LC-05	126	1,65	51,7	126	0,42	0,61
LC-04	124	1,15	31,4	41	0,42	0,55
LC-03	104	4,35	197,6	2634	0,42	0,78
LC-02	10	2,75	104,8	626	0,42	0,70
LC-01	2	1,50	45,3	94	0,42	0,59

Annexe VIII b)

Paramètres paléoclimatiques de la Série du Fan de Tórtola, Bassin de Loranca, La Higuerilla-San Bartolomé (Espagne centrale)

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Coefficient climatique	Exposant climatique
		d_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	α	β
	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)		
		(Equation)	(5.24)	(5.29c)	(6.2)	(6.3)
		Estimation minimum				
LH-05	74	0,90	22,4	19	0,72	0,54
LH-04	63	1,25	35,2	53	0,72	0,62
SB-03	59	1,50	45,3	94	0,72	0,65
SB-02	51	2,00	67,5	231	0,72	0,72
SB-01	45	2,40	86,8	409	0,72	0,76
LH-03	44	2,65	99,6	558	0,72	0,78
LH-02	40	2,35	84,3	383	0,72	0,75
LH-01	7	1,30	37,2	60	0,72	0,62
		Estimation maximum				
LH-05	74	1,10	29,5	35	0,58	0,56
LH-04	63	1,50	45,3	94	0,58	0,63
SB-03	59	1,85	60,6	181	0,58	0,67
SB-02	51	2,45	89,3	436	0,58	0,72
SB-01	45	2,95	115,5	780	0,58	0,76
LH-03	44	3,25	132,0	1057	0,58	0,78
LH-02	40	2,90	112,8	740	0,58	0,76
LH-01	7	1,60	49,6	115	0,58	0,64

Annexe VIII c)

Paramètres paléoclimatiques de la Série du Fan de Tórtola, Bassin de Loranca, Peñas de San Juan (Espagne centrale)

Site	Cote	Profondeur moy. CPB	Décharge CPB	Aire de drainage	Coefficient climatique	Exposant climatique
		d_{bkf}	Q_{bkf}	A_d	α	β
	(m)	(m)	(m^3/s)	(km^2)		
		(Equation)	(5.24)	(5.29c)	(6.2)	(6.3)
		Estimation minimum				
PSJ-10	117	1,75	56,1	152	0,94	0,74
PSJ-09	114	2,75	104,8	626	0,94	0,85
PSJ-08	110	2,35	84,3	383	0,94	0,81
PSJ-07	107	2,05	69,8	249	0,94	0,78
PSJ-06	70	1,45	43,2	84	0,94	0,69
PSJ-05	50	1,65	51,7	126	0,94	0,73
PSJ-04	38	1,15	31,4	41	0,94	0,64
PSJ-03	32	1,15	31,4	41	0,94	0,64
PSJ-02	28	2,05	69,8	249	0,94	0,78
PSJ-01	25	1,15	31,4	41	0,94	0,64
		Estimation maximum				
PSJ-10	117	2,15	74,6	290	0,76	0,75
PSJ-09	114	3,40	140,6	1217	0,76	0,85
PSJ-08	110	2,90	112,8	740	0,76	0,81
PSJ-07	107	2,50	91,9	465	0,76	0,78
PSJ-06	70	1,80	58,3	166	0,76	0,71
PSJ-05	50	2,00	67,5	231	0,76	0,73
PSJ-04	38	1,45	43,2	84	0,76	0,66
PSJ-03	32	1,45	43,2	84	0,76	0,66
PSJ-02	28	2,50	91,9	465	0,76	0,78
PSJ-01	25	1,45	43,2	84	0,76	0,66

Annexe IX a)

Composition en éléments majeurs des paléosols de la série du Fan de Tórtola. Analyses réalisées par le SARM du CRPG de Nancy.

Ref Echantillon	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	PF %	Total %
09-HIG-01	31,88	4,18	1,41	0,03	1,60	31,98	0,05	1,22	0,29	< L.D.	28,03	100,67
09-HIG-02	33,22	4,28	1,44	0,03	1,45	31,42	0,05	1,26	0,29	< L.D.	27,10	100,55
09-HIG-03	30,79	4,22	1,33	0,03	1,03	32,82	0,05	1,20	0,29	< L.D.	28,54	100,30
09-HIG-04	28,73	4,17	1,51	0,04	1,04	34,60	0,04	1,18	0,28	< L.D.	29,29	100,87
09-HIG-05	24,39	3,81	1,33	0,04	1,02	37,34	0,04	1,06	0,24	< L.D.	31,64	100,90
09-HIG-06	16,10	2,56	0,86	0,06	0,92	43,56	0,02	0,71	0,16	< L.D.	35,79	100,74
09-HIG-07	60,85	9,51	3,78	0,02	4,82	4,94	0,10	2,55	0,58	0,05	12,77	99,96
09-HIG-08	55,51	8,84	3,46	0,02	6,07	7,36	0,10	2,36	0,55	0,04	15,63	99,92
09-HIG-09	61,38	5,22	1,05	0,01	5,19	9,90	0,09	1,87	0,26	0,04	14,97	99,97
09-CAN-09	21,07	6,07	2,17	0,04	1,01	36,53	0,06	1,26	0,29	0,05	32,04	100,57
09-CAN-10	20,26	5,51	2,46	0,04	0,93	37,41	0,05	1,17	0,26	0,04	32,47	100,60
09-CAN-11	13,71	4,05	1,42	0,04	0,79	43,01	0,04	0,83	0,19	0,03	36,09	100,20
09-CAN-12	13,85	3,93	1,65	0,04	0,78	43,23	0,04	0,82	0,19	0,03	35,95	100,50
09-CAN-13	10,80	3,07	1,24	0,04	0,69	46,10	0,03	0,58	0,14	< L.D.	37,84	100,52
09-CAN-14	9,06	2,57	1,02	0,04	0,64	47,66	0,03	0,49	0,12	< L.D.	38,83	100,45
09-CAN-15	9,88	2,58	0,77	0,05	0,64	47,23	0,05	0,50	0,12	< L.D.	38,58	100,41
09-CAN-16	26,31	6,74	2,42	0,04	1,12	32,36	0,11	1,41	0,32	< L.D.	29,26	100,08
09-CAN-17	62,87	14,58	6,06	0,02	1,99	1,19	0,18	3,31	0,77	0,05	8,86	99,87
09-CAN-18	60,68	14,31	5,41	0,01	2,04	3,07	0,14	3,18	0,74	0,05	10,50	100,14
09-CAN-19	59,82	13,77	5,67	0,01	1,85	4,17	0,14	3,08	0,72	0,05	10,79	100,06
09-CAN-20	24,83	2,77	0,52	0,03	2,14	37,56	0,04	0,87	0,21	< L.D.	32,00	100,96
09-CAN-21	38,22	6,28	1,74	0,01	8,18	17,66	0,11	1,60	0,34	< L.D.	24,85	99,01
09-CAN-22	36,56	7,78	2,43	0,02	8,71	16,26	0,12	1,89	0,36	0,04	24,99	99,14
09-CAN-23	39,00	7,47	2,01	0,02	7,56	17,27	0,11	1,84	0,36	< L.D.	24,41	100,05
09-CAN-24	20,97	5,03	1,34	0,03	1,47	37,39	0,05	1,09	0,24	< L.D.	32,58	100,18
09-CAN-25	36,09	8,42	2,38	0,02	3,55	22,35	0,08	1,96	0,38	< L.D.	24,25	99,47
09-CAN-26	36,06	8,89	2,68	0,02	6,98	17,15	0,12	2,04	0,37	0,03	24,80	99,13
09-CAN-27	33,30	8,28	3,14	0,02	6,99	19,04	0,11	1,91	0,35	0,03	26,03	99,20
09-CAN-28	25,69	7,47	2,66	0,04	2,16	30,80	0,07	1,63	0,31	< L.D.	29,36	100,18
09-CAN-29	28,80	8,50	2,82	0,04	2,35	27,55	0,08	1,85	0,36	< L.D.	27,68	100,02
09-CAN-30	33,46	12,18	3,61	0,03	2,10	21,02	0,11	2,34	0,47	0,05	24,07	99,42
09-CAN-31	12,93	4,39	1,35	0,03	0,97	43,19	0,05	0,89	0,19	< L.D.	36,63	100,61
09-PSJ-10	6,50	2,12	1,16	0,03	1,31	47,04	0,03	0,42	0,09	< L.D.	39,00	97,68
09-PSJ-11	11,99	4,24	1,48	0,02	1,74	42,21	0,05	0,86	0,16	< L.D.	37,06	99,81
09-PSJ-12	15,68	5,57	2,11	0,03	1,97	38,93	0,06	1,11	0,21	< L.D.	35,26	100,92
09-PSJ-13	13,00	4,10	1,50	0,03	1,98	41,64	0,05	0,84	0,18	< L.D.	36,59	99,91
09-PSJ-14	21,34	7,75	2,48	0,02	2,08	32,58	0,07	1,55	0,30	0,04	30,97	99,19
09-PSJ-15	32,40	12,11	4,84	0,02	3,33	17,88	0,11	2,40	0,47	0,06	22,77	96,38
09-PSJ-16	27,42	11,41	4,49	0,02	3,95	22,96	0,11	2,24	0,41	0,05	26,48	99,54
09-PSJ-17	27,66	10,04	3,42	0,02	4,23	23,85	0,10	2,01	0,40	0,04	27,08	98,84
09-PSJ-18	26,34	8,52	2,80	0,02	4,78	26,17	0,10	1,73	0,37	0,04	29,00	99,86

Ref Echantillon	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
09-PSJ-19	24,81	8,79	3,14	0,02	6,24	24,50	0,10	1,78	0,35	0,05	29,41	99,18
09-PSJ-20	29,37	10,55	3,66	0,02	5,01	21,55	0,12	2,10	0,41	0,05	26,08	98,91
09-PSJ-21	28,60	9,87	3,41	0,02	5,09	22,40	0,10	2,00	0,40	0,05	26,76	98,69
09-PSJ-22	27,92	9,63	3,36	0,02	6,57	20,66	0,11	1,93	0,40	0,05	27,02	97,68
09-PSJ-23	27,85	10,28	3,82	0,02	8,83	17,53	0,13	2,07	0,41	0,06	27,41	98,42
09-PSJ-24	27,38	10,28	3,69	0,02	6,65	20,35	0,12	2,08	0,40	0,06	27,44	98,47
09-PSJ-25	15,34	5,59	2,25	0,04	1,61	38,74	0,05	1,14	0,23	< L.D.	34,70	99,70
09-PSJ-26	14,15	2,22	1,01	0,07	0,75	43,96	0,03	0,55	0,13	< L.D.	36,18	99,05
09-PSJ-27	40,56	6,60	2,29	0,02	9,34	14,27	0,11	1,66	0,35	0,04	23,71	98,96
09-PSJ-28	29,83	6,19	2,11	0,03	11,74	17,78	0,10	1,40	0,30	0,03	29,58	99,09
09-PSJ-29	36,13	7,38	2,08	0,02	10,04	15,12	0,11	1,68	0,37	0,04	25,90	98,87
09-PSJ-30	33,06	7,98	3,19	0,03	10,75	16,12	0,12	1,70	0,36	0,04	27,31	100,66
09-PSJ-31	31,32	10,75	4,14	0,03	10,14	14,73	0,13	2,00	0,43	0,06	26,74	100,48
09-PSJ-32	34,28	10,72	3,82	0,03	7,54	16,22	0,12	2,03	0,47	0,05	24,90	100,17
09-PSJ-33	18,47	6,03	2,15	0,06	3,05	36,21	0,06	1,17	0,26	< L.D.	33,23	100,68
09-PSJ-34	28,11	10,79	4,63	0,03	10,75	15,44	0,13	1,99	0,41	0,06	27,91	100,24
09-PSJ-35	33,19	10,32	3,75	0,03	9,98	14,25	0,13	2,01	0,46	0,06	25,84	100,01
09-PSJ-36	31,84	10,25	3,61	0,03	10,34	14,90	0,13	1,95	0,45	0,05	26,56	100,11
09-PSJ-37	30,57	10,74	4,69	0,03	10,18	14,61	0,13	1,99	0,46	0,06	26,49	99,95
09-PSJ-38	27,99	2,62	0,45	0,04	1,92	36,01	0,04	0,94	0,17	< L.D.	30,20	100,36
09-PSJ-39	41,63	11,78	4,51	0,02	7,25	11,57	0,13	2,41	0,58	0,07	20,73	100,69
09-PSJ-40	42,81	10,76	3,23	0,02	6,98	12,34	0,12	2,20	0,57	0,06	20,91	100,00
09-PSJ-41	23,78	5,29	2,13	0,04	2,83	32,66	0,06	1,11	0,29	< L.D.	30,98	99,16
09-PSJ-42	18,36	3,10	1,28	0,04	1,95	39,08	0,03	0,74	0,22	< L.D.	34,14	98,94
09-PSJ-43	20,99	4,70	1,83	0,04	3,12	34,62	0,05	1,01	0,27	0,03	32,46	99,11
09-PSJ-44	22,72	6,39	2,37	0,04	3,39	32,32	0,07	1,25	0,29	0,03	31,36	100,22
09-PSJ-45	24,43	7,05	2,97	0,03	7,04	26,42	0,11	1,37	0,33	0,05	30,88	100,68
09-PSJ-46	31,12	6,09	2,26	0,02	11,89	18,24	0,15	1,32	0,37	0,04	29,21	100,70
09-PSJ-47	15,18	3,24	1,23	0,05	1,05	42,26	0,03	0,73	0,18	< L.D.	35,58	99,51
09-PSJ-84	41,17	4,17	1,04	0,02	10,10	15,71	0,12	1,60	0,30	0,04	24,47	98,74
09-PSJ-85	36,18	4,91	1,41	0,02	10,59	16,43	0,12	1,61	0,31	0,05	25,99	97,61
09-PSJ-86	34,25	4,75	1,49	0,02	10,99	16,96	0,12	1,54	0,30	0,04	26,74	97,19
09-PSJ-87	29,92	4,68	1,42	0,02	12,10	18,56	0,12	1,39	0,29	0,04	29,42	97,97
09-PSJ-88	32,67	5,23	1,85	0,03	11,73	17,75	0,12	1,51	0,31	0,05	28,30	99,54
09-PSJ-89	32,02	5,46	1,86	0,03	11,67	17,42	0,11	1,52	0,31	0,05	28,06	98,50
09-PSJ-90	14,09	2,46	0,69	0,04	1,39	44,04	0,00	0,70	0,15	< L.D.	36,25	99,79
09-PSJ-91	16,71	2,92	0,93	0,03	1,47	41,90	0,02	0,82	0,17	0,06	35,07	100,09
09-PSJ-92	17,51	3,13	1,15	0,03	1,42	40,73	0,03	0,89	0,18	< L.D.	34,37	99,42
09-PSJ-93	23,45	3,96	1,13	0,03	1,22	36,75	0,04	1,16	0,22	0,10	31,54	99,60
09-PSJ-94	33,83	6,68	2,14	0,02	1,44	27,89	0,06	1,85	0,33	0,04	25,86	100,13
09-PSJ-95	26,20	6,93	2,82	0,04	1,46	31,56	0,05	1,73	0,29	0,03	28,98	100,08

Annexe IX b)

Climo-variables calculées à partir des compositions en éléments majeurs des paléosols de la série du Fan de Tórtola.

Ref Echantillon	CIA	(CIA -K)	P (CIA -K)	S	T (S)
Eq.	(6.3)		mm/an (6.4)	(Na+K)/Al	°C (6.5)
		CAN Sol 2			
09-CAN-17	70,7	70,7	890	0,27	12,4
09-CAN-16	10,0	10,0	269	0,25	12,6
09-CAN-15	2,9	2,9	234	0,24	12,8
moyenne			464		12,6
		PSJ Sol 8			
09-PSJ-94	11,2	11,2	276	0,31	11,5
09-PSJ-93	5,5	5,5	246	0,33	11,1
09-PSJ-92	4,0	4,0	239	0,32	11,3
09-PSJ-91	3,6	3,6	237	0,32	11,4
09-PSJ-90	2,9	2,9	234	0,31	11,6
moyenne			247		11,4
		HIG Sol 1			
09-HIG-07	44,4	44,4	530,27	0,31	11,59
09-HIG-06	3,1	3,1	235	0,316	11,4
09-HIG-05	5,2	5,2	245	0,315	11,5
moyenne			337		11,5
		PSJ Sol 4			
09-PSJ-45	12,43	12,43	282	0,24	12,9
09-PSJ-44	9,60	9,60	267	0,23	13,1
09-PSJ-43	6,83	6,83	253	0,25	12,6
moyenne			267		12,9
		PSJ Sol 3			
09-PSJ-35	26,72	26,72	374	0,23	13,0
09-PSJ-34	26,18	26,18	370	0,22	13,2
09-PSJ-33	8,23	8,23	260	0,22	13,1
09-PSJ-32	25,17	25,17	363	0,22	13,2
09-PSJ-31	26,94	26,94	376	0,22	13,2
moyenne			349		13,2
		PSJ Sol 2			
09-PSJ-22	19,46	19,46	324	0,24	12,9
09-PSJ-21	18,64	18,64	319	0,24	12,9
09-PSJ-20	20,21	20,21	329	0,23	13,0
09-PSJ-19	15,85	15,85	302	0,24	12,9
09-PSJ-18	14,66	14,66	295	0,24	12,9
09-PSJ-17	18,00	18,00	315	0,23	13,0
09-PSJ-16	20,47	20,47	331	0,23	13,1
09-PSJ-15	25,56	25,56	366	0,23	13,0
moyenne			323		13,0
		CAN Sol 3			
09-CAN-29	14,0	14,0	291	0,25	12,6
09-CAN-28	11,43	11,43	277	0,25	12,6
09-CAN-27	18,34	18,34	317	0,27	12,3
09-CAN-26	20,93	20,93	334	0,27	12,3
moyenne			305		12,5

Ref Echantillon	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	PF %	Total %
09-PSJ-19	24,81	8,79	3,14	0,02	6,24	24,50	0,10	1,78	0,35	0,05	29,41	99,18
09-PSJ-20	29,37	10,55	3,66	0,02	5,01	21,55	0,12	2,10	0,41	0,05	26,08	98,91
09-PSJ-21	28,60	9,87	3,41	0,02	5,09	22,40	0,10	2,00	0,40	0,05	26,76	98,69
09-PSJ-22	27,92	9,63	3,36	0,02	6,57	20,66	0,11	1,93	0,40	0,05	27,02	97,68
09-PSJ-23	27,85	10,28	3,82	0,02	8,83	17,53	0,13	2,07	0,41	0,06	27,41	98,42
09-PSJ-24	27,38	10,28	3,69	0,02	6,65	20,35	0,12	2,08	0,40	0,06	27,44	98,47
09-PSJ-25	15,34	5,59	2,25	0,04	1,61	38,74	0,05	1,14	0,23	< L.D.	34,70	99,70
09-PSJ-26	14,15	2,22	1,01	0,07	0,75	43,96	0,03	0,55	0,13	< L.D.	36,18	99,05
09-PSJ-27	40,56	6,60	2,29	0,02	9,34	14,27	0,11	1,66	0,35	0,04	23,71	98,96
09-PSJ-28	29,83	6,19	2,11	0,03	11,74	17,78	0,10	1,40	0,30	0,03	29,58	99,09
09-PSJ-29	36,13	7,38	2,08	0,02	10,04	15,12	0,11	1,68	0,37	0,04	25,90	98,87
09-PSJ-30	33,06	7,98	3,19	0,03	10,75	16,12	0,12	1,70	0,36	0,04	27,31	100,66
09-PSJ-31	31,32	10,75	4,14	0,03	10,14	14,73	0,13	2,00	0,43	0,06	26,74	100,48
09-PSJ-32	34,28	10,72	3,82	0,03	7,54	16,22	0,12	2,03	0,47	0,05	24,90	100,17
09-PSJ-33	18,47	6,03	2,15	0,06	3,05	36,21	0,06	1,17	0,26	< L.D.	33,23	100,68
09-PSJ-34	28,11	10,79	4,63	0,03	10,75	15,44	0,13	1,99	0,41	0,06	27,91	100,24
09-PSJ-35	33,19	10,32	3,75	0,03	9,98	14,25	0,13	2,01	0,46	0,06	25,84	100,01
09-PSJ-36	31,84	10,25	3,61	0,03	10,34	14,90	0,13	1,95	0,45	0,05	26,56	100,11
09-PSJ-37	30,57	10,74	4,69	0,03	10,18	14,61	0,13	1,99	0,46	0,06	26,49	99,95
09-PSJ-38	27,99	2,62	0,45	0,04	1,92	36,01	0,04	0,94	0,17	< L.D.	30,20	100,36
09-PSJ-39	41,63	11,78	4,51	0,02	7,25	11,57	0,13	2,41	0,58	0,07	20,73	100,69
09-PSJ-40	42,81	10,76	3,23	0,02	6,98	12,34	0,12	2,20	0,57	0,06	20,91	100,00
09-PSJ-41	23,78	5,29	2,13	0,04	2,83	32,66	0,06	1,11	0,29	< L.D.	30,98	99,16
09-PSJ-42	18,36	3,10	1,28	0,04	1,95	39,08	0,03	0,74	0,22	< L.D.	34,14	98,94
09-PSJ-43	20,99	4,70	1,83	0,04	3,12	34,62	0,05	1,01	0,27	0,03	32,46	99,11
09-PSJ-44	22,72	6,39	2,37	0,04	3,39	32,32	0,07	1,25	0,29	0,03	31,36	100,22
09-PSJ-45	24,43	7,05	2,97	0,03	7,04	26,42	0,11	1,37	0,33	0,05	30,88	100,68
09-PSJ-46	31,12	6,09	2,26	0,02	11,89	18,24	0,15	1,32	0,37	0,04	29,21	100,70
09-PSJ-47	15,18	3,24	1,23	0,05	1,05	42,26	0,03	0,73	0,18	< L.D.	35,58	99,51
09-PSJ-84	41,17	4,17	1,04	0,02	10,10	15,71	0,12	1,60	0,30	0,04	24,47	98,74
09-PSJ-85	36,18	4,91	1,41	0,02	10,59	16,43	0,12	1,61	0,31	0,05	25,99	97,61
09-PSJ-86	34,25	4,75	1,49	0,02	10,99	16,96	0,12	1,54	0,30	0,04	26,74	97,19
09-PSJ-87	29,92	4,68	1,42	0,02	12,10	18,56	0,12	1,39	0,29	0,04	29,42	97,97
09-PSJ-88	32,67	5,23	1,85	0,03	11,73	17,75	0,12	1,51	0,31	0,05	28,30	99,54
09-PSJ-89	32,02	5,46	1,86	0,03	11,67	17,42	0,11	1,52	0,31	0,05	28,06	98,50
09-PSJ-90	14,09	2,46	0,69	0,04	1,39	44,04	0,00	0,70	0,15	< L.D.	36,25	99,79
09-PSJ-91	16,71	2,92	0,93	0,03	1,47	41,90	0,02	0,82	0,17	0,06	35,07	100,09
09-PSJ-92	17,51	3,13	1,15	0,03	1,42	40,73	0,03	0,89	0,18	< L.D.	34,37	99,42
09-PSJ-93	23,45	3,96	1,13	0,03	1,22	36,75	0,04	1,16	0,22	0,10	31,54	99,60
09-PSJ-94	33,83	6,68	2,14	0,02	1,44	27,89	0,06	1,85	0,33	0,04	25,86	100,13
09-PSJ-95	26,20	6,93	2,82	0,04	1,46	31,56	0,05	1,73	0,29	0,03	28,98	100,08

Annexe IX b)

Climo-variables calculées à partir des compositions en éléments majeurs des paléosols de la série du Fan de Tórtola.

Ref Echantillon	**CIA**	**CIA - K**	**P (CIA -K)**	**Na + K / Al**	**T (S)**
			mm/an		°C
Eq.	(6.5)		(6.6)		(6.7)
09-HIG-03	11,01	9,81	268	0,30	11,8
09-HIG-04	10,43	9,25	265	0,29	11,9
09-HIG-05	9,02	7,96	259	0,29	12,0
09-HIG-06	5,46	4,75	243	0,29	12,0
moyenne			259		11,9
09-CAN-15	5,12	4,62	242	0,21	13,3
09-CAN-16	16,58	15,18	298	0,23	13,1
09-CAN-17	75,72	72,42	920	0,24	12,9
moyenne			487		13,1
09-CAN-26	31,53	29,49	395	0,24	12,8
09-CAN-27	28,22	26,31	371	0,24	12,8
09-CAN-28	18,68	17,05	309	0,23	13,1
moyenne			358		12,9
09-PSJ-15	37,27	34,87	439	0,21	13,5
09-PSJ-16	31,08	28,84	390	0,21	13,5
09-PSJ-17	27,88	25,87	368	0,21	13,4
09-PSJ-18	23,33	21,60	338	0,21	13,3
09-PSJ-19	24,99	23,20	349	0,21	13,3
09-PSJ-20	30,74	28,64	389	0,21	13,4
09-PSJ-21	28,70	26,70	374	0,21	13,4
09-PSJ-22	29,78	27,84	382	0,21	13,4
moyenne			379		13,4
09-PSJ-31	38,94	36,94	458	0,20	13,6
09-PSJ-32	36,86	34,84	439	0,20	13,6
09-PSJ-33	13,87	12,70	284	0,20	13,5
09-PSJ-34	38,07	36,09	450	0,20	13,7
09-PSJ-35	38,63	36,62	455	0,21	13,5
moyenne			417		13,6
09-PSJ-42	7,21	6,47	251	0,25	12,7
09-PSJ-43	11,63	10,63	272	0,23	13,1
09-PSJ-44	15,97	14,72	295	0,21	13,5
09-PSJ-45	20,18	18,81	320	0,21	13,4
moyenne			285		13,2
09-PSJ-90	5,20	4,51	242	0,28	12,0
09-PSJ-91	6,39	5,57	247	0,29	11,9
09-PSJ-92	6,98	6,09	249	0,29	11,9
09-PSJ-93	9,44	8,28	260	0,30	11,7
09-PSJ-94	18,32	16,46	306	0,29	12,0
moyenne			261		11,9

Apport de la paléohydrologie dans la quantification des rôles respectifs du climat et de la tectonique des systèmes fluviatiles méandriformes fossiles.

Application à des systèmes oligo-miocènes d'Europe occidentale.

RESUME : La paléohydrologie permet l'estimation des paramètres hydrologiques de la géométrie du chenal à celle du bassin versant, en passant par la dynamique des écoulements. Bien que les systèmes fluviatiles soient connus pour évoluer sous contrôle de paramètres allo- et auto-cycliques, leur influence n'a que peu été prise en compte dans les études antérieures. Nos travaux exposent une méthode originale de restitution paléohydrologique, basée sur la géométrie des corps sableux méandriformes, et contrainte par le climat.

Nous présentons les spécificités de ces restitutions à partir de deux systèmes méandriformes Oligo-Miocène, mis en place sous des climats différents : subtropical semi-humide pour le bassin d'avant-pays alpin (SE France) et subtropical à saisons sèches pour le bassin de Loranca (Centre Espagne). Des bases de données hydrologiques réunissant des rivières actuelles s'écoulant sous chacun des deux domaines climatiques sont construites. Les restitutions paléohydrologiques sont en parfait accord avec les zones source et les vitesses d'écoulement fournies par les données de terrain.

L'approche paléohydrologique permet une quantification précise des paramètres d'un réseau hydrologique et des facteurs qui les contrôlent. Les fluctuations géométriques des barres de méandre au sein des séries sont ainsi interprétées comme une réponse du système à des variations du climat, de la tectonique et/ou d'un niveau de base. Les variations climatiques déduites des chenaux sont traduites en taux de précipitations et corrélées à l'échelle de l'Europe. La retranscription des facteurs de contrôle permet ainsi d'interpréter l'évolution des dépôts fluviatiles.

Mots clés : Paléohydrologie, Systèmes fluviatiles méandriformes, climat subtropical, Oligo-Miocène, Contrôles allocycliques, Bassin d'avant-pays

Input of the palaeohydrology for the quantification of the climatic and tectonic impacts on the fluvial meandering system.

An application to oligo-miocene systems of Western Europe.

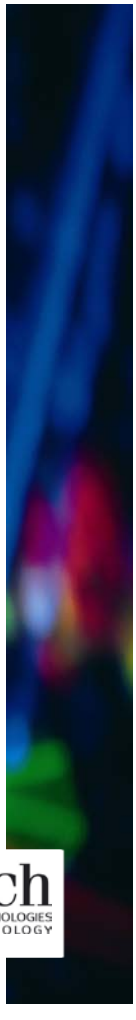
ABSTRACT : Associated to a sedimentary approach, paleohydrology enables the reconstruction of hydrological parameters from the channel to the drainage area. Although fluvial systems are known to be influenced by allo-and auto-genic processes, their influences were not taken into account in previous paleohydrological works.

Therefore, the present study attempts to develop a new method of paleohydrological reconstitution, based on the point-bar height (water depth), only parameters recorded in the sedimentary successions, and constrained by the climate. Thanks to hydrological data of two different climatic realms, original regional equations are developed to express hydrologic parameters using the water depth.

These regional equations are validated thanks to the application to two Oligo-Miocene meandering systems, deposited under different climates: the Alpine Foreland Basin (SE France) associated to a subtropical humid realm; and the Loranca Basin (Central Spain) related to subtropical climate with dry seasons. The paleohydrological results are in agreement with mineralogical sources and flow velocity given by the field data.

The respective contributions of climate, tectonic and, base level are discussed through the paleohydrological results. Paleo-hydro-climatic reconstructions show the development since the Lower Aquitanian of a climatic gradient from Spain to France. Each studied basin had recorded the cold Mi1 event. Modifications of drainage area and extreme changes in channel sizes are related to tectonic deformation indicating capture and transition of meandering to anabranching systems.

Keywords : Palaeohydrology, Fluvial meandering system, subtropical climate, Oligo-Miocene, Allocyclic controls, Foreland basin



MINES ParisTech

ParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY