



HAL
open science

Incision fluviale et transition d'une rivière alluviale vers une rivière à fond rocheux : formation et évolution des seuils molassiques de la moyenne Garonne toulousaine au cours du 20e siècle

Hugo Jantzi

► To cite this version:

Hugo Jantzi. Incision fluviale et transition d'une rivière alluviale vers une rivière à fond rocheux : formation et évolution des seuils molassiques de la moyenne Garonne toulousaine au cours du 20e siècle. Géographie. Université Toulouse le Mirail - Toulouse II, 2018. Français. NNT : 2018TOU20069 . tel-02457089

HAL Id: tel-02457089

<https://theses.hal.science/tel-02457089>

Submitted on 27 Jan 2020

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.



THÈSE

Envu de **l'obtention** du

DOCTORAT DE **L'UNIVERSITÉ** DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse - Jean Jaurès

Présentée et soutenue par :

Hugo Jantzi

le 21 septembre 2018

Titre :

Incision fluviale et transition d'une rivière alluviale vers une rivière à fond rocheux : formation et évolution des seuils molassiques de la moyenne Garonne toulousaine au cours du 20^e siècle

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED TESC : Environnement et sociétés

Unité de recherche :

GEODE - UMR 5602 CNRS/UT2J

Directeur/trice(s) de Thèse :

Jean-Michel Carozza - Professeur - Université de La Rochelle

Jury :

Margot Chapuis - Maître de conférences - Université de Nice (Examinatrice)

Alfredo Ollero - Professeur - Université de Saragosse, Espagne (Examinateur)

Jean-Luc Probst - Directeur de recherche CNRS - UMR 5245, Toulouse (Co-directeur)

Pierre-Gil Salvador - Professeur - Université de Lille (Rapporteur)

Johannes Steiger - Professeur - Université de Clermont-Ferrand (Rapporteur)

Liliana Zaharia - Professeur - Université de Bucarest, Roumanie (Examinatrice)



La Région

Occitanie

Pyrénées - Méditerranée

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à mes deux encadrants **Jean-Michel Carozza** et **Jean-Luc Probst**, pour m'avoir permis de passer de la montagne à la plaine en côtoyant la Garonne durant trois ans et demi, ainsi que pour leur encadrement, leur disponibilité et leurs conseils.

Je remercie également les membres du jury **Margot Chapuis**, **Alfredo Ollero**, **Pierre-Gil Salvador**, **Johannes Steiger** et **Liliana Zaharia** qui ont accepté de participer au jury de thèse et notamment les rapporteurs qui ont bien voulu évaluer ce manuscrit.

Ce travail de thèse a bénéficié du soutien et de l'apport de multiples moyens, permettant sa bonne réalisation, par le biais de structures et de personnes auxquelles j'adresse mes remerciements :

- la **Région Occitanie Pyrénées-Méditerranée** et l'**Ecole Doctorale TESC** pour leur soutien financier dans le cadre d'une bourse CDU,
- le laboratoire **GEODE** pour son accueil et la mise à disposition de moyens techniques, ainsi que le laboratoire **ECOLAB** pour m'avoir hébergé lors du blocage de la Maison de la Recherche durant trois mois,
- les personnes ayant bien voulu me communiquer de nombreuses données et me laisser accéder aux archives de leurs organismes : **Fabienne Athanase** de la DDT 31, **Laurent Humbert** de la DDT 82, **Fabienne Sans** du SMEAG, **Patrice Beaudelin**, **Carole Belin** et **Jean-Luc Le-Rohellec** de la DREAL, **Stéphane Abrate** du CD 31, **Thierry Sousbenc** du CD 82, **François-Xavier Barin** de la DIRSO, **Sylvie Jego** de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et **Samuel Vannier** de la VNF,
- **Albane** et **Laurent Carozza** pour l'acquisition des données lasergrammétriques sur le terrain et **Philippe Valette** pour la mise à disposition de nombreuses données historiques et les diverses aides matérielles et financières dont il a pu me faire bénéficier,
- les membres du laboratoire TRACES, **Nicolas Poirier** pour l'acquisition et le traitement des données aéroportées et **Luc Robbiola** pour la mise à disposition du matériel de découpe des plaquettes de roche.

Durant ces quelques années de thèse, côtoyer le laboratoire GEODE a été bien agréable notamment grâce à la présence d'un certain nombre de personnes, sans lesquelles le plaisir n'aurait pas été le même.

Remerciements

Je remercie Hugues, Emilie L., Florence, Cécile, Vanessa, Gilles, Sandrine, Emilie G, Raquel et Guillermo pour leur bonne humeur de tous les jours.

Un remerciement également aux doctorants présents et passés : Romain et ses jeux de mots souvent hasardeux, Léo et son amour douteux pour le cassoulet à 0,90 cents, Yayé toujours prompt à rire, Laure et Mathilde.

Bien évidemment, je n'oublie pas le fameux trio Johann-Mélodie-Tibi, unis par les liens de la direction. Merci à vous pour le temps passé ensemble et pour les moments de détente et de rires, que cela soit au bureau, sur le terrain ou en-dehors du travail.

Encore merci à Johann, grand compagnon de bureau, avec qui j'ai passé de très bons moments au travers de discussions plus ou moins sérieuses, de nombreuses sorties sur le terrain et en-dehors. Ta bonne humeur de tous les jours ainsi que ton humour, à la poésie ô combien subtile aura été fort appréciée et le sera encore !

Je ne manque pas de remercier Frédérique pour le temps consacré à la relecture de ce manuscrit, relecture qui je l'espère, évitera de se fatiguer les yeux à la lecture de ce qui va suivre.

Enfin, je ne voudrais pas oublier ma famille : ma sœur Elise et mon frère Daniel-Martin, et surtout, mes parents Claude et Marie-Ange, que je tiens tout particulièrement à remercier pour leur soutien inconditionnel et cela depuis toujours !



Sommaire

Remerciements	2
Sommaire	5
Acronymes	9
Introduction générale	11
Partie 1 – Contexte scientifique et objet d'étude	17
Chapitre 1. Cadre thématique	19
1.1. Les concepts de système fluvial et d'hydrosystème fluvial	19
1.2. Fonctionnement hydro-sédimentaire et ajustement du système fluvial	20
1.2.1. Le principe d'équilibre dynamique	20
1.2.2. La variabilité spatio-temporelle des flux	22
1.2.3. L'impact de l'anthropisation des cours d'eau sur leur morphologie	26
1.2.3.1. Le changement d'occupation du sol et les pratiques	26
1.2.3.2. La mise en place de barrages	26
1.2.3.3. Les travaux de chenalisation	27
1.2.3.4. L'extraction de granulats	28
1.3. Le phénomène d'incision	30
1.3.1. Généralité sur le processus physique	30
1.3.2. Phases d'évolution d'une rivière perturbée	32
1.3.3. L'incision des cours d'eau en France et en Europe	34
1.3.3.1. Les cours d'eau en France	35
1.3.3.2. Les cours d'eau à travers l'Europe	38
1.3.4. Transition entre rivière alluviale et à fond rocheux	39
1.4. Les rivières à fond rocheux	42
1.4.1. Définition et caractéristiques morphologiques	42
1.4.2. Processus d'érosion sur fond rocheux	44
1.4.3. Typologie des microformes d'érosion	45
1.4.4. Formation et évolution d'un seuil rocheux	47
Chapitre 2. Cadre géographique	51
2.1. Le bassin versant de la Garonne	51
2.1.1. Contexte morphostructural	52
2.1.2. Le réseau hydrographique	53
2.2. La moyenne Garonne toulousaine	55
2.2.1. Morphologie et organisation de la plaine alluviale	55
2.2.2. Aspects morphologiques du chenal	58
2.2.3. Régime hydrologique	61
2.2.4. Impacts des activités anthropiques	63
Chapitre 3. Enjeux scientifiques et démarches méthodologiques	66
3.1. Contexte de l'étude : l'enfoncement du lit de la moyenne Garonne	66
3.2. Objectif et problématique de recherche	69
3.3. Approche méthodologique	71
3.3.1. Une démarche multiscalaire	71
3.3.2. L'approche géohistorique et l'approche par monitoring de terrain	72
3.4. Méthodologie	76
3.4.1. L'analyse géohistorique	76
3.4.1.1. Analyse des ajustements latéraux à l'échelle du linéaire	76
3.4.1.2. Analyse des ajustements verticaux à l'échelle du linéaire	78
3.4.1.3. Analyse des ajustements géomorphologiques à l'échelle des tronçons	81
3.4.1.4. Analyse des facteurs de contrôle	82
3.4.2. Les expérimentations de terrain	85
3.4.2.1. Quantification de l'érosion à l'aide de plaquettes de roche	85
3.4.2.2. Suivi du transport solide grossier	87

3.4.2.3. Inventaire et typologie des formes d'érosion	89
3.4.2.4. Analyse de la distribution spatiale des formes d'érosion	91
3.4.2.5. Cartographie géomorphologique des seuils	95
Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle	99
Chapitre 1. Ajustements morphologiques à l'échelle du linéaire de 1830 aux années 2000	101
1.1. Evolution de la largeur du chenal	101
1.1.1. Evolution générale inter-périodes	101
1.1.2. Evolution longitudinale	102
1.2. Evolution verticale du chenal	108
1.2.1. Première phase : de 1830 à 1920	109
1.2.2. Seconde phase : de 1920 aux années 2000	110
1.3. Forçages hydro-climatiques et anthropiques	117
1.3.1. Evolution de la dynamique hydro-climatique	117
1.3.2. Evolution de l'occupation du sol et des aménagements	122
1.3.2.1. Le changement d'occupation du sol	122
1.3.2.2. La construction de barrages	125
1.3.2.3. Les aménagements de stabilisation du chenal	127
1.3.2.4. Les extractions de granulats	133
Chapitre 2. Ajustements morphologiques à l'échelle des sites de 1950 aux années 2000	141
2.1. Ajustements géomorphologiques du site de Portet-sur-Garonne	141
2.1.1. Evolution de la morphologie du lit mineur	141
2.1.2. Schéma d'évolution du site	147
2.2. Ajustements géomorphologiques du site de Beauzelle	151
2.2.1. Evolution de la morphologie du lit mineur	151
2.2.2. Schéma d'évolution du site	158
2.3. Ajustements géomorphologiques du site de Grenade	160
2.3.1. Evolution de la morphologie du lit mineur	160
2.3.2. Schéma d'évolution du site	165
2.4. Conclusion	168
Chapitre 3. Synthèse et discussions	170
3.1. Trajectoire d'évolution de la moyenne Garonne toulousaine	170
3.1.1. Evolution morphologique de 1830 aux années 2000	170
3.1.2. Trajectoire temporelle d'évolution	174
3.2. Mise en perspective à l'échelle européenne	177
3.2.1 L'influence du facteur hydro-climatique au XIX ^e siècle	178
3.2.2. Le tarissement des apports sédimentaires à la fin du XIX ^e -début XX ^e siècle	178
3.2.3. L'impact des activités humaines en lit mineur	179
3.2.3.1. Les aménagements de stabilisation	179
3.2.3.2. L'intensification des extractions à partir des années 1950	179
Partie 3 – Morphologie, processus et dynamiques d'évolution des seuils rocheux	184
Chapitre 1. Organisation spatiale et modelé des formes d'érosion	186
1.1. Géomorphologie des seuils	186
1.1.1. Portet-sur-Garonne	186
1.1.2. Beauzelle	192
1.1.3. Grenade	196
1.2. Inventaire et typologie des formes d'érosion	200
1.2.1. Typologie par échantillonnage systématique	201
1.2.1.1. Les trous d'eau	202
1.2.1.2. Les sillons longitudinaux	208
1.2.1.3. Les flûtes	212
1.2.1.4. Les flaques	214
1.2.1.5. Les dépressions	214
1.2.1.6. Les échancrures	215
1.2.1.7. Les buttes	216

1.2.2. Typologie complémentaire par échantillonnage aléatoire	217
1.2.2.1. Les formes ondulantes	217
1.2.2.2. Les fosses de dissolution	218
1.2.2.3. Les formes concaves avec surplomb	219
1.3. Analyse morphométrique des formes de type trou d'eau et sillon	220
1.3.1. Morphométrie des trous d'eau	220
1.3.2. Morphométrie des sillons	225
1.4. Distribution spatiale des formes d'érosion	230
1.4.1. Analyse de la densité spatiale	230
1.4.1.1. Portet-sur-Garonne	230
1.4.1.2. Beauzelle	236
1.4.1.3. Grenade	241
1.4.2. Caractérisation de la distribution spatiale	246
1.4.2.1. Le test de l'indice de dispersion	246
1.4.2.2. Le test de l'indice de Morisita	248
1.5. Conclusion	249
Chapitre 2. Quantification de l'érosion in situ à l'aide de plaquettes	251
2.1. Conditions hydrologiques et météorologiques	251
2.2. Dégradation de la molasse	254
2.2.1. Quantification de la dégradation	254
2.2.2. Estimation du volume érodé à l'échelle du linéaire	256
2.3. Facteurs influençant la dégradation	260
2.3.1. Le contexte de mise en situation	260
2.3.2. Caractéristiques physiques et structure de la roche	261
2.4. Conclusion	263
Chapitre 3. Mobilité de la charge de fond par traçage sédimentaire	265
3.1. Conditions hydrologiques du suivi	265
3.2. Traçage des éléments grossiers	267
3.2.1. Mobilité et distances de transport des traceurs	267
3.2.2. Trajectoire des traceurs	270
3.2.3. Puissance spécifique et contrainte de cisaillement de fond	273
3.2.4. Conditions locales d'injection des traceurs	275
3.3. Conclusion	278
Chapitre 4. Synthèse et discussions	281
4.1. Evolution des seuils de molasse	281
4.1.1. Des modèles d'organisation différenciés	281
4.1.2. Une distribution spatiale préférentielle des formes d'érosion	282
4.1.3. Morphométrie des formes d'érosion	284
4.2. L'érosion du substratum molassique	285
4.2.1. Dynamique d'enfoncement peu affectée par le changement de processus d'incision	285
4.2.2. Les facteurs de dégradation de la molasse	286
4.3. La mobilité de la charge de fond	287
4.3.1. Une mobilité faiblement impactée par la rugosité de surface	287
4.3.2. Des seuils « transparents » au transit sédimentaire amont-aval	288
Conclusion générale et perspectives	291
1. Conclusion générale	291
2. Perspectives	297
Références bibliographiques	301
Liste des figures	318
Liste des tableaux	329



Acronymes

AD	Archives Départementales
BRGM	Bureau de Recherche Géologique et Minière
CD	Conseil Départemental
DDE	Direction Départementale des Equipements
DDR	Drought Dominated Regime (régime dominé par les étiages)
DDT	Direction Départementale des Territoires
DGPS	Differential Global Positioning System (Système de positionnement global différentiel)
DIRSO	Direction Interdépartementale des Routes du Sud-Ouest
DREAL	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement
FDR	Flood Dominated Regime (régime dominé par les crues)
GW	Global Warming (réchauffement Global)
IGN	Institut National de l'Information Géographique et Forestière
LRM	Local Relief Model
MNT	Modèle Numérique de Terrain
PAG	Petit Age Glaciaire
PIT tags	Passive Integrated Transponder
RFID	Radio Frequency Identification
RTM	Restauration des Terrains en Montagne
SIG	Système d'Information Géographique
SMEAG	Syndicat Mixte d'Etude et d'Aménagement de la Garonne
SMEPAG	Syndicat Mixte d'Etude et de Programmation pour l'Aménagement de la Garonne
SRM	Shaded Relief Model
VNF	Voies Navigables de France



Introduction générale

Contexte scientifique

Au cours du XX^e siècle, de nombreuses rivières ont vu leur morphologie et leur dynamique hydro-sédimentaire se modifier significativement tant à l'échelle du bassin versant que de la plaine ou du lit mineur. Celles-ci sont regroupées sous le terme de *channel change*. De nombreuses études ont mis en évidence le rôle majeur des interventions anthropiques et les ajustements qui en ont découlé, notamment à partir de la seconde moitié du XX^e siècle. C'est par exemple le cas en France, du Buëch et de la Drôme dans les Alpes du sud (Gautier, 1994 ; Landon et al., 1998 ; Liébault et Piégay, 2002), de l'Isère, de l'Arve et du Giffre dans les Alpes du Nord (Peiry et al., 1994 ; Piégay et Peiry, 1997) ou encore du Rhône (Parot, 2015), de la Saône (Astrade et Dumond, 2000) et du Rhin (Arnaud, 2012) pour ne citer que ces cours d'eau.

C'est ainsi que de nombreuses rivières ont vu leur chenal se contracter et s'inciser sous l'effet d'interventions directes dans le lit mineur comme les extractions de granulats (Kondolf, 1997 ; Rinaldi et al., 2005 ; Martín-Vide et al., 2010), les travaux de chenalisation (Piégay et al., 2009), la construction de barrages (Kondolf, 1997), ou dans le bassin versant, avec le reboisement des versants (Liébault et Piégay, 2002 ; Piégay et al., 2004) et les changements d'occupation du sol. Ces interventions ont entraîné une altération de la dynamique sédimentaire qui s'est souvent traduite par une réduction ou un tarissement des sources sédimentaires, une discontinuité (*i.e.* déconnexion) dans le transit sédimentaire entre l'amont et l'aval et une limitation des recharges par les apports latéraux. Dans de nombreux cas, cette réduction des apports solides a eu pour conséquence une incision des chenaux.

Toutefois, si les activités humaines ont un rôle majeur dans la modification hydro-morphologique des cours d'eau, les facteurs naturels constituent une autre cause d'ajustements importants. C'est le cas par exemple de la rivière Toutle dans l'État de Washington qui, à la suite de l'éruption du Mont St. Helens, a vu son fonctionnement changer radicalement (Simon, 1992). Cependant ce type d'évolution est tributaire de conditions locales spécifiques. Durant les deux derniers siècles la variabilité hydro-climatique a été importante avec le passage d'un régime dominé par les crues durant le XIX^e siècle et correspondant à la phase terminale du PAG (Petit Age Glaciaire), à un régime où les étiages se sont multipliés et sont devenus plus sévères à partir du XX^e siècle (Erskine et Warner, 1998). La seconde moitié du XIX^e siècle se caractérise par une crise torrentielle où les événements extrêmes se multiplient (Gob et al., 2008 ; Antoine, 2009). Dans les Alpes françaises du nord par exemple, la réponse des cours d'eau au PAG s'est traduite par une forte activité hydro-sédimentaire ayant induit un élargissement et une aggradation de ces derniers et dans de nombreux

cas a entraîné une métamorphose fluviale avec le passage d'un style à chenal unique à un style en tresse (Bravard, 1989). Miramont et al. (1998) mettent aussi en évidence le rôle prépondérant des forçages climatiques et des crues exceptionnelles du XIX^e siècle à l'image de la morphogenèse très active de la moyenne Durance dans les Alpes du sud.

Objectifs et problématique de la thèse

La moyenne Garonne, à l'instar de nombreux cours d'eau, a vu sa morphologie et sa dynamique hydro-sédimentaire durant le XX^e siècle se modifier rapidement et significativement. Cela s'est traduit dans un premier temps par la contraction de sa bande active et dans un second temps par l'enfoncement de son chenal (David, 2016a,b). Ces processus s'intensifient nettement à partir de la seconde moitié du siècle, période qui correspond à une forte augmentation des interventions humaines dans le lit mineur. Ils ont principalement été abordés par la dimension « horizontale » (*i.e.* en plan), alors que la dimension verticale de ces ajustements restait plus rarement abordée. A partir des années 1960s, les extractions de granulats se sont intensifiées avec l'industrialisation de l'activité sur une grande partie du linéaire du cours d'eau (Beaudelin, 1989) qui, en parallèle, a fait l'objet d'aménagements lourds afin de le stabiliser et d'empêcher les divagations (Valette et al., 2014). De manière concomitante, le fond du chenal s'est incisé de manière significative, entraînant une simplification de la mosaïque fluviale et une dégradation du fonctionnement hydro-morphologique et écologique (Décamps et al., 1988 ; Steiger et al., 1998; 2000). Entre les années 1960s et 1980s, une incision d'environ 1,5 m dans les secteurs touchés par les extractions entre Toulouse et Castelsarrasin est rapportée par Beaudelin (1989). L'enfoncement du chenal s'est notamment traduit par un décapage partiel ou total de la charge alluviale en de nombreux secteurs, laissant apparaître le substratum rocheux et entraînant la formation de seuils rocheux.

Si plusieurs auteurs se sont penchés sur la quantification du phénomène d'incision de la Garonne durant le XX^e siècle (Beaudelin, 1989 ; Lalanne-Bertoudicq et al., 1989 ; Steiger et Gazelle, 1994 ; Steiger et al., 2000), ces travaux, ponctuels et concentrés sur la seconde moitié du XX^e siècle, ne permettent pas de mettre en perspective la spécificité éventuelle de cette période sur une échelle de temps plus longue ni de quantifier l'importance de cette rupture dans le fonctionnement du cours d'eau. De plus, les seuils rocheux présents sur la moyenne Garonne et mis progressivement à l'affleurement par le décapage de la couverture alluviale sous l'effet de l'enfoncement du chenal, n'ont à ce jour fait l'objet d'aucune étude spécifique. Ces seuils rocheux correspondent à un changement abrupt de la pente du chenal (*env.* 2 m de dénivelé) créant localement une convexité de plusieurs

centaines de mètres de long dans un profil d'équilibre de forme générale concave et résultent d'une incision localisée.

Le présent travail a pour but d'étudier les ajustements verticaux du chenal de la moyenne Garonne, entre les confluences avec l'Ariège et le Tarn, et de mieux cerner les facteurs de contrôle à l'origine de son évolution morphologique. La période d'analyse considérée, porte sur les deux derniers siècles, de 1830 à nos jours. L'évolution latérale qui a déjà fait l'objet de travaux récents (David, 2015, 2016a,b) est également prise en considération car il s'agit d'un paramètre important de l'ajustement du chenal de la Garonne. Néanmoins l'accent sera mis sur la dimension verticale de cet ajustement et l'analyse du phénomène d'incision qui est très fortement impactant sur la morphologie du cours d'eau, la ripisylve (Muller et al., 2002) et les dysfonctionnements hydro-géomorphologiques qui en découlent (Lamb, 2004). Comme cela a été évoqué précédemment, la question de l'incision a déjà fait l'objet d'études antérieures. Cependant ces dernières, restent marquées par la faible résolution spatio-temporelle et se focalisent essentiellement sur la seconde moitié du XX^e siècle. Ce travail vise donc à actualiser et à compléter ces travaux et d'une manière plus générale à répondre à la question de l'évolution des rivières alluviales soumises à une incision en termes de rythmes et de processus.

La problématique générale développée est d'une part de mettre en évidence la manière dont la moyenne Garonne a évolué, passant d'une rivière à fond alluvial et à l'aggradation à la fin du XIX^e siècle, à une rivière majoritairement à fond rocheux aujourd'hui et d'autre part, d'appréhender l'évolution de formes géomorphologiques qui ont été générées par ce processus, les seuils rocheux dégagés de la couverture alluviale. Ce travail se propose donc : **(1)** d'analyser le phénomène d'incision sur l'ensemble du linéaire sur une échelle de temps plus longue, englobant la seconde moitié du XIX^e siècle et à une résolution spatiale plus fine que les travaux réalisés antérieurement, dans le but d'affiner les valeurs d'enfoncement du chenal puis de dégager une périodisation des ajustements verticaux plus précise ; **(2)** de mieux cerner les facteurs de contrôle en jeu ainsi que leur contribution respective dans les ajustements morphologiques du chenal, notamment le rôle des extractions de granulats au travers d'une exploitation de sources d'archives aussi exhaustive que possible à l'échelle de l'ensemble du linéaire et de sites ; **(3)** d'analyser la dynamique d'apparition et d'évolution des seuils rocheux formés par l'évacuation de la charge alluviale et de préciser leur organisation et leur processus de formation.

Démarche méthodologique de l'étude

La démarche méthodologique adoptée, repose sur une approche multiscalaire au travers de trois échelles spatiales emboîtées : **(1)** le linéaire de la moyenne Garonne, **(2)** les tronçons

élémentaires et **(3)** les seuils inscrits dans ces tronçons. Les ajustements de la moyenne Garonne, ont été étudiés à partir de deux approches. Une approche géohistorique portant sur l'analyse des ajustements morphologiques à l'échelle du linéaire et du tronçon à partir de documents anciens et récents (*i.e.* cartes, photographies aériennes, profils topographiques, etc.) permettant une analyse diachronique quantitative de l'évolution latérale et verticale du chenal. Une approche par monitoring de terrain à l'échelle des seuils portant sur l'analyse de la dynamique d'évolution et des processus de développement de ces derniers (*i.e.* topographie et imagerie par drone, plaquettes de roche, traçage sédimentaire par puçage RFID, inventaires terrain, etc.).

Organisation de la thèse

La thèse est structurée autour de trois parties. La trame se déroule de la manière suivante :

La première partie porte sur le contexte scientifique et l'objet d'étude de ce travail de recherche. Le **chapitre 1** retrace le cadre thématique dans lequel s'inscrit la thèse en contextualisant cette dernière au travers de rappels généraux sur le fonctionnement hydro-sédimentaire et les ajustements des cours en se focalisant plus particulièrement sur la question de l'incision du lit et des rivières à fond rocheux en réponse à ce phénomène. Le **chapitre 2** présente le cadre géographique dans un premier temps à l'échelle du bassin versant puis dans un second temps, à l'échelle de la moyenne Garonne toulousaine qui est l'objet de cette étude. Le **chapitre 3** présente les enjeux scientifiques en précisant le contexte de l'étude ainsi que l'objectif et la problématique de recherche. L'approche méthodologique utilisée est également présentée justifiée.

La deuxième partie, au travers d'une approche géohistorique, porte sur les ajustements morphologiques contemporains du lit mineur de la moyenne Garonne toulousaine et les facteurs de contrôle associés. Le **chapitre 1** retrace les ajustements morphologiques au cours des 200 dernières années en lien avec les forçages naturels et anthropiques à l'échelle du linéaire. Le **chapitre 2** se focalise plus précisément sur les ajustements géomorphologiques durant la seconde moitié du XX^e siècle à l'échelle du tronçon pour trois sites sélectionnés et ayant fait l'objet d'un suivi de terrain. Le **chapitre 3** est une synthèse des principaux résultats concernant la trajectoire d'évolution de la moyenne Garonne et une mise en perspective à l'échelle européenne.

La troisième partie, au travers d'une approche par monitoring de terrain, traite des processus et de la dynamique d'évolution des seuils rocheux présents sur la moyenne Garonne en trois sites suivis. Le **chapitre 1** aborde l'organisation spatiale des seuils et analyse les formes d'érosion sur substratum rocheux au travers de leur typologie, leur répartition spatiale et leur morphométrie. Le

chapitre 2 présente les résultats de la quantification de l'érosion à partir de l'utilisation de plaquettes de roches tandis que le **chapitre 3** porte sur les résultats de l'étude de la mobilité de la charge grossière de fond par traçage sédimentaire. Le **chapitre 4** est une synthèse reprenant les principaux résultats.



PARTIE 1

CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET OBJET D'ETUDE

Chapitre 1

Cadre thématique

Chapitre 2

Cadre géographique

Chapitre 3

Enjeux scientifiques et démarches méthodologiques

Chapitre 1. Cadre thématique

1.1. Les concepts de système fluvial et d'hydrosystème fluvial

L'approche systémique des cours d'eau repose sur deux concepts emboîtés dans l'espace : d'une part, le système fluvial, qui formalise les interrelations entre le bassin versant et son cours d'eau (Schumm, 1977) et l'hydrosystème fluvial, qui représente les flux de matière et d'énergie entre le cours d'eau et sa plaine alluviale (Amoros et Petts, 1993).

Le concept de système fluvial repose sur une approche de la dimension longitudinale du bassin versant, en suivant une organisation amont-aval du système au sein duquel transitent des flux de matières (*i.e.* eau (Q) et sédiments (Q_s)). Suivant cette logique, le bassin versant peut se découper en trois zones au sein desquelles ont lieu différents processus (Fig. 1.1). La zone de production (**1**) regroupe l'ensemble des versants et des têtes de bassin dont la fonction dominante est la production du débit et des sédiments. La zone de transfert (**2**) est un secteur fluvial dont la fonction est l'acheminement des sédiments vers l'aval. La zone de stockage (**3**) située à l'aval correspond au secteur fluvial et de plaine alluviale où les sédiments transportés depuis l'amont s'accumulent.

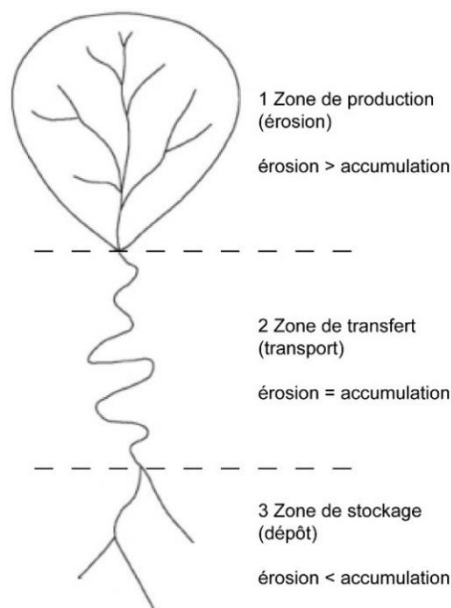


Figure 1.1 : Découpage conceptuel d'un bassin versant en trois secteurs (modifié d'après Schumm, 1977). Les processus dominants dans chacun des compartiments sont également précisés.

Le concept d'hydrosystème fluvial qui constitue un sous-système du système fluvial, repose sur une approche de la bidirectionnalité des flux au travers d'une vision à quatre dimensions de la mosaïque fluviale (Fig. 1.2). La dimension longitudinale (**1**) appréhendée dans le concept de système fluvial, correspond au transfert de flux le long du gradient amont-aval. Les dimensions transversale (**2**) et verticale (**3**) correspondent aux échanges bidirectionnels de flux entre la rivière, sa nappe

d'accompagnement et la plaine alluviale. La quatrième dimension se réfère à l'aspect temporel **(4)** qui structure la variabilité hydrologique et les échanges entre les différents compartiments qui s'opèrent dans le temps. L'hydrosystème met en évidence une hiérarchisation spatiale et fonctionnelle des différentes unités emboîtées.

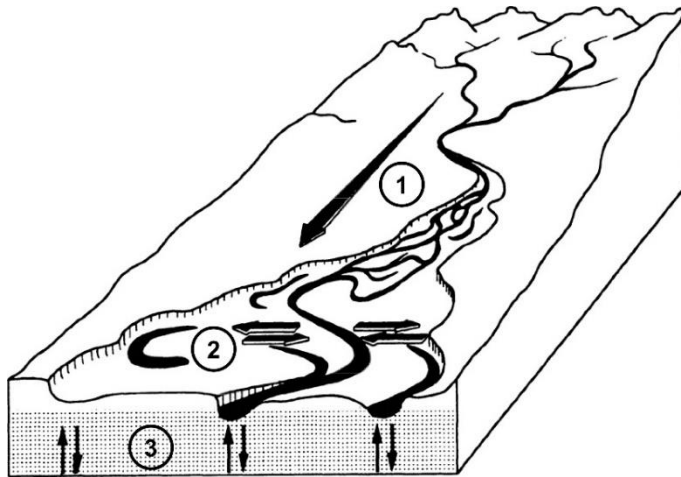


Figure 1.2 : Schématisation des trois dimensions **(1)** longitudinale, **(2)** transversale et **(3)** verticale constituant l'hydrosystème fluvial (Amoros et Petts, 1993).

Les concepts de système fluvial et d'hydrosystème se distinguent par leur organisation spatiale propre, tout en présentant une complémentarité d'échelle. En effet, si le système fluvial se distingue par son caractère géomorphologique centré sur les échanges sédimentaires au sein du bassin versant, l'hydrosystème quant à lui s'attache d'avantage au fonctionnement écologique du système tout en tenant compte des processus hydrologiques et géomorphologiques (Liébault, 2003). Le système fluvial et l'hydrosystème reposent donc sur une vision hiérarchisée, organisée par un découpage du cours d'eau en compartiments (physiques et biotiques) emboîtés qui interagissent à différentes échelles spatio-temporelles (Frissel et al., 1986). Dans les deux cas, il s'agit d'une approche conceptuelle, dont l'inscription dans l'espace géographique montre la plus grande complexité.

1.2. Fonctionnement hydro-sédimentaire et ajustement du système fluvial

1.2.1. Le principe d'équilibre dynamique

En conditions naturelles, un cours d'eau tend à s'ajuster continuellement selon deux principales variables, dites de contrôle ou externes : le flux liquide (Q_l) et le flux solide (Q_s). Il s'agit pour ce dernier de maintenir une capacité de transport en adéquation avec sa charge sédimentaire en suivant le principe de « least action » (Nanson et Huang, 2016). Ces flux ne sont pas constants dans le temps mais fluctuent sous l'influence des variations météorologiques (*i.e.* à court terme) et climatiques (*i.e.* à moyen et long terme), de l'irrégularité des apports de versant, de l'occupation du sol ou encore

de l'activité anthropique. Le cours d'eau est donc amené à ajuster sa morphologie au travers de variables de réponse ou internes (*i.e.* largeur, pente, sinuosité et profondeur du chenal) afin de répondre au changement des variables de contrôle (Malavoi et Bravard, 2010). Les mécanismes qui gouvernent l'ajustement d'un cours d'eau ont été formalisés par Gilbert (1914) et Mackin (1948) puis repris par Lane (1955). Cette recherche « d'équilibre dynamique » du système autour d'un état moyen dans le temps, est définie par Lane (1955) comme un équilibre entre les flux solide et liquide. Le transport des sédiments est directement lié à la puissance du cours d'eau (QI et S) et à la granulométrie des sédiments (D) suivant la relation (Lane, 1955 in Church, 2002) :

$$Q_s \sim QI S / D$$

Avec Q_s : débit solide ($m^3.s^{-1}$) ; QI : débit liquide ($m^3.s^{-1}$) ; S : pente du cours d'eau ($m.m^{-1}$) ; D : la taille du sédiment (m).

Lorsque la capacité de transport est excédentaire par rapport à la fourniture sédimentaire, cette énergie doit se dissiper. L'incision du chenal réduit la pente et la capacité de transport par l'augmentation de la dissipation d'énergie par friction en raison d'une augmentation de la granulométrie de surface. Inversement lorsque la capacité de transport est déficitaire par rapport à la fourniture sédimentaire, l'aggradation entraîne une augmentation de la pente du lit et de son énergie. La réponse du cours d'eau face à la variation des variables externes a été formalisée par Schumm (1977) puis Starkel (1983) en une série de relations théoriques qui permettent d'anticiper les réponses de la géométrie du cours d'eau (Tab. 1.1). Toutefois, ces relations doivent être nuancées car dans les faits, les ajustements morphologiques peuvent ne résulter qu'en partie d'un ajustement des flux et peuvent être soumis à l'influence d'interventions anthropiques (*i.e.* extractions de granulats, recalibrages, rectifications de tracé, etc.) ainsi qu'à des contraintes liées à la résistance des berges à l'érosion (Liébault, 2003) ou aux interactions avec la végétation (Gurnell et al., 2016).

Modification variables externes	Ajustements variables internes
$QI^+ Qs^-$	$w^+ d^+ w/d^+ \lambda^+ s^-$
$QI^- Qs^+$	$w^- d^- w/d^- \lambda^- s^+$
$QI^+ Qs^+$	$w^+ d^+ w/d^+ \lambda^+ S^+ s^+$
$QI^- Qs^-$	$w^- d^- w/d^- \lambda^- S^- s^-$
$QI^+ Qs^-$	$w^+ d^{+/-} w/d^{+/-} \lambda^+ S^- s^{+/-}$
$QI^- Qs^+$	$w^- d^{+/-} w/d^{+/-} \lambda^- S^+ s^{+/-}$
$QI^+ Qs^+$	$w^{+/-} d^+ w/d^{+/-} \lambda^{+/-} S^+ s^-$
$QI^- Qs^-$	$w^{+/-} d^- w/d^{+/-} \lambda^{+/-} S^- s^+$

Tableau 1.1 : Relations empiriques entre les variables de contrôle et de réponse (Schumm, 1977). QI : débit liquide ; Qs : débit solide, w : largeur du chenal ; d : profondeur du chenal ; s : pente du chenal ; λ : longueur d'onde des méandres ; S : sinuosité du chenal, + : augmentation ; - : diminution ; +/- : en équilibre.

Au sein du système fluvial existent des mécanismes d'interactions et de rétroactions négatives entre les variables permettant au système de retrouver des conditions proches de son état initial à la suite d'une perturbation. Cette propriété émergente est nommée résilience. La résilience du système permet de maintenir un état d'équilibre dynamique autour duquel les variables morphologiques vont fluctuer (Schumm, 1977). La modification des variables de contrôle entraîne une réponse du système fluvial qui se divise en trois temps : **(1)** le temps de réaction, **(2)** le temps de relaxation ou de résilience et **(3)** le temps d'ajustement aux nouvelles conditions. Selon la sensibilité du système soumis à perturbation, la récupération de ce dernier peut être de trois types (Fryirs et Brierley, 2013) (Fig. 1.3) :

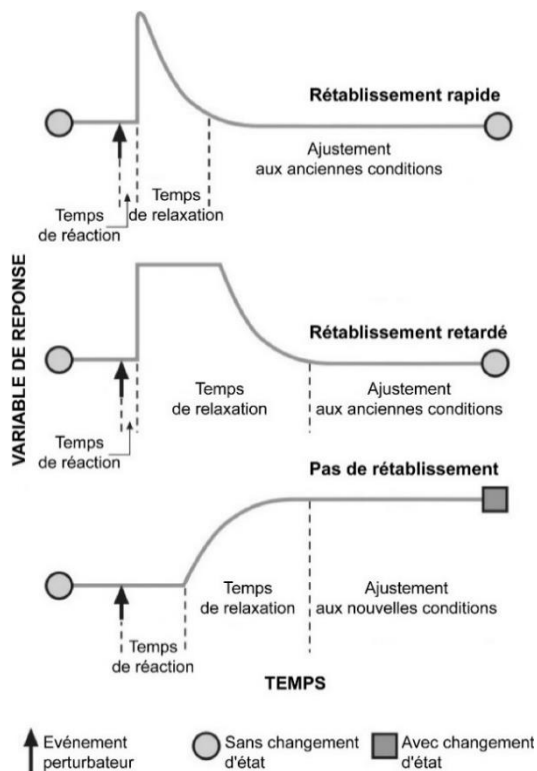


Figure 1.3 : Représentation de la réponse du système à une perturbation des variables de contrôle (modifié d'après Fryirs et Brierley, 2013).

- un rétablissement rapide vers un état initial avec une adaptation rapide à la perturbation (système auto-ajusté). Les temps de réaction et de relaxation sont courts.
- un rétablissement tardif vers un état initial à la suite d'un décalage temporel (temps de latence). Le temps de réaction peut être rapide mais le système a besoin de temps pour revenir à un état initial.
- Une absence de rétablissement car le système est poussé au-delà de sa capacité à retrouver son état initial suite au dépassement des conditions de seuil. Le système s'ajuste à de nouvelles conditions de flux pour atteindre un nouvel état.

1.2.2. La variabilité spatio-temporelle des flux

La morphologie d'un cours d'eau se caractérise par des paramètres physiques (*i.e.* pente locale, largeur, profondeur, sinuosité, etc.) qui réagissent à des facteurs locaux (*i.e.* pente et géométrie de la vallée, caractéristiques sédimentologiques du lit et des berges, végétation des berges) et régionaux/globaux (*i.e.* débits liquide et solide) (Leopold et al., 1964 ; Malavoi et Bravard, 2010). D'amont en aval, un cours d'eau voit certains de ces paramètres évoluer : diminution de la pente et de la granulométrie des sédiments, tandis que d'autres augmentent tel le débit ou la largeur du cours d'eau (Fig. 1.4). La diminution de la pente en direction de l'exutoire entraîne une diminution de la

capacité de transport tandis que l'augmentation de la surface drainée induit une augmentation du flux sédimentaire. Ainsi les transferts sédimentaires issus du rapport entre la capacité de transport et la quantité de matériaux disponibles sont source de modification de la morphologie du cours d'eau qui se structure suivant son profil en long (Rosgen, 1994 ; Montgomery et Buffington, 1997). Dans le temps, les flux liquide et solide sont également amenés à fluctuer sous l'influence des variations climatiques et des activités anthropiques (*i.e.* occupation du sol, extraction de granulats, etc.) qui induisent une variabilité de la dynamique hydrologique et de la production sédimentaire (Owens et Walling, 2002 ; Descroix et Gautier, 2002). Cette fluctuation spatio-temporelle des flux, induit un ajustement morphologique des formes fluviales qui varient à des degrés divers dans le temps et l'espace selon leur nature (Fig. 1.5).

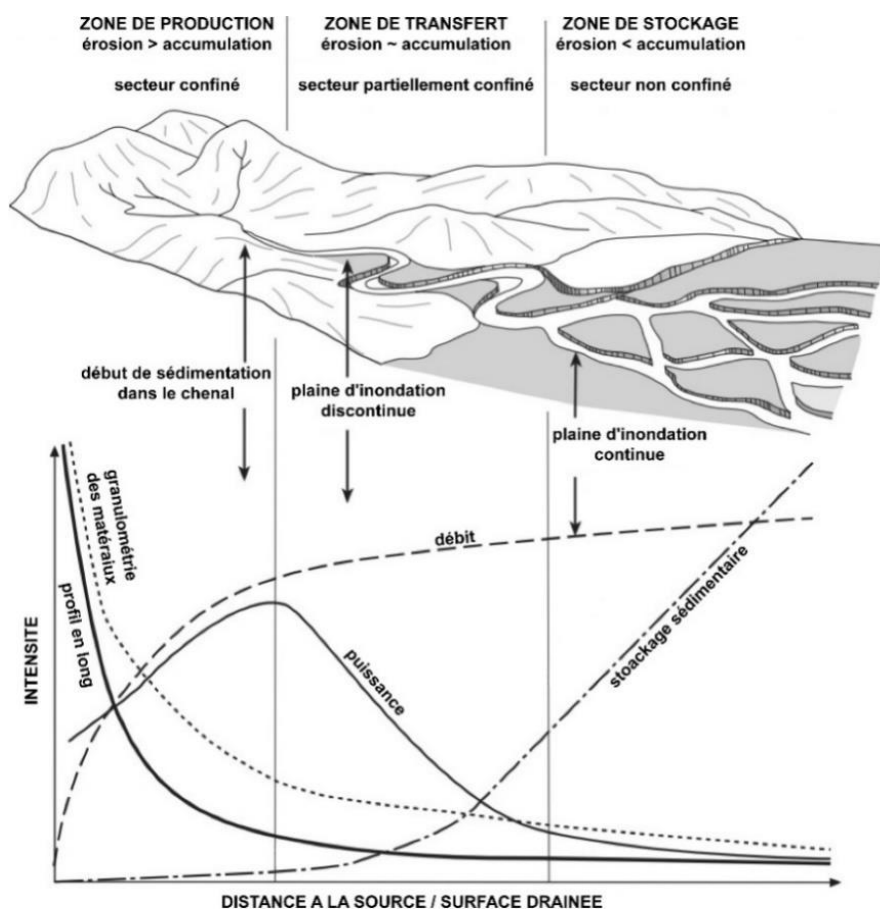


Figure 1.4 : Représentation schématique de l'évolution des paramètres d'un cours d'eau le long de son profil en long (modifié d'après Fryirs et Brierley, 2013 basé sur Church, 1992).

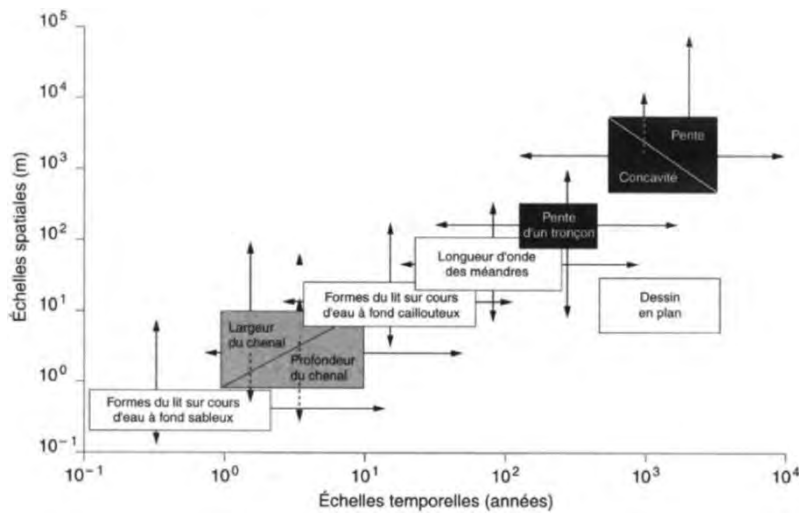


Figure 1.5 : Echelle spatio-temporelle de l'ajustement des formes fluviales (d'après Knighton, 1998 in Liébault, 2003).

Cette variabilité spatio-temporelle des conditions hydrologiques et sédimentaires le long d'un gradient amont-aval induit une diversité morphologique des cours d'eau et de leur style fluvial sous l'influence de réponses multiples liées aux conditions limites imposées par les facteurs géologiques, topographiques, climatiques, biogéographiques ou encore anthropiques (Fryirs et Brierley, 2013). Leur organisation longitudinale a permis de réaliser une classification des systèmes fluviaux et de mettre en lien les paramètres influençant l'organisation et les caractéristiques des cours d'eau (Rosgen, 1994) (Fig. 1.6). Selon la nature et la disponibilité des matériaux dans le chenal, trois types de cours d'eau peuvent être distingués : à fond rocheux, semi-contrôlé et alluvial (Schumm, 1985). Les chenaux à fond rocheux sont considérés stables sur le temps long mais peuvent dans certains cas se déplacer latéralement lorsque le substrat rocheux présente une faible résistance. Les chenaux semi-contrôlés présentent un contrôle local variable suivant la nature du fond du lit, rocheux ou formé par des alluvions qui peuvent être remaniées. Les rivières alluviales, quant à elles, peuvent présenter un remaniement fréquent de leur organisation lié à la mobilité des sédiments (*i.e.* érosion, transport, dépôt) sous l'effet des variations des flux liquide et solide. Il existe une large gamme de rivières alluviales parmi lesquelles trois principaux styles fluviaux sont reconnus à la suite des travaux de Leopold et Wolmann (1957) : les rivières en tresse, à méandre et rectilignes. A ces trois types s'ajoute le style à anastomose (Knighton et Nanson, 1993 ; Makaske, 2001). Cependant, des types intermédiaires existent et la morphologie fluviale doit être envisagée comme un continuum. Ainsi une rivière peut présenter différents styles fluviaux le long de son gradient amont-aval.

Si les rivières alluviales ont fait l'objet de nombreuses études depuis plusieurs décennies, les rivières à fond rocheux ont suscité une moindre attention mais elles connaissent depuis les années 2000 un regain d'intérêt. En effet, ces dernières diffèrent grandement des rivières alluviales pour lesquelles les modèles conceptuels ne permettent pas de décrire convenablement les processus qui

ont lieu dans les chenaux rocheux (Wohl et Merritt, 2001). En effet, à l'inverse des rivières alluviales dont la géométrie s'ajuste en réponse au changement de régime de l'écoulement, la géométrie des rivières rocheuses reflète une forte influence de la résistance et de l'hétérogénéité du substrat (Wohl et Merritt, 2001). De plus, l'incision de ces dernières joue également un rôle dans la stabilité des pentes (Burbank et al., 1996) et le changement du niveau de base au sein d'un réseau hydrographique et de manière plus large dans l'évolution des paysages (Howard, 1998 ; Sklar et Dietrich, 1998), suscitant un intérêt croissant.

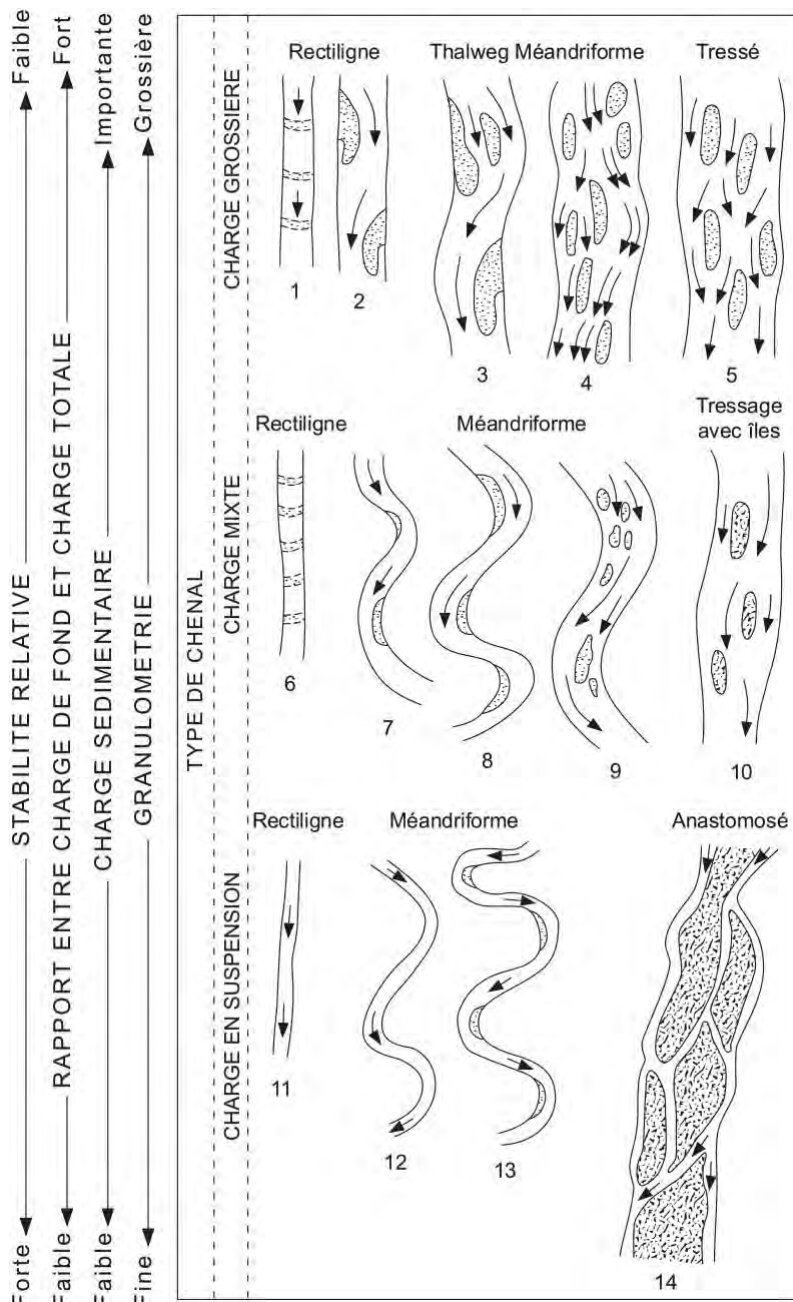


Figure 1.6 : Classification des styles fluviaux selon les caractéristiques de la charge alluviale (adapté d'après Schumm, 1981, 1985 in Knighton, 1998).

1.2.3. L'impact de l'anthropisation des cours d'eau sur leur morphologie

Depuis plusieurs siècles, notamment à partir du XIX^e siècle, les perturbations d'origine anthropique n'ont cessé de s'accroître. L'impact des activités humaines de par leur intensité joue un rôle important voire majeur, laissant des traces parfois durables sur le système fluvial et pouvant même le modifier profondément avec un changement irréversible des conditions d'origine qui peuvent conduire à une métamorphose fluviale (Schumm, 1977). De par leur intensité et leur type, les activités humaines affectent à des degrés divers les variables de contrôle que sont les flux liquide et solide entraînant des ajustements géomorphologiques contrastés selon les contextes. Plusieurs types d'activités sont en jeu, parmi lesquelles les plus importantes sont : **(1)** l'occupation du sol et les pratiques, **(2)** la construction de barrages, **(3)** les travaux de chenalisation et **(4)** les extractions de granulats en lit mineur. Ces activités induisent une pression à des échelles spatiales différentes, celle du bassin versant et celle du tronçon fluvial.

1.2.3.1. Le changement d'occupation du sol et les pratiques

L'occupation du sol peut être source de modification du fonctionnement d'un cours d'eau. Au cours du XIX^e siècle, des mesures de reboisement réalisées par les services de Restauration des Terrains de Montagnes (RTM) dans les Alpes (Liébault et Taillefumier, 2000 ; Piégay et al., 2004) et les Pyrénées (Bartoli et Tierle, 1998 ; Métaillé, 2006) sont entreprises afin de lutter contre l'érosion des versants alors génératrice d'une fourniture sédimentaire importante associée à une forte dynamique hydrologique dans un contexte de phase terminale du Petit Age Glaciaire. A cela s'ajoute une déprise agro-pastorale à partir du début du XX^e siècle dans les fonds de vallée favorisant une recolonisation spontanée des terres par la végétation. Cette revégétalisation des versants a entraîné un tarissement des sources sédimentaires en tête de bassin versant favorisant l'enfoncement des cours d'eau vers l'aval accentué par la contraction des bandes actives et la colonisation des marges fluviales. Le changement d'occupation du sol a eu pour effet une réduction de l'activité torrentielle et de la fourniture sédimentaire à l'amont, réduisant ainsi à l'aval la charge solide des cours d'eau.

1.2.3.2. La mise en place de barrages

La multiplication des barrages sur les cours d'eau ont induit certains impacts sur ces derniers en agissant sur les débits liquide et solide affectant ainsi leur morphologie (Kondolf, 1997 ; Brandt, 2000 ; Petts et Gurnell, 2005). En effet, les barrages représentent d'une part un obstacle au transfert des sédiments et d'autre part modifient le régime hydrologique en aval de l'ouvrage provoquant une

modification dans le fonctionnement du cours d'eau (Kondolf, 1997). La modification des deux principales variables de contrôle peut entraîner un ajustement du chenal qui dépendra du degré de modification du régime d'écoulement et du taux de réduction de la charge solide en transit. Ainsi, la relation entre la capacité de transport et la charge solide disponible en aval du barrage ainsi que la sensibilité à l'érosion du fond du chenal et des berges vont déterminer l'intensité des ajustements (Brandt, 2000).

Les barrages induisent une discontinuité longitudinale dans le transit sédimentaire en piégeant la charge solide dans leur réservoir engendrant un déficit sédimentaire en aval (Ibañez et al., 1996 ; Kondolf, 1997 ; Maneux et al., 2001 ; Smith et al., 2016) et un excès d'énergie du cours d'eau qui ne peut être compensé par le transport des sédiments. L'excédent d'énergie est par conséquent dépensé dans l'érosion du chenal ce qui a pour conséquence son incision (Smith et al., 2016) et une augmentation de la granulométrie des matériaux jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint. La diminution des pics de crue et de la fréquence des débits morphogènes, peut également produire une réduction de la largeur de la bande active et une diminution de la mobilité du chenal par la recolonisation des marges par la végétation (Liro, 2017).

1.2.3.3. Les travaux de chenalisation

L'impact de la chenalisation d'un cours d'eau a pour effet de modifier d'une part la géométrie du lit mais aussi la granulométrie de la charge de fond ainsi que les faciès d'écoulement dans le secteur touché par les interventions (Wasson et al., 1998). Cependant, les modifications induites par les aménagements peuvent se propager au-delà du secteur impacté et persister dans le temps bien au-delà de l'intervention. Ces dernières peuvent être de différents types : il s'agit de recalibrage, de rectification, de reprofilage, d'endiguement, de protections de berges ou encore d'entretien et de curage (Brookes, 1988).

Selon la nature des interventions, les conséquences sur le milieu physique peuvent être multiples avec une augmentation de la pente, une modification de la largeur et de la profondeur du chenal, une perturbation et une homogénéisation des faciès d'écoulement, une destruction du substrat, une destruction des structures d'abris, une accentuation des hydrogrammes et l'occurrence de processus d'ajustements morphologiques (*i.e.* érosion et dépôts) (Wasson et al., 1998) (Fig. 1.7). Le principal impact des aménagements est l'homogénéisation de la morphologie du cours d'eau et des conditions d'écoulement, pouvant se traduire par une aggravation des conditions physiques lors de crues et d'étiages (Fig. 1.7). La continuité amont-aval peut également être réduite par la présence

d'ouvrages transversaux tout comme la connectivité transversale réduisant ainsi les échanges entre le chenal et le lit majeur.

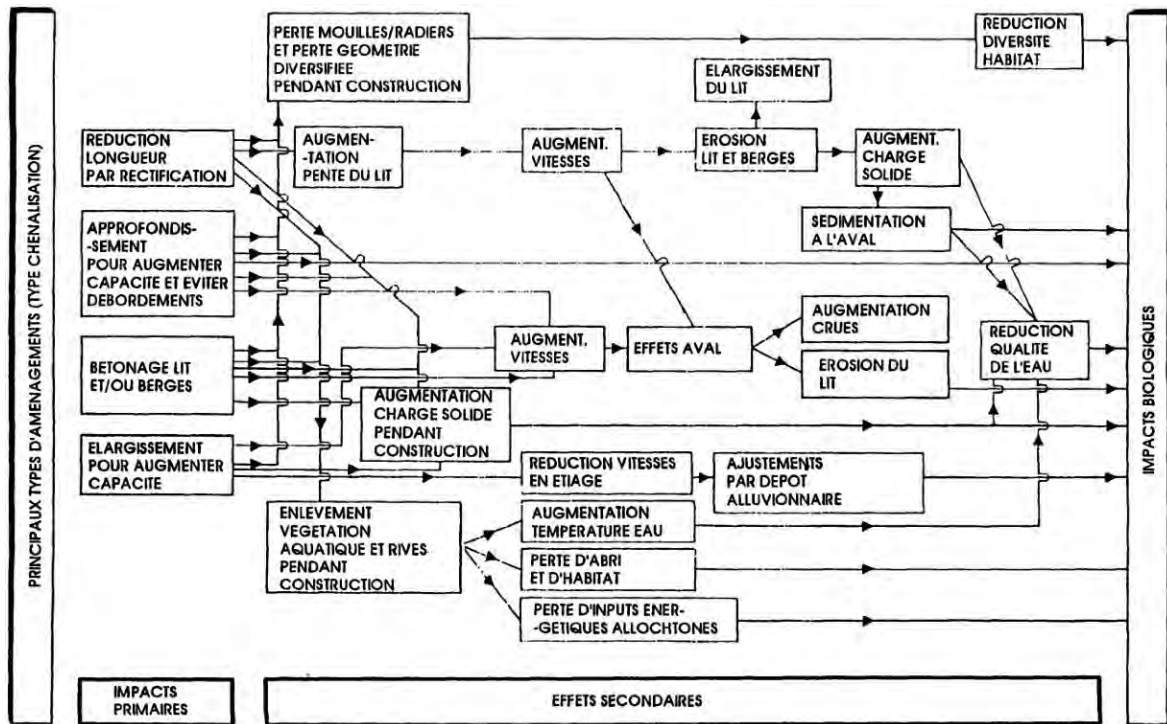


Figure 1.7 : Impacts des aménagements sur les cours d'eau (Brookes, 1988 dans Wasson et al., 1998).

1.2.3.4. L'extraction de granulats

Les rivières alluviales ont au cours de l'histoire récente suscité l'intérêt des sociétés, notamment en raison de la ressource et de la qualité des matériaux alluvionnaires qu'elles représentent. C'est surtout à partir de l'après-guerre que la production de granulats, tous types confondus, va connaître un essor considérable en raison d'un besoin grandissant pour la reconstruction, le développement urbain, autoroutier ou encore la réalisation de grands chantiers (*i.e.* barrages, centrales nucléaires, etc.) (Fig 1.8A). Jusque vers la fin des années 1980, période à partir de laquelle l'activité en lit mineur va être progressivement interdite, l'exploitation dans ce type de gisement a été préférée à l'exploitation de roche massive dont la qualité est considérée comme moins noble (Fig. 1.8B).

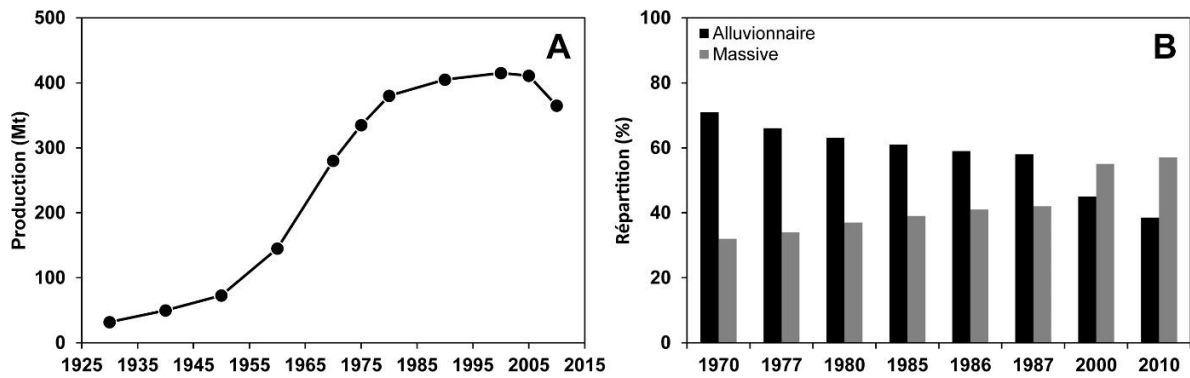


Figure 1.8 : (A) Production nationale de granulats tous types confondus au cours du XX^e siècle. (B) Répartition de la production selon l'origine des matériaux (UNICEM).

L'impact des extractions en lit mineur a fait l'objet de plusieurs travaux qui ont montré que cette activité pouvait être à l'origine d'une dégradation hydromorphologique et écologique sévère, (Bouchaud et al., 1979 ; Larinier, 1980 ; Kondolf, 1994a ; Peiry et al., 1994 ; Surian, Rinaldi, 2003 ; Rinaldi et al., 2005) dont la réversibilité des effets est souvent rendue difficile lorsque la quantité prélevée est bien supérieure à celle qui est transportée par le cours d'eau (Rollet et al., 2006). En raison des aménagements de ces derniers (*e.g.* digues, barrages, etc.), les apports en sédiments par érosion latérale et par transfert amont-aval ne sont plus assurés en quantité suffisante pour compenser les prélèvements de matériaux ce qui cause une situation de déficit/pénurie sédimentaire (la rivière est dite « affamée »). Il s'en suit à l'échelle du linéaire un déséquilibre entre la charge disponible et la capacité de transport du cours d'eau (Rinaldi et al., 2005) qui produit une incision du chenal et se traduit par une modification des profils en travers et en long du cours d'eau.

Les extractions par fosse, qui sont une des formes d'exploitation du lit mineur, induisent quant à elles un piégeage des sédiments qui interrompt le transit sédimentaire vers l'aval. A l'échelle de la station, elles entraînent des phénomènes d'érosion progressive (*i.e.* vers l'aval) et régressive (*i.e.* vers l'amont) (Rinaldi et al., 2005) (Fig. 1.9). En effet, l'extraction par fosse crée une rupture de pente à son entrée, formant un seuil. L'augmentation locale de la pente entraîne une accélération du courant et des forces tractrices, ainsi le seuil va migrer vers l'amont par érosion régressive. La fosse piège également les sédiments venant de l'amont créant une discontinuité dans le transit sédimentaire. En aval de la fosse, l'eau qui est dépourvue de sédiments mais présente toujours une capacité de transport, va récupérer une partie de sa charge solide en érodant le lit vers l'aval. Cette modification du fonctionnement impacte le fonctionnement hydromorphologique et écologique des cours d'eau ainsi que leurs usages. Les principaux impacts concernent la déstabilisation des ouvrages d'art (Kondolf et Swanson, 1993 ; Surian et Rinaldi, 2003) et des berges, l'appauvrissement des faciès d'écoulement, le pavage du fond du chenal, l'apparition d'affleurement rocheux, l'abaissement de la ligne d'eau entraînant une baisse du niveau de la nappe d'accompagnement (Larinier, 1980 ; Beaudelin, 1989 ;

Erskine, 1990 ; Kondolf, 1994a ; Rinaldi et al., 2005 ; Rollet et al., 2006), une diminution de la fréquence des crues, le dépérissement de la ripisylve (Steiger et al., 1998 ; Décamps et al., 1988), une dégradation des habitats aquatiques ou encore de la qualité des eaux (Bouchaud et al., 1979 ; Clavel et al., 1978).

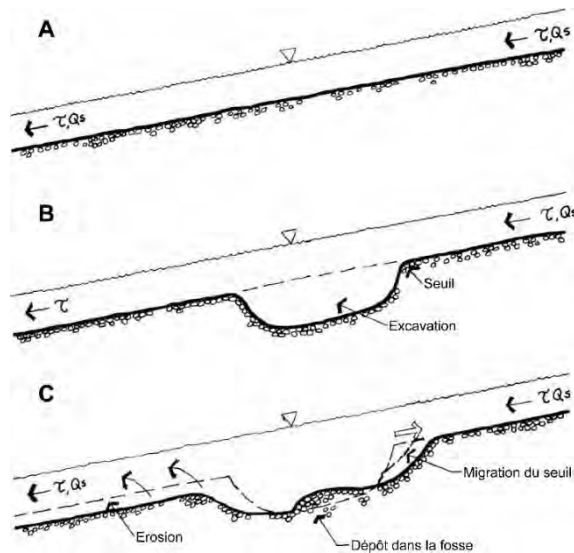


Figure 1.9 : Effet de l'extraction de granulats par fosse. **(A)** Situation initiale où la charge solide (Q_s) et la contrainte de cisaillement (τ) sont continus dans le chenal. **(B)** Extraction créant un seuil en amont, piégeant et interrompant le transit sédimentaire. **(C)** Le seuil migre en amont par érosion liée à l'augmentation de la pente et de la force tractrice. En aval, l'eau appauvrie en sédiments, érode le lit afin de récupérer une partie de sa charge solide (modifié d'après Kondolf, 1997).

1.3. Le phénomène d'incision

1.3.1. Généralité sur le processus physique

Tout d'abord, il est nécessaire de distinguer les termes d'incision et d'érosion. En effet, l'incision fait référence à un abaissement du fond du lit de manière systématique sur une période de plusieurs années, pouvant affecter tout ou partie d'un cours d'eau tandis que l'érosion est un processus pouvant être plus localisé et généralement limité en intensité, dans le temps et l'espace (Mackin, 1948). Les causes de l'incision d'un cours d'eau peuvent être multiples (naturelle ou anthropique), néanmoins les effets morphologiques associés au phénomène présentent en général des similarités entre les différents milieux fluviaux existant (Williams et Wolman, 1984 ; Booth, 1990 ; Simon, 1992 ; Rinaldi et Simon, 1998). L'incision, sur des échelles spatiales variables, peut se produire dans des matériaux facilement érodible telles des alluvions ou des marnes présentant une cohésion faible ou dans des matériaux à forte résistance comme un substrat rocheux (Wohl, 1993 ; Wohl et al., 1994 ; Whipple et al., 2000a, 2000b). De fait, un chenal incisé peut contenir des débits de pointe et des temps de retour plus importants qu'un chenal non incisé et ne peut, ou de manière moindre, dissiper l'énergie d'une crue dans son lit majeur ce qui fait de ces cours d'eau des systèmes pouvant être très dynamiques (Simon et Rinaldi, 2013). A ce jour, l'incision et son impact sur les cours d'eau a fait l'objet de nombreuses études à travers le monde : en France (Landon et Piégay, 1994 ; Peiry et al., 1994 ; Petit

et al., 1996 ; Bravard et al., 1997), en Espagne (Martín-Vide, 2010 ; Antón et al., 2012), en Italie (Rinaldi et Simon, 1998 ; Surian et Rinaldi, 2003 ; Turitto et al., 2010) aux Etats-Unis (Simon, 1989 ; Simon et Darby, 2002 ; Beechie et al., 2008), en Pologne (Wyżga, 2001), en Roumanie (Rădoane et al., 2013), à Taiwan (Huang et al., 2013, 2014) notamment.

De manière générale, les causes de l'incision sont liées à un déséquilibre engendré par une perturbation qui modifie la capacité de transport relative du cours d'eau, celle-ci devenant excédentaire par rapport à la quantité de matériaux disponibles et à leur granulométrie (Bledsoe et al., 2002). Dans le cas de rivières alluviales, plusieurs relations fonctionnelles existent comme cela a été vu précédemment, entre la géométrie du chenal et les variables de contrôle. Elles se traduisent par la relation établie par Lane (1955) entre la pente (S) d'un cours d'eau, son débit liquide (Ql) et solide (Qs) et la taille des matériaux (D) :

$$S \sim (Qs D) / Ql$$

L'intensité de l'incision est également liée à la force tractrice dont l'augmentation résulte **(1)** d'une diminution du périmètre mouillé (P) qui contribue à la concentration des écoulements, **(2)** à une augmentation locale de la pente (S) qui augmente l'énergie et **(3)** à une modification du débit de pointe qui augmente la section d'écoulement (A) (Peiry et al., 1994). La formulation théorique est la suivante :

$$T_{0+} = g A^+ / P^- S^+$$

Avec T_{0+} : augmentation de la force tractrice ($N.m^{-2}$) ; g : poids volumique de l'eau ($N.m^{-3}$) ; A^+ : augmentation de la section d'écoulement (m^2) ; P^- : diminution du périmètre mouillé (m) ; S^+ : augmentation de la pente. Le rapport A/P correspond au rayon hydraulique R exprimé en m .

Dans le temps et l'espace, la tendance d'une rivière à l'incision varie. L'occurrence du phénomène se produit lorsqu'un changement d'ordre naturel ou anthropique est imposé à un cours d'eau de telle sorte que ses variables de contrôle sont modifiées : diminution du débit solide et/ou une augmentation du débit liquide ($Qs < Ql$) ou de la pente du chenal. Selon le contexte dans lequel se produit le déséquilibre, l'incision peut prendre deux formes : **(1)** érosion progressive, c'est-à-dire progressant en direction de l'aval et **(2)** érosion régressive en direction de l'amont. Le premier cas est illustré par l'exemple d'un barrage qui piège les matériaux en transit et entraîne une reprise des matériaux en aval pour compenser l'excès d'énergie et ainsi abaisser le fond du chenal. Dans le second cas, il s'agit de l'abaissement du niveau de base en aval suite par exemple à une extraction de granulats par la mise en place d'une fosse ou de travaux de chenalisation. Dans les deux cas, un changement

dans la pente du cours d'eau se produit, soit de manière imposée ou suite à un changement dans les variables hydrauliques et/ou de flux de matière (Galay, 1983). Le phénomène peut se propager en une succession de ruptures de pente (seuil) localisées lorsque les matériaux sont cohésifs et résistants ou des zones de ruptures plus larges et raides dans des matériaux non-cohésifs (Simon et Rinaldi, 2013). De fait, l'incision peut continuer jusqu'à ce qu'un nouvel état d'équilibre soit trouvé, par exemple suite au décapage intégral de la couverture alluviale jusqu'au substratum rocheux fixant ainsi le profil en long à plus ou moins long terme selon la résistance de la roche. Cette variabilité temporelle dans l'ajustement vertical d'un cours d'eau et l'atténuation du phénomène d'incision en fonction de la distance peut être décrite par une équation de diffusion (Simon, 1992) :

$$z/z_0 = a + (1-a) e^{-kt}$$

Avec z : élévation du chenal au temps t_n ; z_0 : élévation du chenal au temps t_0 ; a : coefficient déterminé par régression et égal à l'élévation (z/z_0) lorsque l'équation devient asymptotique ; $1-a$: variation totale de l'élévation (z/z_0) lorsque l'équation devient asymptotique ; k : coefficient déterminé par régression correspondant au taux de variation du chenal par unité de temps ; t : le temps en année depuis le début de l'ajustement. Si $a > 1$ il y a aggradation et si $a < 1$ il y a incision.

1.3.2. Phases d'évolution d'une rivière perturbée

Lors d'une perturbation et en particulier lors de l'incision du chenal, un cours d'eau passe par une séquence d'ajustements morphologiques de son chenal au cours du temps (Keller, 1972 ; Simon et Hupp, 1986 ; Simon, 1989b). Cette période d'ajustement peut être découpée en plusieurs phases, qui suivent l'augmentation excessive de la capacité de transport par rapport à la charge sédimentaire disponible, phénomène initiateur d'une incision (Fig. 1.10). Pour Simon et Rinaldi (2013), le passage d'une phase à une autre correspond au franchissement d'un seuil géomorphologique spécifique caractérisé par la domination de processus particuliers.

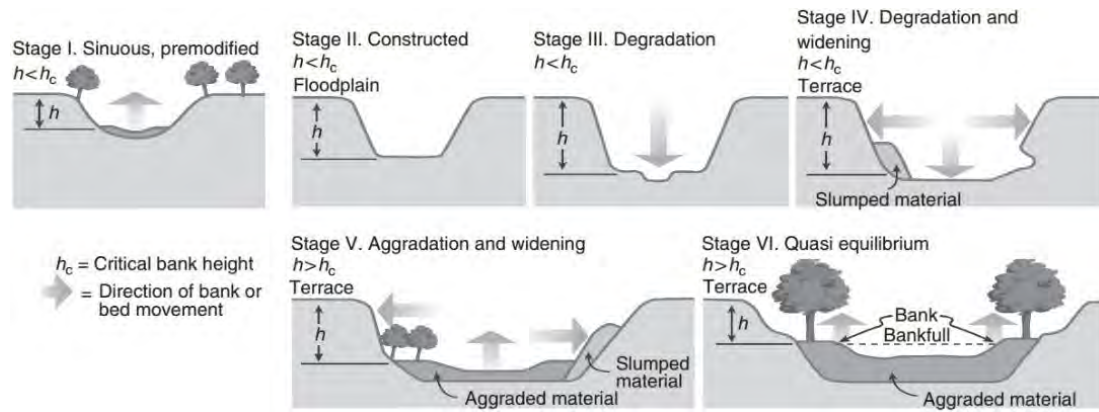


Figure 1.10 : Schéma conceptuel de l'évolution d'un cours d'eau soumis à une perturbation (d'après Simon et Hupp, 1986 in Simon et Rinaldi, 2013).

Dans le modèle conceptuel de Simon et Hupp (1986), six phases sont identifiées. La **phase une (1)** correspond à un état d'équilibre avant perturbation. La **phase deux (2)** correspond à un état perturbé par des travaux de chenalisation, pouvant être considérée comme une phase de transition entre un état initial et un état de déséquilibre. La **phase trois (3)** correspond au début de l'ajustement du cours d'eau suite à la perturbation, se traduisant par son incision. Durant cette phase, l'enfoncement du lit entraîne une diminution de la pente et de la puissance du cours d'eau. De manière concomitante, la hauteur et l'inclinaison des berges augmentent. La **phase quatre (4)**, correspond à un élargissement du chenal lié à la déstabilisation et, à l'effondrement des berges sous l'effet de l'incision et de phénomènes gravitaires, qui entraînent une augmentation des apports solides. La **phase cinq (5)**, se caractérise par un exhaussement du lit et la poursuite du retrait des berges. Les berges encore pentues voient leurs parties supérieures s'effondrer, entraînant à leur base une diminution de l'angle de pied de berge. La **phase six (6)**, correspond à un nouvel équilibre du cours d'eau caractérisé par une diminution de la hauteur des berges suite à l'exhaussement du lit et une recolonisation de la végétation sur les berges au pied des parties les plus pentues. Ainsi l'ancienne plaine d'inondation est déconnectée du chenal et devient une terrasse.

L'incision d'un chenal entraîne une augmentation de la hauteur des berges qui deviennent en général plus raides. En cas d'incision importante, les berges peuvent être déstabilisées et s'effondrer ce qui favorise un élargissement du chenal. Cette instabilité des berges peut représenter une part importante de la fourniture sédimentaire d'un cours d'eau en incision, l'intensité de cette fourniture dépendant de la cohésion des matériaux constitutifs des berges (Simon et Darby, 1997). Dans plusieurs cours d'eau incisés du sud-est des Etats-Unis, la contribution des berges à la fourniture sédimentaire totale a été estimée à plus de 60 %, pouvant même atteindre jusqu'à 90 % dans certains cas (Simon et Rinaldi, 2013). Sur la rivière Obion dans le Tennessee et Toutle dans l'état de Washington, le taux d'élargissement au cours de leur phase d'ajustement est respectivement de 0,5-1,0 et 10-20 m.an⁻¹

traduisant l'influence de la résistance des matériaux de berge sur leur sensibilité à l'érosion avec dans le premier cas des matériaux cohésifs et résistants et inversement dans le second cas (Simon et Rinaldi, 2013). Dans les cours d'eau incisés, l'élargissement du chenal représente un processus important d'ajustement.

1.3.3. L'incision des cours d'eau en France et en Europe

Au cours des derniers siècles, les rivières européennes se sont caractérisées par une forte activité hydro-sédimentaire avec une tendance nette à l'élargissement et à l'exhaussement de leur lit, jusque vers la fin du XIX^e siècle. En effet, cette tendance s'inscrit dans un contexte de forte activité hydrologique liée au Petit Age Glaciaire (PAG) qui débute vers le début du XIV^e siècle pour se terminer vers la fin du XIX^e siècle (Lamb, 1995). Cette crise hydro-climatique a été renforcée par la déstabilisation des versants, liée à l'activité agro-pastorale source d'une érosion importante des versants. De fait, durant cette période, la fourniture sédimentaire aux cours d'eau de montagne et de piémont a été très abondante et a favorisé la formation de lit en tresses comme cela a pu être observé dans le massif alpin par exemple (Bravard, 1989). Cependant, à partir du début du XX^e siècle cette tendance à l'élargissement et à l'aggradation s'inverse sous l'effet de multiples facteurs d'ordre naturel et anthropique, et laisse place à une contraction et un enfoncement généralisés des cours d'eau. Si la sortie du Petit Age Glaciaire constitue l'un des facteurs de ce changement de par la réduction de la dynamique hydrologique, les modifications anthropiques des cours d'eau représentent les principales causes des perturbations ayant entraîné ces ajustements morphologiques durant le XX^e siècle et notamment à partir des années 1950 où les activités humaines gagnent en intensité (Peiry, 1986 ; Hooke, 2006 ; Malavoi et al., 2011).

Les ajustements contemporains observés au cours du XX^e siècle, sont la résultante de modification des systèmes fluviaux tant à l'échelle du bassin versant (*i.e.* changement de l'occupation du sol et pratiques agricoles) que des chenaux directement (*i.e.* *barrages*, travaux de chenalisation, extractions de granulats). L'ensemble de ces facteurs a entraîné une modification de la dynamique hydro-sédimentaire qui s'est traduite par une altération et une réduction du transit sédimentaire. L'effet principal de cette altération est l'incision quasi-généralisée des cours d'eau notamment sous l'impact des activités directes en lit mineur au premier rang desquelles l'extraction de granulats. La figure suivante (Fig. 1.11) schématise les facteurs de l'incision (*i.e.* forçages naturels et anthropiques) et les effets géomorphologiques induits par ces derniers (Bravard et al., 1997).

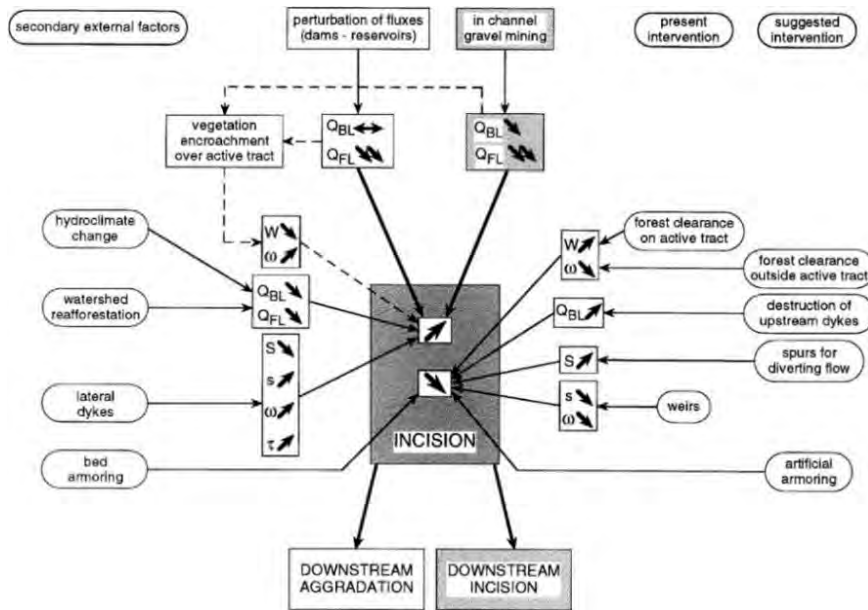


Figure 1.11 : Facteurs d'incision et effets géomorphologiques sur le chenal. Q_{BL} : transport par charriage ; Q_{FL} : débit de crue ; S : sinuosité ; s : pente ; W : largeur ; ω : puissance spécifique ; τ : force tractrice ; \nearrow : augmentation ; \searrow : diminution ; \leftrightarrow : stable (Bravard et al., 1997).

1.3.3.1. Les cours d'eau en France

Durant le XX^e siècle et notamment à partir de 1950, de nombreux cours d'eau ont vu leur lit s'inciser fortement sous la pression anthropique exercée sur ces derniers (Tab. 1.2).

Dans les Alpes du Nord, Peiry et al (1994) font état de rivière encore en exhaussement au début du XX^e siècle mais qui vont très nettement s'inciser à partir des années 1950. Sur l'Arve, où l'incision a pu atteindre 12 m localement, le taux d'incision a été de 25 cm.an⁻¹ entre 1950 et 1974 puis a doublé entre 1974 et 1981. Sur le Fier, l'incision y est également très importante, et atteint localement jusqu'à 14 m. Le phénomène a également été observé sur l'Isère où des vitesses de 30 cm.an⁻¹ ont été identifiées entre 1950 et 1970, l'incision totale atteignant jusqu'à 3 m localement (Blanic et Verdet, 1975) et le Drac (Blanchet et Brissaud, 1968). Peiry et al (1994) notent que les facteurs de l'incision dans les Alpes du Nord sont essentiellement d'origine anthropique mais seraient néanmoins venus amplifier la tendance naturelle à la diminution des flux de matière liés à la fin du PAG. Parmi les activités anthropiques qui représentent un facteur d'incision potentiel, l'extraction de granulats est présentée de manière générale comme la cause majeure du phénomène. Sur l'Arve, les prélèvements cumulés ont été de 20 Mt entre 1950 et 1985 ce qui a eu pour conséquence directe d'entraîner par ajustement du chenal, une évacuation de la charge alluviale de 21 Mt (Blanc et al., 1989). Dans les Alpes du Sud, sur le Buëch, Gautier (1994) fait état d'une incision comprise entre 1 et 3 m dont l'origine revient principalement à l'extraction de plus de 5 Mm³ de matériaux sur une période de 40 ans, excédant largement le transit sédimentaire annuel. Sur le Giffre, Piégay et Peiry (1997) font un constat similaire : l'incision a principalement eu lieu entre 1973 et 1983 avec 1,12 m (1,16 m sur la période 1912-1988) et représente un déstockage total de matériaux de 2 Mm³ pour un volume extrait sur la

période de 1 à 1,5 Mm³. Outre les rivières alpines, l'impact majeur des extractions sur l'enfoncement du chenal a également été mis en évidence sur l'Ardèche et la Loire moyenne. Sur l'Ardèche de 1970 à 1985, l'incision moyenne est de 0,43 m et atteint 2 m localement entre 1922 et 1984. Ce sont 1,6 Mm³ de granulats qui ont été extraits pour un volume total de sédiments perdus de 1,7 Mm³ sur une période de 62 ans le long de 50 km de linéaire (Landon et Piégay, 1994). Sur la Loire moyenne, les plus fortes valeurs d'incision qui atteignent jusqu'à 3 m localement, sont observées dans les années 1970 correspondant ainsi au pic de l'activité des gravières (Gasowski, 1992). En effet, de 1960 à 1979, les prélèvements artificiels passent de 0,5 Mt à 6,4 Mt, ce qui excède largement les apports naturels dont le transit sédimentaire annuel est estimé à seulement 1 Mt.an⁻¹. La Grande Saône représente également un cas marquant de l'impact des aménagements à des fins de navigation et des nombreux dragages qui ont lieu depuis le XIX^e siècle et ayant entraîné une modification profonde de son profil en long dont l'enfoncement moyen a été estimé à 4,5 m (Astrade et Dumond, 2000). Il en est de même sur le Vieux Rhin entre Kembs et Breisach où les travaux de régularisation et de correction ont entraîné une évacuation importante de la charge solide avec des valeurs d'incision pouvant atteindre plus de - 7 m, phénomène qui s'est essentiellement produit avant 1950 (Arnaud, 2012).

Toutefois, si les extractions représentent pour de nombreuses rivières le premier facteur d'incision, l'activité ne saurait être la seule cause dans un contexte de tarissement des apports sédimentaires sous l'effet conjugué de forçages multiples (*i.e.* reboisement des versants, barrages, travaux de chenalisation, réduction de la dynamique hydrologique), initié dès la fin du XIX^e – début XX^e siècle sur de nombreux cours d'eau (Bravard, 1991 ; Miramont et al., 1998 ; Liébault et Taillefumier, 2000 ; Piégay et al., 2004 ; Jantzi et al., 2017). C'est par exemple le cas pour la Loire amont (Crepet, 2000) et la Drôme aval (Landon et Piégay, 1994), où l'incision du lit en moyenne est respectivement de 1 m (3 m localement) et 1,7 m (5 m localement) au cours du XX^e siècle, phénomène initié antérieurement aux extractions intensives de la seconde moitié du XX^e siècle. Sur la Drôme aval, la réduction de la charge alluviale, soit 10 Mm³, peut être attribuée pour 50 à 60 % aux prélèvements de matériaux (Landon et Piégay, 1994). Cependant pour certaines rivières, la cause principale de l'incision revient en premier lieu aux forçages hydro-climatiques, les activités anthropiques jouant un rôle mineur. C'est le cas de la moyenne Durance, pour laquelle le début du XX^e siècle marque une contraction et une incision du chenal qui se poursuit durant tout le siècle guidées principalement par un forçage climatique (Miramont et al., 1998).

L'incision peut également être initiée par érosion régressive dans des affluents suite à un abaissement du niveau de base du cours d'eau principal auquel ils sont raccordés. C'est le cas par exemple dans le Plateau Lyonnais où l'abaissement du niveau de base induit par le Rhône a favorisé l'enfoncement de cours d'eau tributaires comme l'Yzeron (Grospretre, 2011). Il en est de même pour

les cours d'eau du Girou et de L'Hers-Mort qui ont vu leur plancher alluvial s'abaisser jusqu'à la roche mère suite à l'enfoncement de la Garonne en aval de Toulouse dans le Sud-Ouest de la France.

Rivière	Style	Secteur	Références
Longueur-aire drainée	morphologique	Valeurs d'incision	
Arve 102 km-2083 km ²	Tressage	Fayet -12 m (max) Cluses -25 cm.a ⁻¹ (1950-74) -50 cm.a ⁻¹ (1974-81)	Peiry et al., 1994
Fier 72 km-1380 km ²	Tressage	Annecy -14 m (max)	Peiry et al., 1994
Giffre 46 km-455 km ²	Tressage	Aval pont de Morillon -0,9 m (moy) (1973-83) Amont pont de Morillon -1,4 m (moy) (1973-83)	Piégay et Peiry, 1997
Isère 286 km-11890 km ²	Sinueux	Amont de Grenoble -3 m (max) -30 cm.a ⁻¹ (1950-70)	Blanic et Verdet, 1975
Buëch 85 km-1490 km ²	Tressage	Buëch amont -3 m (moy) Buëch médian -2 m (moy)	Gautier, 1994
Ardèche 125 km-2376 km ²	Sinueux	Ardèche moyenne (1970-85) -0,43 m (moy)/-2 m (max)	Landon et Piégay, 1994
Loire 317 km-8294 km ²	Méandre	Plaine du Forez (1856-1995) -1 m (moy)/-3 m (max) Orléans -1,5 m (moy) (1856-1978) Tours -2 m (moy) (1856-1978)	Crepet, 2000 Gasowski, 1992
Drôme 111 km-1663 km ²	Tressage	Basse et moyenne Drôme (1928-86) -1,7 m (moy)/-5 m (max)	Landon et Piégay, 1994
Rhône 812 km-95590 km ²	Sinueux	Canal de Miribel 1847-1852 -3,5 m (moy)/-4,5 m (max) -0,8 m(moy) (1985-95)	Petit et al, 1996
Saône 480 km-29950 km ²	Sinueux	La Grande Saône (1901-89) -3,3 m (moy)/-9,7 m (max) -2,5 m (moy) secteur aval -4,5 m (moy) secteur amont	Astrade et Dumond, 2000
Rhin 1233 km-198000 km ²	Sinueux	De Kembs à Breisach -7,6 m (max) (1880-1935) -5,4 m (max) (1935-56)	Arnaud, 2012

Tableau 1.2 : Synthèse des valeurs d'incision observées pour plusieurs cours d'eau français.

1.3.3.2. Les cours d'eau à travers l'Europe

En Italie dans les Alpes, le constat sur le rôle des extractions est le même qu'en France. A titre d'exemple, sur le Tagliamento et la Brenta dont l'incision atteint respectivement 3 et 8 m localement, les volumes extraits, soit $1,1 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ et $360\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, ont été largement supérieurs à la production sédimentaire qui à l'échelle des bassins versants, est respectivement de 400 et $250\text{-}275 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ soit environ $1 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ et $392\,000\text{-}431\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (Surian et al., 2009). Sur la rivière Tagliamento, Ziliani et Surian (2012) font également état du rôle important des aménagements de protection des berges comme second facteur de l'incision après les extractions de granulats. A l'inverse dans le cas de l'Ahr (Campana et al., 2014) tout comme ce qui a été observé sur la moyenne Durance par Miramont et al (1998), la réduction de la dynamique hydrologique représente le principal facteur de la contraction et de l'incision du chenal entre les années 1860 et 1940 sous l'effet de la sortie du Petit Age Glaciaire. Dans le sud de l'Italie, il en est de même pour les rivières Sinni (4,5 m localement) et Trigno (6,5 m localement) pour lesquelles les aménagements de stabilisation en plus des extractions, représentent un facteur clé de la contraction et de l'incision de ces dernières (Scorpio et al., 2015). Dans le centre du pays sur la façade Adriatique, Aringoli et al (2015) mettent également en évidence pour 11 cours d'eau une incision généralisée durant la seconde moitié du XX^e siècle, comprise entre 1 et 6,5 m (Metauro : 6,5 m, Tenna : 5 m, Chienti : 4 m, Tronto : 3,5, etc.) et ayant pour origine principale l'extraction de granulats. De plus, la réduction de la charge alluviale et de son transfert aux embouchures ont favorisé un recul de ces dernières car insuffisant pour contrer l'érosion marine. Sur la période de 1978 à 1988, le retrait de ces dernières a atteint plusieurs mètres par an (Chienti : 5,2, Tenna : 4,5, Tronto : 3,9, Cesano : 2,9, etc.) (Aringoli et al., 2015).

En Pologne sur la Wisłoka, dont l'enfoncement est estimé à plus de 2 m entre les années 1950 et 1990, une estimation porte à 500 ans le temps nécessaire pour renouveler les prélèvements de granulats effectués entre 1955 et 1964 (Rinaldi et al., 2005). Sur la Ropa, un affluent de la Wisłoka, dont l'incision est de 1,5 m entre les années 1940 et 1960, les extractions ont entraîné dès 1966 l'épuisement complet de la charge alluviale avec 1 Mm^3 prélevé soit l'équivalent d'une épaisseur décapée de 1 m sur 25 km de long et 40 mètres de large (Rinaldi et al., 2005). A l'inverse sur le Dunajec, l'incision de plus de 3 m est principalement liée à l'endiguement du cours d'eau depuis le début du XX^e siècle, entraînant une forte contraction du chenal et une simplification de son style fluvial passant d'un tracé à chenaux multiples à un chenal unique et rectiligne (Zawiejska et Wyzga, 2010). Toutefois, si l'endiguement est le principal moteur de l'incision initiée dès la fin du XIX^e siècle dans la partie aval et dont la phase principale a lieu avant 1940, les extractions et le tarissement des apports sédimentaires

viennent s'ajouter aux travaux de chenalisation dans la partie amont où l'essentiel de l'incision n'intervient qu'à partir des années 1960 (Zawiejska et Wyzga, 2010).

En Espagne, les extractions et les barrages représentent les causes principales du déficit sédimentaire des rivières et du littoral (Batalla et Vericat, 2011). Sur la rivière Tordera dans le nord-est du pays, l'extraction intensive entre 1957 et 1986, soit 3 Mt, a entraîné un enfoncement moyen de 1,5 m (jusqu'à 3 m localement) causant la dégradation voir la destruction de nombreux ouvrages (ponts et digues) (Rovira et al., 2005). Le temps nécessaire pour retrouver un niveau du chenal équivalent à celui d'avant les extractions est estimé à environ 420 ans (Rovira et al., 2005). Dans le sud-est du pays sur la rivière Gállego, l'incision pouvant atteindre 5 m localement est également due en bonne partie à l'extraction de 1 Mm³ entre 1960 et 1989, le volume d'alluvions perdu sur la même période suite au phénomène d'incision étant de 2 Mm³ (Martín-Vide et al., 2010). Sur la Rambla de la Viuda, l'incision liée aux extractions a entraîné une apparition significative d'affleurement rocheux passant de 0 % en 1967 à 21 % en 2012 par rapport à la surface total du chenal (Calle et al., 2017). Sur la rivière Rambla de Cervera, entre 1946 et 2011 l'incision moyenne est de 3,5 m (6,4 m localement) et est essentiellement due à une diminution du flux solide sous l'effet du changement d'occupation du sol dans le bassin versant (*i.e.* augmentation du couvert forestier) et à l'extraction de granulats dans le chenal (Segura-Beltrán et Sanchis-Ibor, 2013).

1.3.4. Transition entre rivière alluviale et à fond rocheux

Au travers des exemples évoqués dans la section précédente, deux cas de figure peuvent être distingués selon le rapport qu'il y a entre d'une part les prélèvements effectués et d'autre part le stock alluvial et la fourniture sédimentaire disponible (Fig. 1.12) :

- **(1)** lorsque les prélèvements sont inférieurs au stock alluvial et/ou que la fourniture sédimentaire est suffisante pour renouveler les quantités prélevées, le cours d'eau peut s'inciser mais gardera néanmoins une forme alluviale, la charge solide continuant à être suffisamment renouvelée pour maintenir un chenal dans une configuration de type alluviale (Fig. 1.12B).
- **(2)** lorsque les prélèvements sont supérieurs au stock alluvial et que la fourniture sédimentaire n'est pas suffisante pour renouveler les quantités prélevées, le cours d'eau s'incise jusqu'à l'évacuation complète de son stock et par conséquent, jusqu'à la mise à l'affleurement du substratum, passant d'une forme alluviale à une forme de type rocheux (Fig. 1.12C).

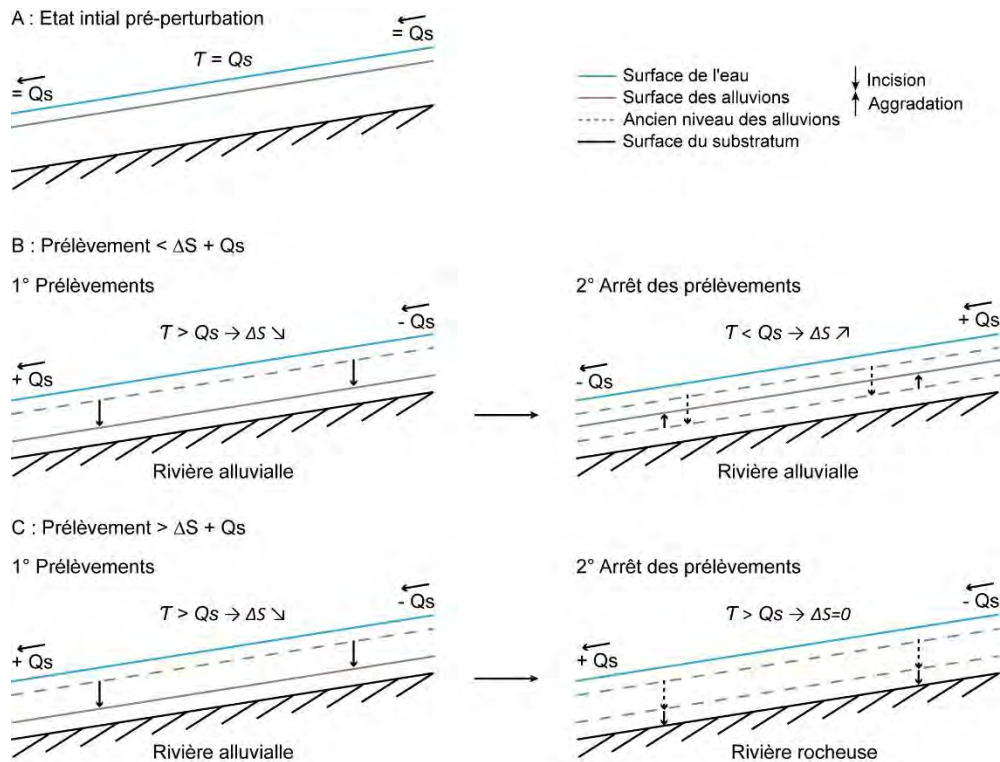


Figure 1.12 : Modèle conceptuel distinguant les chenaux de type alluvial et rocheux selon le rapport entre d'une part la quantité prélevée et d'autre part le stock et les apports sédimentaires disponibles. Q_s : débit solide ; T : contrainte de cisaillement ; ΔS : variation du stock sédimentaire.

Ainsi, certaines rivières ont vu leur dynamique hydro-sédimentaire être fortement perturbée par la diminution importante de leur charge alluviale. Le phénomène d'incision, fortement accentué par les forçages anthropiques à partir des années 1950 sur de nombreuses rivières, a dans certains cas (e.g. Garonne, Loire amont, Ropa, Rambla de la Viuda, etc.) entraîné une évacuation complète de la charge solide, laissant apparaître le substratum rocheux. L'exemple de l'effet des prélèvements de granulats en lit mineur est significatif dans la transition qu'ont connu certaines rivières, passant d'un chenal alluvial à un chenal à fond rocheux ou mixte, localement ou de manière plus généralisée le long de leur cours (Beaudelin, 1989 ; Kondolf, 1994b ; Rinaldi et al., 2005 ; Huang et al., 2014 ; Calle et al., 2017).

En condition naturelle, non soumis à perturbation, un cours d'eau s'ajuste continuellement aux conditions de flux de matières autour d'un état d'équilibre dynamique (Fig. 1.13A). Le prélèvement par fosse d'extraction a pour conséquence une rupture de cet équilibre en interrompant le transit sédimentaire par piégeage de la charge solide. Lors de la création d'une fosse, un seuil (*knickpoint*) se forme dans le matelas alluvial à l'extrémité amont de cette dernière (Fig. 1.13B). La pente s'accroissant localement, la contrainte de cisaillement augmente et entraîne par érosion régressive la migration vers l'amont du seuil au fur et à mesure de son retrait va voir sa pente se réduire (Fig. 1.13C). En parallèle, le débit solide en aval diminue par piégeage des sédiments dans la fosse. L'écoulement appauvri en

sédiments va dissiper son énergie en érodant le lit afin de récupérer une partie de sa charge solide induisant ainsi une érosion progressive (Fig. 1.13C). Si la capacité du cours d'eau à renouveler sa charge solide (*i.e.* apports amont et latéraux) est insuffisante pour combler les prélèvements et l'érosion induite, l'évacuation du « matelas alluvial » se poursuit mettant progressivement à l'affleurement le substratum (Fig. 1.13D). Une fois la charge alluviale complètement évacuée, le cours d'eau commence à attaquer le substratum mais à des vitesses d'érosion plus faible en raison d'une dureté plus importante du matériau. Là où la roche présente une hétérogénéité (*e.g.* alternance de couches dures et tendres, faille, etc.) des seuils peuvent se former créant des ruptures qui augmentent localement la pente. Ces seuils à l'instar de ceux se développant dans les alluvions, vont évoluer de manière similaire, sous le même phénomène d'érosion régressive, en migrant vers l'amont (Fig. 1.13E).

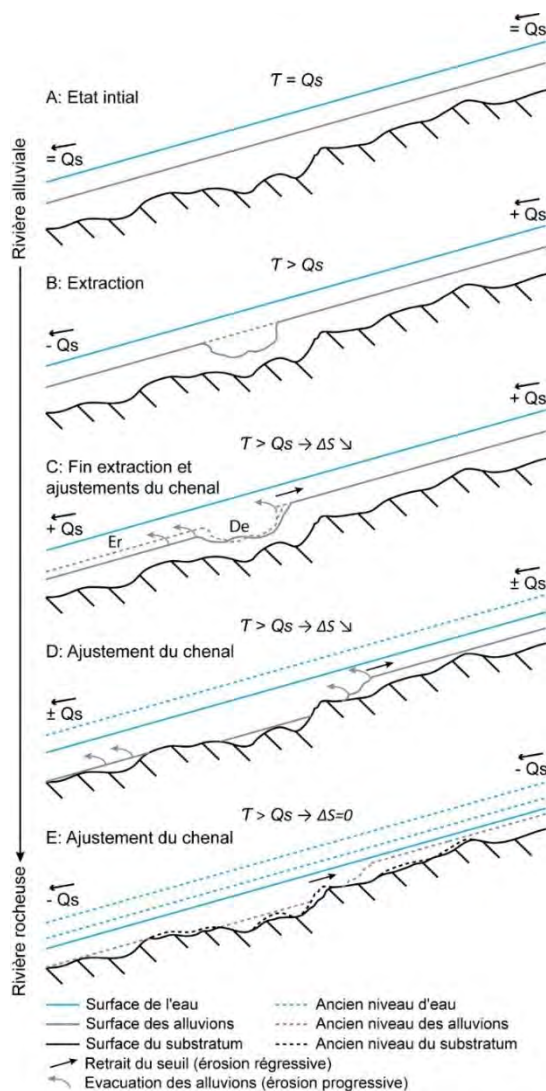


Figure 1.13 : Evolution conceptuelle d'un cours d'eau soumis à des extractions entraînant une transition entre rivière alluviale et rivière rocheuse. **Q_s** : débit solide ; **T** : contrainte de cisaillement ; **ΔS** : variation du stock alluvial.

L'altération de la trajectoire d'évolution d'une rivière par des facteurs anthropiques et/ou naturels représente une réponse à un changement des variables de contrôle voir à un dépassement

des conditions de seuil et cela de manière non linéaire dans le temps (Phillips, 2003). Ainsi, dans une rivière en phase de dégradation (*i.e.* incision), la mise à l'affleurement du substratum rocheux et la formation de seuils rocheux peuvent avoir un rôle inhibiteur sur le processus d'enfoncement du chenal mais aussi sur la continuité sédimentaire amont-aval en compartimentant le cours d'eau. Sur la rivière Feather dans le nord de la Californie aux Etats-Unis, James (2017) met en évidence le rôle inhibiteur d'un seuil rocheux, formé en réponse à des dragages. Le seuil (*i.e.* élément stabilisateur) a entraîné l'arrêt de l'enfoncement du chenal pendant plusieurs décennies, marquant ainsi une « trajectoire géomorphologique arrêtée » (James, 2017). Le seuil s'est affaibli au cours du temps sous l'effet de son recul avec l'apparition d'une brèche au bout de 50 ans, qui a permis de régénérer la couverture alluviale en aval du seuil par l'évacuation des sédiments accumulés en amont. Cependant, ce rétablissement du transit sédimentaire a entraîné un retour à une trajectoire antérieure de dégradation du chenal en amont du seuil. Les seuils rocheux sont donc des formes transitoires dans le temps et peuvent présenter un rôle ambivalent dans l'évolution géomorphologique d'un cours d'eau.

1.4. Les rivières à fond rocheux

1.4.1. Définition et caractéristiques morphologiques

Définition

Selon le substrat sur lequel évolue un cours d'eau, une distinction peut être faite entre, d'un côté les rivières alluviales (***alluvial channel***) et de l'autre, les rivières à fond rocheux (***bedrock channel***) (Fig. 1.14). Cependant, dans de nombreux cas cette distinction n'est pas aussi claire. Sur la base de travaux antérieurs (Gilbert, 1877 ; Howard, 1980 ; Howard et al., 1994 ; Montgomery et al., 1996), Whipple (2004) définit une rivière à fond rocheux comme une rivière n'ayant pas de couverture sédimentaire continue et ne peut exister que lorsque la capacité de transport est supérieure à la fourniture sédimentaire sur le long terme. Tinkler et Wohl (1998b) proposent une autre définition, selon laquelle une rivière à fond rocheux présente une certaine proportion d'affleurement ($\geq 50\%$) exposé ou recouvert d'une couche fine de sédiments pouvant être en grande partie remobilisée lors de crue de telle sorte que les écoulements et la mobilité des sédiments dépendent grandement de la géométrie du substratum rocheux. Dans les deux cas, une rivière à fond rocheux est définie selon l'étendue de sa couverture alluviale correspondante à un état donné dans le temps. Pour Turowski et al. (2008a), la couverture sédimentaire peut potentiellement varier dans le temps selon les conditions hydrauliques, avec lors de crue une augmentation de la présence de sédiments tandis qu'en basses eaux la présence d'affleurements rocheux serait plus fréquente. De fait, très souvent les chenaux

présentant des discontinuités/alternances entre dépôt alluvial et affleurement rocheux peuvent être qualifiés de rivières mixtes (*mixed bedrock-alluvial channel*) (Turowski et al., 2008b). Ces mêmes auteurs définissent une rivière à fond rocheux sur une base dynamique plutôt que sur un état donné dans le temps avec un système qui ne peut s'élargir, s'enfoncer ou se déplacer significativement sans éroder son substratum rocheux.

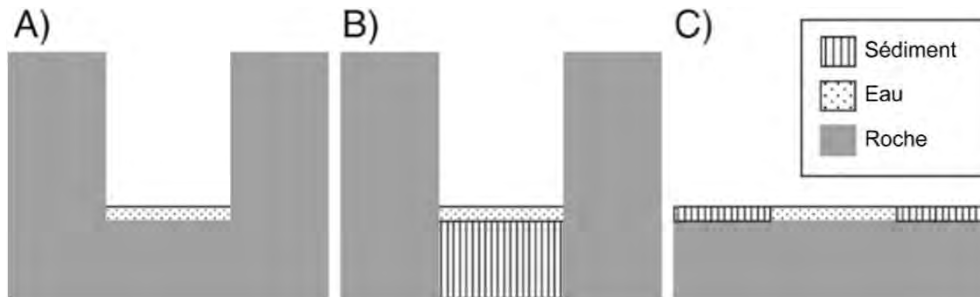


Figure 1.14 : Classification schématique selon la nature du substrat (d'après Turowski et al., 2008b). (A) rivière à fond rocheux entièrement confiné ; (B) rivière alluviale avec paroi rocheuse ; (C) rivière mixte avec fond rocheux et dépôts alluviaux.

Caractéristiques morphologiques

Dans les rivières alluviales pour lesquelles le substratum est constitué de sédiments non consolidés et faiblement résistants au détachement, les processus d'érosion et de transport dépendent essentiellement des conditions hydrauliques et de la morphologie du cours d'eau. On parle donc de système à transport limité (*transport limited*) dans le sens où lorsque la fourniture sédimentaire devient excédentaire par rapport à la puissance du cours d'eau la totalité des sédiments ne peut être transportée. A l'inverse, les rivières à fond rocheux se caractérisent par une érosion du substrat sous l'effet de l'impact des sédiments transportés et dont l'intensité dépendra des conditions hydrauliques, de la quantité et de la granulométrie des matériaux disponibles et de la résistance du substratum. La capacité de transport est alors excédentaire par rapport à la fourniture sédimentaire et l'érosion du substratum est dépendante de ses propriétés mécaniques. On parle alors de système à détachement limité (*detachment limited*). Ainsi une rivière à fond rocheux voit son profil en long soumis au contrôle de paramètres issus de fonctionnement à transport limité (fourniture sédimentaire, granulométrie et capacité de transport) et à détachement limité (résistance de la roche, intensité de l'écoulement et conditions limites liées à la tectonique) (Sklar et Dietrich, 2006).

A l'inverse d'une rivière alluviale où les ajustements sont multidirectionnels (contraction/élargissement et enfoncement/exhaussement), les rivières à fond rocheux ne peuvent évoluer que de manière unidirectionnelle, la perte en matériaux étant irréversible puisque non remplaçable (Tinkler et Wohl, 1998). Ce type de rivière ne peut donc pas se « régénérer » et de par

leurs caractéristiques et les mécanismes en jeu, les changements morphologiques se font à des vitesses lentes et répondent faiblement aux événements hydrologiques de faible magnitude. De fait, leur morphologie évolue sur des périodes de temps long (10^2 - 10^6 ans) contrairement aux rivières alluviales pour lesquelles les ajustements se font sur des périodes plus courtes (10 - 10^2 ans) (Wohl, 2015).

Les rivières à fond rocheux se caractérisent également par la variabilité de leur morphologie qui s'explique entre autres par la complexité des écoulements liée à une topographie hétérogène. Des différences significatives de morphologie peuvent apparaître entre un chenal au fond régulier et un chenal au fond irrégulier (disséqué). Dans le premier cas, le chenal présente une section en travers plus ou moins plane avec une forme s'apparentant à une parabole. La présence d'un chenal interne est peu marquée. La section d'écoulement étant large et peu profonde, les contraintes hydrauliques dans des formes telles les mouilles sont faibles. A l'inverse, dans les lithologies fragiles et disséquées, la présence d'un chenal interne (Shepherd et Schumm, 1974 ; Wohl et Ikeda, 1997) est fréquente et favorise la concentration de l'écoulement dans des irrégularités de surface où les contraintes hydrauliques vont être plus importantes et favoriser l'érosion de la roche de manière plus efficace, produisant des formes plus prononcées. En effet, les différentes formes constituant le fond (cavité, trou d'eau, cannelure, etc.) vont favoriser l'apparition de flux secondaires divergents du flux principal et donnent lieu à des zones où localement les contraintes hydrauliques sont plus fortes avec des turbulences et des contraintes de cisaillement importantes. La morphologie est également dépendante de la lithologie et des caractéristiques intrinsèques de la roche (présence de fissure, pendage, résistance, etc.) et sa capacité à résister aux contraintes hydrauliques qui lui sont imposées (Wohl, 1998).

1.4.2. Processus d'érosion sur fond rocheux

Les rivières à fond rocheux présentent une multitude de formes d'érosion mineures (*i.e.* à l'échelle du chenal) influençant les dynamiques hydraulique et sédimentaire. Cependant, leur origine ainsi que leur développement restent soumis à des incertitudes en raison d'un manque de données de terrain, limitées par la faible vitesse des processus en jeu et la difficulté de réaliser des mesures de terrain en condition de crue (Wilson et al., 2013 ; Lamb et al., 2015). De fait, la compréhension des processus d'érosion s'est notamment appuyée sur des expériences en canal qui ont permis d'accélérer la vitesse de formation des formes d'érosion et d'en contrôler les conditions de formation (Shepherd et Schumm, 1974, Wohl et Ikeda, 1997 ; Carter et Anderson, 2006 ; Johnson et Whipple, 2007 ; Wilson et al, 2013 ; Wilson et Lavé, 2014). Les principaux processus d'érosion contrôlant la morphologie du

chenal et le développement des formes d'érosion sont : **(1)** l'abrasion, **(2)** l'arrachement, **(3)** la cavitation et **(4)** l'altération chimique et physique (Sharp et Shaw, 1974 ; Howard et al., 1994 ; Hancock et al., 1998 ; Wohl, 1998 ; Whipple et al., 2000 ; Sklar et Dietrich, 2001,2004 ; Wilson et al., 2013).

- Abrasion (**abrasion**) : ce processus se traduit par une perte de matériaux sur le substrat rocheux sous l'effet de l'impact des sédiments transportés par charriage et suspension donnant un aspect poli à la roche. La vitesse d'érosion dépend de l'énergie cinétique appliquée sur le substrat par les particules et les propriétés mécaniques de la roche (densité, dureté)
- **(2)** Arrachement (**plucking** ou **quarrying**) : ce processus se caractérise par l'arrachement de blocs de roche par rupture le long de fissures préparées préalablement, facilitant leur entraînement par l'écoulement. La préparation des blocs se fait par un développement des fissures (élargissement et propagation) sous l'effet de forces hydrauliques, de l'impact des sédiments en mouvement et de l'altération physique et chimique.
- **(3)** Cavitation (**cavitation**) : ce processus se caractérise par la formation de bulles de vapeur et d'air dans l'eau sous l'effet d'un différentiel de pression lorsque la pression locale du fluide passe sous la pression de vapeur de l'air dissous. Dans des zones de pression plus élevée les bulles de vapeur implosent provoquant une onde de choc qui génère une érosion à l'interface eau-roche. Toutefois ce phénomène est peu étudié (Whipple et al., 2000).
- **(4)** Altération physique et chimique (**physical** et **chemical weathering**) : l'altération est un ensemble de processus décomposant et désagrégeant la roche sous l'effet de processus chimiques qui entraînent une dissolution des minéraux et de processus physiques provoquant une fragmentation mécanique induit par les alternances gel-dégel et humidification-dessiccation qui favorisent la propagation des fissures et le détachement de blocs.

Plusieurs études ont mis en évidence le rôle important des sédiments dans le façonnage des formes d'érosion d'une rivière à fond rocheux notamment au travers du processus d'abrasion et d'arrachement (Sklar et Dietrich, 2001, 2004, 2006). Cependant, les sédiments peuvent avoir deux rôles distincts : soit avoir un effet d'usure et d'érosion de la roche sous l'effet de l'impact des particules (**tools effect**) ou à l'inverse avoir un effet de protection avec la présence d'une couverture alluviale réduisant l'érosion (**cover effect**) (Sklar et Dietrich, 2006).

1.4.3. Typologie des microformes d'érosion

Les rivières à fond rocheux présentent une large gamme de formes d'érosion, tant dans leur style que dans leur taille et leur organisation. La diversité des formes ne sera traitée ici que de manière générale et non exhaustive. Pour plus de détails, on se référera à la typologie réalisée par Richardson

et Carling (2005). De manière générale, sur la base de critères topographiques trois groupes de formes peuvent être distingués : **(1)** les formes concaves, **(2)** les formes convexes et **(3)** les formes composites. A cela s'ajoutent deux autres groupes basés sur des critères de processus qui sont **(4)** les formes issues de la dissolution et **(5)** les formes issues de l'impact des sédiments sur la roche (Richardson et Carling, 2005). Une forme peut être qualifiée de simple (une entité unique), de composée (forme plus complexe avec deux ou plusieurs zones d'érosion séparées par des crêtes) ou de coalescente (fusion de plusieurs formes pour n'en former qu'une seule plus grande).

- **(1) Les formes concaves** regroupent deux principales formes distinctes qui sont les trous d'eau (*pothole*) et les sillons (*furrow*). Les trous d'eau (Alexander, 1932 ; Allen, 1971, 1982 ; Zen et Prestegard, 1994 ; Lorenc et al., 1994 ; Wohl et Ikeda, 1998 ; Richardson et Carling, 2005 ; Springer et al., 2005, 2006 ; Pelletier et al., 2015) sont des dépressions profondes, généralement fermées et de forme en plan circulaire à elliptique mais peuvent néanmoins présenter des formes plus complexes. Les parois sont généralement quasi verticales mais l'axe de la forme peut présenter une inclinaison ou une sinuosité dépendant de l'axe du tourbillon dans le cylindre. Les trous d'eau se développent notamment à l'endroit où la roche présente des défauts favorisant l'apparition d'un flux tourbillonnant vertical et ils représentent l'une des formes les plus évidentes du processus d'abrasion. Les sillons (Allen, 1971, 1982 ; Wohl, 1922, 1993 ; Tinkler, 1997 ; Hancock et al., 1998 ; Richardson et Carling, 2005) sont des formes orientées parallèlement au sens de l'écoulement local qui en général suit l'orientation de l'écoulement principal dans le chenal. Cependant il arrive que l'orientation de l'écoulement local diffère fortement de la direction de l'écoulement principal du chenal et les sillons associés sont alors dits inversés et non plus longitudinaux. Ainsi, les sillons peuvent permettre d'identifier et reconstituer l'organisation des écoulements dans le chenal. Les sillons peuvent être regroupés en sillons courts et en sillons longs à côtés parallèles (Richardson et Carling, 2005). Les sillons courts sont de forme elliptique en plan avec un profil longitudinal symétrique en forme de cuvette dans leur longueur (jusqu'à ~0,4 m) et un rapport largeur/longueur supérieur à deux. Les sillons longs parallèles ne montrent pas une forme elliptique en plan mais de longs côtés parallèles avec une section transversale relativement uniforme.
- **(2) Les formes convexes** sont composées de formes à la surface lisses et arrondies mais peuvent également présenter des arrêtes saillantes. De manière générale, les limites des formes convexes et ondulées sont mal définies à l'inverse des formes concaves. Ces formes peuvent être issues du lissage d'une surface irrégulière, impliquant une influence structurelle, le relief étant contrôlé par les conditions hydrodynamiques qui sont plus importantes dans les zones où l'écoulement est abrupt, rapide (rupture de pente, cascade...). Ce sont également

des zones où l'incision est généralement plus intense en raison de la présence d'autres formes sculptées complexifiant les conditions hydrodynamiques (Richardson et Carling, 2005).

- **(3) Les formes composites** se caractérisent par des formes convexes et concaves se combinant au sein d'une seule forme. Plusieurs types de formes composites peuvent être distingués. Les formes issues de marques d'obstacles résultent de structures d'écoulement secondaire engendrées par la présence d'un obstacle créant un sillon autour de dernier. Ce type de forme est défini par la présence d'un obstacle lisse et arrondi associé à un sillon de courant. On trouve également des formes associant des formes ondulées et des sillons ou encore des formes convexes avec une face au vent abrupte (presque verticale voir surplombante). La face abrupte peut se former par l'érosion d'une surface juste en aval (un trou d'eau par exemple) d'une élévation convexe et former une face quasi verticale à cette élévation (Hancock et al., 1998 ; Whipple et al., 2000a).
- **(4) Les formes en solution** se composent de formes d'érosion qui se développent essentiellement dans le calcaire et notamment sous l'effet de processus de dissolution. On peut distinguer les formes simples comme les trous de solution qui sont de petites dépressions de quelques millimètres à quelques centimètres. Ces dernières peuvent être allongées ou curvilignes, isolées ou constituer un ensemble de formes combinées et dont l'axe d'allongement est parallèle à l'écoulement. Les trous de solution peuvent être initiateurs d'autres formes plus grandes comme les trous d'eau, les sillons, les cannelures, etc. Les formes de type « écaille » forment en général un ensemble de dépressions contiguës délimité par des arrêtes abruptes. Selon Allen (1971) et Richardson et Carling (2005), ces formes sont générées à partir de flûtes ou de trous de solution suite à une association de formes initialement isolées et leur modification par interaction entre elles, donnent lieu à un assemblage de formes ajustées aux conditions hydrauliques.
- **(5) Les formes issues de l'impact des sédiments** peuvent correspondre à des marques de percussion se caractérisant par de petites dépressions (jusqu'à quelques centimètres) sous forme d'écaillage d'un fragment de roche sous l'effet de l'impact d'un galet et à des marques d'égratignures.

1.4.4. Formation et évolution d'un seuil rocheux

Un seuil peut être vu comme une forme transitoire définissant une limite mobile entre un processus d'ajustement du chenal (*i.e.* partie évolutive) et le vestige d'une topographie initiale du chenal (Crosby et Whipple, 2006). Un seuil se décrit comme un changement abrupt de la pente du chenal (Gardner, 1983 ; Whipple et Tucker, 1999) créant localement une convexité dans un profil

d'équilibre de forme générale concave (Crosby et Whipple, 2006). Ces formes peuvent varier de rapides à forte pente à des chutes d'eau de plusieurs mètres de dénivelé. Ils résultent d'une incision localisée du lit liée à une augmentation de la force tractive ou à une diminution de la résistance du substrat au cisaillement mais être aussi une réponse à une lithologie plus résistante ou à une baisse du niveau de base (Gardner, 1983 ; Bishop et al, 2005).

Plusieurs mécanismes de formation et d'évolution ont été suggérés selon différents contextes. Pour Gilbert (1896), le retrait d'un seuil peut se produire lorsque le substrat présente une stratification horizontale ou un faciès sommital résistant qui empêche l'érosion du rebord du seuil, mais dont la base (*i.e.* faciès tendre) va être érodée par la circulation de l'eau et des sédiments. Le sapement de la base du seuil entraîne l'effondrement du rebord (*i.e.* faciès résistant) induisant le retrait du seuil. La migration d'un seuil peut également être initiée lorsque l'infiltration d'eau souterraine se fait dans un matériau à la perméabilité contrastée accélérant l'altération et facilitant l'érosion du rebord du seuil (Laiety et Malin, 1985 ; Dunne, 1990). D'autres auteurs suggèrent que l'impact de l'eau et des sédiments sur la base et la face du seuil sont à l'origine de son retrait (Miller, 1991 ; Hayakawa et Matsukura, 2003). Le rôle important des propriétés mécaniques d'un substrat (*i.e.* homogène, stratifié, cohésif ou non cohésif, etc.) sur le développement d'un seuil a également été mis en évidence (Gardner, 1983).

Au travers d'une expérimentation en canal sur le développement d'un seuil rocheux sur substrat cohésif et homogène, Gardner (1983) a mis en évidence plusieurs phases dans l'évolution de ce type de forme (Fig. 1.15). La formation d'un seuil par suite d'un abaissement du niveau de base entraîne un rabattement de la lame d'eau dans la zone (*i.e.* **zone de rabattement**) située en amont du point de rupture de pente (*i.e.* **rebord de seuil**). Ce rabattement provoque une augmentation de la pente de la ligne d'eau et une diminution de la hauteur d'eau. Ainsi, la vitesse d'écoulement devient plus importante au niveau du rebord de seuil favorisant l'érosion du substrat qui s'incise tout en augmentant la pente du chenal et en diminuant son rapport profondeur/largeur. La vitesse et la profondeur augmentent rapidement en direction du rebord de seuil tandis que la largeur diminue. C'est au niveau du rebord de seuil que la vitesse d'écoulement et la profondeur sont les plus importantes et que la largeur est la plus faible. Dans la partie située à l'aval du rebord de seuil (*i.e.* **face de seuil**), la vitesse et la profondeur diminuent tandis que la largeur augmente. L'érosion maximale observée au niveau du rebord de seuil se voit diminuer graduellement vers l'aval et l'amont en s'éloignant de cette zone (*i.e.* **rebord de seuil**). Ce différentiel d'intensité dans l'érosion le long du seuil se maintient jusqu'à ce que la pente du profil tende vers une inclinaison uniforme. La zone de rabattement migre rapidement vers l'amont et voit sa pente augmenter graduellement. L'angle initial du rebord de seuil diminue par rotation de la face de seuil à sa base. Ainsi, la face de seuil migre

lentement vers l'amont et voit son inclinaison diminuer tandis que la zone de rabattement opère un retrait plus rapide avec une augmentation graduelle de sa pente.

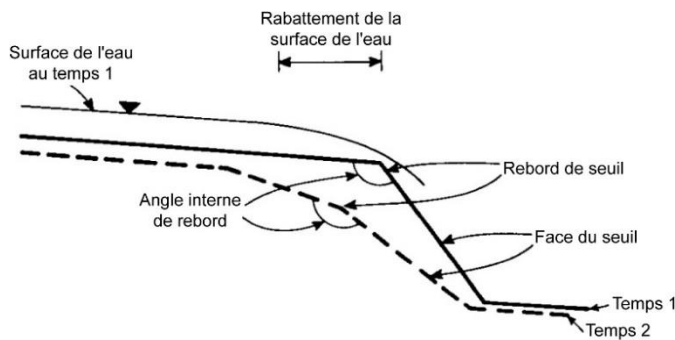


Figure 1.15 : Profil longitudinal d'un seuil (modifié d'après Gardner, 1983).

L'évolution d'un seuil dépend de l'importance des processus d'érosion et de dépôts le long de son profil, processus qui varieront selon le taux de sédiments transportés. Ainsi, la relation entre la contrainte de cisaillement de fond (τ_o) et la contrainte de cisaillement critique pour la mise en mouvement de particules (τ_c) est un facteur essentiel dans l'ajustement d'un seuil. Toujours d'après l'expérimentation menée par Gardner (1983), la contrainte de cisaillement de fond est la plus importante au niveau du rebord de seuil dépassant la contrainte de cisaillement critique nécessaire pour amorcer l'érosion du substratum (Fig. 1.16). C'est donc au niveau du rebord de seuil que l'érosion est maximale et que la pente dans la zone de rabattement augmente dans le temps tandis que la face du seuil voit sa pente diminuer (Fig. 1.15 - 1.16). D'après Pickup (1975), le transport par charriage présente deux discontinuités le long d'un seuil : **(1)** en amont à l'approche du rebord de seuil la charge solide diminue, augmentant le potentiel érosif de l'écoulement, et **(2)** à l'aval du rebord de seuil où la charge solide est excédentaire favorisant le dépôt de matériaux. L'effet de ces discontinuités dépend d'une part de la relation entre τ_o et τ_c et d'autre part du taux de diminution de la taille des particules érodées (Pickup, 1975). Gardner (1983) définit ainsi trois modèles d'évolution selon la résistance du substratum dans lequel s'inscrit un seuil (Fig. 1.17) et qui sont basés sur : **(1)** la relation entre τ_o et τ_c , **(2)** la nature des discontinuités dans le transport par charriage et **(3)** la variabilité spatiale de la résistance du substratum à l'érosion.

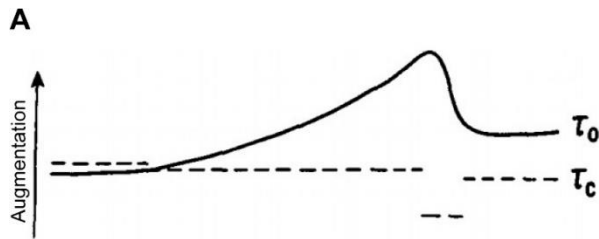


Figure 1.16 : (A) Evolution de la contrainte de cisaillement de fond (τ_0) et de la contrainte de cisaillement critique pour la mise en de particules (τ_c). (B) Profil en long d'un seuil (modifié d'après Gardner, 1983).

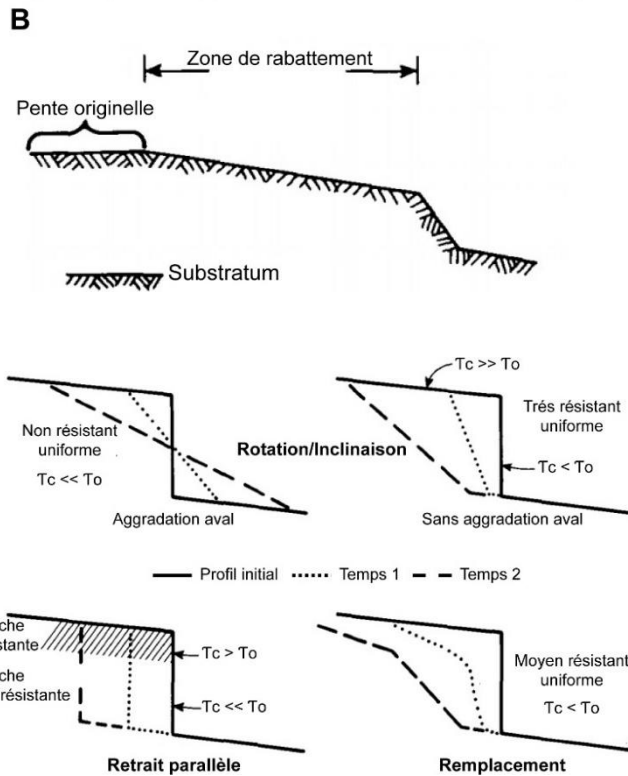


Figure 1.17 : Modèles d'évolution d'un seuil selon la résistance du substrat (modifié d'après Gardner, 1983). T_0 : contrainte de cisaillement, T_c : contrainte de cisaillement critique pour initier une érosion.

Sur la question du caractère persistant ou transitoire de ce type de forme, les observations menées par Gardner (1983) tendent à montrer que les seuils générés par des baisses du niveau de base dans un substrat homogène (*i.e.* évolution par rotation/inclinaison et remplacement), se réduisent graduellement dans le temps à une pente homogène (Fig. 1.17) et cela de manière indépendante du changement du niveau de base ou de la structure du substratum.

Chapitre 2. Cadre géographique

Ce chapitre a pour but de présenter le secteur d'étude traité dans le présent travail. Il s'agit **(1)** d'exposer les caractéristiques physiques du bassin versant de la Garonne et **(2)** de montrer la diversité du terrain d'étude qu'est la moyenne Garonne toulousaine, au travers de ses caractéristiques hydromorphologiques et d'une description des activités humaines et des aménagements qui s'y rapportent.

2.1. Le bassin versant de la Garonne

D'une superficie de 56 000 km², le bassin versant de la Garonne est situé dans le sud-ouest de la France, s'étend du Val d'Aran dans les Pyrénées espagnoles à Bordeaux en Gironde. C'est le troisième fleuve français de par la taille de son bassin versant (Fig. 1.18). D'une longueur de 647 km dont 525 en France, la Garonne traverse quatre départements : la Haute-Garonne (31), le Tarn-et-Garonne (82), le Lot-et-Garonne (47) et la Gironde (33) et deux régions administratives (*i.e.* Occitanie et Nouvelle Aquitaine).

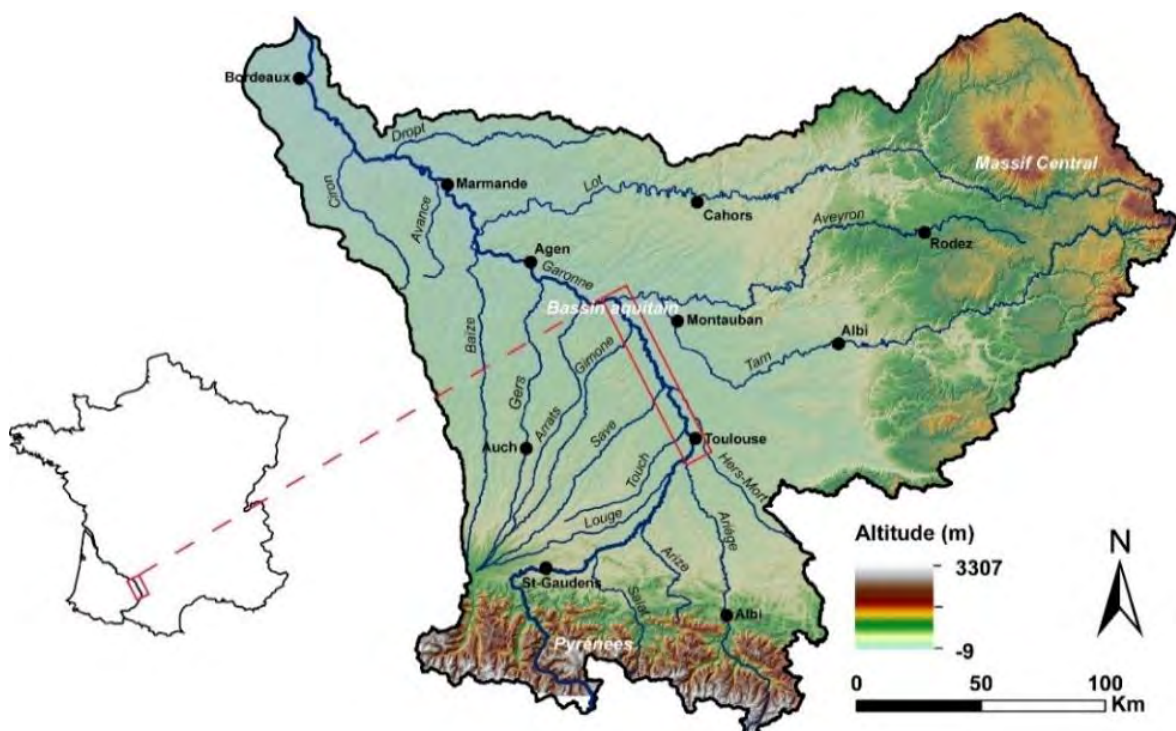


Figure 1.18 : Localisation du bassin versant de la Garonne et du terrain d'étude (BD ALTI® 75 m IGN).

2.1.1. Contexte morphostructural

Le bassin de la Garonne draine trois domaines géologiques principaux : les Pyrénées, le Massif central et le bassin Aquitain (Fig. 1.19). Le massif Pyrénéen dont l'altitude culmine à 3 298 m côté français (*i.e.* le pic du Vignemale), sépare le bassin de la Garonne au nord de celui de l'Ebre au sud. Il se compose d'une haute chaîne primaire composée de terrains du Paléozoïque associés à des matériaux d'origine hercynienne dans lesquels la Garonne prend sa source. La zone nord-pyrénéenne, au nord de la chaîne primaire, se compose de terrains sédimentaires essentiellement mésozoïques au sein de laquelle affleurent des massifs de socle hercynien d'origine sédimentaire et métamorphique (les massifs nord-pyrénéens). Cette zone chevauche en direction du nord le bassin Aquitain au niveau de la zone dite « sous-pyrénéenne », constituant la bordure méridionale du bassin versant de la Garonne. Cette zone est essentiellement composée d'affleurements du Crétacé supérieur et du Paléogène.

Des contreforts du Massif central au nord-est et des Pyrénées au sud et de l'océan Atlantique à l'ouest, le bassin Aquitain forme un bassin sédimentaire qui se compose de dépôts sédimentaires détritiques continentaux provenant de l'érosion des massifs montagneux hercyniens environnants (*i.e.* Pyrénées, Massifs central et Armoricaïn) et de dépôts sédimentaires marins du Mésozoïque et du Cénozoïque. Le bassin regroupe trois grands ensembles géologiques. Un ensemble calcaire avec un secteur de collines et de plateaux datant du Jurassique en appui sur les Massifs armoricaïn et central et un secteur constitué de formations calcaires du Crétacé et de sédiments détritiques du Cénozoïque vers la Charente. Le second ensemble, regroupe les terrains molassiques et calcaires du Cénozoïque bordant la Garonne. Le troisième ensemble regroupe les terrains détritiques dans le secteur des Landes et de Gascogne.

Le sud-ouest du Massif central constitue la bordure nord-orientale du bassin Aquitain, constituée principalement de dépôts métamorphisés et magmatiques du Précambrien terminal et du Paléozoïque. Au Mésozoïque, des dépôts marins se sont produits formant les altérites qui ont alimenté les dépôts fluviatiles et les molasses tertiaires au nord du bassin.

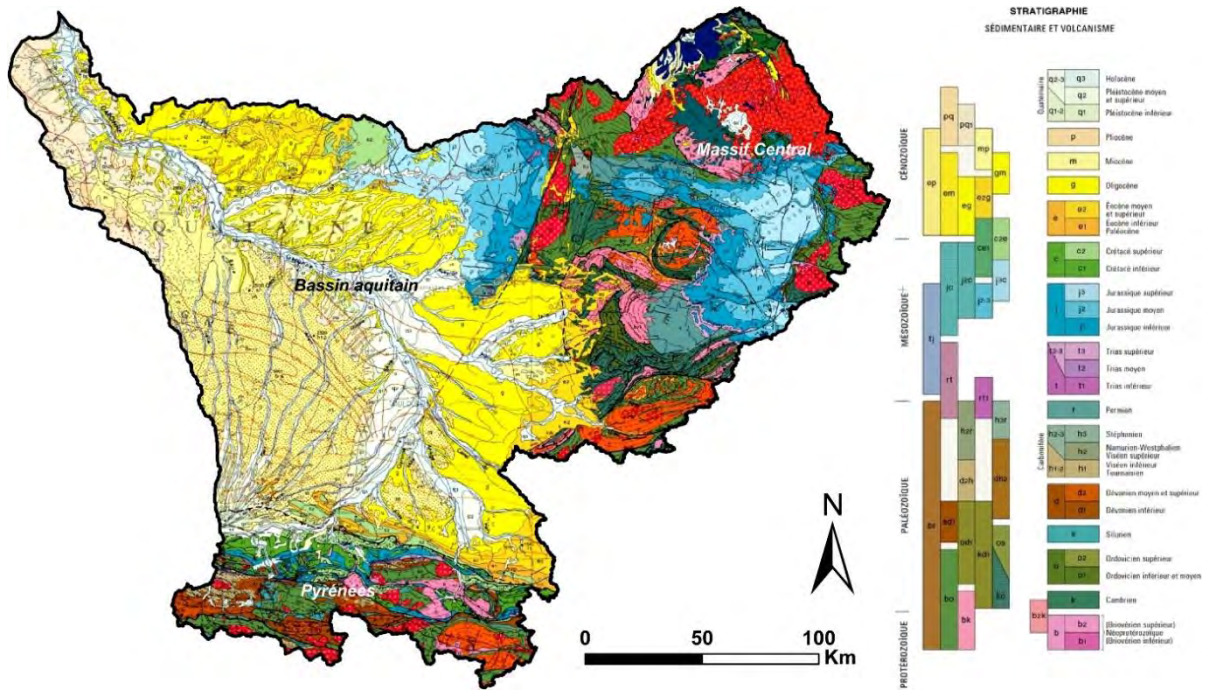


Figure 1.19 : Géologie au 1:1 000 000 du bassin versant de la Garonne (BRGM).

2.1.2. Le réseau hydrographique

La Garonne prend sa source dans les Pyrénées espagnoles puis traverse le bassin Aquitain pour se joindre à la Dordogne au niveau du Bec d'Ambès où les deux cours d'eau confluent pour former l'estuaire de Gironde. La Garonne, d'orientation SO-NE du piémont des Pyrénées à la confluence avec l'Ariège, prend une orientation N-NO jusqu'à la confluence avec le Tarn puis une orientation SE-NO jusqu'à l'estuaire de la Gironde. Trois ensembles d'affluents alimentant la Garonne peuvent être distingués. Un premier ensemble de rivières provenant des Pyrénées (*i.e.* Neste en rive gauche, Salat, Arize et Ariège en rive droite), un deuxième ensemble de rivières provenant du plateau de Lannemezan (*i.e.* Save, Gimone, Gers, Baïze en rive gauche) et un troisième ensemble provenant du Massif central (*i.e.* Tarn, Aveyron, Lot en rive droite). Il est à noter que le Tarn et le Lot sont les affluents qui ont le plus d'influence sur le régime de la Garonne aval.

Le long de son gradient amont-aval, la Garonne présente de manière générale trois secteurs à la dynamique hydrologique différenciée : **(1)** la Garonne montagnarde, **(2)** la Garonne moyenne et **(3)** la Garonne maritime (Valette, 2002). La Garonne montagnarde, comprise entre sa source et la confluence avec à l'Ariège, est alimentée principalement par des affluents provenant des Pyrénées. Au sein de ce tronçon, Lambert (1989) distingue plusieurs secteurs « homogènes » qui sont la Garonne pyrénéenne du Pont du Roy à Montréjeau et la Garonne de piémont de Montréjeau à l'Ariège. La pente y est forte et le chenal relativement incisé et confiné par le relief. La Garonne moyenne, de l'Ariège à Castets-en-Dorthe, connaît un élargissement de sa vallée et un chenal semi-confiné. La Garonne

maritime, de Castet-en-Dorthe à la Gironde, est sous la double influence de la marée maritime et dynamique.

2.1.3. Contexte hydro-climatique

Le climat du bassin versant de la Garonne (Fig. 1.20) est principalement sous l'influence océanique (*i.e.* douce et humide) mais aussi sous influence méditerranéenne en plaine avec des vents asséchants et des précipitations plus faibles. Au sud, l'influence est montagnarde avec des cumuls de précipitations annuels d'environ 1500 mm dans les Pyrénées. A l'ouest, le Massif Central est sous influence océanique avec un cumul pluviométrique annuel compris entre 1000 et 1500 mm le long de sa façade ouest. Dans la partie médiane du bassin, la vallée de la Garonne ainsi que les rivières issues de Gascogne en rive gauche de la Garonne sont soumises à des précipitations moindres, de l'ordre de 600 à 700 mm. A l'extrémité aval du bassin, l'influence maritime se fait ressentir et les précipitations augmentent et sont comprises entre 800 et 1000 mm.

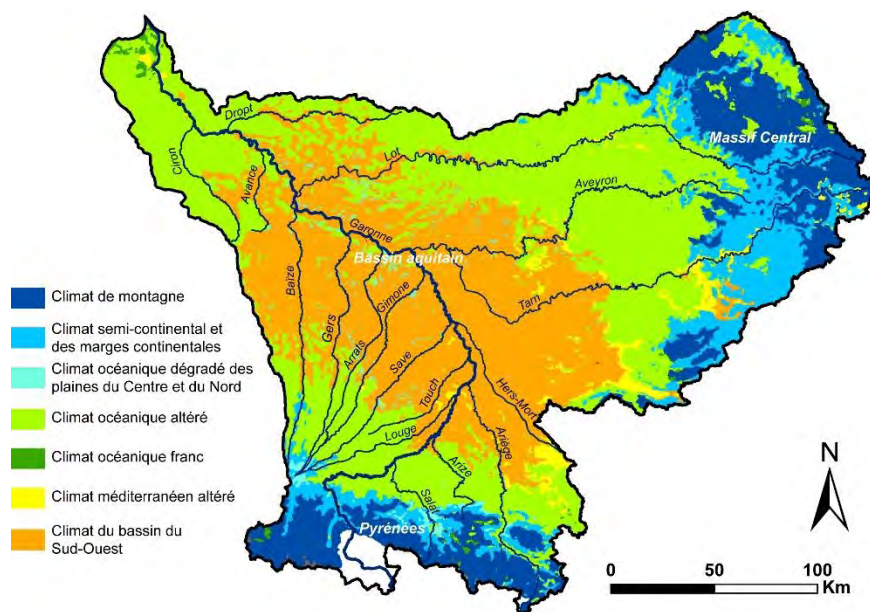


Figure 1.20 : Typologie climatique du territoire français (modifié d'après Joly et al., 2010).

Le régime hydrologique de la Garonne est dual : en amont de Toulouse, le régime nival est lié à l'influence des Pyrénées alors que la partie aval avec les apports du Tarn et du Lot connaît un régime pluvial (Pardé, 1935). La Garonne supérieure, du confluent de l'Ariège à celui du Tarn, présente un régime saisonnier déterminé par les Pyrénées avec des maxima en mai et des minima en août et septembre, que l'on retrouve également en aval du Tarn. A partir de la confluence avec le Tarn, le régime devient pluvio-nival avec les apports du Tarn et du Lot. Les maxima s'observent en février avec

une période de hautes eaux entre décembre et mai à l'inverse de la Garonne toulousaine pour laquelle la période de hautes eaux intervient entre avril et juin.

Le tableau ci-dessous (Tab. 1.3) reprend les principales caractéristiques du régime de la Garonne au droit de différentes stations de jaugeages, d'après les données de la Banque Hydro.

Station Point kilométrique	Surface (km ²)	Q _{ma} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{sp} (l.s ⁻¹ .km ⁻²)	Période de référence
Saint-Béat ~ 11 km	640	24 [13 - 54]	36,9 [20 - 84]	1921-2016
Saint Gaudens ~ 57 km	2230	58 [32 - 112]	26,0 [14 - 50]	1912-2011
Portet-sur-Garonne ~ 166 km	9980	187 [83 - 343]	18,8 [8 - 34]	1910-2017
Lamagistère ~ 268 km	32350	391 [119 - 633]	12,1 [4 - 20]	1966-2017
Tonneins ~ 337 km	51500	597 [177 - 966]	11,6 [3 - 19]	1913-2017

Tableau 1.3 : Données caractéristiques du régime de la Garonne (Banque Hydro). **Q_{ma}** : débit moyen annuel ; **Q_{sp}** : débit spécifique.

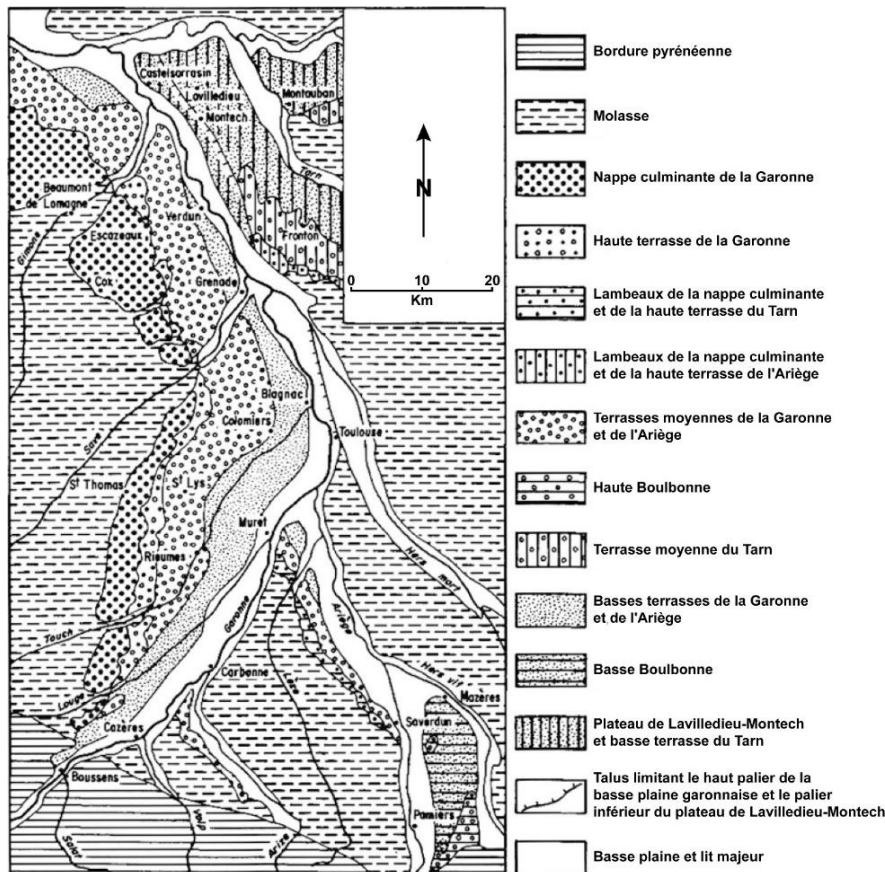
2.2. La moyenne Garonne toulousaine

La moyenne Garonne, dite Toulousaine, correspond au tronçon du fleuve qui traverse les départements de Haute-Garonne et du Tarn-et-Garonne entre la confluence avec l'Ariège à Portet-sur-Garonne et la confluence avec le Tarn à Moissac, soit un linéaire d'environ 90 km. Cette partie de la Garonne qui correspond à un secteur d'élargissement de la basse plaine alluviale d'inondation (Carozza et al., 2013), représente une transition entre la partie de piedmont en amont de Toulouse (pente > 1 ‰) caractérisée par une plaine alluviale restreinte et la partie en aval de la confluence avec le Tarn (pente > 0,5 ‰) où la surface du bassin versant et le module sont doublés (Lambert, 1989).

2.2.1. Morphologie et organisation de la plaine alluviale

La moyenne Garonne toulousaine, d'orientation S-SE/N-NO, s'inscrit dans une basse plaine d'une largeur moyenne de 3,5 à 4 km entre les confluences de l'Ariège et du Tarn et atteint son maximum au niveau de la confluence avec l'Hers en aval de Toulouse. Dans une étude portant sur le système de terrasses étagées de la Garonne, Hubschman (1975) décrit l'organisation et l'évolution de ces dernières (Fig. 1.21). Le long du tracé de la Garonne, la basse plaine marque une dissymétrie avec en rive droite un haut talus inscrit dans la molasse et en rive gauche un ensemble de terrasses étagées. A l'ouest se trouve une nappe culminante dite « donau » disséquée et empreinte d'une discontinuité sous forme de lambeaux. Cette nappe se situe à plus de 150 m du niveau de la Garonne. A un niveau

inférieur, se trouve une haute terrasse dite « gūnzienne » située à 90 m au-dessus de la Garonne. Cette dernière présente un aspect dégradé de sorte qu'en aval de Toulouse elle ne peut être bien différenciée. Se trouve ensuite à 50-80 m au-dessus de la Garonne, une terrasse moyenne dite « mindélienne » présentant un ensemble de paliers discontinus. Une basse plaine dite « wūrmienne » située à 15 m au-dessus de la Garonne au niveau de Toulouse. Sous ce niveau se trouvent les différents faciès du lit majeur postglaciaire et subactuel dont la largeur augmente significativement en aval de Toulouse. La composition des remblaiements alluviaux reposant sur une formation molassique du tertiaire est faite d'alluvions caillouteuses constituées de galets, graviers et gravillons cimentées dans une matrice sableuse le tout surmonté d'une couverture limoneuse et caillouteuse (Hubschman, 1975).



Les successions d'alluvions, lorsque la série des formations fluviales est complète, est la suivante (Fig. 1.22 - 1.23) : **(1)** hauts niveaux (Fv), entre 140 et 220 m au-dessus du cours d'eau actuel qui correspondraient aux phases glaciaires du Donau et du Günz ; **(2)** hautes terrasses (Fw), en plusieurs paliers entre 80 et 120 m, contemporaines de la glaciation du Mindel ; **(3)** moyennes terrasses (Fx) en plusieurs paliers moins disséquées par l'érosion et formant de larges plaines datées

du Riss ; **(4)** basses terrasses (Fy), en plusieurs paliers, datées du Würm ; **(5)** basses plaines (Fz), s'abaissant de 15 m environ jusqu'au niveau de l'étiage actuel et qui sont post-Würmiennes.

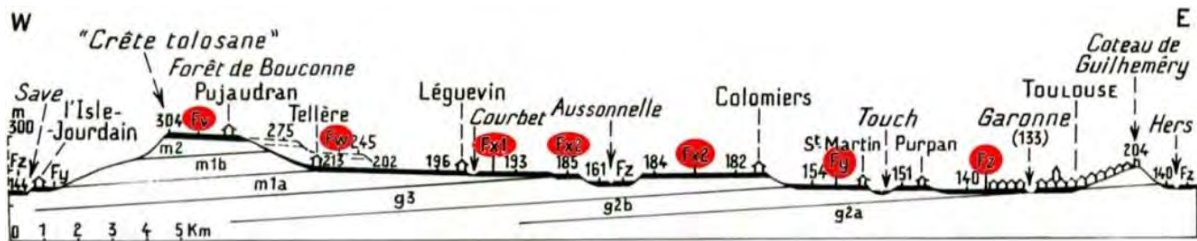


Figure 1.22 : Coupe des terrasses de la Garonne de Toulouse à la forêt de Bouconne (LRPCT, 2007).

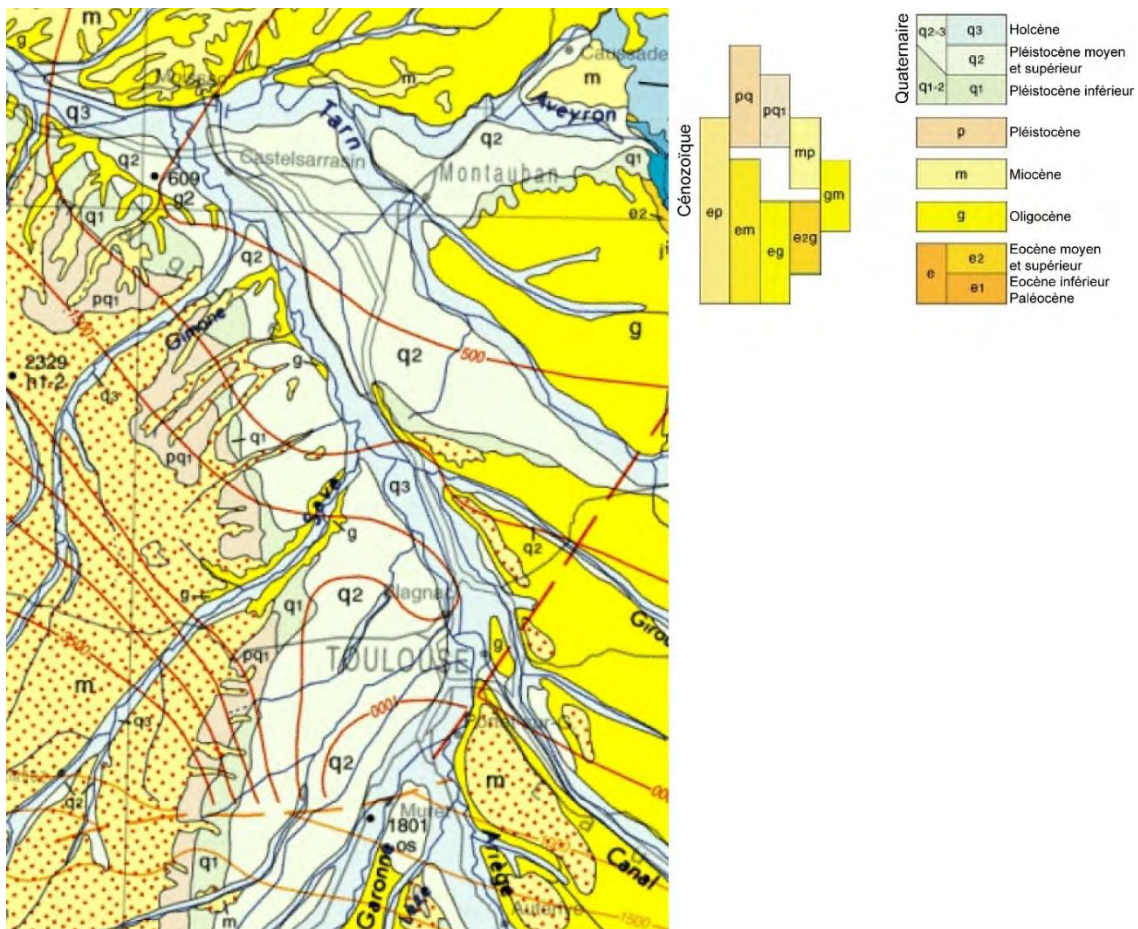


Figure 1.23 : Carte géologique au 1:1 000 000 (BRGM).

Les formations molassiques présentes dans le bassin d'Aquitaine correspondent à une sédimentation fluvio-lacustre issue principalement de l'érosion de la chaîne pyrénéenne pouvant atteindre jusqu'à 1 km d'épaisseur et constitués de marnes et d'argiles plus ou moins sableuses où s'intercalent localement des bancs de calcaires (Sunyach, 1984). De par la nature détritivée des matériaux qui la composent, la molasse d'aquitaine est un matériau hétérogène. Les éléments qui la constituent sont divers avec principalement des grains de quartz ainsi que des fragments variés de roches (*i.e.* grès, calcaires, roches granitiques et métamorphiques, etc.) et d'autres minéraux en

moindre quantité (*i.e.* micas, feldspath, hématites, etc.) (Douez, 2007). Les éléments de granulométrie différente sont cimentés dans une matrice formée essentiellement de calcaires marneux. La moyenne Garonne, dont le substratum affleure régulièrement, s'inscrit dans une formation molassique de type « palustre » datée de l'Oligocène (g) et du Miocène (m) (Fig. 1.24). Elle se compose de faciès calcaires, de marne et d'argile et présente des proportions en éléments grossiers détritiques (*i.e.* grès, sables, poudingues) et en carbonates (CaCO_3) très variables (Tab. 1.4).

Faciès	Répartition (%)	CaCO_3 (%)
Calcaire marneux (VI)	<0,5	65-90
Marne calcaire (V)	6	60-85
Marne argileuse (IV)	18,5	10-40
Marne (III)	29,5	30-60
Marne sableuse (II)	23	10-45
Sable (I)	23	1-6
Argile	–	0-10

Tableau 1.4 : Faciès présents dans les molasses palustres (LRPCT, 2007).

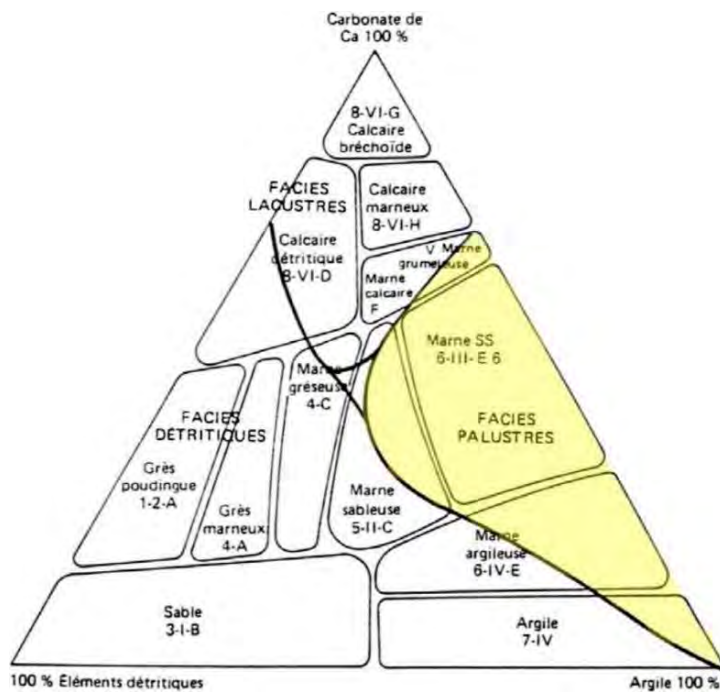


Figure 1.24 : Représentation triangulaire des différents faciès et types de molasses (LRPCT, 2007).

2.2.2. Aspects morphologiques du chenal

A l'aval de Toulouse, la moyenne Garonne toulousaine s'inscrit dans une plaine d'inondation dont la largeur est comprise entre 2 et 4 km contre seulement 250 m en amont de Toulouse. Cependant, Steiger et al. (1998) notent que les zones les plus basses et les plus fréquemment inondées ne dépassent pas une largeur de 350 m. Malgré une plaine d'inondation large et un méandrage du cours d'eau, Décamps et al. (1988) qualifient cette portion du cours d'eau de « rivière de piémont » caractérisée par une pente relativement forte et pouvant charrier des matériaux grossiers.

Le cours d'eau se caractérise par un tracé sinueux à méandrique avec un indice de sinuosité (SI) de 1,27 (David, 2016) et une puissance spécifique (ω) comprise entre 60 et 75 $W.m^{-2}$ (Steiger et al., 2000) traduisant un potentiel de mobilité latérale important (Fergusson, 1981 ; Brookes, 1988). La largeur de son lit mineur est de 150 m en moyenne pour une profondeur moyenne de 4 m (Tab. 1.5). La partie correspondant à la zone d'influence du barrage de Malause fait cas d'exception avec une largeur moyenne de pratiquement 500 m de l'aval du pont de l'autoroute A62 à la confluence avec le Tarn.

Le long de son tracé, la Garonne voit sa pente (S), d'une valeur moyenne de $0,0009 m.m^{-1}$, diminuer et la forme de son profil en long se modifier, permettant de distinguer trois secteurs différents (Steiger et al., 2000) (Fig. 1.25). Un premier tronçon de Toulouse à Beauzelle marqué par une convexité du profil et une pente de $1 m.km^{-1}$, un second tronçon de Beauzelle à Verdun-sur-Garonne caractérisé par une concavité du profil et une pente de $0,9 m.km^{-1}$ et un troisième tronçon de Verdun-sur-Garonne à la confluence avec le Tarn dont le profil est plus ou moins rectiligne avec une pente de $0,8 m.km^{-1}$.

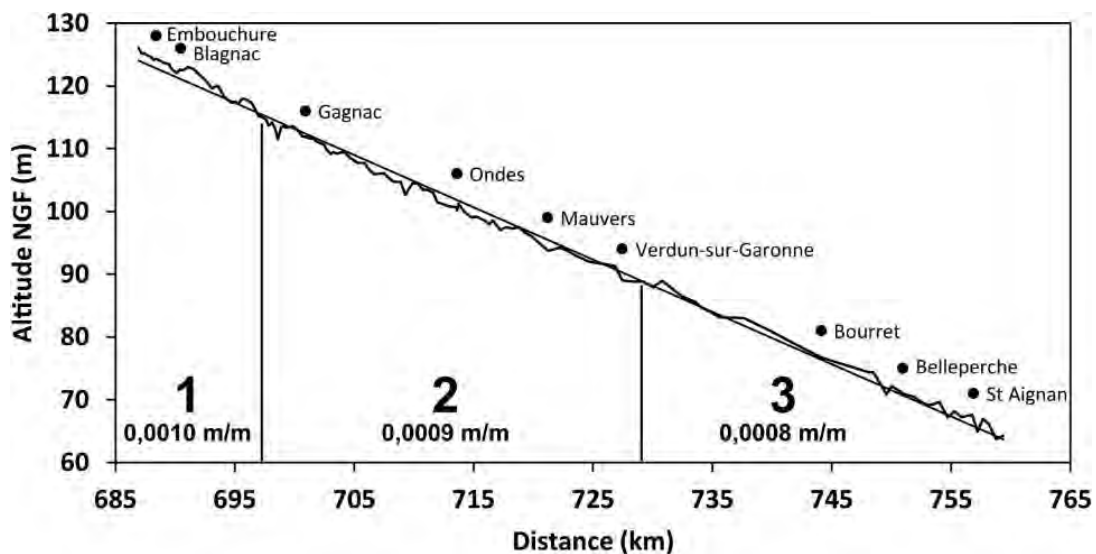


Figure 1.25 : Sectorisation de la Garonne à partir d'un ajustement linéaire du profil en long du fond moyen de la Garonne (modifié d'après Steiger et al., 2000).

Caractéristiques	Valeurs	Références
L (km)	82	Présent travail
SI	1,3	Steiger et Corenblit, 2000
LO_m (m)	3149	"
RC_m (m)	1345	"
ω (W.m⁻²)	60 - 75	"
S_m (m.km⁻¹)	0,9	"
W_m (m)	150	"
Z_m (m)	4	"
Affleurement rocheux (%)	51	Delmouly et al., 2007

Tableau 1.5 : Caractéristiques géomorphologiques de la moyenne Garonne toulousaine. **L** : longueur ; **SI** : indice de sinuosité ; **RC_m** : rayon de courbure moyen de méandre ; **LO_m** : longueur d'onde moyenne de méandre ; **ω** : puissance spécifique ; **S_m** : pente moyenne ; **W_m** : largeur moyenne ; **Z_m** : profondeur moyenne.

En de nombreux secteurs, le cours d'eau coule à même le substratum rocheux qui a été progressivement mis à l'affleurement par le décapage de la couverture alluviale et son évacuation sous l'effet des extractions de granulats et de l'incision du chenal. En 2007, les affleurements molassiques, sur le tronçon étudié, sont estimés à 51 % de la surface totale du chenal (Delmouly et al., 2007). Ainsi en période d'étiage, de larges affleurements forment des replats et des seuils, pouvant engendrer des ressauts de plusieurs mètres créant ainsi de fortes ruptures de pente localement et pouvant potentiellement faire obstacle au transit sédimentaire amont-aval. Les trois principaux seuils naturels présents sur la moyenne Garonne, sont ceux de Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade (Fig. 1.26). Il s'agit de formations de marne armées, de manière plus ou moins importante, de bancs calcaires formant une couche plus indurée donc plus résistante. Les marnes étant des matériaux tendres, ces dernières sont facilement érodables. Du fait de la différence de résistance entre marne et calcaire, une érosion différentielle a lieu créant un échagement en « terrasses ». Ces formes ont évolué rapidement au cours de la seconde moitié du XX^e siècle notamment sous l'effet d'une érosion régressive importante fixant ainsi le profil en long du cours d'eau.

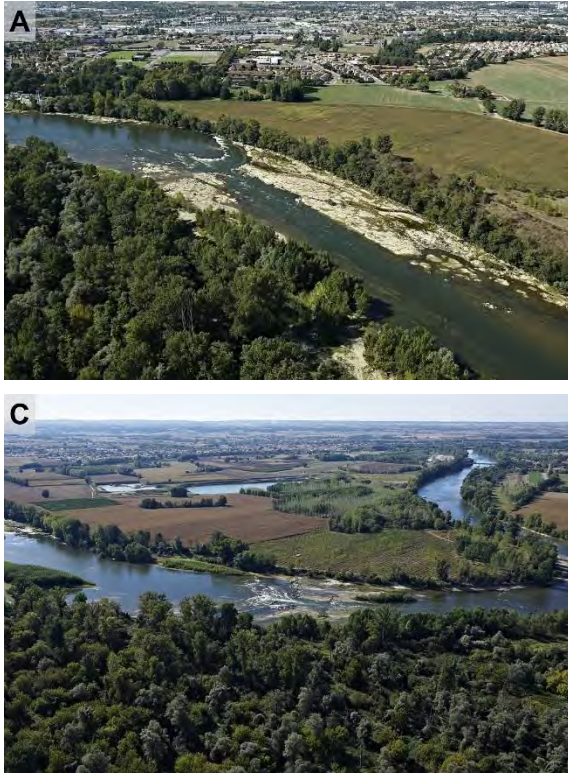


Figure 1.26 : (A) seuil de Portet-sur-Garonne situé en aval de la confluence avec l'Ariège ; (B) seuil de Beauzelle situé 10 km en aval de Toulouse ; (C) seuil de Grenade situé 25 km en aval de Toulouse (Photos SMEAG).

2.2.3. Régime hydrologique

Les premières mesures de débit sur le tronçon considéré, datent de 1910 pour la station de Portet-sur-Garonne située à l'aval de la confluence avec l'Ariège et de 1972 pour la station de Verdun-sur-Garonne située dans la partie médiane du cours d'eau. Une troisième station existe dans Toulouse au niveau du Pont Neuf mais pour laquelle aucune valeur de débit n'est disponible, cette dernière servant seulement à alimenter le réseau Vigicrue. Il est à noter également que de 1809 à 1895 des mesures de hauteurs d'eau ont été réalisées au niveau de l'ancienne embouchure du canal des deux mers, soit environ 2,5 km en aval du Pont Neuf.

Entre les confluences de l'Ariège et du Tarn, la Garonne enregistre un module de $188 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Portet-sur-Garonne et $191 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Verdun-sur-Garonne (Tab. 1.6) pour atteindre $391 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Lamagistère sous l'effet des apports du Tarn, située à une quinzaine de kilomètres en aval de celui-ci. Le tronçon considéré n'ayant pas d'affluents à l'influence importante, le débit peut être considéré comme sensiblement homogène le long du linéaire.

Caractéristiques hydrologiques	Station	
	Portet-sur-Garonne	Verdun-sur-Garonne
Bassin versant (km ²)	9980	13730
Q _m (m ³ .s ⁻¹)	188	191
Q _{mna} (m ³ .s ⁻¹)	65	58
Q ₅ (m ³ .s ⁻¹)	2200	2600
Q ₁₀ (m ³ .s ⁻¹)	2700	3200
Q ₂₀ (m ³ .s ⁻¹)	3100	3700
Q ₅₀ (m ³ .s ⁻¹)	3600	4400
Q ₁₀₀ (m ³ .s ⁻¹)	7170	-
Q _{sp} (l.s ⁻² .km ⁻¹)	19	14

Tableau 1.6 : Caractéristiques hydrologiques de la moyenne Garonne toulousaine (Banque Hydro). Q_m : module ; Q_{mna} : débit mensuel moyen sur une année hydrologique ; Q₅ : débit instantané maximal de fréquence quinquennale ; Q₁₀ : débit instantané maximal de fréquence décennale ; Q₂₀ : débit instantané maximal de fréquence vicennale ; Q₅₀ : débit instantané maximal de fréquence cinquantennale ; Q₁₀₀ : débit instantané maximal de fréquence centennale ; Q_{sp} : débit spécifique.

La moyenne Garonne se caractérise par des basses eaux de juillet à décembre et des étiages parfois prononcés (Fig. 1.27 - 1.28) durant les mois d'août et de septembre qui présentent les plus faibles débits avec une moyenne de 81 m³.s⁻¹. Durant ces deux mois, les étiages peuvent être sévères comme en août 1989 où le débit mensuel minimal a été de 36 m³.s⁻¹ à Portet-sur Garonne et de 28 m³.s⁻¹ en juillet à Verdun-sur-Garonne, année marquée par une sécheresse importante. La période de janvier à juin correspond aux hautes eaux dont les valeurs maximales se retrouvent en mai avec un débit mensuel moyen de 340 m³.s⁻¹. C'est également durant cette période que se produisent l'essentiel des crues (Fig. 1.29 - 1.30). La crue de référence sur la Garonne date du 23 juin 1875 dont le débit a été estimé à environ 7170 m³.s⁻¹, soit une hauteur de 8,3 m au niveau du Pont Neuf à Toulouse. Depuis 1875, la crue la plus importante est celle du 2 février 1952 dont le débit a été enregistré à 4350 m³.s⁻¹ soit une fréquence de retour supérieure à cinquante ans à Portet-sur-Garonne.

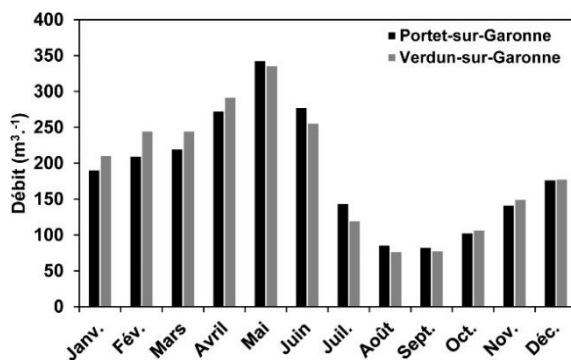


Figure 1.27 : Débits mensuels moyens aux stations de Portet-sur-Garonne et Verdun-sur-Garonne pour lesquelles les périodes de références sont respectivement de 106 et 46 ans (Banque Hydro).

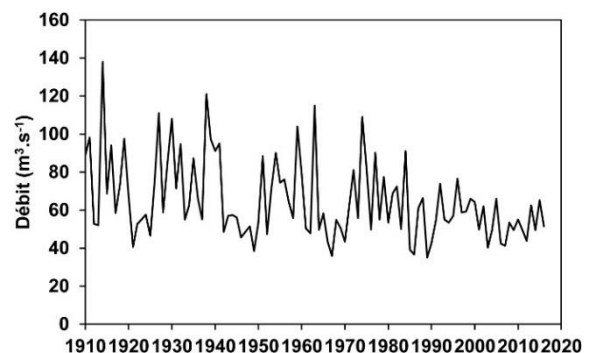


Figure 1.28 : Chronique des débits minimaux à la station de Portet-sur-Garonne sur la période 1910-2017 (Banque Hydro). Le débit moyen annuel est de 191 m³.s⁻¹.

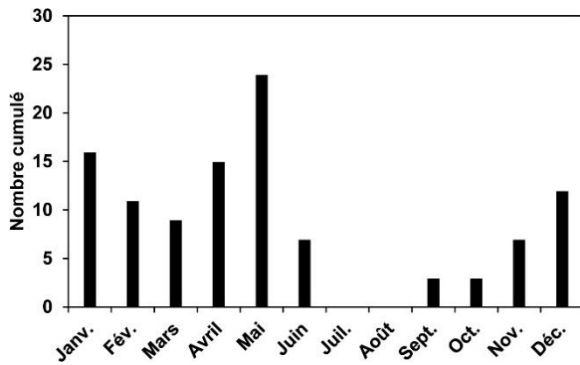


Figure 1.29 : Répartition mensuelle des crues à la station de Portet-sur-Garonne sur la période 1910-2017 (Banque Hydro).

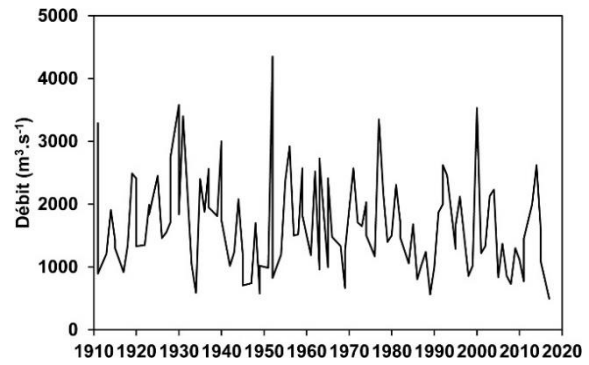


Figure 1.30 : Chronique des débits maximaux instantanés à la station de Portet-sur-Garonne sur la période 1910-2017 (Banque Hydro). Le débit moyen annuel est de $191 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

2.2.4. Impacts des activités anthropiques

A partir de la seconde moitié du XX^e siècle, la moyenne Garonne toulousaine connaît une profonde modification de sa morphologie et de sa dynamique hydro-sédimentaire sous l'effet d'altérations physiques du milieu. La principale, est le phénomène d'incision initié dès le début du XX^e siècle dont l'intensité s'accroît à partir des années 1960. Le processus d'incision a fait l'objet d'une analyse qui s'est focalisée sur les dernières décennies et n'a été quantifié que de manière ponctuelle entre Toulouse et la confluence avec le Tarn (Beaudelin, 1989 ; Lalanne-Bertoudicq et al., 1989 ; Steiger et Gazelle, 1994). Dans la synthèse réalisée par Steiger et al. (2000), l'incision moyenne du chenal est estimée à $2,4 \text{ cm} \cdot \text{an}^{-1}$ entre 1920 et 1986 soit 1,6 m, avec une nette accélération du phénomène entre les années 1960 et 1980 avec $4,8 \text{ cm} \cdot \text{an}^{-1}$.

Si l'enfoncement du chenal est l'altération la plus visible, cette dernière a induit de multiples dégradations d'ordre hydrologique et écologique. Entre 1960 et 1987, Beaudelin (1989) fait état d'un abaissement de la ligne d'eau d'environ 1 m qui a pour conséquence un rabattement de la nappe d'accompagnement. La capacité de cette dernière s'est vu réduite rendant plus difficiles les échanges nappe-rivière. En période d'étiage, la nappe est également drainée plus rapidement accentuant de fait l'étiage en période estivale. La simulation des échanges nappe-rivière entre 1993 et 2013 dans le secteur de Mas-Grenier a mis en évidence des directions de transfert de l'une à l'autre contrastées (Sun et al., 2016). En période de basses eaux, soit 70 % de la période simulée, les échanges se font essentiellement de la nappe vers la rivière à hauteur de 98 %, soit 38 % du volume total échangé sur la période simulée tandis qu'en période de hautes eaux les échanges tendent à s'homogénéiser avec un échange nappe vers rivière de 46 %. Décamps et al. (1988), notent l'assèchement prématuré des zones humides avec un dépérissement des arbres notamment des peupliers et plus particulièrement à l'étiage avec la régulation du niveau d'eau par les barrages et l'irrigation. Laquerbe (1997) met

également en évidence un dépérissement de la ripisylve entre les années 50 et 80 dans les secteurs de Cordes-Tolosannes et Saint-Caprais à l'aval de Grenade. L'augmentation de la section d'écoulement par l'incision du fond du chenal et l'érosion des berges dans une moindre mesure, a réduit la fréquence des inondations dans la plaine alluviale. Steiger et al. (1998), ont montré que pour un débit à plein bord de $1250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Verdun-sur-Garonne, la hauteur de jaugeage entre 1961 et 1992 a diminué de 84 cm. L'enfoncement du lit a également entraîné une déconnexion des annexes fluviales comme les bras-morts. Un rapport de la Direction Départementale de l'Équipement du Tarn-et-Garonne (DDT 82, 1997) sur la réouverture des bras-morts, fait état de 36 bras morts dont les 2/3 sont perchés en période de basses eaux et 1/3 en période de hautes eaux. Ces différents facteurs ont entraîné une réduction de la connectivité hydrologique entre le chenal et la plaine d'inondation diminuant ainsi la disponibilité en eau ce qui a contribué au dépérissement important de la ripisylve. Entre 1979 et 1994, James (1996) a mis en évidence en différents secteurs de la Garonne un dépérissement de la ripisylve pouvant atteindre près de 60 %.

L'accélération de l'incision à partir des années 1960, a principalement été mise en relation avec les activités anthropiques en lit mineur qui sont : **(1)** la mise en place de barrages hydro-électriques en amont de Toulouse entre les années 1960 et 1970, **(2)** les extractions intensives de granulats entre les années 1960 et 1980 et **(3)** la réalisation de travaux de chenalisation entre 1960 et 1984 (Beaudelin, 1989 ; Steiger et al, 2000 ; Valette et al, 2014).

Suite aux interventions anthropiques directes sur la dynamique du cours d'eau, ce dernier n'a pas été en mesure d'évoluer naturellement libre de contrainte. Caractérisée par une forte instabilité, la moyenne Garonne toulousaine garde jusque dans les années 1950 un caractère sauvage, empreint d'une forte mobilité latérale. Suite à la crue de 1952 et à ses importants dégâts, un programme de fixation du lit a vu le jour à la fin des années 1950, notamment dans la partie Tarn-et-Garonne (Steiger et al., 2000). Ce programme se compose de 14 tranches de travaux échelonnés de 1960 à 1984 (Fig. 1.31). Au total, 90 ouvrages sont mis en place : il s'agit de digues (23) pour la stabilisation des berges concaves, d'épis (29) pour barrer les berges et réorienter l'écoulement, de barrages (24) pour la fermeture de bras morts et de la création de nouveaux chenaux (14) pour recouper artificiellement certains méandres où la fixation est trop coûteuse (Valette, 2002). A l'inverse dans le département de Haute-Garonne, le cours ne fait l'objet d'aucun plan de fixation des berges en dehors de Toulouse, seuls des enrochements ont été mis en place de manière ponctuelle.

De manière concomitante à la stabilisation de la Garonne, le lit mineur devient le lieu d'une extraction intense de granulats avec l'industrialisation de l'activité à partir des 1960 et jusqu'à la fin des années 1980, période où l'activité devient interdite (Beaudelin, 1989). Durant une vingtaine

d'années, c'est tout le cours d'eau entre Toulouse et la confluence avec le Tarn qui est affecté avec plus de 12 Mt de matériaux extraits (Beaudelin, 1989). L'impact des extractions sur la réduction de la charge grossière se voit renforcé par la présence de nombreux barrages sur la Garonne en amont de Toulouse et sur les affluents Pyrénéens. Ces derniers induisent un taux de renouvellement en matériau faible et une discontinuité dans le transfert amont-aval, ne permettant pas une recharge naturelle suffisante des secteurs impactés par les extractions. A cela s'ajoute une recharge latérale par érosion des berges limitée en raison des travaux de fixation des berges.

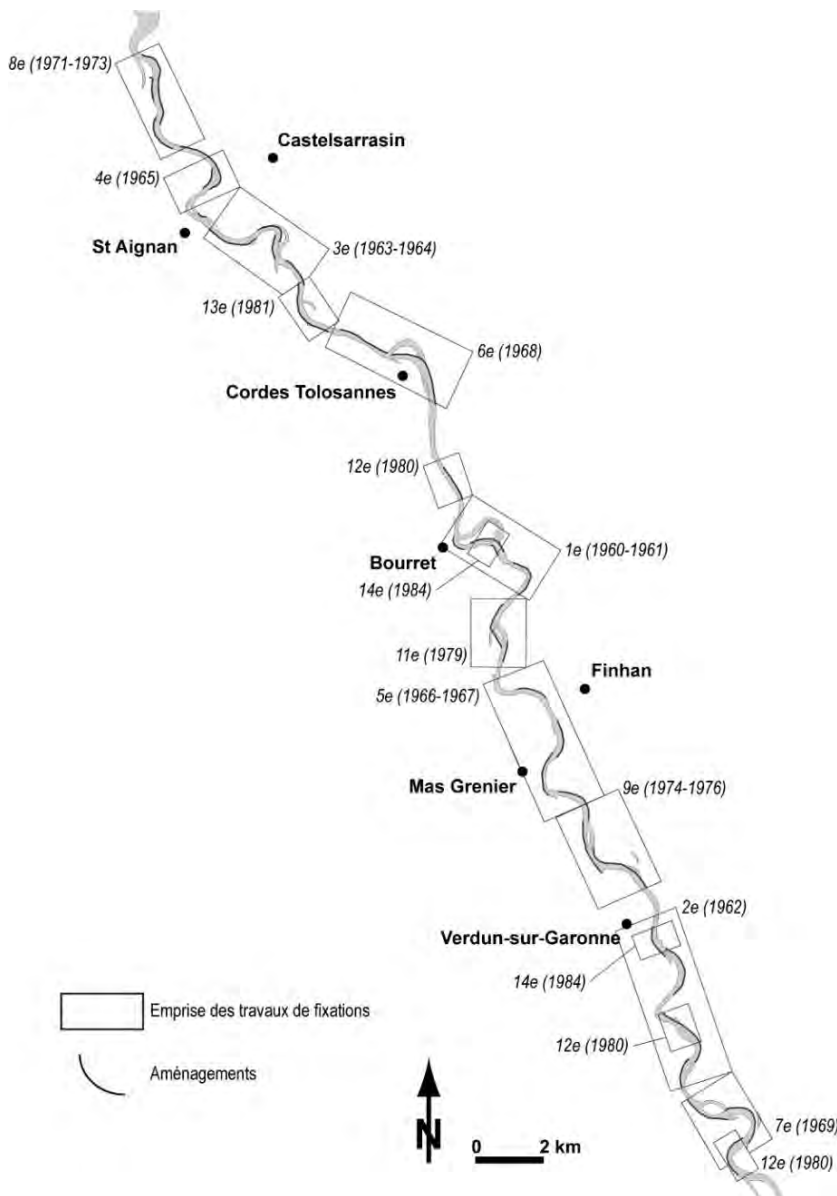


Figure 1.31 : Inventaire des travaux de stabilisation du chenal dans le département du Tarn-et-Garonne (modifié d'après Valette et al., 2014).

Chapitre 3. Enjeux scientifiques et démarches méthodologiques

Ce chapitre a pour but de définir le contexte scientifique dans lequel s'inscrit ce travail de thèse et de préciser les objectifs et les enjeux de cette dernière par rapport aux travaux déjà réalisés antérieurement sur la moyenne Garonne toulousaine. La démarche méthodologique adoptée est également présentée.

3.1. Contexte de l'étude : l'enfoncement du lit de la moyenne Garonne

L'incision du chenal

Au cours des dernières décennies, la moyenne Garonne a vu sa morphologie et son fonctionnement hydro-sédimentaire se modifier rapidement et significativement : dans un premier temps par la contraction de sa bande active et dans un second temps par l'enfoncement de son chenal. Celui-ci a entraîné sur de multiples sites la formation de seuils rocheux. Si plusieurs auteurs se sont penchés sur la quantification du phénomène d'incision durant le XX^e siècle (Beaudelin, 1989 ; Lalanne-Bertoudicq et al., 1989 ; Steiger et Gazelle, 1994 ; Steiger et al., 2000), peu ont abordé la question de la formation des seuils rocheux. Dans la synthèse réalisée par Steiger et al. (2000) qui s'appuient sur des travaux antérieurs, la vitesse d'incision moyenne du chenal est estimée à 2,4 cm.an⁻¹ entre 1920 et 1986 soit une incision moyenne de 1,6 m, avec une nette accélération du phénomène entre les années 1960 et 1980, période durant laquelle la vitesse moyenne aurait atteint 4,8 cm.an⁻¹ (Tab. 1.7).

L'accélération du phénomène à partir des années 1960, a principalement été mise en relation avec les activités anthropiques en lit mineur. Ces dernières concernent **(1)** la mise en place de barrages hydro-électriques dans les Pyrénées et sur le cours même de la Garonne, notamment dans les années 60 et 70, **(2)** les extractions intensives de granulats entre Toulouse et la confluence avec le Tarn entre les années 60 et 80, ainsi que **(3)** la réalisation de travaux de chenalisation pour la stabilisation du cours d'eau, essentiellement en Tarn-et-Garonne, entre 1960 et 1984 (Beaudelin, 1989 ; Steiger et al., 2000 ; Valette, 2002). A cela s'ajoute l'impact du changement d'occupation du sol avec la reconquête de la végétation (reforestation) dans la partie amont du bassin versant à partir du début du XX^e siècle et notamment à partir de la moitié du siècle qui voit le phénomène s'accélérer très nettement (Jantzi et al., 2017). De fait, ces quatre facteurs ont joué un rôle dans l'incision de la Garonne, en réduisant la fourniture sédimentaire provenant de l'amont (occupation du sol et barrages) et les stocks dans le lit mineur (extractions de granulats) qui ne peuvent être suffisamment renouvelés par les apports de l'amont et les apports latéraux en raison de l'artificialisation des berges (chenalisation).

Partie 1 – Contexte scientifique et objet d'étude

Station	Pk (km)	Incision moyenne (m)	Vitesse d'incision (cm.an-1)	Période	Source
Blagnac	690,46	150	2,3	1920-1986 66 ans	1
Seilh	700,93	200	3,0	1920-1986 66 ans	1
Port-Haut	708,56	150	7,1	1959-1980 21 ans	2
Ondes	713,62	150	2,3	1920-1986 66 ans	1
Mauvers	751,20	170	2,6	1920-1986 66 ans	1
Verdun	727,46	110	1,7	1920-1986 66 ans	1
–		84	2,8	1961-1991 30 ans	3
Bourret	743,81	190	2,9	1920-1986 66 ans	1
Belleperche	750,75	120	1,8	1920-1986 66 ans	1
Belleperche	750,96	260	3,9	1920-1986 66 ans	1
Très Cassés	756,90	100	1,5	1920-1986 66 ans	1
–		78	5,6	1970-1984 14 ans	2
–		97	3,6	1960-1987 27 ans	2
Moyenne des stations			2,4 4,8	1920-1986 Années 1960-1980	

Tableau 1.7 : Valeurs d'incision estimées le long de la moyenne Garonne toulousaine (d'après Steiger et al., 2000). Les valeurs kilométriques ont été modifiées pour correspondre au système kilométrique utilisé pour dans le cadre de la thèse. 1- Lalanne-Bertoudicq et al., 1989 ; 2- Beaudelin, 1989 ; 3- Steiger et Gazelle, 1994.

Si au début des années 60, il est encore fait état d'une couverture alluviale dans le chenal d'une épaisseur comprise entre 1,5 et 3 m (Beaudelin, 1989), la seconde moitié du XX^e siècle voit l'apparition d'affleurement du substratum géologique molassique en de multiples endroits. Ils représentent dans les années 2000 jusqu'à 51 % de la surface total du chenal (Delmouly et al., 2007). La nature du processus d'incision change : d'une évacuation de la charge alluviale, lui succède au moins localement une phase d'érosion du substratum. En période d'étiage, de larges affleurements apparaissent, formant soit des replats soit des seuils, qui engendrent des ressauts pouvant atteindre plusieurs mètres. Les seuils les plus importants sont observés à Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade en périphérie de Toulouse. Il faut cependant noter que, dès la fin du XIX^e siècle, la présence d'affleurements rocheux était déjà mentionnée (Harlé, 1895), ce qui atteste d'une discontinuité au moins locale de la couverture alluviale le long de la moyenne Garonne, peut-être restreinte principalement au chenal de navigation.

Les facteurs de contrôle de l'incision

Les facteurs de contrôle de l'incision sont bien connus, mais ces derniers n'ont toutefois pas fait l'objet d'une « quantification » de leur impact respectif. Cet exercice reste empreint d'une certaine difficulté et est souvent fondé sur un faisceau d'indices qui permet de mettre en avant le rôle prépondérant d'un facteur. Toutefois, il reste difficile de réellement quantifier ce phénomène du fait de la nature multi-causale et des possibles rétro-actions. A ce jour, l'impact des facteurs de contrôle à l'échelle du bassin versant (occupation du sol et barrage) n'ont pas fait l'objet d'études spécifiques pour « quantifier » leur part respective dans l'ajustement vertical de la Garonne. A l'inverse, les forçages à l'échelle du lit mineur de la moyenne Garonne ont été abordés plus en détails, ce qui conduit à mettre en avant le rôle des extractions et de la chenalisation. Les extractions de granulats qui ont été opérées durant la période 1960-1980 sont considérées comme le principal facteur responsable de l'incision. Un essai de quantification des matériaux extraits a été faite par Beudelin (1989) qui évalue à environ 12 Mt la masse extraite entre 1965-1986. Les principaux sites d'extractions ont été localisés par Lalanne-Bertoudicq et al (1989) et Steiger et al. (2000). Si les volumes prélevés ont été partiellement estimés, aucune « quantification » de la contribution de cette activité anthropique à l'incision n'a été proposée.

Des lacunes dans l'analyse du phénomène

Au regard des études antérieures, il est constaté que l'estimation de l'incision a été principalement menée de manière très ponctuelle à l'échelle du linéaire considéré qui s'étend de la confluence avec l'Ariège à celle avec le Tarn. Au total, ce sont seulement dix stations pour lesquelles le phénomène a été estimé ce qui au regard de la longueur du linéaire, soit un peu plus de 80 km, représente une faible résolution spatiale du phénomène avec une estimation en moyenne tous les 8 km (Tab. 1.7). De plus, la résolution temporelle de ces travaux est également limitée : les estimations ne couvrent qu'une période de 70 ans, de 1920 à 1986 ; la période est au mieux scindée en deux phases selon les stations. L'estimation de l'incision au cours de la seconde moitié du XX^e siècle est donc mal contrainte suivant ces deux échelles, alors même que cette période semble voir le phénomène s'intensifier. De plus, les seuils rocheux présents sur la Garonne et mis progressivement à l'affleurement par le décapage de la couverture alluviale sous l'effet de l'enfoncement du chenal, n'ont à ce jour fait l'objet d'aucune étude. En effet, les modalités de leur formation et la quantification des processus à leur origine ainsi que leur rôle et leur impact dans l'évolution et le fonctionnement du cours d'eau, n'ont jusqu'à présent pas été appréhendés ni quantifiés.

3.2. Objectif et problématique de recherche

Le présent travail a pour objectif principal l'étude des ajustements verticaux du chenal de la moyenne Garonne, de la confluence avec l'Ariège et celle du Tarn, et la détermination des facteurs de contrôle à l'origine de son évolution morphologique. La période d'analyse considérée, porte sur les deux derniers siècles, de 1830 à nos jours. L'évolution latérale est également prise en considération car il s'agit d'un paramètre important de l'ajustement de la Garonne, l'accent sera mis en particulier sur l'analyse du phénomène d'incision car il s'agit de l'ajustement le plus marquant de par son impact sur la morphologie du cours d'eau et des dysfonctionnements hydrogéomorphologiques qui en découlent. Comme cela a été évoqué dans la partie précédente (partie 3.1), la question de l'incision a déjà fait l'objet d'études antérieures mais reste marquée par la très faible résolution spatio-temporelle, avec un focus essentiellement centré sur la seconde moitié du XX^e siècle.

A ce titre, ce travail se propose : **(1)** d'analyser le phénomène d'incision sur l'ensemble du linéaire à une échelle de temps et à une résolution spatiale plus importante que les travaux réalisés antérieurement, dans le but d'affiner les valeurs d'intensité et la quantification de l'enfoncement du chenal et de dégager une périodisation des ajustements verticaux plus précise ; **(2)** de mieux cerner les facteurs de contrôle en jeu ainsi que leur contribution respective dans les ajustements morphologiques du chenal ; **(3)** d'analyser la dynamique d'évolution des seuils rocheux et leur processus de formation, objet d'étude qui à ce jour, n'a pas été abordé sur la moyenne Garonne.

La problématique générale développée et les questionnements abordés dans cette thèse portent sur deux points :

- **(1)** De quelle manière la moyenne Garonne a-t-elle évolué, passant d'une rivière alluviale (*alluvial channel*) à une rivière à fond rocheux (*bedrock channel*) ?
- **(2)** Comment évoluent les seuils rocheux qui ont été dégagés suite au décapage de la couverture alluviale par l'incision ?

La problématique exposée, sous-tend deux « objets » d'étude dont les échelles de temps et d'espace sont différentes. Si la question de la transition entre rivière alluviale et rivière à fond rocheux et les facteurs de contrôle associés correspond à une analyse sur une période de temps d'environ 200 ans sur l'ensemble du linéaire, la question de l'évolution des seuils rocheux porte sur une période de temps beaucoup plus courte de quelques années et ne peut être traitée à l'échelle de l'ensemble du linéaire. Par conséquent, trois sites ont été sélectionnés le long de la Garonne pour aborder cette question. De ces deux « objets » d'étude découle un ensemble de questionnements scientifiques :

A l'échelle du linéaire :

- Quand débute l'incision et quelle est l'intensité du phénomène ?
- Quelle est la variabilité spatiale et temporelle des vitesses d'incision ?
- Quels sont les processus physiques et chimiques impliqués dans l'incision ?
- Quels sont les facteurs de contrôle de l'incision (*i.e.* globaux, régionaux, stationnels) ?

Ces différentes questions, au travers d'une approche géohistorique, doivent amener à retracer et quantifier l'évolution altitudinale du lit de la Garonne entre les confluences de l'Ariège et du Tarn en portant une attention particulière au phénomène d'incision. Il s'agit d'en appréhender l'importance (*i.e.* nature, intensité et vitesse) et la dynamique (*i.e.* variabilité spatio-temporelle). La mise en évidence des processus physiques et chimiques en jeu ainsi que la détermination des différents forçages ayant favorisé le phénomène, doivent permettre d'en établir l'origine. Cela doit également amener à préciser la rupture, en lien avec l'incision, dans le fonctionnement hydro-géomorphologique du cours d'eau et son degré d'intensité, rupture qui se dessine à partir des années 1960 et déjà évoquée aux travers de différents travaux (Beaudelin, 1989 ; Lalanne-Bertoudicq et al., 1989 ; Steiger et al., 2000). Ainsi une périodisation de l'évolution du cours d'eau et un schéma décrivant la transition entre rivière alluviale et rivière à fond rocheux peuvent être proposés. L'étude géo-historique depuis le début du XIX^e siècle permet aussi de mettre en perspective la rupture que représente la 2nd moitié du XX^e siècle dans le fonctionnement du cours d'eau et de déterminer dans quelle mesure, l'évolution actuelle de celui-ci s'inscrit dans un changement de trajectoire (*i.e.* bifurcation).

A l'échelle des seuils rocheux :

- L'incision est-elle toujours active une fois le substratum molassique affleurant ?
- Quel rôle ont les seuils dans le fonctionnement géomorphologique du cours d'eau ?
- S'agit-il de structures transitoires (***transient landform***) ou pérennes (***stady state landform***) ?
- A quelle vitesse évoluent-ils ?
- Quels sont leurs mécanismes physiques et chimiques d'évolution (*i.e.* érosion régressive, altération physico-chimique, abaissement par abrasion, etc.) ?

Concernant les seuils de molasse présents sur la Garonne, il s'agit au travers des questions posées et auxquelles un monitoring de terrain doit permettre de répondre, d'appréhender les mécanismes de leur développement une fois mis à l'affleurement et de déterminer de quelle manière et à quelle vitesse ils évoluent dans le temps. La nature de la molasse, qui se compose de faciès

marneux et calcaires suggèrent des processus d'érosion différents. En effet, les faciès marneux, très tendres, sont sujets à l'érosion mécanique alors que les niveaux indurés et carbonatés, plus résistants d'un point de vue mécanique présentent des microformes qui suggèrent un rôle important de la dissolution. La question de l'influence des seuils sur le fonctionnement hydro-sédimentaire du cours d'eau se pose également. En effet, du fait de leur dénivelé de plusieurs mètres et de leur configuration topographique (surface disséquée, profil en escalier, formation de « canyons»), les seuils peuvent présenter une discontinuité dans le transfert des sédiments grossiers le long du gradient amont-aval. Un compartimentage du cours d'eau peut être induit par les seuils avec un piégeage des sédiments en amont de ses derniers et dans les nombreuses formes d'érosion présentes à leur surface. Ainsi, la charge solide encore présente à l'aval des seuils, serait évacuée sous l'effet d'un écoulement « clair ». Les seuils pourraient entretenir d'une part un phénomène d'érosion régressive liée à l'augmentation importante de la pente localement, augmentant ainsi la puissance érosive du cours d'eau et d'autre part, une érosion progressive avec une évacuation des matériaux se trouvant en aval sous l'effet d'un écoulement « clair » filtré des sédiments grossiers par le seuil.

3.3. Approche méthodologique

3.3.1. Une démarche multiscalaire

L'analyse des ajustements verticaux de la moyenne Garonne depuis 1830 à nos jours, se fonde sur une approche par emboîtement d'échelles. Pour se faire, trois échelles spatiales ou niveau d'organisation ont été retenues : **(1)** le linéaire, **(2)** les tronçons élémentaires et **(3)** les seuils inscrits dans ces tronçons (Fig. 1.32).

- **(1) A l'échelle du linéaire** : il s'agit de la moyenne Garonne dans son ensemble entre les confluences de l'Ariège en amont et du Tarn en aval, soit environ 80 km. La démarche méthodologique utilisée se fonde sur une approche géohistorique. Il s'agit d'utiliser les données anciennes pour retracer l'évolution du profil en long de la Garonne.
- **(2) A l'échelle du tronçon** : au sein du linéaire, trois secteurs de la Garonne (Portet-sur-Garonne, Beauzelle, Grenade), chacun d'une longueur d'environ 3 km ont été retenus. La démarche méthodologique utilisée se fonde là aussi sur une approche géohistorique mais utilise des sources différentes pour reconstituer l'évolution de ces zones.
- **(3) A l'échelle du seuil** : pour chacun des trois tronçons, le seuil rocheux d'une surface moyenne de 3 ha a été étudié. La démarche méthodologique utilisée se fonde sur une métrologie de terrain.

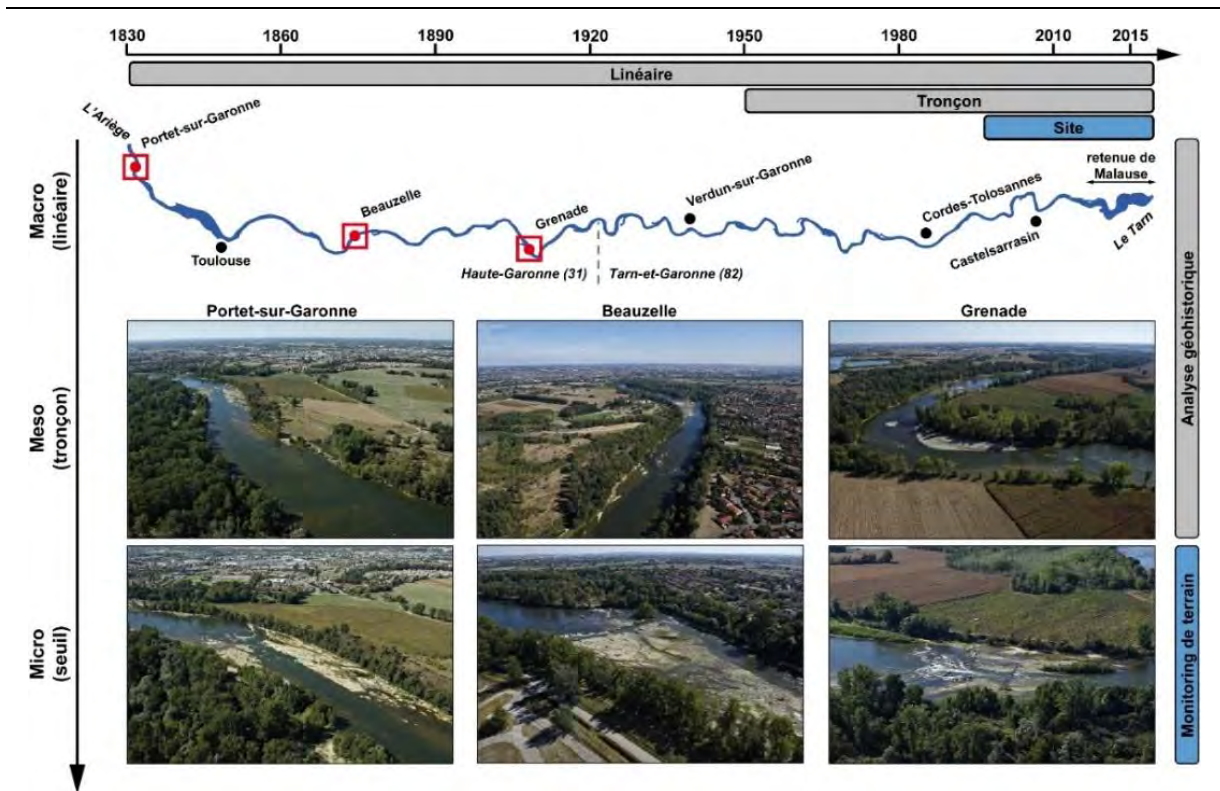


Figure 1.32 : Schéma d'analyse multiscale Garonne (Photos SMEAG).

3.3.2. L'approche géohistorique et l'approche par monitoring de terrain

L'approche géohistorique

L'approche géohistorique porte sur l'analyse des ajustements morphologiques à l'échelle du linéaire et du tronçon. Pour se faire, le travail se fonde sur l'utilisation de documents anciens et récents (*i.e.* cartes, photographies aériennes, profils topographiques) permettant une analyse diachronique quantitative de l'évolution latérale et verticale du chenal. En raison de la disponibilité hétérogène dans le temps des documents, la période d'analyse considérée correspond aux premières données topographiques disponibles et exploitables, l'évolution altitudinale du chenal étant l'objet central de l'étude (Fig. 1.33). En ce qui concerne les facteurs de contrôle d'origine anthropique et naturel, leur évolution et leur degré d'intensité au cours de la période considérée sont retracés et quantifiés lorsque c'est possible, à partir de documents divers (*i.e.* textes, cartes, photographies, données chiffrées, etc.).

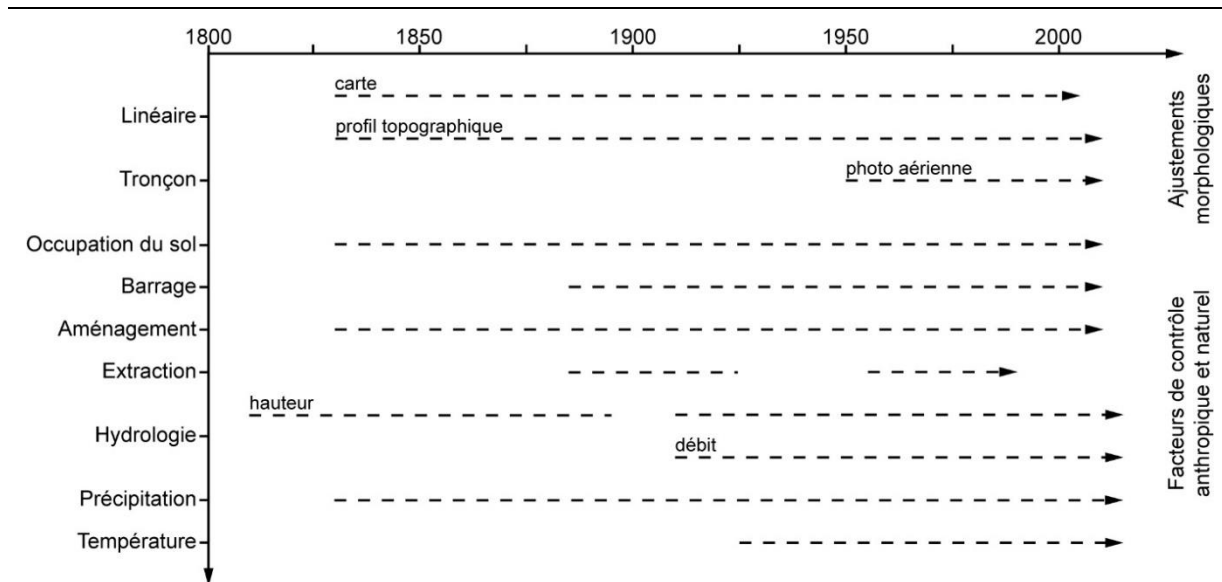


Figure 1.33 : Echelles temporelles couvertes pour l'analyse des ajustements morphologiques de la moyenne Garonne et les facteurs de contrôle.

L'approche par monitoring de terrain

L'étude de la dynamique d'évolution et des processus de développement des seuils rocheux, se fonde sur un ensemble de suivis de terrain réalisés sur la durée de la thèse. Le monitoring mis en place, comprends plusieurs expérimentations qui sont les suivantes :

- des levés topographiques par lasergrammétrie terrestre pour la mesure de l'érosion permettant une approche de la quantification des processus mais de manière indissociée et sans pouvoir véritablement discuter des processus en eux-mêmes. Toutefois, ce volet du travail de thèse n'a pas pu être finalisé et intégré au manuscrit dans le délai imparti, pour des raisons d'impossibilité d'accès aux moyens techniques durant trois mois suite à un blocage total de l'université,
- la mise en place de plaquettes de roche permettant d'appréhender spécifiquement le rôle de l'érosion chimique par dissolution et de quantifier le processus,
- le suivi de particules par méthode de traçage RFID (*Radio Frequency Identification*) permettant de caractériser la mobilité de la charge grossière au niveau des seuils et ainsi l'effet de ces derniers sur le transit sédimentaire et le rôle que peuvent avoir les formes d'érosion (*i.e.* trou d'eau, sillon, etc.) dans le piégeage ou non des sédiments grossiers,
- un inventaire terrain des formes d'érosion (*i.e.* trou d'eau, sillon, etc.) permettant d'établir une typologie associée à une analyse morphométrique de ces dernières. L'étude des formes doit également permettre de discerner quels processus interviennent dans le modelage des seuils,

- une cartographie géomorphologique des seuils à partir d'acquisition d'images aériennes par drone permettant la production d'orthophotos et de Modèles Numériques de Terrain haute-résolution. Cette analyse doit permettre de mettre en évidence l'organisation spatiale des seuils et de comprendre la manière dont ils ont évolué et en quoi leur configuration peut induire une discontinuité du transit sédimentaire.

La figure ci-dessous (Fig. 1.34) synthétise l'articulation entre les différentes méthodes mises en œuvre et les résultats attendus afin de répondre aux objectifs et aux questionnements scientifiques posés.

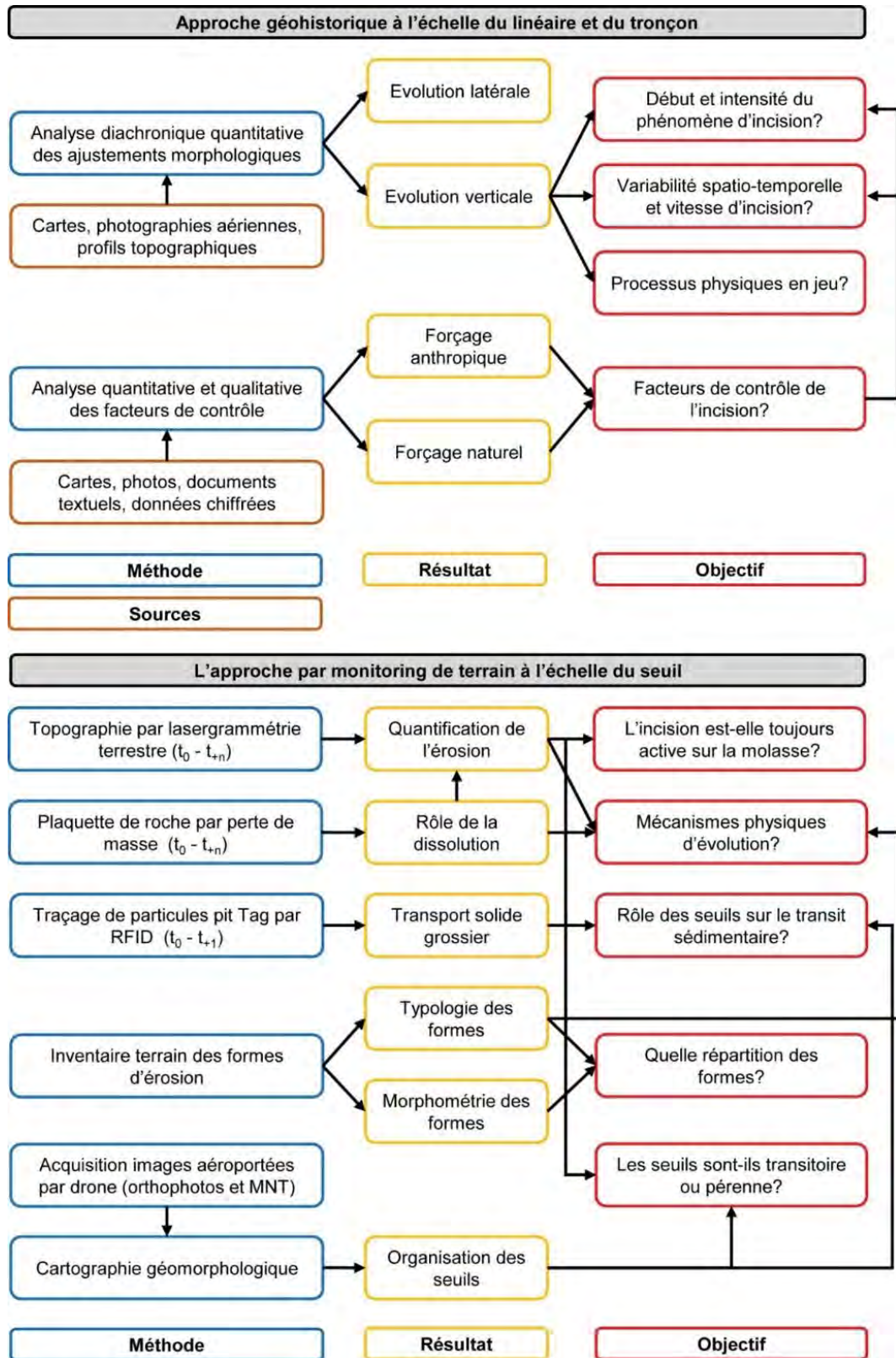


Figure 1.34 : Synthèse de la démarche méthodologique et de l'articulation entre les différentes méthodes mises en œuvre et les résultats attendus afin de répondre aux objectifs.

3.4. Méthodologie

3.4.1. L'analyse géohistorique

3.4.1.1. Analyse des ajustements latéraux à l'échelle du linéaire

L'évolution planimétrique du chenal au travers de l'étude de sa largeur a été analysée à partir de cinq cartes datées respectivement de 1830, 1868 et des années 1940, 1970 et 2000 (Tab. 1.8 ; Fig. 1.35). Les échelles sont comprises entre 1:10000 (1830, 1868, années 1940) et 1:25000 (années 1970 et 2000). Les cartes numérisées ont fait l'objet d'un géoréférencement de type polynôme de 1^{er} ordre sous Système d'Information Géographique (Arc Gis) en prenant comme référence le scan25 des années 2000 déjà géoréférencé. Le nombre de points d'amers par km² pour chaque carte est respectivement de 0,52 (1830), 1,37 (1868), 1,20 (années 1940) et 0,64 (années 1970). L'erreur moyenne quadratique issue du géoréférencement est comprise entre 1 et 8 m pour les cartes de 1868 aux années 2000 et de 34 m pour la carte de 1830. Cette dernière présente une erreur de calage bien plus importante que les autres. Elle a cependant été utilisée en raison de la disponibilité d'un profil en long contemporain qui permet de disposer d'une année de référence commune comme point de départ de l'analyse des ajustements morphologiques du chenal de la moyenne Garonne. Cet ensemble de cartes a déjà fait l'objet d'une analyse détaillée de l'évolution planimétrique et du style fluvial (David, 2016 ; David et al., 2016). Pour de plus amples informations concernant les documents utilisés, se référer à ce travail.

Source	Date	Echelle	Projection	Nb pts/km ²	RMSE
IGN*	2002-2006	1:25000	Lambert 93	–	–
IGN	1971-1978	1:25000	Lambert zone 3 et 2 étendue	0,64	[1,43-1,66]
IGN	1940-1951	1:10000	Lambert zone 3	1,20	[1,17-1,89]
Anonyme	1868	1:10000	–	1,37	[5,74-7,37]
Anonyme	1830	1:10000	–	0,52	33,71

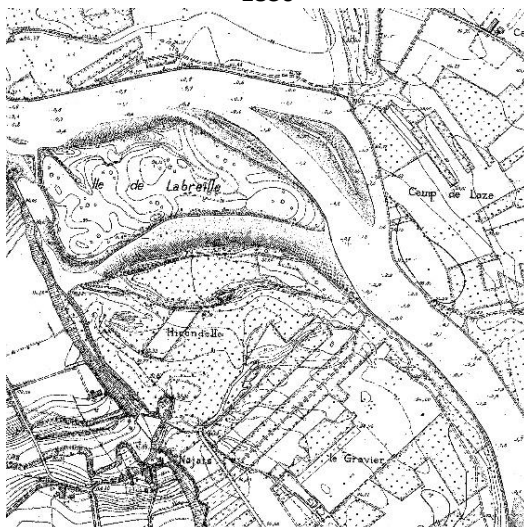
Tableau 1.8 : Caractéristiques des cartes utilisées pour la détermination des largeurs de la moyenne Garonne (d'après David et al, 2015). L'astérisque correspond à la carte ayant servi de référentiel pour le géoréférencement des cartes anciennes.



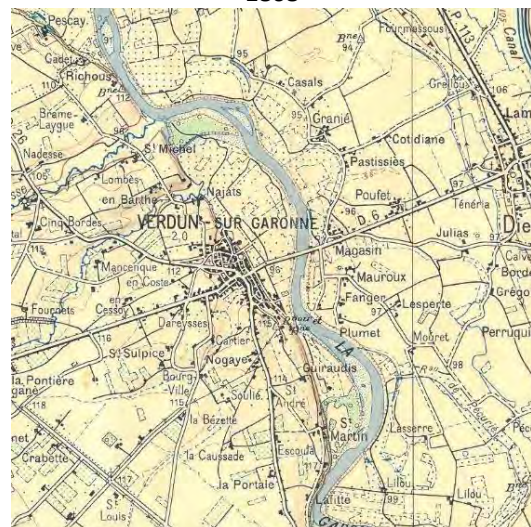
1830



1868



1940-1941



1948-1949



1971-1978



2002-2006

Figure 1.35 : Visuels des cartes utilisées pour l'analyse de l'évolution des largeurs du lit.

Afin de comparer l'évolution de la largeur du chenal dans le temps, les cartes géoréférencées ont fait l'objet d'un traitement sous Système d'Information Géographique (SIG) avec le logiciel ArcGis, selon la procédure suivante :

(1) Extraction de l'axe central du chenal aux différentes dates :

- Dans un premier temps, la bande fluviale pour chaque période a été vectorisée sous forme de polygones. Elle regroupe le chenal principal, les bancs, les chenaux secondaires et les îles,
- Dans un second temps, l'axe central de chaque bande fluviale a été déterminé. Pour ce faire plusieurs étapes ont été réalisées : **(1)** les polygones de bandes fluviales ont été convertis en polygones, **(2)** des points équidistants ont été créés le long des polygones, **(3)** autour de chaque point des polygones de Thiessen ont été créés, **(4)** l'axe centrale des bandes fluviales qui correspond à la jonction des polygones de Thiessen a été vectorisé.

(2) Création d'une enveloppe de divagation et de son axe central :

- Une enveloppe de divagation sous forme de polygones a été créée en prenant en compte l'ensemble des bandes fluviales superposées entre elles, les limites de l'enveloppe correspondant aux extrémités des méandres.
- L'axe central de l'enveloppe de divagation a été déterminé selon la procédure évoquée précédemment pour l'extraction de l'axe central des bandes fluviales.

(3) Calcul des largeurs de bandes fluviales

- L'enveloppe de divagation est ensuite découpée en tronçons de 500 m au centre desquels a été créé, perpendiculairement à l'axe central de divagation, un axe recoupant les bandes fluviales, le long duquel la largeur a été mesurée à chaque date. Cela permet une inter-comparaison des différentes dates selon des axes communs.

3.4.1.2. Analyse des ajustements verticaux à l'échelle du linéaire

Les données disponibles pour quantifier les ajustements verticaux sont peu nombreuses sur la moyenne Garonne, en raison notamment de l'absence d'enjeux pour la navigation. L'analyse de l'évolution verticale du chenal a été réalisée à partir de trois profils en long (Tab. 1.9) : un profil de la ligne d'eau à l'étiage datant de 1830 et de source anonyme, un profil de 1860 réalisé par les Ponts et Chaussées comprenant la ligne d'eau à l'étiage et le fond puis un profil des années 1990 du fond établis à partir d'un ensemble de profils en travers réalisés par les Directions Départementales des Territoires de Haute-Garonne et du Tarn-et-Garonne d'une part, et d'autre part d'Électricité de France (Simeoni-

Sauvage, 1999 ; Larnier, 2010). Les densités de points au kilomètre pour les trois profils en long sont respectivement de 1,3, 1 et 1,9. Il existe également un profil en long de la ligne d'eau datant de 1920 mais qui n'a pas été exploité car levé en période de hautes eaux et ne permettant pas une comparaison avec les lignes d'eau à l'étiage.

Entre 1860 et les années 1990, aucun profil en long exploitable n'est donc disponible sur l'intégralité du linéaire étudié. Des profils en travers réalisés au droit d'ouvrages d'art ainsi que des données topographiques issues du projet d'aménagement du lit en Tarn-et-Garonne, ont donc été utilisés pour densifier l'information sur cette période et affiner la chronologie de l'ajustement vertical du chenal. Ces données proviennent des Directions Départementales des Territoires et des Conseils Départementaux de Haute-Garonne et du Tarn-et-Garonne.

Année	Profil	Emprise	Type	Débit (m ³ .s ⁻¹)	Pts/km
1830 ¹	PL	Embouchure canal du midi - Tarn	He	Etiage	1,3
1860 ²	PL	Embouchure canal du midi - Tarn	He + Fd	Etiage	0,9
1920 ³	PP	Ouvrage d'art	Fd	—	—
1957 ⁴	PT	Secteur Castelsarrasin et Verdun	He + Fd	[242-334]	—
1959-60 ⁵	PL	Pont St Nicolas - limite Haute-Garonne	He	Etiage	0,9
1961 ⁶	PT	Secteur Belleperche et Très-Cassés	Fd	[42-123]	—
1963 ⁷	PT	Secteur Belleperche et Très-Cassés	He + Fd	[163-245]	—
1964 ⁸	PT	Secteur Beauzelle	He + Fd	[195-300]	—
1967 ⁹	PT	Secteur Cordes-Tolosannes	He + Fd	[45-67]	—
1980 ¹⁰	PT	Secteur Blagnac	He + Fd	[127-224]	—
1981 ¹¹	PT	Secteur Ondes	He + Fd	[131-140]	—
1982 ¹²	PT	Secteur Beauzelle	He + Fd	[175-194]	—
1990s ¹³	PT	Toulouse - Tarn	Fd	—	—
1996 ¹⁴	PT	Secteur Blagnac	He + Fd	246	—
2002 ¹⁵	PT	Secteur verdun	He + Fd	124	—
2005 ¹⁶	PT	Secteur Blagnac	He + Fd	[94-167]	—
2012 ¹⁷	PT	Secteur Toulouse	He + Fd	?	—
2012 ¹⁸	PT	Secteur Grenade	He + Fd	140	—

Tableau 1.9 : Liste et caractéristiques des profils en long utilisés. **PL** : profil en long ; **PT** : profil en travers ; **He** : hauteur d'eau ; **Fd** : fond. Les sources des données sont les suivantes : **(1)** anonyme, **(2)** Ponts et Chaussées, **(3)** Données établies par les Grandes Forces Hydrauliques à partir desquelles le fond du lit a été reconstitué par Lalanne-Bertoudicq et al (1989), **(4-5-6-7-9)** Direction Départementale des Territoires du Tarn-et-Garonne, **(8)** source inconnue, **(10-11-12)** Direction Départementale des Territoires de Haute-Garonne, **(13)** Electricité de France, Direction Départementale de l'Équipement de Haute-Garonne et du Tarn-et-Garonne, **(14-15-16-17-18)** Géomètres Aturins.

Lorsqu'elles existent, les altitudes du fond ont été privilégiées car elles permettent de s'affranchir des variations des lignes d'eau liées aux variations des débits d'un levé à un autre. Afin de pouvoir comparer les données aux différentes dates, les profils en long ont été recalés entre eux en x et y à partir de repères de référence considérés comme stables dans le temps (ponts et affluents) et dont les points kilométriques sont connus. Le recalage des points a été fait suivant la formule suivante :

$$Dij_{t0} = Dij_{t0} + Dij_{t0} \left(\frac{Dc_{t1} - Dc_{t0}}{Dc_{t1}} \right)$$

Avec Dij_{t0} : distance rectifiée entre les points i et j du profil ancien, Dij_{t0} : distance non rectifiée entre les points i et j du profil ancien, Dc_{t0} : distance entre les points de contrôle du profil ancien, Dc_{t1} : distance entre les points de contrôle du profil actuel.

Une fois les profils en long recalés entre eux en x et y, ces derniers ont été segmentés à intervalles réguliers de 500 m en créant de nouveaux points équidistants de 500 m et communs entre chaque profil en long. Leur altitude a ensuite été calculée par interpolation linéaire à l'aide de la formule suivante :

$$B_{int} = \frac{(B_{sup} - B_{inf})(A_{int} - A_{inf})}{(A_{sup} - A_{inf}) + B_{inf}}$$

Avec B_{int} : valeur intermédiaire correspondante inconnue, B_{sup} : valeur supérieure correspondante, B_{inf} : valeur inférieure correspondante, A_{int} : valeur intermédiaire connue, A_{inf} : valeur inférieure connue, A_{sup} : valeur supérieure connue.

Les levés topographiques anciens de 1830 à 1920 ont également été recalés en z afin de faire correspondre leur système altimétrique au système actuel (IGN 69). Les profils en travers étant accompagnés d'un plan de situation, leur localisation s'est faite directement sous Système d'Information Géographique après avoir géoréférencé les plans.

Pour compléter le jeu de données topographiques, des données hydrologiques provenant de la Banque Hydro ont également été utilisées pour mettre en évidence l'enfoncement du lit sur la base des hauteurs d'eau à l'étiage (Tab. 1.10). Ces données proviennent de deux stations limnimétriques localisées à Portet-sur-Garonne, en amont de Toulouse, et à Verdun-sur-Garonne, à l'aval de Toulouse dans la partie médiane du cours d'eau.

Station Coordonnées	Bassin versant (km ²)	Altitude (m)	Période hauteurs	Période débits
Portet-sur-Garonne 01°24'54.7063"E – 43°31'35.4036"N	9980	147	1910-2017	1910-2017
Verdun-sur-Garonne 01°14'31.8282"E – 43°51'16.6266"N	13730	96	1988-2017	1972-2017

Tableau 1.10 : Caractéristiques des stations limnimétriques présentes sur le linéaire étudié.

3.4.1.3. Analyse des ajustements géomorphologiques à l'échelle des tronçons

L'analyse se fonde sur une analyse par rétro-observation à partir de photographies aériennes datant des années 1940 à 2000. L'identification et la quantification des changements géomorphologiques ont été réalisées de la manière suivante :

(1) Géoréférencement des photographies aériennes

- Ce sont 25 photographies aériennes prises par l'IGN entre 1946 et 2010 qui ont été utilisées pour l'analyse (Tab. 1.11). Les photographies de 2006 et 2010 étant déjà géoréférencées seules celles antérieures à 2006 ont été géoréférencées en prenant pour référentiel les images de 2010. Dans un premier temps, selon les dates un ensemble de photographies ont été assemblées entre elles pour n'en faire qu'une seule afin d'optimiser le nombre de possibilité de points de contrôle pour ensuite être géoréférencées sous ArcGis en utilisant un polynôme de 2nd ordre.

Date	Couleur	Echelle	Débit (m ³ .s ⁻¹)	Nb PC	Taille pixel (m)	RMSE (m)
Beauzelle						
08/04/1946	NB	1:25436	159	19	1,17	2,66
11/09/1958	NB	1:5049	50	13	0,11	3,26
02/07/1964	NB	1:8222	91	11	0,18	0,67
01/01/1973	NB	1:18440	68	10	0,45	1,85
08/09/1976	NB	1:8055	49	13	0,19	3,04
16/09/1980	NB	1:14104	60	15	0,44	2,22
05/08/1983	C	1:8428	43	16	0,24	4,00
28/07/1992	NB	1:25005	102	18	0,57	2,89
26/09/1997	C	1:22890	54	16	0,67	2,73
18/07/2006	C	50 cm	55	–	0,50	–
08/08/2010	C	25 cm	61	–	0,50	–
Portet						
09/09/1958	NB	1:5004	48	16	0,50	4,45
07/02/1964	NB	1:8114	90	12	0,18	2,00
08/09/1976	NB	1:7956	49	16	0,19	2,31
16/09/1980	NB	1:13967	60	15	0,44	3,96
05/08/1983	C	1:8275	43	16	0,23	6,13
28/07/1992	NB	1:24614	102	14	0,57	4,30
24/07/2006	C	50 cm	34	–	0,50	–
07/08/2010	C	25 cm	71	–	0,50	–
Grenade						
23/09/1960	NB	1:15211	104	28	0,72	1,42
01/01/1973	NB	1:18596	68	10	0,43	2,50
16/09/1980	NB	1:14439	60	10	0,45	1,44
28/06/1993	NB	1:30358	95	15	0,67	1,85
17/07/2006	C	50 cm	56	–	0,50	–
21/08/2010	C	25 cm	62	–	0,50	–

Tableau 1.11 : Informations sur les photographies aériennes (IGN). **NB** : noir et blanc ; **C** : couleur ; **PC** : point de contrôle ; **RMSE** : erreur quadratique moyenne.

(2) Vectorisation des unités morpho-sédimentaires

- Les photographies ont fait l'objet d'une cartographie des différentes unités morpho-sédimentaires présentes dans le lit mineur. Une typologie en huit classes a été choisie : **(1)** les affleurements émergés, **(2)** les affleurements immergés, **(3)** les atterrissements nus, **(4)** les atterrissements à végétation naissante (*i.e.* herbes, arbustes), **(5)** les atterrissements à végétation mature (*i.e.* arbres), **(6)** le chenal en eau hors affleurement, **(7)** les bras morts, **(8)** les sites d'extraction. La distinction entre les atterrissements avec végétation naissante ou mature, c'est fait sur une base qualitative à partir d'une observation visuelle.
- Afin d'évaluer les changements entre deux prises de vues, les différentes unités ont été quantifiées en calculant la surface totale que chacune d'elles couvrent dans le tronçon étudié. Une largeur moyenne a également été calculée en divisant la surface totale de la bande active par la longueur du tronçon.

3.4.1.4. Analyse des facteurs de contrôle

Afin d'appréhender le contexte dans lequel ont lieu les ajustements morphologiques de la moyenne Garonne au cours des deux derniers siècles, les facteurs hydro-climatiques et anthropiques ont été analysés.

Les forçages hydro-climatiques

Les forçages hydro-climatiques (Tab. 1.12) reposent sur des chroniques de débits disponibles depuis 1910 à Portet-sur-Garonne et depuis 1973 à Verdun-sur-Garonne. Ces données sont complétées par des hauteurs de crue mesurées au niveau du pont Neuf à Toulouse depuis le XVIII^e siècle ainsi que des hauteurs d'eau journalières mesurées de 1809 à 1895 au niveau de l'ancienne embouchure du canal du Midi à Toulouse en aval du Bazacle et provenant des archives des Voies Navigables de France. A cela s'ajoutent des données annuelles pluviométriques depuis 1875 et thermométriques depuis 1927 enregistrées à Toulouse et provenant de Météo France.

Type	lieu	Période	Fréquence
Débit	Portet-sur-Garonne	1910-2017	Pas de temps 15 mn
"	Verdun-sur-Garonne	1972-2017	Pas de temps 15 mn
Hauteurs d'eau	Portet-sur-Garonne	1910-2010	Pas de temps 15 mn
"	Toulouse pont Neuf	XVIII ^{es} -2017	Hauteur de crue
"	Toulouse embouchure canal du midi	1809-1895	Journalière
"	Verdun-sur-Garonne	1988-2017	Pas de temps 15 mn
Température	Toulouse	1927-2017	Annuelle
Pluie	Toulouse	1875-2017	Annuelle

Tableau 1.12 : Inventaire des données hydro-climatiques utilisées.

Les forçages anthropiques

Les forçages anthropiques se répartissent à deux échelles spatiales : **(1)** le bassin versant correspondant à la zone située en amont du terrain d'étude, et **(2)** le tronçon correspondant au terrain d'étude lui-même.

A l'échelle du bassin versant, les forçages sont : **(1)** la présence de barrages et **(2)** l'occupation du sol. Pour les barrages présents sur la Garonne et les cours d'eau pyrénéens, un inventaire a été réalisé avec les dates d'implantation à partir du Référentiel des Obstacles à l'Écoulement (ROE) établie par l'ONEMA (2014). Pour l'occupation du sol (Tab. 1.13), l'évolution de la surface boisée, dans les départements de l'Ariège et de Haute-Garonne, a été reconstituée à partir de différentes sources : les statistiques forestières Mathieu (1878) et Daubrée (1908), le cadastre (1944, 1961) et l'inventaire forestier national (1977, 1988, 2007). Les méthodes et les objectifs pour les différents documents n'étant pas les mêmes, leur précision et leur fiabilité concernant la détermination des surfaces boisées varient, mais permettent néanmoins d'estimer leur évolution et de dégager une tendance sur la période d'étude (Rousseau, 1990 ; Cinotti, 1996 ; Koerner et al, 2000). Les types d'occupation autres que le boisement (terre labourable, prairie, pâturage...) et leur évolution ont été reconstitués à partir : de l'annuaire statistique de la France (1834, 1873, 1892), de la statistique agricole annuelle (1946, 1953, 1960, 1966) et du recensement général agricole (1988, 2000, 2010).

Occupation du sol - boisement	
Document	Années
Statistique forestière Mathieu	1878
Statistique forestière Daubrée	1908
Cadastre	1944 - 1961
Inventaire forestier national	1977 - 1988 - 2007
Occupation du sol – autre (agriculture, prairie, pâturage...)	
Document	Années
Annuaire statistique de la France	1830 - 1873 - 1892
Statistique agricole annuelle	1946 - 1953 - 1960 - 1966
Recensement général agricole	1988 - 2000 - 2010

Tableau 1.13 : Documents pour l'analyse de l'évolution de l'occupation du sol.

A l'échelle du tronçon, les forçages sont : **(1)** les travaux de chenalisation et **(2)** les extractions de granulats. L'analyse des aménagements dans le lit mineur se fonde sur un travail mené antérieurement par Valette (2002) et consultable pour plus de détails. Le travail a reposé sur l'étude de documents d'archives issus des Archives Départementales de Haute-Garonne (AD 31) et du Tarn-et-Garonne (AD 82) et des Archives Nationales (AN). Le corpus documentaire se compose : **(1)** de cartes, **(2)** de photographies aériennes et **(3)** de textes. Ces différents documents ont permis de retracer la chronologie des aménagements, leur emplacement ainsi que leur nature et leur fonction.

Concernant l'étude des extractions de granulats, cette dernière se base sur l'analyse des archives des Directions Départementales des Territoires de Haute-Garonne (DDT 31) et du Tarn-et-Garonne (DDT 82) pour les extractions d'après-guerre qui n'ont pas fait l'objet d'un versement aux Archives Départementales. En effet, ce sont les DDT 31 et 82 (anciennement Direction Départementale de l'Équipement) qui durant la période d'extraction en lit mineur, étaient en charge du suivi et du contrôle de l'activité dans le Domaine Public Fluvial (DPF). Le corpus de documents utilisés se compose : **(1)** d'arrêtés préfectoraux autorisant les extractions et précisant leur durée, le lieu, l'exploitant ainsi que diverses informations réglementaires et techniques, **(2)** des récépissés de demande d'autorisation spécifiant le lieu d'extraction, la durée, le volume ou le rendement journalier autorisé et l'exploitant, **(3)** le bilan des exploitants renseignant les quantités prélevées par trimestre, **(4)** des correspondances et rapports techniques divers et **(5)** des photographies aériennes et des cartes localisant les sites d'exploitation et leur emprise.

Les documents textuels permettent d'estimer la localisation, les quantités extraites et la période d'exploitation. Toutefois, la détermination exacte de ces quantités à partir de ces documents est difficile car bien souvent ces derniers sont incomplets ou tout simplement manquants. C'est le cas des extractions en Tarn-et-Garonne entre 1960 et 1970, pour lesquelles aucune information n'a été trouvée. De plus, il pouvait arriver que les quantités autorisées ne soient pas respectées par les exploitants ou que des extractions sauvages aient lieu ce qui s'ajoute à l'incertitude en raison de quantités non déclarées aux autorités. Par conséquent, la détermination des quantités extraites ne peut être qu'une estimation a minima plus ou moins proche de la réalité. L'estimation des quantités prélevées repose donc sur des recoupements d'informations ainsi que des hypothèses afin de combler, lorsque cela est possible et de manière plausible, les lacunes. Les documents cartographiques et photographiques ainsi que les informations de lieux-dits dans les documents textuels permettent de retracer l'évolution spatio-temporelle des sites d'extraction le long de la Garonne de manière précise. L'emplacement des différents sites a ainsi pu être cartographié.

3.4.2. Les expérimentations de terrain

3.4.2.1. Quantification de l'érosion à l'aide de plaquettes de roche

Afin de quantifier l'altération chimique de la roche sous l'effet de facteurs hydro-climatiques, de multiples études se sont fondées sur des expérimentations de terrain (Crabtree et Trudgill, 1985 ; Hattanji et al., 2014 ; Matsukura et Hirose, 2000 ; Plan, 2005 ; Prévost et Lauriol, 1994 ; Trudgill et al., 1994) et en laboratoire en conditions contrôlées, (Cooke, 1979 ; Hattanji et al., 2014 ; Kanyaya et Trenhaile, 2005 ; Sumner et Loubser, 2008 ; Wells, Binning et Willgoose, 2005) visant à mesurer la perte de masse à partir d'échantillons de roches. La méthode consiste en l'utilisation de plaquettes de roche de taille standardisée dont le poids (t_0) est connue et de mesurer le poids (t_{+1}) après une période durant laquelle les échantillons sont soumis aux conditions du milieu étudié. A partir de la masse perdue ($t_0 - t_{+1}$), de la surface et de la densité de départ des plaquettes, des taux de perte de masse et d'ablation peuvent être obtenus.

Sur le site de Beauzelle où a été réalisée l'expérimentation, des blocs de roche ont été prélevés à partir desquels 26 plaquettes de forme circulaire ont été taillées de manière standardisée à l'aide d'un trépan et d'une scie circulaire. Au départ l'expérimentation a été lancée avec 16 plaquettes mais des dégradations volontaires et des pertes de plaquettes ayant été constatées au bout d'un certain temps, 10 plaquettes supplémentaires ont été ajoutées en cours d'expérimentation. Le diamètre moyen est de $3,04 \pm 0,02$ cm, l'épaisseur moyenne de $1 \pm 0,06$ cm, surface moyenne de $24,15 \pm 0,64$ cm² et un poids moyen de $16,01 \pm 0,84$ g pour une densité moyenne de $2,20 \pm 0,08$ g.cm⁻³ (Fig. 1.36). Une fois taillées, les plaquettes ont été séchées à l'étuve durant 24 h à 110 °C pour enlever toute humidité puis laisser à refroidir dans un pot avec dessiccateur pour éviter toute reprise d'humidité. Ensuite les plaquettes ont été pesées à l'aide d'une balance de précision à 0,001g afin d'avoir leur poids initial (W_1).



Figure 1.36 : Exemple d'une plaquette préparée pour l'expérimentation.

La mise en place des plaquettes sur le terrain s'est faite le long d'un transect perpendiculaire au chenal, de la berge vers l'écoulement principal de manière à obtenir différentes conditions topographiques et hydrodynamiques (Fig. 1.37). Les plaquettes ont été placées dans des pochons individuels en nylon de maille 150 μm et fixées sur le substratum affleurant à l'aide de chevilles et de vis. Chaque plaquette a été prise en photo puis relevée au DGPS afin de faciliter leur récupération. Au moment de la mise en place, le cours d'eau était à l'étiage avec un débit de $78 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Pour estimer la fréquence de submersion des plaquettes, des photos ont également été prises pour différentes hauteurs d'eau durant la période d'expérimentation. Les données de hauteurs d'eau et de débits sont issues de la station de jaugeage de Portet-sur Garonne, située à environ 10 km en amont.

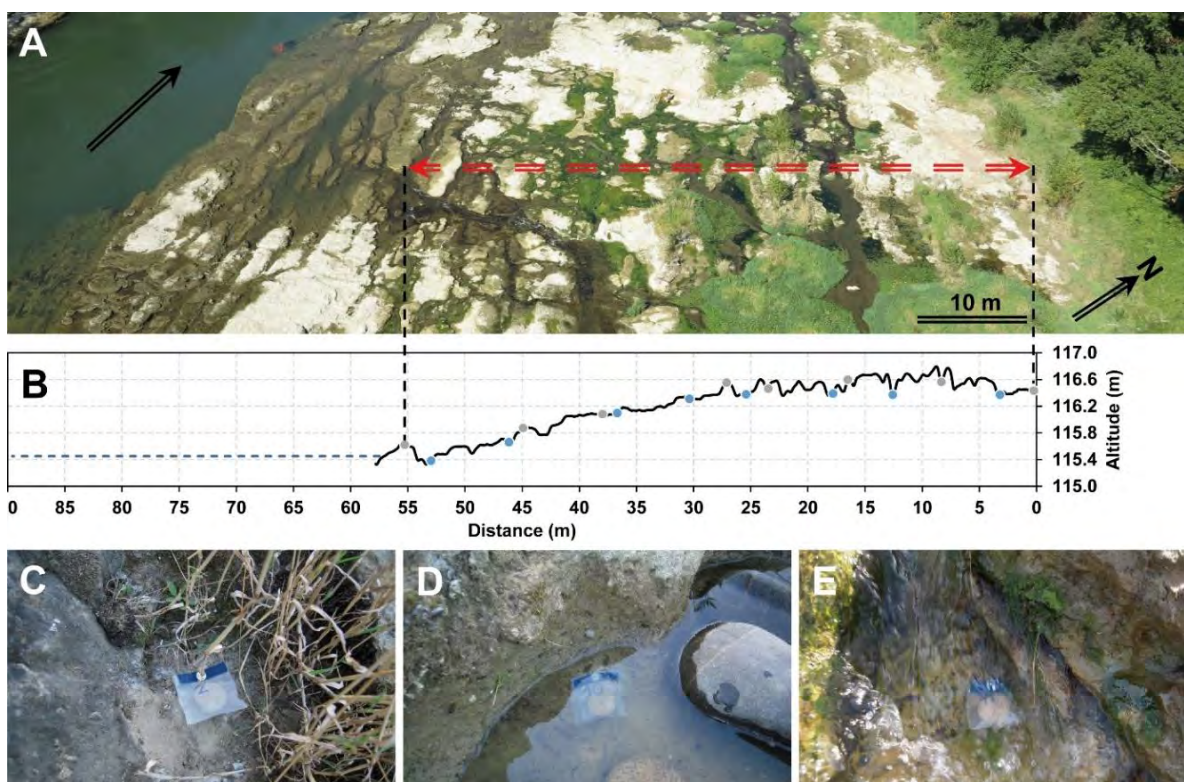


Figure 1.37 : Localisation des 16 plaquettes initialement mises en place sur le terrain (A) avec leur situation le long du profil d'implantation (B). Les plaquettes ont été placées dans différents contextes hydro-dynamiques : (C) hors d'eau, (D) en eau stagnante ou en écoulement calme et (E) en eau en écoulement rapide-turbulent.

Au total, les plaquettes ont été placées sur le terrain durant 574 jours et ont fait l'objet de deux relevés : le premier au bout de 254 jours et le second après 320 jours. En laboratoire, les échantillons ont d'abord été rincés soigneusement à l'eau puis séchés à $110 \text{ }^\circ\text{C}$ pendant 24 h et pesés (W_2). La dégradation des échantillons a été calculée de deux manières : (1) un taux annuel de masse perdue rapporté à la surface totale de la plaquette (D_{rs}) (Zhang, 2011) et (2) une épaisseur d'ablation par an (D_r) (Kanyaya et Trenhaile, 2005). Les formules utilisées sont les suivantes :

$$D_{rs} = (W_1 - W_2) \times \frac{T}{12} / A$$

$$D_r = \frac{(W_1 - W_2)}{\rho A} \times \frac{12}{T} \times 10$$

Avec D_{rs} : masse perdue (g.an^{-1}) ; D_r : épaisseur d'ablation (mm.an^{-1}) ; W_1 et W_2 : poids initial et final de l'échantillon séché (g) ; ρ : est la densité de l'échantillon (g.cm^{-3}) ; A : est la surface de l'échantillon (cm^2) ; T : le nombre de mois durant lequel l'échantillon est exposé.

Pour chaque bloc de roche ayant servi à la réalisation des plaquettes, les teneurs en carbone organique ont également été mesurées par perte au feu. Le protocole utilisé est celui proposé par Dean (1974) et modifié par Heiri et al. (2001). Une fois réduit en poudre à l'aide d'un mortier, les échantillons de roche ont été pesés puis séchés à 105 °C pendant 24 h dans une étuve et à nouveau pesés permettant d'obtenir la teneur en eau. Ensuite, les échantillons ont été chauffés à 550 °C pendant 4 h dans un four à moufle puis pesés permettant d'obtenir la teneur en carbone organique. Pour finir, les échantillons ont été chauffés à 950 °C durant 2 h puis pesés permettant d'obtenir la teneur en carbonate.

3.4.2.2. Suivi du transport solide grossier

Si les premiers traçages pour l'étude de la mobilité des sédiments ont été réalisés au début des années 1900 (Richardson, 1902), c'est à partir des années 1960 que le traçage va se développer avec l'emploi des premiers traceurs peints en rivière (Leopold et al., 1966). Par la suite, des méthodes permettant la détection de particules enterrées vont être développées au cours des 20 dernières années augmentant ainsi le taux de récupération et la qualité de l'information sur la dispersion des sédiments (Hassan et Ergenzinger, 2003). A partir des années 2000, de multiples travaux sur l'utilisation du traçage sédimentaire par méthode RFID (Radio Frequency IDentification) avec transpondeur passif intégré (PIT tags), sont réalisées (Nichols, 2004 ; Lamarre et al., 2005 ; Allan et al., 2006 ; Lamarre et Roy, 2008 ; Liébault et al., 2012 ; Chapuis et al., 2014, 2015 ; Rainato et al., 2018).

En septembre 2016, 182 galets équipés de transpondeurs passifs (*PIT tags*, *Passive Integrated Transponders*) ont été déployés sur les sites de Portet-sur-Garonne (61), Beauzelle (61) et Grenade (60). Ces derniers ont été prélevés sur chaque site afin d'avoir un échantillonnage représentatif de la granulométrie de surface. Cette dernière a été déterminée selon la méthode standardisée de Wolman (1954), qui consiste en un échantillonnage aléatoire de 100 particules minimum et pour lesquelles l'axe

B est mesuré à l'aide d'un mètre (Tab. 1.14 ; Fig. 1.38). Par la suite, un échantillon pour chaque site a été prélevé de manière à représenter l'ensemble de la gamme granulométrique présente sur le terrain puis ramené en laboratoire pour être équipé.

Percentiles (mm)	Portet-sur-Garonne (N = 401)	Beauzelle (N = 201)	Grenade (N = 208)
D ₁₀	12,0	11,4	20,7
D ₁₆	18,5	18,8	25,5
D ₂₅	25,7	25,8	32,7
D ₅₀	44,2	51,1	53,6
D ₇₅	79,3	79,1	78,6
D ₈₄	96,6	89,3	87,2
D ₉₀	115,4	104,8	102,7

Tableau 1.14 : Distribution granulométrique des sédiments de surface. N : taille de l'échantillon.

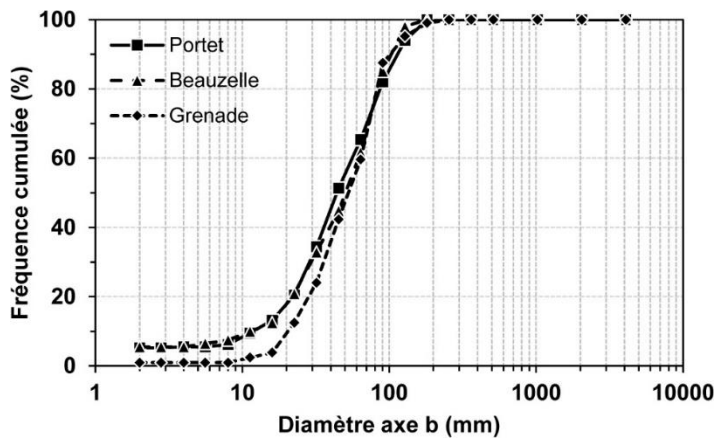


Figure 1.38 : Distribution granulométrique des sédiments de surface.

En laboratoire, chaque particule (*i.e.* galet) a été percée à l'aide d'une perceuse à colonne et d'un foret de diamètre 4 mm afin d'y insérer un transpondeur RFID (*Radio Frequency Identification*) de diamètre 3,85 mm pour une longueur de 23 mm (produit par Tiris Technology et distribué par Texas Instruments). Pour plus de détails techniques sur les PIT tag, se référer aux travaux de Lamarre et al. (2005) et Allan et al. (2006). La perte de masse due au perçage des galets peut être considérée comme négligeable, de l'ordre de 1,6 % selon Micheler et al., 2016. Le trou a ensuite été rebouché avec une colle silicone étanche. Pour des raisons techniques, taille du transpondeur et fragilité de la roche, il n'a pas été possible d'équiper les galets dont l'axe B est inférieur à 50 mm. Les traceurs (*i.e.* galets) ne sont donc représentatifs que de la fraction grossière de la charge de fond présente sur les sites. Le D₅₀ des traceurs est donc d'un diamètre supérieur à celui des sédiments en place pour l'ensemble des trois sites et qui correspond sensiblement au D₇₅. Pour chaque traceur, auquel correspond un identifiant unique, la taille de l'axe B et le poids ont été mesurés puis pris en photo (Tab. 1.15).

	Portet-sur-Garonne		Beauzelle		Grenade	
	Axe b (mm)	Poids (g)	Axe b (mm)	Poids (g)	Axe b (mm)	Poids (g)
Minimum	54	210	51	182	52	200
Maximum	170	2371	150	2598	154	2469
D₅₀	79.8	-	79,1	-	78,5	-
Ecart type	26	649	25	602	26	631

Tableau 1.15 : Caractéristiques des traceurs mis en place sur le terrain.

Afin de voir si la charge grossière est piégée ou non sur les seuils, les traceurs ont été répartis selon différents contextes, c'est-à-dire dans des sillons, des trous d'eau, des mouilles, etc. Pour correspondre au plus près aux conditions naturelles, chaque traceur a été positionné de manière similaire en lieu et place de galets présents sur le terrain. La localisation en x-y-z de chaque traceur a ensuite été relevée à l'aide d'un DGPS Trimble Geo 7X (*differential Global Positioning System*) dont la précision est centimétrique. Selon Lamarre et Roy (2008), une fois la mise en place effectuée, la première crue ne doit pas être incluse dans l'analyse car cette dernière permet une réorganisation plus naturelle et stable des traceurs.

L'inventaire de la dispersion des traceurs a été réalisé en juin 2017, une fois le débit de la Garonne suffisamment bas pour que le terrain soit praticable. L'opération a consisté en la prospection complète des seuils par bandes successives perpendiculaires au chenal. Une antenne RFID (Aquartis Accueil®) a été utilisée et se compose d'une antenne de détection avec un anneau de 53 cm de diamètre, d'un module de contrôle et d'un écran LCD pour l'identification des transpondeurs, le tout alimenté par une batterie de 12 volts. La nouvelle localisation des traceurs a également été relevée par DGPS.

Pour déterminer la distance de transport des traceurs mis en mouvement, leurs coordonnées géographiques ont été projetées sur des orthophotographies obtenues par vol des vols de drone et d'une résolution de 5 cm, dans un Système d'Information Géographique (ArcGis®). Les trajectoires ont ensuite été vectorisées pour chaque traceur puis leur distance calculée automatiquement. En raison du diamètre de l'anneau de l'antenne et de la précision du DGPS, seuls les mouvements supérieurs à 1 m sont pris en considération.

3.4.2.3. Inventaire et typologie des formes d'érosion

Durant l'été 2016, un inventaire des formes d'érosion présentes sur chaque site a été effectué afin de réaliser des mesures morphométriques et d'établir une typologie de ces dernières (Fig. 1.39). Au total ce sont pratiquement 900 formes qui ont été relevées pour les trois sites à partir d'un échantillonnage systématique. A partir des mesures réalisées, une statistique descriptive a été faite

afin de caractériser la morphométrie de certain type de forme (*i.e.* trous d'eau et sillon) en mettant en évidence d'éventuelles corrélations entre les différentes variables mesurées (rapport largeur/longueur ou encore diamètre/profondeur par exemple). Pour cela, l'inventaire terrain a été réalisé de la manière suivante :

- **(1)** Le levé des formes c'est fait le long de transects à un intervalle de 10 m en moyenne et perpendiculairement à la berge, en suivant un fil tendu de la berge vers le chenal.
- **(2)** Ensuite chaque forme à l'intersection du fil a fait l'objet d'un ensemble de relevés qui sont les suivants :
 - Localisation géographique de la forme en son centre par DGPS (Trimble Geo 7x avec précision centimétrique),
 - Identification préliminaire du type de forme selon une typologie proposée par Richardson et Carling (2005),
 - Prise de vue photographique, avec orientation du nord, afin d'identifier plus finement le type de forme *a posteriori*,
 - Relevé de l'orientation de la forme à l'aide d'une boussole, à l'exception des formes circulaires qui ne présentent pas d'orientation,
 - Relevé de la présence de fissures et mesure de leur orientation,
 - Relevé de la présence de galets et mesure de leur axe b à l'aide d'un mètre ruban,
 - Après le nettoyage des sédiments présents dans la forme, sa géométrie est mesurée à l'aide d'un mètre ruban ou d'un décimètre selon sa taille : pour les formes « circulaires », le diamètre en x-y et la profondeur ont été mesurés ; pour les formes « allongées », la longueur, la largeur et la profondeur ont été mesurées.
- **(3)** Les positions géographiques des formes ont ensuite été projetées sous ArcGis afin d'analyser par la suite leur distribution spatiale.



Figure 1.39 : (A) Forme en sillon à l'intersection d'un transect symbolisé par le fil avec orientation de cette dernière. (B) Lever de la position d'une forme par DGPS.

3.4.2.4. Analyse de la distribution spatiale des formes d'érosion

L'analyse de la répartition spatiale des formes d'érosion a été réalisée à partir de la méthode des quadrats. Elle consiste en un découpage des zones étudiées selon un maillage régulier composé de carrés, pour lesquels le nombre de formes présentes est comptabilisé. L'échantillonnage des formes sur le terrain ayant été réalisé selon des transects à intervalle de 10 m, le maillage utilisé est de 10 m x 10 m. Les résultats obtenus par cette méthode ayant une certaine sensibilité à la taille du maillage, une maille de 15 m x 15 m a également été utilisée à des fins de comparaison et voir si les résultats obtenus pour les deux dimensions de maille concordent.

La méthode, réalisée sous ArcGis, se décline en différentes étapes qui sont les suivantes :

- **(1)** Réalisation d'un maillage régulier recouvrant la zone à analyser
- **(2)** Projection de l'emplacement des formes d'érosion recensées et localisées au DGPS
- **(3)** Comptage du nombre de formes au sein de chaque maille
- **(4)** Réalisation d'une cartographie de densité des formes

Caractérisation de la distribution des formes d'érosion

La distribution spatiale d'individus au sein d'un espace peut être de trois types : **(1)** aléatoire, **(2)** concentrée ou **(3)** régulière. Le test de la forme d'une distribution consiste à poser une hypothèse selon laquelle la répartition spatiale d'individus est le résultat d'un processus particulier (*i.e.* aléatoire, régulier ou agrégatif) et de comparer cette distribution observée à une distribution théorique correspondant à l'hypothèse choisie. Dans le cas présent, il s'agit de tester la distribution observée à une distribution aléatoire (*i.e.* distribution de Poisson) d'hypothèse ***H₀*** c'est-à-dire que la distribution observée est le résultat d'un processus aléatoire. Si ***H₀*** est rejetée alors il peut être admis que la distribution présente une tendance significative de concentration ou de dispersion des individus. La distribution spatiale des formes a été établie à partir de deux indices : **(1)** l'indice de dispersion (***I_D***) et **(2)** l'indice de Morisita (***I_δ***).

L'indice de dispersion (*I_D*)

La dispersion d'un échantillon d'individus peut être calculée selon un rapport entre la densité moyenne d'individus par maille et la variance de cette densité. Le rapport entre la variance et la densité tendra vers 1 pour une distribution égale à 1, et se calcule de la manière suivante :

$$I_D = s^2 - m$$

Avec I_D : indice de dispersion ; s^2 : variance de la densité ; m : densité moyenne d'individus par maille.

La distribution sera considérée comme aléatoire lorsque $I_D = 1$, régulière lorsque $I_D < 1$ ou agrégative lorsque $I_D > 1$. La reconstitution de la distribution la plus probable des fréquences pour une distribution qui serait aléatoire, se fait par le calcul des fréquences théoriques déduites à partir de la loi de Poisson. Le calcul est réalisé pour chaque fréquence observée de la manière suivante :

$$P(x) = e^{-m} \cdot m^x / (x!)$$

Avec $P(x)$: probabilité qu'une maille comporte x individus ; e : base du logarithme népérien (2,71828) ; m : densité moyenne d'individus par maille ; x : nombre d'individus par maille ; $(x!)$: factoriel du nombre d'individus par maille.

$$E_t = k \left(\frac{m^x}{x!} \right) e^{-m}$$

Avec E_t : effectif théorique ; k : nombre total de maille ; m : densité moyenne d'individus par maille ; x : nombre d'individus par maille ; $(x!)$: factoriel du nombre d'individus par maille ; e : base du logarithme népérien (2,71828).

Ce qui revient par simplification, à la formule suivante :

$$E_t = kP(x)$$

Avec k : nombre total de maille ; $P(x)$: probabilité qu'une maille comporte x individus.

Le test statistique du Chi-2

Afin de valider le résultat de l'indice de dispersion (I_D) et pouvoir rejeter H_0 , il est nécessaire de déterminer si la distribution observée correspond à une fluctuation autour de la distribution la plus probable ou s'il s'agit d'une distribution rare qui a très peu de chance d'apparaître pour des individus répartis au hasard. Pour ce faire, un test statistique du Chi-2 (χ^2) est réalisé afin de tester la significativité de la déviation observée entre la distribution observée et théorique pour une répartition

aléatoire. Le calcul du χ^2 de l'écart entre les fréquences observées et théoriques est calculé de la manière suivante :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{N_c} \frac{(E_{oi} - E_{ti})^2}{E_{ti}}$$

Avec χ^2 : test du Chi-2 ; N_c : nombre de classes de fréquence ; E_{oi} : fréquence observée de classe i ; E_{ti} : fréquence théorique de classe i . Le degré de liberté (**d.d.l**) associé à la statistique du χ^2 est donné par la formule suivante :

$$d. d. l = n - 1$$

Avec **d.d.l** : degré de liberté ; n : nombre de classe de fréquence.

Le test rejette l'hypothèse **H₀** de la distribution étudiée à un niveau de probabilité α si :

$$\chi^2 \geq \chi^2_{(n-1, \alpha)}$$

Le test statistique Z de loi normale

Un test Z est un test statistique suivant une loi normale sous l'hypothèse nulle **H₀**. Il est possible d'avoir une variable approximativement normale à partir d'une variable suivant une loi du χ^2 du fait de la relation entre χ^2 et loi normale. Une nouvelle variable aléatoire peut être ainsi établie :

$$Y = \sqrt{2}\chi^2$$

Où χ^2 est approximativement normale de variance 1 (réduite) et de moyenne :

$$Y = \sqrt{2(n-1)} - 1$$

La variable est normale et réduite, puis centrée en retranchant sa moyenne pour obtenir une variable normale centrée réduite **N(0 : 1)**. Cette nouvelle variable permet le test **Z_D** de la loi normale centrée réduite :

$$Z_D = \sqrt{2I_D} - \sqrt{(2v-1)}$$

Avec **Z_D** : test Z de I_D ; v : n-1 degrés de liberté.

La valeur Z_D située en dehors d'un intervalle de confiance délimité par $n-1$ degrés de liberté (**d.d.l**) pour un niveau de probabilité donné indiquerait un écart significatif par rapport à une distribution aléatoire. Ainsi par exemple, pour une zone de normalité comprenant 95 % des individus, les valeurs normales sont comprises dans l'intervalle $]-1,96 ; +1,96[$ à un seuil $\alpha = 0,05$ (i.e. 5 %) à un degré de liberté $n-1$. Cela signifie qu'en-dehors de cet intervalle, l'hypothèse nulle H_0 peut être rejeté au seuil de signification α . Si $1,96 \geq Z_D \geq -1,96$, la distribution est considérée comme aléatoire tandis que si $Z_D < -1,96$ ou $Z_D > 1,96$, la distribution est respectivement régulière ou agrégative.

L'indice de Morisita (I_δ)

Cet indice a été développé par Morisita (1962) et fonctionne de la même manière que l'indice de dispersion (I_D). L'indice de Morisita (I_δ) s'interprète de manière similaire avec une répartition aléatoire lorsque $I_\delta = 1$, régulière lorsque $I_\delta < 1$ ou agrégative quand $I_\delta > 1$. L'indice de Morisita (I_δ) est calculé de la manière suivante :

$$I_\delta = k \left(\frac{\sum_{i=1}^k x^2 - \sum_{i=1}^k x}{(\sum_{i=1}^k x^2) - \sum_{i=1}^k x} \right)$$

Avec k : nombre total de maille ; $\sum_{i=1}^k x$: somme des individus par quadrat ; $\sum_{i=1}^k x^2$: somme des carrés des individus par quadrat.

Pour déterminer si la population échantillonnée diffère de manière significative d'une distribution aléatoire, un test de significativité du χ^2 à $n-1$ degrés de liberté peut être calculé de la manière suivante :

$$Z_\delta = I_\delta \left(\sum x_i - 1 \right) + k - \sum x_i$$

Avec Z_δ : test de l'indice de Morisita ; I_δ : indice de Morisita ; k : nombre total de maille ; x_i : nombre d'individus par échantillon.

En comparant la valeur de Z_δ avec la valeur issue d'une table pour une distribution aléatoire et en rejetant l'hypothèse H_0 « distribution aléatoire » pour $Z_\delta > z(\alpha/2)$.

3.4.2.5. Cartographie géomorphologique des seuils

Dans le but de pouvoir réaliser une cartographie fine des seuils étudiés, trois missions aéroportées ont été effectuées durant l'été 2015 afin d'acquérir des images à haute-résolution. L'acquisition des données sur le terrain ainsi que leur post-traitement ont été réalisés par Nicolas Poirier du laboratoire TRACES de l'Université Jean Jaurès à Toulouse.

Disposition des points de contrôle et levés GPS

Dans un premier temps, des points de contrôle marqués à l'aide d'un pochoir à la bombe de peinture orange (cercle de diamètre 50 cm avec croisillon central) ont été répartis de manière homogène sur l'ensemble du terrain à photographier. Le nombre de points de contrôle pour Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade sont respectivement de 17, 23 et 28. Dans un second temps, les points de contrôle ont été levés au GPS différentiel (Trimble Geo 7x - précision centimétrique) puis post-traités sous le logiciel Pathfinder de Trimble afin d'améliorer la précision des mesures.

Acquisition des photographies aériennes

Les prises de vues ont été réalisées à l'aide d'un drone équipé d'un appareil photo numérique à une hauteur de 50 m (Fig. 1.40). L'équipement utilisé est un drone octorotor d'une envergure de 80 cm (Mickrokopter Octo XL) à propulsion électrique et équipé d'un système de stabilisation inertielle tridimensionnelle et d'un système de positionnement global (GPS) pour sa géolocalisation et celle des prises de vues ainsi que d'un système de télémétrie pour un affichage en temps réel des données de vol. Une nacelle auto-stabilisée permet l'accueil de capteurs avec un emport de 2,5 kg. L'appareil photo est un Canon PowerShot G1 X mark II doté d'un capteur (18,7x14 mm) de 14 Mpx soit 5,5 Mpx.cm⁻¹ et d'un objectif 28-112 mm f/2-3,9.



Figure 1.40 : Drone octorotor (Mickrokopter Octo XL) avec appareil photo numérique embarqué (Canon PowerShot G1 X mark II).

Des prises de vues successives, à la vertical et en oblique, ont été réalisées de manière à ce qu'il y ait un recouvrement suffisant entre photos. Le nombre de photographies pour Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade sont respectivement de 203, 286 et 238. Les photographies ainsi obtenues présentent une résolution de 4352 x 3264 pixels.

Traitement post-acquisition des images

A partir des photographies aériennes, deux types de données ont été produites à l'aide du logiciel de photogrammétrie et de modélisation tridimensionnelle Photoscan produit Agisoft. Il s'agit d'orthophotos et de Modèles Numériques de Terrain réalisés selon une chaîne de traitement de données (Fig. 1.41). La résolution de ces derniers est de 5 cm.

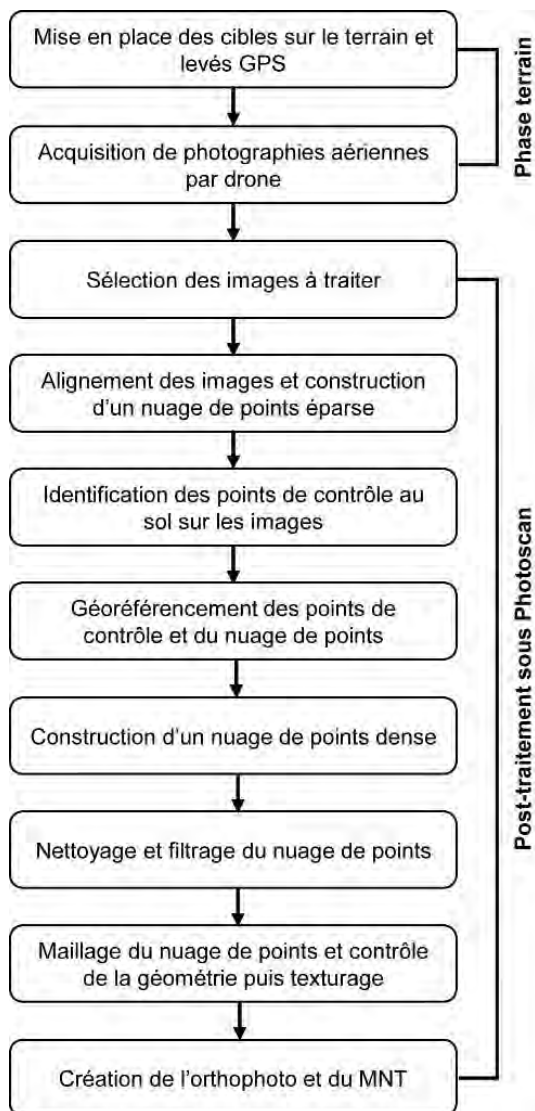


Figure 1.41 : Chaîne de traitement générale pour la production d'orthophotos et de Modèles Numériques de Terrain sous Photoscan.

Cartographie géomorphologique des seuils

A partir des orthophotos et des Modèles Numériques de Terrain, une cartographie fine des seuils a été réalisée sous ArcGis. Les orthophotos ont servies, par photo interprétation, à vectoriser les différentes unités composant chaque seuil. Il s'agit des surfaces : **(1)** en eau avec sédiments immergés, **(2)** en eau avec substratum immergé, **(3)** avec substratum « dur » émergé, **(4)** avec substratum « tendre » émergé, **(5)** avec sédiments émergés, **(6)** avec blocs, **(7)** arborées et **(8)** arbustives et herbacées.

Afin de mettre en évidence la topographie des sites, plusieurs traitements ont été réalisés à partir des MNT bruts. Deux types de modèles ont été dérivés : **(1)** un modèle ombragé (Shaded Relief Model - SRM) et **(2)** un modèle local de relief (Local Relief Model - LRM), développé par Hesse (2010) (Fig. 1.42). Un modèle SRM nécessitant de faire varier l'élévation de l'éclairage et l'angle d'azimut pour mettre en évidence certains reliefs selon leur orientation, le modèle LRM lui a été préféré car il permet de mettre de manière systématique en évidence la topographie en représentant les différences d'élévation locales permettant d'identifier les éléments positifs et négatifs plus aisément. Cette méthode améliore la visibilité des éléments topographiques peu profonds et à petite échelle quel que soit l'angle d'éclairage à l'inverse d'un modèle SRM. En outre, il permet la mesure directe d'élévations relatives. Pour ce faire, l'outil « diagramme de profil » de l'extension 3D Analyst a été utilisé pour extraire des profils topographiques à partir du modèle LRM permettant de calculer des dénivelés et ainsi mettre en évidence les ruptures de pente (*i.e.* rebords d'érosion). La visualisation superposée des deux modèles par transparence (LRM sur SRM) permet également d'accentuer visuellement la topographie. Les différents niveaux topographiques ou rebords d'érosion ont ainsi été cartographiés.

Un contrôle par vérification sur le terrain a également été fait en cas d'incertitude sur l'interprétation de certains éléments à partir de l'imagerie.

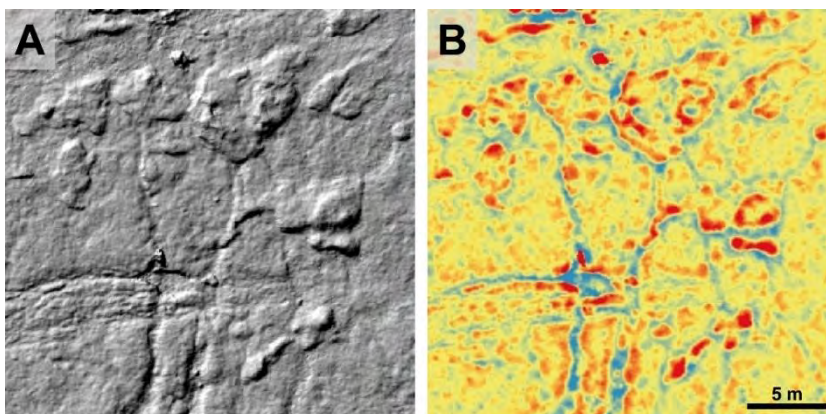


Figure 1.42 : (A) Modèle ombragé, (B) modèle local de relief. Le bleu et le rouge représentent respectivement la topographie négative et positive.



PARTIE 2

AJUSTEMENTS MORPHOLOGIQUES CONTEMPORAINS DU LIT DE LA MOYENNE GARONNE TOULOUSAINE ET FACTEURS DE CONTROLE

Chapitre 1

Ajustements morphologiques à l'échelle du linéaire de 1830 aux années 2000

Chapitre 2

Ajustements morphologiques à l'échelle des sites de 1950 aux années 2000

Chapitre 3

Synthèse et discussions

Chapitre 1. Ajustements morphologiques à l'échelle du linéaire de 1830 aux années 2000

Ce chapitre présente les résultats issus de l'analyse quantitative des ajustements géomorphologiques du chenal, effectuée à partir de documents cartographiques et topographiques. Dans un premier temps, l'évolution de la largeur du chenal ainsi que son évolution verticale sont présentées. Dans un second temps, l'analyse des forçages hydro-climatiques et anthropiques est présenté afin de mettre en contexte l'évolution hydro-géomorphologique de la moyenne Garonne.

1.1. Evolution de la largeur du chenal

1.1.1. Evolution générale inter-périodes

La comparaison des largeurs moyennes à chaque période, de 1830 aux années 2000, met en évidence deux phases principales (Fig. 2.1 - 2.2 ; Tab. 2.1). Entre 1830 et 1868, le chenal se caractérise par un élargissement de 30 m en moyenne, soit une vitesse moyenne de 0,76 m.an⁻¹. Après 1868, sans qu'il soit possible d'affiner cette chronologie en raison de l'absence de documents avant 1940, et jusqu'aux années 2000, la dynamique s'inverse et le chenal enregistre une contraction de 63 m, soit une réduction de 30 % qui représente une vitesse moyenne d'environ 0,5 m.an⁻¹. Cependant, au sein de cette phase de contraction, la vitesse du phénomène varie dans le temps et s'accélère très nettement à partir des années 1970. En effet, si la vitesse de contraction du chenal n'est que de 0,33 m.an⁻¹ entre 1868 et les années 1940, cette dernière passe à 0,55 m.an⁻¹ entre les années 1940 et 1970 pour atteindre 0,90 m.an⁻¹ entre les années 1970 et 2000.

	1830-1868	1868-1940s	1940s-1970s	1970s-2000s
Minimum (m)	- 832	- 651	- 508	- 433
Maximum (m)	+ 488	+ 682	+ 607	+ 121
Variation moyenne (m)	+ 30	- 24	- 14	- 25
Variation moyenne (m.an⁻¹)	+ 0,76	- 0,33	- 0,55	- 0,90

Tableau 2.1 : Evolution de la largeur de la bande fluviale par période.

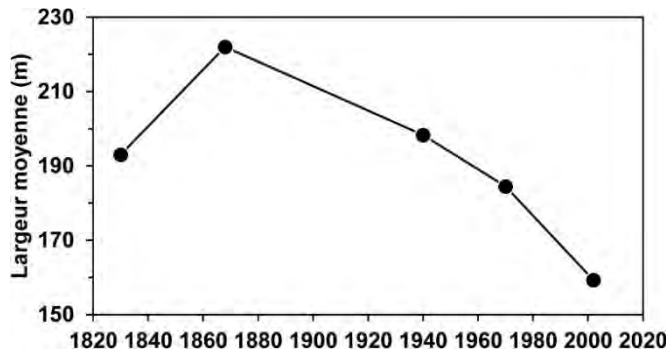


Figure 2.1 : Evolution de la largeur moyenne de la bande fluviale entre 1830 et les années 2000.

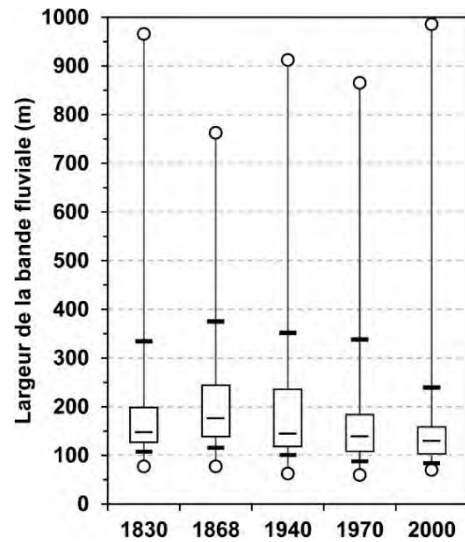
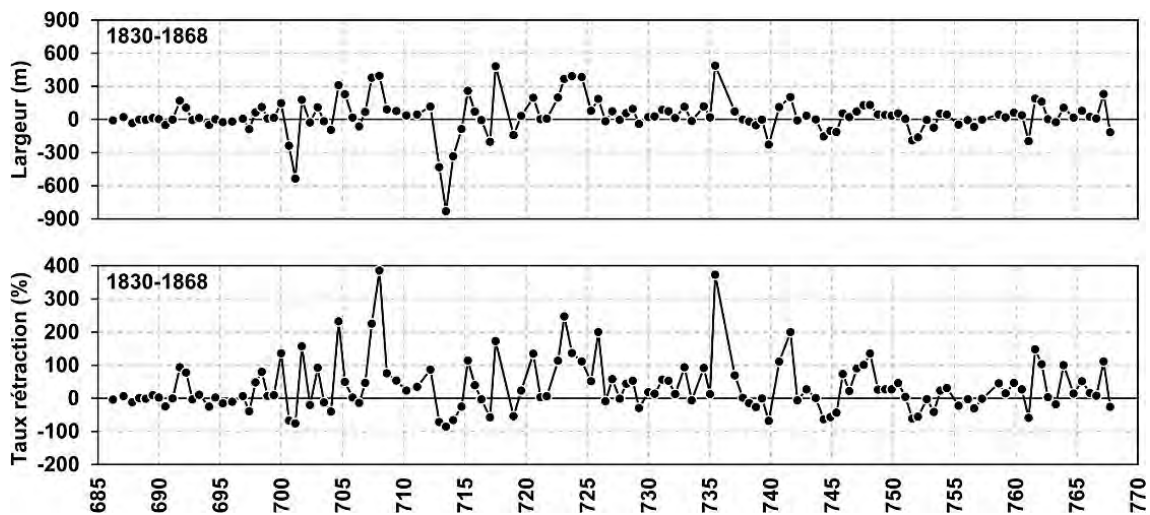


Figure 2.2 : Evolution de la largeur de la bande fluviale de 1830 aux années 2000. Le nombre d'observation est de 129.

1.1.2. Evolution longitudinale

L'analyse diachronique des largeurs le long du linéaire, met en évidence une évolution contrastée dans le temps et dans l'espace et cela au sein de même période (Fig. 2.3 - 2.4). Cinq secteurs peuvent ainsi être identifiés de 1830 aux années 2000 (Fig. 2.5).



Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle

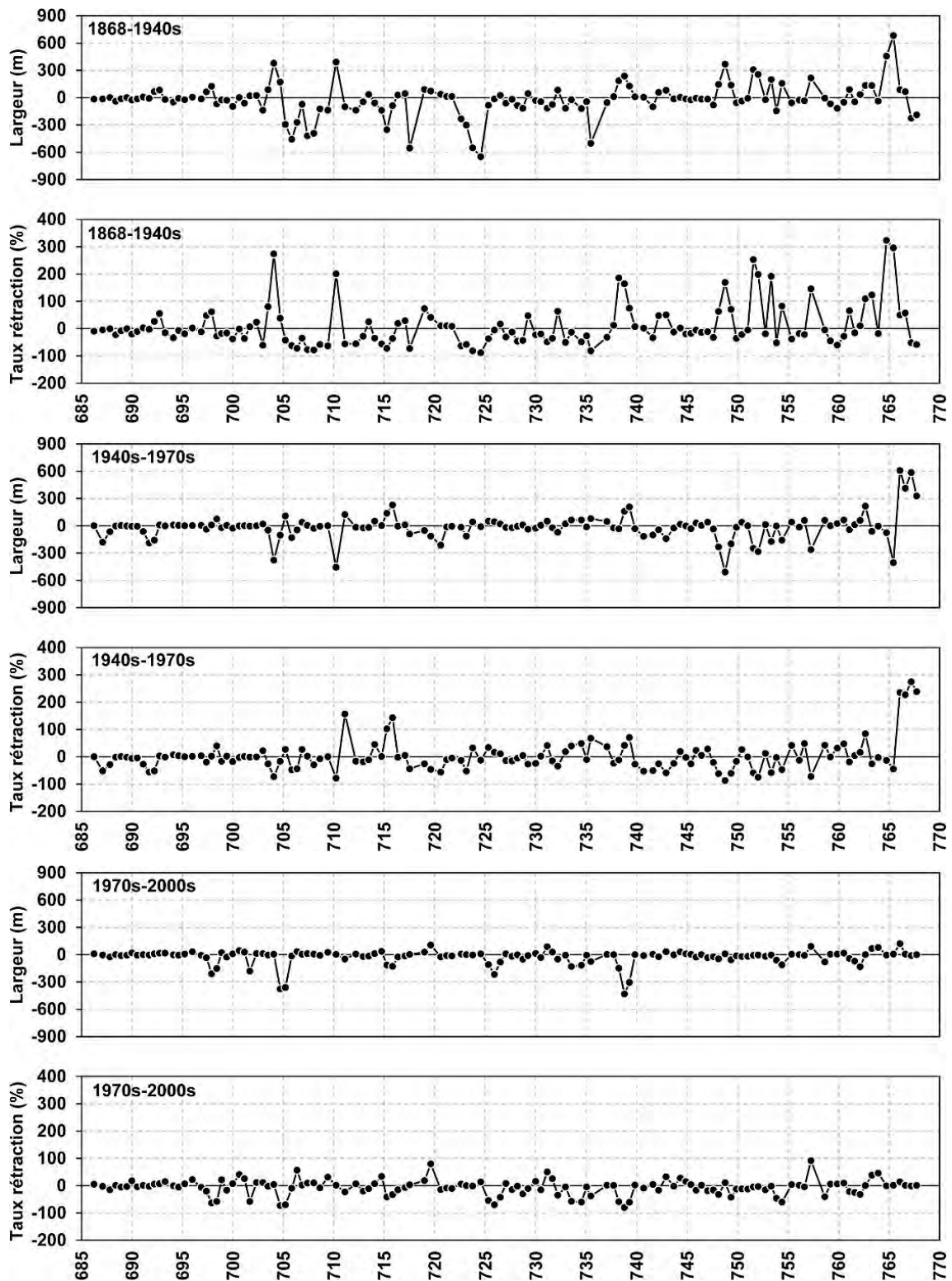


Figure 2.3 : Evolution longitudinale des largeurs et du taux de contraction de bande fluviale.

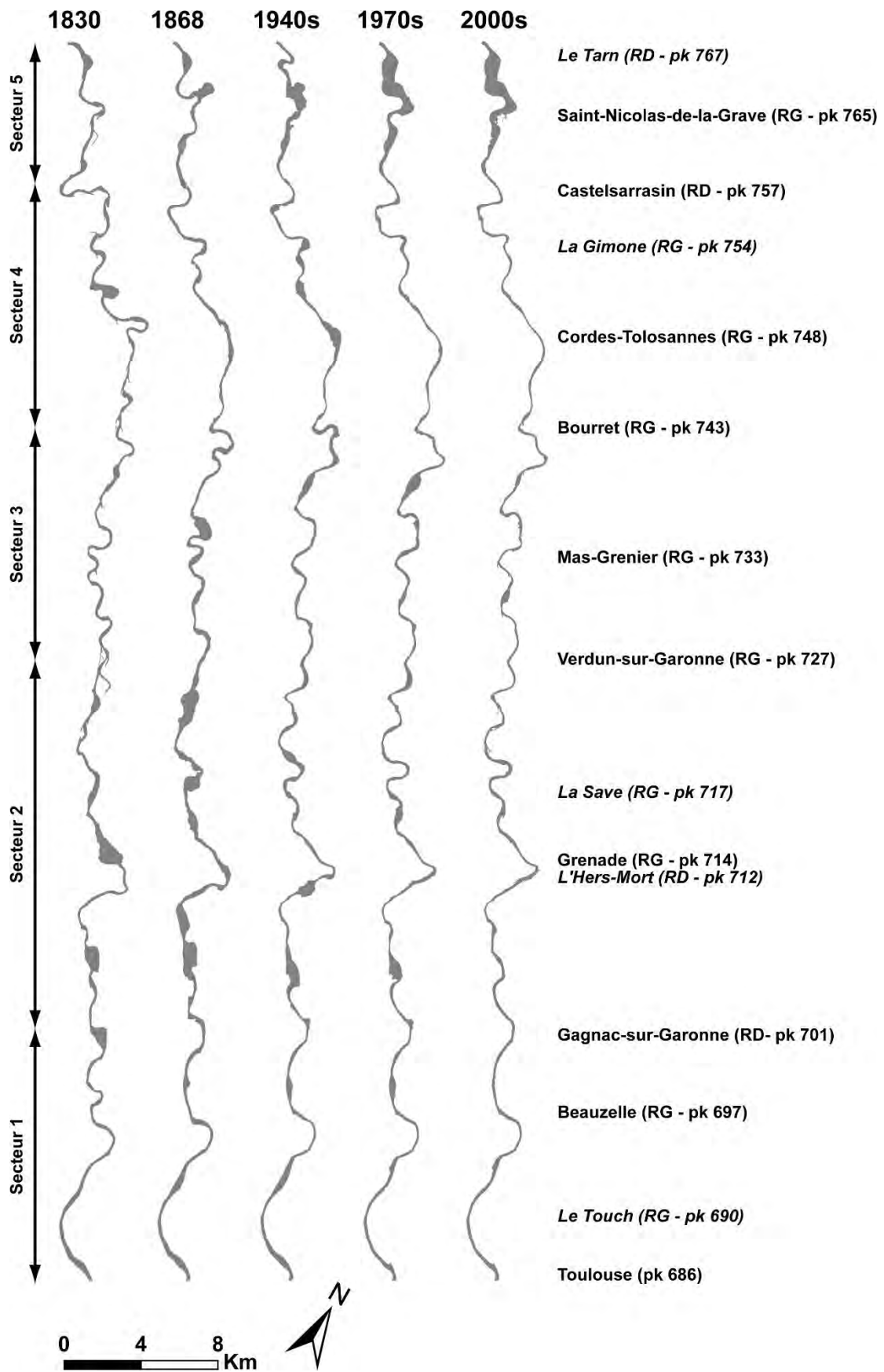


Figure 2.4 : Evolution diachronique des bandes fluviales.

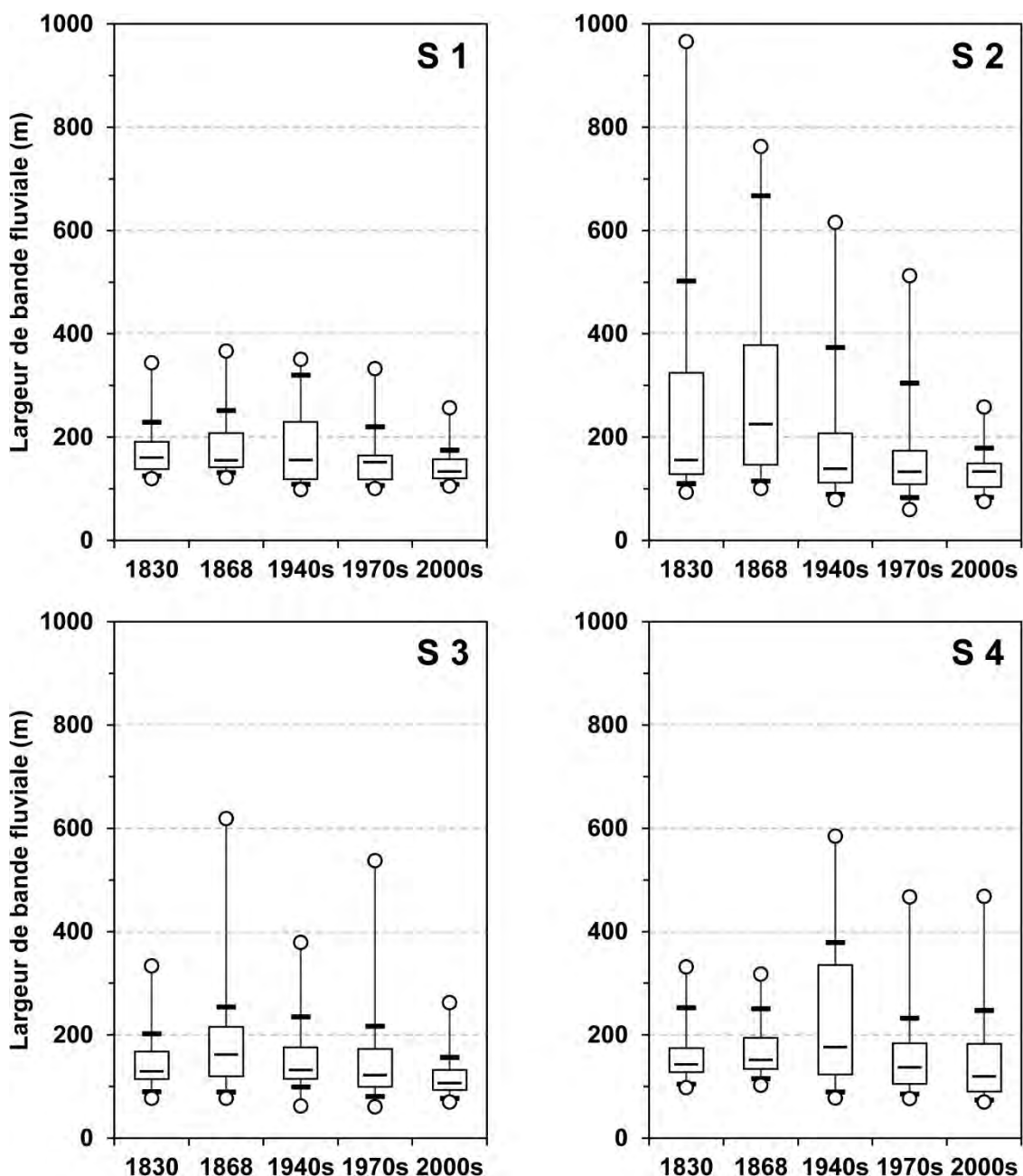


Figure 2.5 : Evolution des bandes fluviales entre 1830 et les années 2000. **S1** : secteur 1, 23 observations ; **S2** : secteur 2, 41 observations ; **S3** : secteur 3, 33 observations ; **S4** : secteur 4, 26 observations.

Secteur 1 : de Toulouse à Gagnac-sur-Garonne (PK 688-699)

Ce secteur connaît de 1830 aux années 2000 une évolution relativement faible globalement (Fig. 2.4 - 2.5 ; Tab. 2.2). De 1830 à 1868, la tendance est à un élargissement modéré avec $0,29 \text{ m}\cdot\text{an}^{-1}$ (+11 m), pour ensuite connaître de 1868 aux années 1940 une période relativement stable avec seulement $0,03 \text{ m}\cdot\text{an}^{-1}$ (-2 m). La partie amont du tronçon, de Toulouse à Blagnac, se caractérise par la présence de grandes îles qui vont progressivement disparaître durant la période tandis que la partie aval, de Blagnac à Gagnac, présente de faibles surfaces végétalisées mais de nombreux bancs qui vont majoritairement disparaître (David, 2016). C'est à partir des années 1940 et jusqu'aux années 1970,

que le secteur connaît sa plus forte contraction avec une vitesse de $1,07 \text{ m.an}^{-1}$ (-27 m sur la totalité de la période). Cela s'explique par le rattachement à la berge en partie amont de plusieurs îles ainsi que de la disparition de bancs par colonisation de la végétation en partie aval (David, 2016). Des années 1970 à 2000, la contraction se poursuit mais de manière plus modérée, soit $0,56 \text{ m.an}^{-1}$ (-16 m au total), avec la disparition de quelques îles. Sur l'ensemble de la période, le secteur présente donc une certaine stabilité avec un chenal unique et simplifié qui évolue peu (David, 2016). Cette relative stabilité peut s'expliquer par la pression urbaine croissante exercée par la ville de Toulouse au cours du XIX^e siècle et les aménagements de protection contre les crues mis en place successivement au cours du temps contraignant ainsi très tôt le cours d'eau.

Secteur 1	1830-1868	1868-1940s	1940s-1970s	1970s-2000s
Minimum (m)	-87	-69	-191	-211
Maximum (m)	+169	+123	+74	+33
Variation moyenne (m)	+11	-2	-27	-16
Variation moyenne (m.an^{-1})	+0,29	-0,03	-1,07	-0,56

Tableau 2.2 : Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 1.

Secteur 2 : de Gagnac-sur-Garonne à Verdun-sur-Garonne (PK 699-726)

Ce secteur connaît les ajustements les plus importants (Fig. 2.4 - 2.5 ; Tab. 2.3). En effet, de 1830 à 1868 la tendance est à un élargissement important de $1,16 \text{ m.an}^{-1}$ (+45 m au total) avec la présence de plusieurs îles et des bras secondaires ainsi que de nombreux bancs. De 1868 aux années 1940, la tendance s'inverse très nettement avec une contraction importante de la bande fluviale de $1,49 \text{ m.an}^{-1}$ (-107 m au total). Cette forte réduction de la largeur est liée à la disparition de la majorité des îles présentes en 1868 liée d'une part à la forte mobilité du chenal et d'autre part à leur rattachement aux berges, cependant les bancs restent nombreux (David, 2016). De 1940 aux années 2000, la contraction se poursuit avec $1,11 \text{ m.an}^{-1}$ (+59 m au total). Cela se traduit par la disparition d'îles et la colonisation des bancs par la végétation entraînant une simplification du chenal (David, 2016). Ainsi de 1830 aux années 2000, le cours d'eau dans le secteur est passé d'un chenal à bras multiples, sinueux et instable (*i.e.* 1830-1940s) à un chenal unique sinueux et stabilisé à partir des années 1970 (David, 2016).

Secteur 2	1830-1868	1868-1940s	1940s-1970s	1970s-2000s
Minimum (m)	-832	-651	-457	-376
Maximum (m)	+483	+391	+227	+105
Variation moyenne (m)	+45	-107	-26	-33
Variation moyenne (m.an^{-1})	+1,16	-1,49	-1,03	-1,18

Tableau 2.3 : Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 2.

Secteur 3 : de Verdun-sur-Garonne à Bourret (PK 726-748)

Dans ce secteur, l'évolution est modérée (Fig. 2.4-2.5 ; Tab. 2.4). De 1830 à 1868, la bande fluviale présente un élargissement de $0,90 \text{ m.an}^{-1}$ (+35 m au total) avec la présence d'une grande île et de nombreux bancs notamment en courbure de méandre. A partir de 1868 et jusqu'aux années 1940, la tendance s'inverse avec une contraction modérée de $0,37 \text{ m.an}^{-1}$ (-26 m au total) et des formes fluviales qui évoluent peu sur la période si ce n'est la disparition d'une île et l'apparition d'une nouvelle dans le secteur de Mas-Grenier. Des années 1940 aux années 1970, le chenal se simplifie avec la disparition de la majorité des bancs et de l'île de Saint Cassian (David, 2016). Toutefois, sur la période le secteur présente une tendance stable. Des années 1970 à 2000, la contraction reprend en s'intensifiant avec $1,38 \text{ m.an}^{-1}$ (-39 m au total), ce secteur connaissant la plus forte contraction de tout le linéaire sur cette période. Cette forte contraction peut s'expliquer par les multiples ouvrages de stabilisation du lit qui ont été mis en place sur l'ensemble de la partie du cours d'eau dans le Tarn-et-Garonne de 1960 à 1984. Le nombre de bancs continue à se réduire avec leur végétalisation et ne reste qu'une seule île, celle de Monbéqui (David, 2016). Cette dernière période, tout comme pour les secteurs précédents, marque une stabilisation du chenal.

Secteur 3	1830-1868	1868-1940s	1940s-1970s	1970s-2000s
Minimum (m)	-228	-502	-141	-433
Maximum (m)	+488	+236	+208	+88
Variation moyenne (m)	+35	-26	0	-39
Variation moyenne (m.an^{-1})	+0,90	-0,37	0	-1,38

Tableau 2.4 : Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 3.

Secteur 4 : de Bourret à Saint Nicolas de la Grave (PK 748-764)

Ce secteur présente une évolution contrastée dans le temps (Fig. 2.4 - 2.5 ; Tab. 2.5). De 1830 à 1868, mis à part de manière localisée, le chenal présente une évolution modérée avec un élargissement de $0,27 \text{ m.an}^{-1}$ (+10 m au total). De 1868 aux années 1940, la tendance se poursuit mais s'intensifie avec un élargissement de $0,77 \text{ m.an}^{-1}$ (+55 m au total). La période se caractérise par la présence de nombreux bancs et le développement de plusieurs îles, comme celle de Lizoun (David, 2016). Des années 1970 à 2000, le chenal se stabilise. A partir des années 1940 et jusqu'aux années 1970, la tendance s'inverse très nettement avec une forte contraction de la bande fluviale de $2,50 \text{ m.an}^{-1}$ (-63 m au total). Le chenal tend à se simplifier avec la réduction et disparition de nombreux bancs, par évacuation et végétalisation, et de la majorité des îles en raison de la mobilité du chenal (David, 2016). Une seule île fait son apparition dans le secteur de Castelmayran. La période se caractérise également par l'aménagement d'ouvrages de stabilisation du lit qui ont entraîné la

fermeture de plusieurs bras secondaires. Des années 1970 à 2000, la tendance se poursuit mais de manière moins intense avec $0,56 \text{ m.an}^{-1}$ (-16 m au total) et un chenal dont le tracé évolue très peu et se stabilise.

Secteur 4	1830-1868	1868-1940s	1940s-1970s	1970s-2000s
Minimum (m)	-196	-227	-508	-133
Maximum (m)	+232	+682	+607	+121
Variation moyenne (m)	+10	+55	-63	-16
Variation moyenne (m.an^{-1})	+0,27	+0,77	-2,50	-0,56

Tableau 2.5 : Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 4.

Secteur 5 : de Saint Nicolas de la Grave à la confluence avec le Tarn (PK 764-767)

Ce secteur présente sur l'ensemble de la période étudiée (*i.e.* 1830-2000s) un élargissement continu mais dont l'intensité varie fortement dans le temps (Fig. 2.4 ; Tab. 2.6). De 1830 à 1868, l'élargissement est de $1,04 \text{ m.an}^{-1}$ (+41 m au total) pour atteindre $2,02 \text{ m.an}^{-1}$ (+145 m au total) de 1868 aux années 1940. En effet, ces deux périodes voient l'apparition de quelques îles, bancs et chenaux secondaires. Des années 1940 à 1970, l'élargissement s'intensifie très nettement avec $9,66 \text{ m.an}^{-1}$ (+245 m au total) en réponse à la construction du barrage de Malause, en aval de Saint Nicolas de la Grave, dont la retenue a été mise en eau en 1973. Ce barrage « au fil de l'eau » a pour fonction de dévier les eaux de la Garonne pour alimenter la centrale nucléaire de Golfech via un canal d'aménée en rive droite. Des années 1970 à 2000, l'élargissement diminue grandement en intensité pour n'être que de $0,74 \text{ m.an}^{-1}$ (+21 m au total).

Secteur 5	1830-1868	1868-1940s	1940s-1970s	1970s-2000s
Minimum (m)	-116	-227	-406	-9
Maximum (m)	+232	+682	+607	+121
Variation moyenne (m)	+41	+145	+245	+21
Variation moyenne (m.an^{-1})	+1,04	+2,02	+9,66	+0,74

Tableau 2.6 : Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 5.

1.2. Evolution verticale du chenal

L'analyse des données topographiques disponibles entre 1830 et 2010, met en évidence deux phases principales fortement contrastées. La première phase correspond à la fin du XIX^e - début XX^e siècle et se caractérise par une dynamique d'aggradation. A l'inverse, la seconde phase qui correspond au XX^e siècle marque un renversement de cette tendance et une dynamique d'incision du chenal.

1.2.1. Première phase : de 1830 à 1920

Durant la période allant de 1830 à 1920, la moyenne Garonne se caractérise par une tendance nette à l'exhaussement de son chenal. Entre 1830 et 1860 (Fig. 2.6), le chenal montre un exhaussement sur une grande partie du linéaire avec une moyenne de +0,6 m ($1,9 \text{ cm.an}^{-1}$). C'est entre Toulouse et Gagnac-sur-Garonne que l'exhaussement est le plus important avec la valeur maximale de +2,4 m à hauteur de Blagnac. Le secteur compris entre Saint Jory et Cordes-Tolosannes (PK 707-751), montre également un exhaussement important mais plus variable spatialement avec deux secteurs restreints caractérisés par une relative stabilité (PK 714 et 722). Une intensification du processus est également notée en direction de l'aval avec des valeurs d'exhaussement pouvant atteindre pratiquement +2 m dans les secteurs de Mas-Grenier (PK 737) et Belleperche (PK 750). Cependant si la tendance générale est à l'exhaussement, localement le chenal présente déjà une dynamique d'incision. C'est notamment le cas dans le secteur de Saint-Nicolas-de-la-Grave, en amont de la confluence avec le Tarn, où l'incision peut atteindre -2,4 m (PK 761). Le secteur situé en aval de Gagnac-sur-Garonne (PK 700-706) présente également une incision mais plus modérée avec des valeurs pouvant atteindre un peu plus de -1 m. Dans le premier cas (*i.e.* Saint-Nicolas-de-la-Grave), l'incision peut s'expliquer par la présence, sur la carte de 1830, de grandes érosions de berges dans une boucle de méandre qui ne se retrouve plus sur la carte de 1868 en raison de son recouplement, traduisant une instabilité du chenal. Dans le second secteur (*i.e.* Gagnac-sur-Garonne), les fortes incisions au niveau des PK 701 et 705 peuvent être dues respectivement : **(1)** à la disparition d'un complexe d'îles et au passage d'un lit à chenaux multiples à un chenal unique concentrant les écoulements et **(2)** à une instabilité avec de fortes érosions entraînant le scindement d'une île en plusieurs entités traduisant une morphologie du chenal très changeante. Cette instabilité durant cette période, s'explique par l'occurrence de cinq crues d'une hauteur d'eau de plus de 4,5 m, dont deux crues majeures qui sont celles du 30 mai 1935 (7,5 m) et du 4 juin 1855 (6,1 m), la crue de référence étant celle du 23 juin 1875 avec une hauteur de 8,3 m soit $7\,170 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

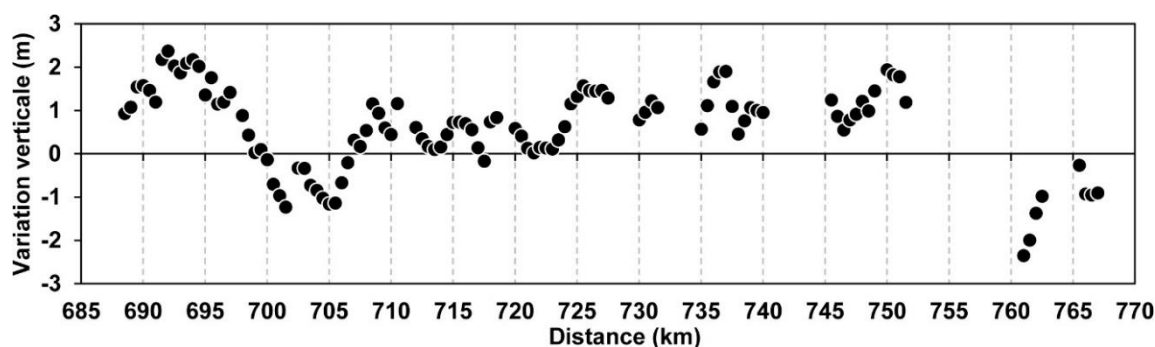


Figure 2.6 : Variation de l'élévation du chenal entre 1830 et 1860.

A partir de 1860, l'évolution altitudinale au droit de ponts (Tab. 2.7) permet d'entrevoir une poursuite de l'exhaussement du chenal jusqu'en 1920, avec une aggradation moyenne de +1,9 m soit +3,2 cm.an⁻¹. Localement les valeurs peuvent être très importantes comme à Gagnac-sur-Garonne, Mauvers et Bourret où l'exhaussement est compris entre +3,8 et +4,5 m. Ces valeurs paraissent exceptionnelles et pourraient correspondre à un effet local, lié à la présence des ouvrages. L'incertitude sur la qualité des sources utilisées pourrait également expliquer une éventuelle surestimation des valeurs. Toutefois, même entachée d'une incertitude, l'aggradation, au vu des valeurs importantes observées, reste établie à l'échelle locale pour la période 1860-1920.

Station	PK (km)	1860-1920	
		Variation (m)	Vitesse (cm.an ⁻¹)
Toulouse A62	688,43	+0,50	0,83
Blagnac (vieux pont)	690,46	+0,03	0,05
Gagnac	700,93	+4,20	7,00
Ondes	713,62	+0,48	0,80
Mauvers	721,20	+3,88	6,47
Verdun-sur-Garonne	727,46	+0,34	0,57
Bourret (pont suspendu)	743,81	+4,50	7,50
Belleperche (pont routier)	750,96	+1,63	2,72
Très-Cassés	756,90	+1,67	2,78

Tableau 2.7 : Variation de l'élévation du chenal à hauteur de ponts entre 1860 et 1920. Les valeurs sont calculées à partir du fond du chenal.

1.2.2. Seconde phase : de 1920 aux années 2000

A partir du début du XX^e siècle, la tendance s'inverse et le chenal commence à s'inciser (Fig. 2.7 ; Tab. 2.8). Sur la période qui couvre de 1920 aux années 1990, la valeur moyenne d'enfoncement du chenal peut être estimée à -1,7 m soit -2,6 cm.an⁻¹. Toutefois, au sein de cette période, peut être observée une accélération nette du phénomène à partir des années 1960, avec un enfoncement moyen entre les années 1960 et 1990, de -1 m soit -3,6 cm.an⁻¹ avec des valeurs pouvant être localement supérieures à -2 m (Fig. 2.8). Une des conséquences les plus emblématiques de cette incision est la rupture en 1981 d'une conduite de gaz posée en souille à hauteur de Beauzelle avec un affouillement maximal de -4,10 m entre 1971 et 1982 (Beaudelin, 1989), soit une incision de -34 cm.an⁻¹. Cet incident a été interprété comme la conséquence d'une vague d'érosion régressive en réponse à des extractions de granulats environ 300 m en aval au début des années 1970. La vitesse de propagation de cette érosion peut alors être estimée approximativement à 27 m.an⁻¹. A cela s'ajoute également l'affouillement des ouvrages d'art. C'est le cas par exemple du pont routier de Belleperche dont le déchaussement est estimée à -2,5 m entre 1920 et 1987 dont 1,9 m pour la seule période 1960-1987. Il en est de même pour le pont de la départementale à Bourret construit en 1978, où la pile a été déchaussée et a nécessité la mise en place d'un enrochement pour la renforcer (Beaudelin, 1989).

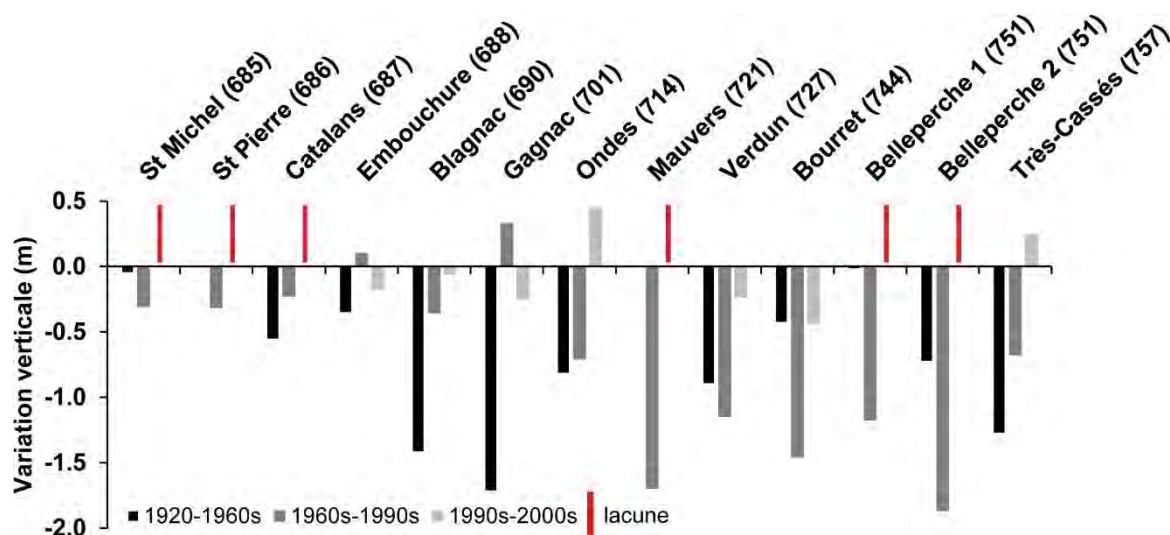


Figure 2.7 : Variation de l'élévation du chenal à hauteur de ponts entre 1920 et les années 1990s.

A partir de l'analyse de l'évolution du lit à hauteur des ponts, il est possible de mettre en évidence une hétérogénéité spatio-temporelle de l'évolution du fond du chenal au cours du XX^e siècle (Fig. 2.7). Durant la première moitié du XX^e siècle, de 1920 aux années 1960, l'enfoncement du chenal présente une intensité plus importante dans la partie du cours d'eau située en Haute-Garonne avec une incision moyenne de -0,98 m entre le pont des Catalans et celui de Ondes. Les ponts situés dans Toulouse en amont du Bazacle (*i.e.* St Michel et St Pierre), présentent quant à eux une situation stable qui peut s'expliquer par la présence d'affleurements rocheux déjà présents antérieurement dans ce secteur. A l'inverse en Tarn-et-Garonne pour la même période, l'enfoncement moyen n'est que de -0,56 m. A partir de la seconde moitié du XX^e siècle, des années 1960 à 1990, l'intensité du phénomène diminue nettement en Haute-Garonne avec une moyenne de seulement -0,21 m tandis que dans la partie située en Tarn-et-Garonne, l'incision s'intensifie fortement pour atteindre une moyenne de -1,34 m. Ainsi entre 1920 et les années 1990, l'intensité de l'incision apparaît comme bien plus forte en Tarn-et-Garonne qu'en Haute-Garonne avec respectivement -1,90 m contre -1,15 m en moyenne. A partir des années 1990, l'incision se poursuit localement mais cette dernière reste toutefois plus modeste voire nulle notamment en raison de la fixation du profil sur le fond rocheux affleurant en de nombreux endroits. Cette progradation de l'incision dans le temps de l'amont vers l'aval, peut s'expliquer selon un phénomène de simplification et d'homogénéisation du chenal, mis en évidence par David (2016). Ce phénomène s'est opéré de la manière suivante :

- De 1868 aux années 1940, le phénomène a lieu en partie amont avec une évacuation/végétalisation des bancs et une érosion/rattachement des îles aux berges, se traduisant par une stabilisation du chenal et un transfert vers l'aval de la charge alluviale. A l'inverse dans la partie aval, le chenal présente une forte instabilité avec des ajustements

latéraux importants et une charge solide conséquente se traduisant par la présence de nombreux atterrissements.

- A partir des années 1940, la partie amont est stabilisée tandis que le phénomène de simplification et d'homogénéisation gagne la partie aval entraînant une évacuation de la charge solide et sa stabilisation.

Cette graduation dans le temps du phénomène et de l'intensité de l'incision selon un gradient amont-aval, s'explique aussi par un différentiel dans le temps de réponse du cours d'eau dans un contexte de tarissement des apports solide en amont du bassin versant (*i.e.* reboisement, barrages, baisse de la dynamique hydrologique) et l'éloignement des sources sédimentaires pyrénéennes ainsi que des zones molassiques de l'Ariège et de la rive gauche de la Garonne. Ce point sera traité dans la partie suivante.

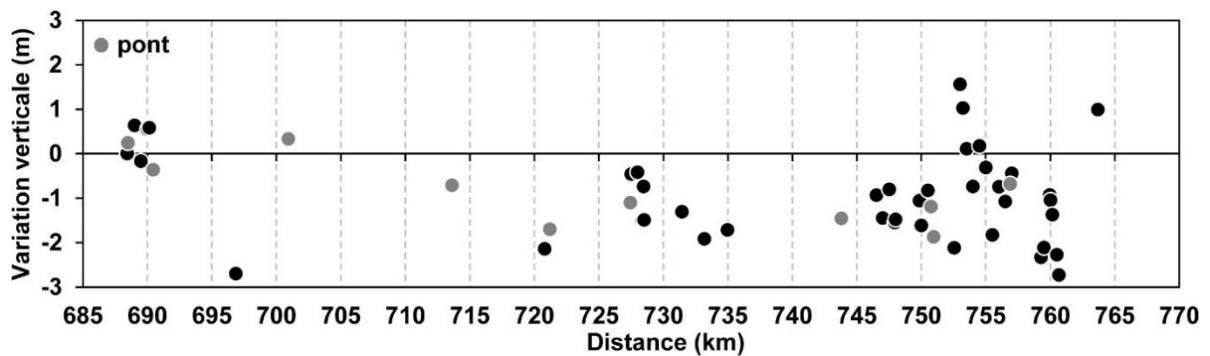


Figure 2.8 : Variation de l'élévation du chenal entre les années 1960 et 1990.

Station - PK (km)	Période	Variation (m)
Toulouse A62 688,43	1920-1967	-0,56 ¹
	1967-1987	+0,10 ¹
	1987-2005	-0,18 ¹
Blagnac (vieux pont) 690,46	1920-1967	-1,42 ¹
	1967-1988	-0,36 ¹
	1988-2010	-0,06 ¹
Gagnac 700,93	1920-1975	-2,38 ¹
	1975-1989	+0,33 ¹
	1989-2011	-0,25 ¹
Ondes 713,62	1920-1981	-0,82 ¹
	1981-1987	-0,71 ¹
	1987-2008	+0,45 ¹
Mauvers 721,20	1920-1987	-1,70 ¹
	1957-1987	-1,70 ²
Verdun-sur-Garonne 727,46	1920-1960	-0,90 ²
	1960-1990	-1,15 ²
	1987-2010	-0,24 ¹
Bourret (vieux pont) 743,81	1920-1987	-1,89 ^{1*}
	1959-1987	-1,49 ²
Bourret (nouveau pont) 744,15	1987-2004	-0,44 ¹
Belleperche (voie ferrée) 750,75	1920-1967	-0,02 ¹
	1967-1987	-1,18 ¹
Belleperche (pont routier) 750,96	1920-1967	-0,73 ¹
	1967-1987	-1,87 ¹
Très-Cassés 756,90	1920-1961	-1,28 ¹
	1961-1987	-0,68 ²
	1987-2004	+0,25 ¹
Variation (cm.an⁻¹)	1920-1980s	-2,55
	1960s-1980s	-4,33
	1990s-2000s	-0,37

Tableau 2.8 : Variation de l'élévation du chenal à hauteur de ponts entre 1920 et 2010. Les valeurs sont calculées à partir du fond du chenal¹ et de la ligne d'eau à l'étiage². Les valeurs avec un astérisque proviennent de Lalanne-Bertoudicq et al. (1989).

Les courbes de jaugeages établies aux stations de Portet-sur-Garonne et Verdun-sur-Garonne présentent également de nombreux détarages dans le temps. Ainsi, les hauteurs d'eau à l'étiage durant le XX^e siècle, mettent en évidence une évolution liée à l'enfoncement du lit, phénomène qui semble s'initier dès le début du XX^e siècle (Fig. 2.9). Si la variabilité interannuelle des hauteurs d'eau à l'étiage induit un bruit dans la série, une tendance nette apparaît, répondant à un contrôle géomorphologique sur la ligne d'eau. Les valeurs d'enfoncement qui suivent, sont estimées à partir d'une tendance établie selon une moyenne mobile de 3 ans. A Portet-sur-Garonne, de 1910 à 1960, l'incision peut être estimée approximativement à -1,3 m sur l'ensemble de la période et à -0,7 m entre 1960 et 1990, soit une vitesse d'incision sensiblement équivalente sur les deux périodes (respectivement -2,6 et -2,3 cm.an⁻¹) dans un secteur n'ayant pas subi de transformations anthropiques majeures. Il est à noter qu'au tout début des années 1970, en raison d'un effondrement de la berge consécutive à l'incision du lit, l'échelle limnimétrique a été emportée et a dû être déplacée

quelques centaines de mètres en amont. A Verdun-sur-Garonne, lieu d'extraction et d'endiguement durant la seconde moitié du XX^e siècle, les valeurs d'incision pour les mêmes périodes sont approximativement de -0,8 et -1 m, soit des vitesses d'incision respectives de -1,6 et -3,3 cm.an⁻¹. Depuis les années 1990, le niveau du chenal semble stabilisé.

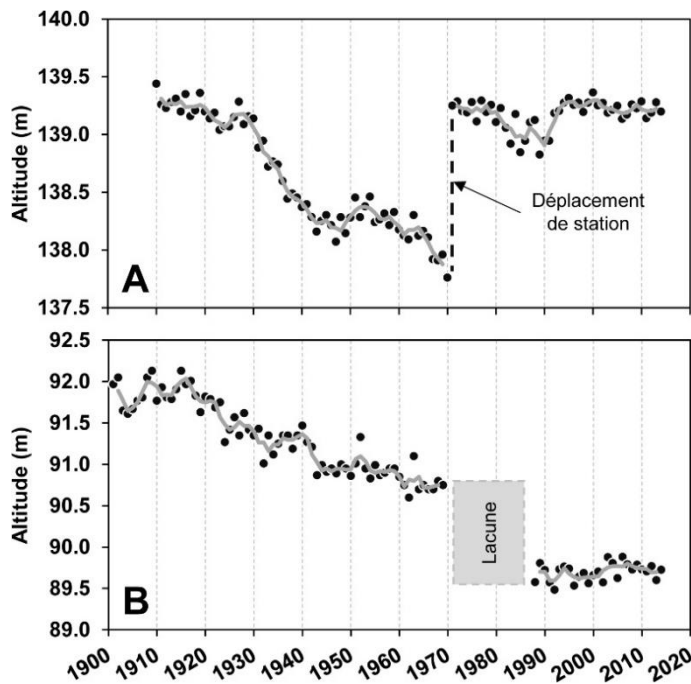


Figure 2.9 : Niveau de l'eau à l'étiage aux stations de (A) Portet-sur-Garonne et (B) Verdun-sur-Garonne (Banque Hydo). La ligne grise représente une moyenne mobile calculée sur 3 ans.

L'enfoncement du lit au cours du XX^e siècle, a entraîné un décapage intégral de la charge alluviale en de multiples endroits, laissant apparaître fréquemment des affleurements du substratum molassique. Les processus d'incision changent alors de nature et passent de l'évacuation de la charge alluviale à l'érosion du substratum. Une étude du substrat de la moyenne Garonne en 2006 entre Toulouse et la retenue de Malause, a permis d'estimer la part de ces affleurements à 51 % de la superficie total du chenal contre environ 30 % en 1998 (Fig. 2.10 - 2.11) (Delmouly et al., 2007). L'évolution de la couverture alluviale grossière entre 1998 et 2006, met en évidence trois secteurs le long du linéaire : **(1)** un premier secteur entre Toulouse et Fenouillet (PK 687-699) qui se caractérise par un déstockage de la charge solide avec une réduction du substrat alluviale de -74 % au profit d'affleurement de molasse, **(2)** un second secteur de Fenouillet à Grenade (PK 699-711) caractérisé par une augmentation de la couverture alluviale de +42 %, **(3)** un troisième secteur de Grenade à Saint-Nicolas-de-la-Grave qui présente également une diminution du substrat alluviale avec -40 %. Concernant les matières en suspension, le calcul de bilans amont-aval met en évidence une tendance au stockage sur l'ensemble de la moyenne Garonne, en crue comme en étiage, notamment en amont entre Portet-sur-Garonne et Blagnac et en aval entre Grenade et Saint Aignan (Mamoudou, 2008).

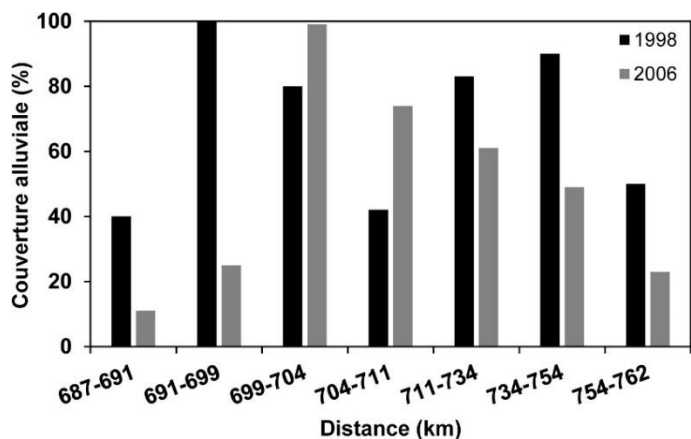


Figure 2.10 : Proportion de la couverture alluviale par rapport à la superficie totale du chenal entre 1998 et 2006 (modifié d’après Delmouly et al., 2007).

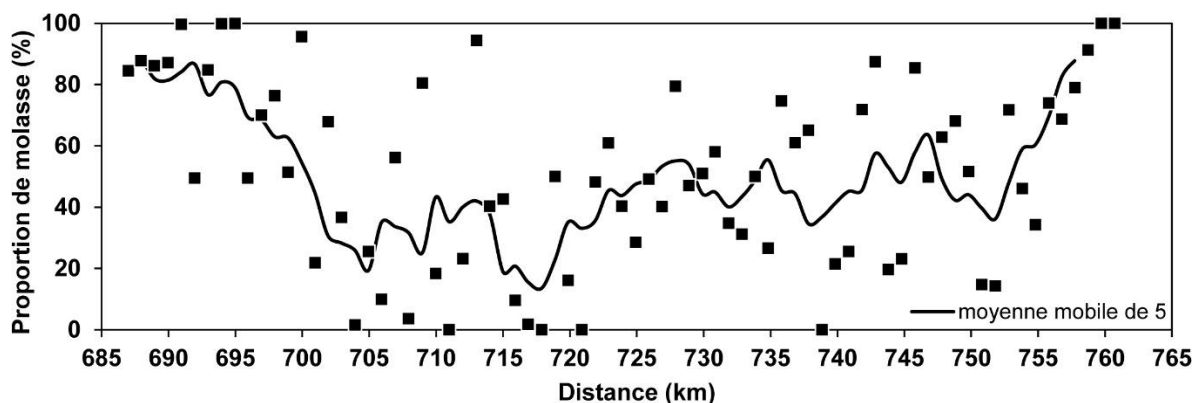


Figure 2.11 : Proportion d’affleurement molassique par rapport à la superficie totale du chenal par tronçon de 1 km en 2006 (d’après Delmouly et al., 2007).

Ainsi en période d’étiage, de larges affleurements rocheux de molasses, qui forment des replats ou des seuils, apparaissent sur l’ensemble du linéaire du cours d’eau, engendrant des ressauts pouvant atteindre plusieurs mètres (Fig. 2.12). Ainsi, ces affleurements fixent, au moins temporairement, le profil en long du cours d’eau.

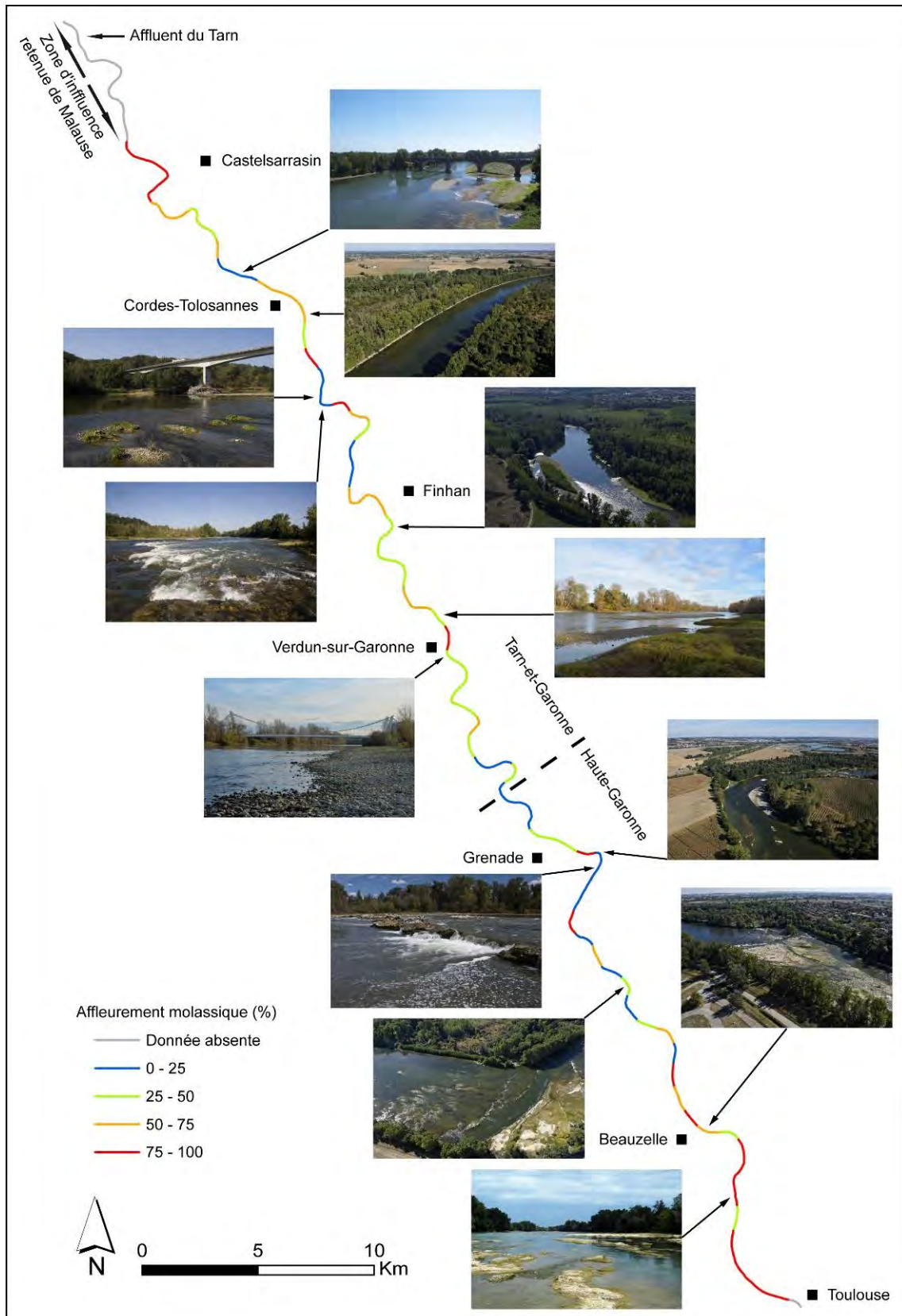


Figure 2.12 : Proportion d’affleurement molassique par rapport à la superficie totale du chenal par tronçon de 1 km en 2006 (d’après Delmouly et al., 2007). Les photographies proviennent du SMEAG.

1.3. Forçages hydro-climatiques et anthropiques

1.3.1. Evolution de la dynamique hydro-climatique

Au cours des 150 dernières années, les conditions hydro-climatiques ont évolué lors de la transition entre le Petit Age Glaciaire (PAG), correspondant à la période 1550-1850 (Grove, 1988), et l'entrée dans une période de réchauffement global (GW pour Global Warming) à partir du début du XX^e siècle à l'échelle continentale ou hémisphérique.

L'évolution climatique

A l'échelle régionale le long du pourtour de la Méditerranée occidentale, Philandras et al. (2011) mettent en évidence une tendance négative du total annuel des précipitations au cours du XX^e siècle (*i.e.* 1901-2009), phénomène qui devient plus fort durant la seconde moitié du siècle (*i.e.* 1951-2009) avec une baisse importante des précipitations de -28 % soit -3,6 mm.an⁻¹. Concernant les températures, le sud-ouest de la France a connu, au cours du XX^e siècle, une augmentation de ces dernières de +1°C en moyenne, avec une accélération du réchauffement à partir des années 1980 et une accentuation des sécheresses (Mestre, 2000 ; Moisselin et al., 2002). Cette évolution thermique doit logiquement être associée à une modification de l'évapotranspiration également dépendante de l'occupation du sol (Dumas, 2009 ; Weatherhead et Howden, 2009).

Plus localement, à Toulouse, l'évolution des précipitations et des températures concorde avec la tendance climatique observée à l'échelle régionale depuis le début du XX^e siècle (Fig. 2.13 - 2.14). En effet la chronique des précipitations de 1875 à 2015 montre une tendance générale négative d'environ 0,6 mm.an⁻¹ sur la période. Cependant, une alternance de période à la dynamique pluviométrique contrastée est observée avec la distinction de trois périodes caractérisées par des intensités pluviométriques modérées correspondant à la fin du XIX^e siècle et aux périodes 1940-1955 et 1985-2015. La chronique des températures enregistrée à Toulouse présente également la même dynamique qu'à l'échelle régionale avec une tendance globale positive dont une accélération du réchauffement à partir de 1980 avec +0,5°C par décennie soit +1,5°C en 30 ans (Lelièvre et al., 2011).

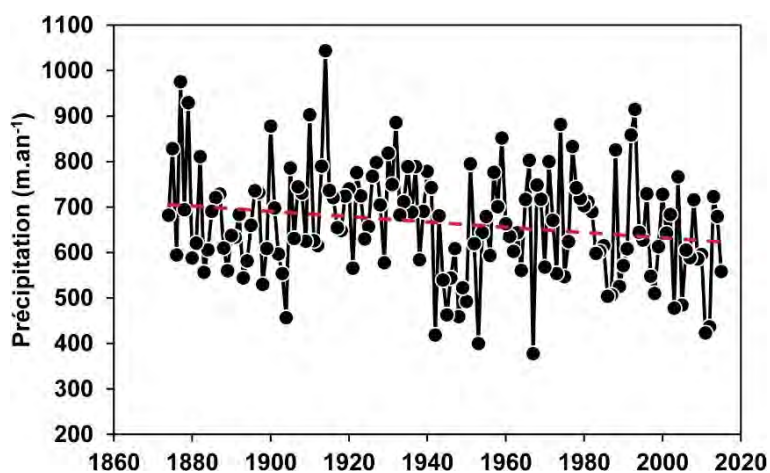


Figure 2.13 : Evolution des précipitations annuelles de 1875 à 2015 à Toulouse (Météo France). La ligne rouge en pointillés correspond à une tendance par ajustement linéaire.

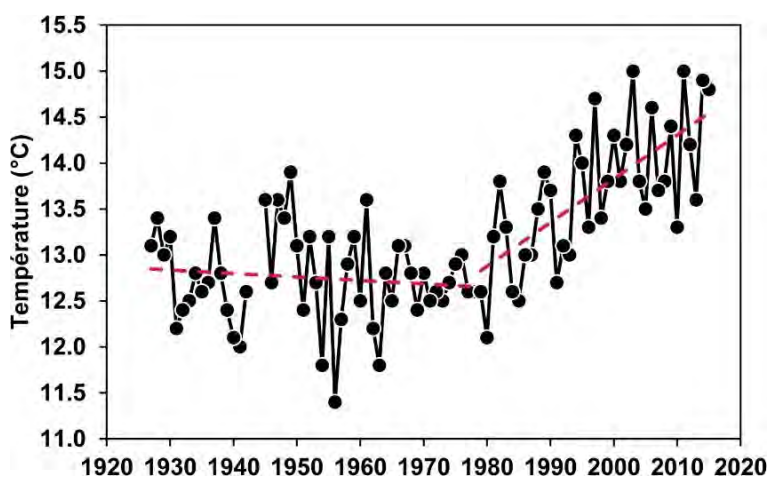


Figure 2.14 : Evolution des températures moyennes annuelles de l'air de 1927 à 2015 à Toulouse (Météo France). La ligne rouge en pointillés correspond à une tendance par ajustement linéaire.

L'évolution hydrologique

Dans les Pyrénées en amont du bassin versant de la Garonne, l'analyse historique des inondations depuis 1500 réalisé par Antoine (2009), met en évidence deux périodes distinctes de regain significatif des événements et qui correspondent aux périodes de 1750-1780 et 1850-1910, cette dernière période se caractérisant par une très forte activité hydrologique (Fig. 2.15). C'est également durant ces deux périodes que la fréquence des crues majeures est la plus importante même si un léger décalage dans le temps peut être observé (Fig. 2.16) (Antoine, 2009). Ces deux chroniques montrent ainsi, une seconde moitié du XIX^e siècle fortement active d'un point de vue hydrologique, tant en termes de nombre d'évènements que de leur intensité avec à partir du début du XX^e siècle l'entrée dans une phase de « calme » hydrologique avec une baisse du nombre et de l'intensité des évènements.

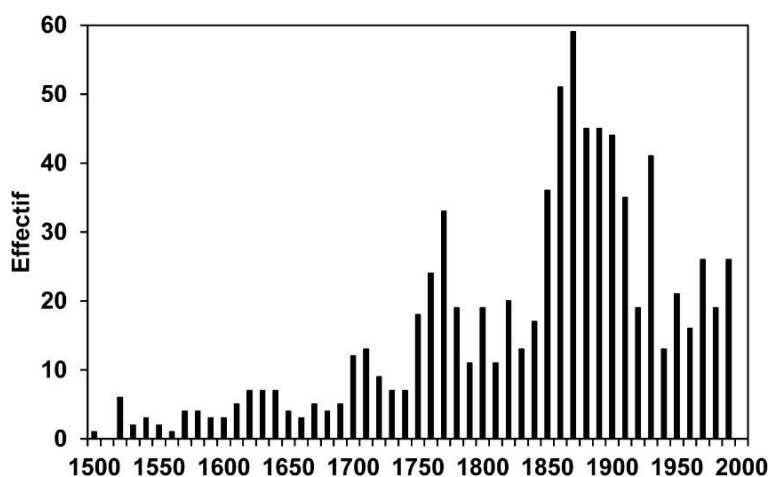


Figure 2.15 : Nombre d’inondations recensées dans les Pyrénées entre 1500 et 2000 (Antoine, 2009).

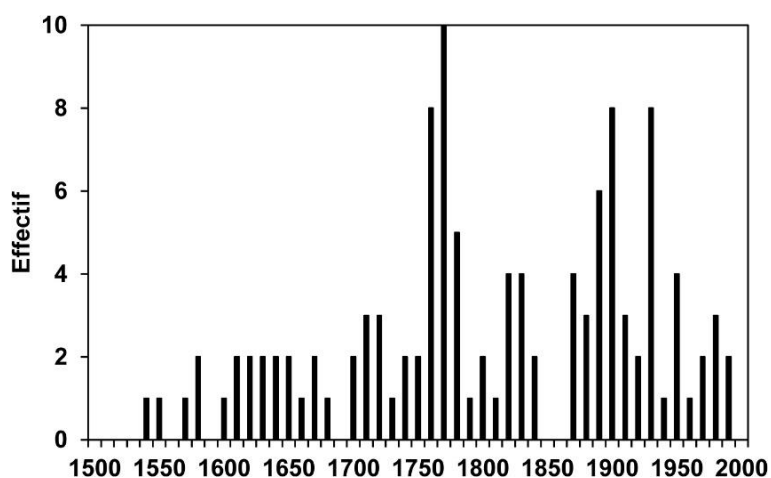


Figure 2.16 : Crues majeures recensées dans les Pyrénées entre 1500 et 2000 (Antoine, 2009).

Au cours des derniers siècles, la dynamique hydrologique de la moyenne Garonne s’est fortement modifiée. La chronique des hauteurs de crue mesurées à Toulouse depuis 1700, permet de mettre en évidence une très nette rupture dans l’intensité et la fréquence des crues vers la fin du XIX^e siècle (Fig. 2.17). Cette rupture coïncide avec la fin du Petit Age Glaciaire, période qui correspond généralement à une forte activité hydro-sédimentaire avec des cours d’eau dont la tendance est à l’élargissement et à l’aggradation (Bravard, 1989). Depuis la crue de référence du 23 juin 1875, pour laquelle la hauteur a été de 8,3 m au Pont Neuf soit un débit estimé de $7\,170\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, aucune crue au cours du XX^e siècle n’a dépassé les 5 m, la plus importante étant celle du 3 février 1952 avec une hauteur de 4,6 m soit un débit estimé de $4\,300\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. La fin du XIX^e siècle marque donc une transition entre un régime dominé par les crues (*i.e.* XVIII^e-XIX^e siècle) et un régime où les étiages sont plus importants (*i.e.* XX^e siècle) (Erskine et Warner, 1998).

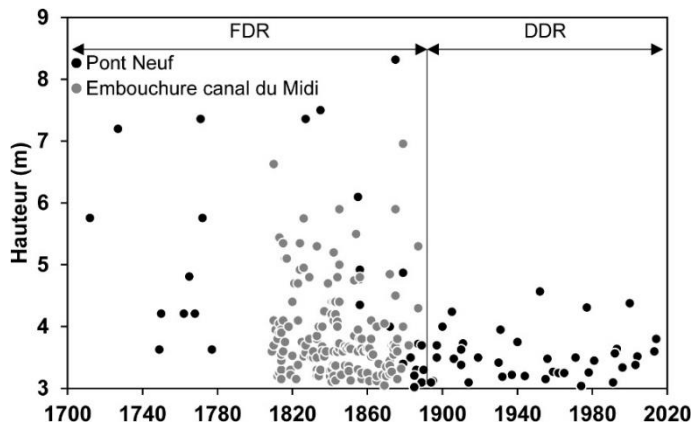


Figure 2.17 : Hauteur d’eau des crues de plus de 3 m enregistrées à Toulouse depuis le XVIII^e siècle (Banque Hydro ; Voies Navigables de France). **FDR** : régime dominé par les crues ; **DDR** : régime dominé par les étiages (Erskine et Warner, 1998).

L’analyse de la fréquence des crues enregistrées à la station de Portet-sur-Garonne durant le XX^e siècle, met en évidence une tendance nette à la diminution du nombre de jours où le débit est supérieur au débit de fréquence de retour 1,5 an et qui correspond à environ 1 200 m³.s⁻¹ (Fig. 2.18). En effet, si lors des premières décennies du début du XX^e siècle le nombre de jours oscille entre 10 et 25, la fin du siècle présente un nombre de jours inférieur à 10. Cependant, au regard du nombre de crues par décennies, il n’y a pas de tendance nette de diminution du nombre d’événements mais une baisse de -25 % entre le début et la fin du siècle (Fig. 2.19).

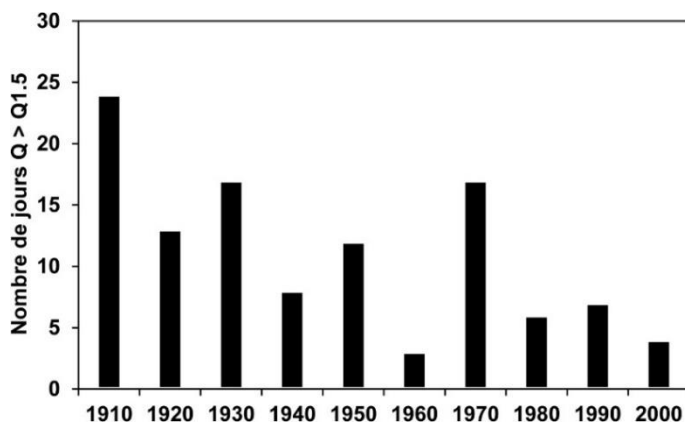


Figure 2.18 : Evolution par décennie du nombre de jours où le débit est supérieur au débit de fréquence 1,5 an à la station de Portet-sur-Garonne.

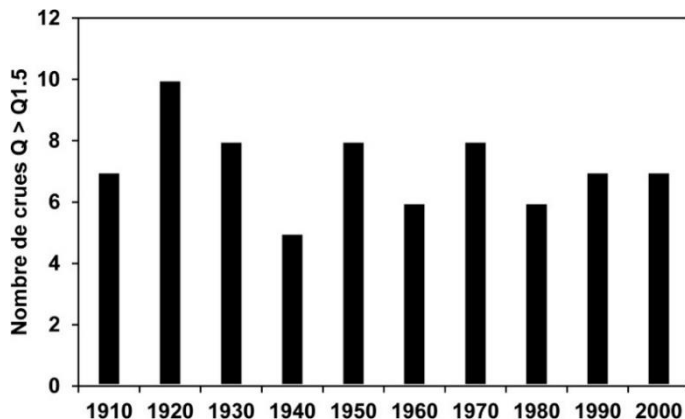


Figure 2.19 : Evolution par décennie du nombre de crues où le débit est supérieur au débit de fréquence 1,5 an à la station de Portet-sur-Garonne.

La répartition mensuelle des crues durant le XX^e siècle met également en évidence un changement dans la saison d'occurrence des crues (Fig. 2.20). En effet, les crues d'hiver (*i.e.* janvier et février) présentent un plus grand nombre d'occurrences dans la seconde partie du siècle. Les crues de printemps ont une répartition moins tranchée, cependant on peut noter que les crues durant les mois d'avril et de mai sont plus nombreuses avant 1950 et inversement pour le mois de juin où seule une crue s'est produite avant 1950 contre 5 ultérieurement. La période estivale (*i.e.* juillet à septembre) est également singulière avec une quasi absence de crues si ce n'est deux durant le mois de septembre au cours de la seconde moitié du siècle. Cette singularité, s'explique : **(1)** par la répartition mensuelle des précipitations avec un cumul faible en période estivale et **(2)** le régime pluvio-nival qui caractérise la moyenne Garonne en relation avec des précipitations hivernales importantes auxquelles s'ajoute la fonte des neiges avec un épuisement du stock neigeux vers la fin du printemps-début d'été. Ainsi, les hautes eaux s'observent principalement au printemps et dans une moindre mesure en hiver et les basses eaux en été et en automne. Le mois de mai, dont les crues proviennent généralement de la fonte des neiges sur les Pyrénées, représente au début du XX^e siècle le mois avec le plus d'événements, cela pouvant être relié à un manteau neigeux plus important que de nos jours (Fig. 2.20).

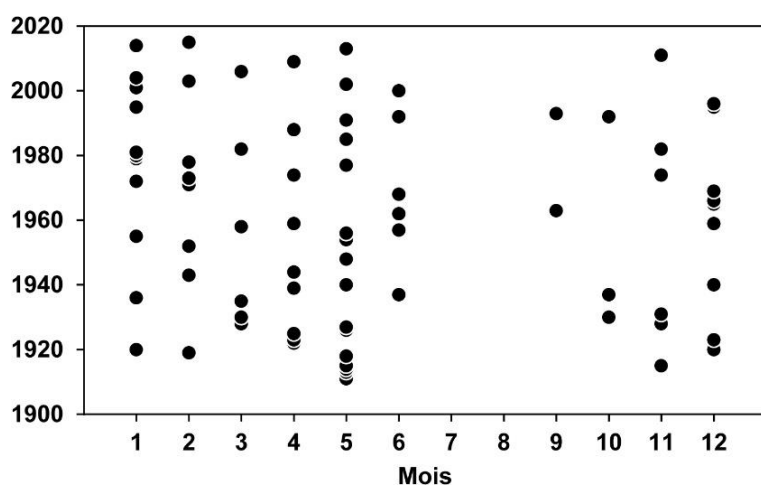


Figure 2.20 : Répartition mensuelle des crues où le débit est supérieur au débit de fréquence 1,5 an à la station de Portet-sur-Garonne.

L'analyse de la chronique des débits de crue à la station de Portet-sur-Garonne durant le XX^e siècle, met en évidence une tendance négative de l'intensité des crues mais dont il est difficile d'en déterminer une périodicité (Fig. 2.21). L'estimation des débits de crue pour différents temps de retour et différentes périodes, permet de mettre en évidence une baisse générale de la magnitude des crues dans le temps depuis début du XX^e siècle jusqu'à aujourd'hui (Fig. 2.22). Pour les événements supérieurs à Q_5 , deux périodes apparaissent : **(1)** une période de forte intensité, la plus importante au cours du siècle, entre 1950 et 1970, **(2)** suivi d'une période de baisse de l'intensité de 1970 à 1990 pour ensuite ré-augmenter de 1990 à 2010. Pour les petites crues (*i.e.* $Q_{1.5}$ et Q_2), l'évolution n'est pas aussi contrastée notamment entre 1970 et 2010 où leur intensité n'évolue guère.

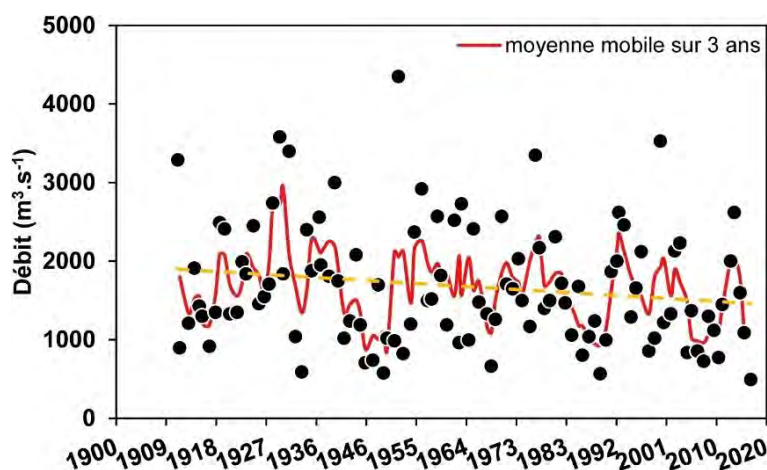


Figure 2.21 : Chronique des débits maximaux instantanés de crue à la station de Portet-sur-Garonne (Banque Hydro). La ligne orange en pointillés correspond à une tendance par ajustement linéaire.

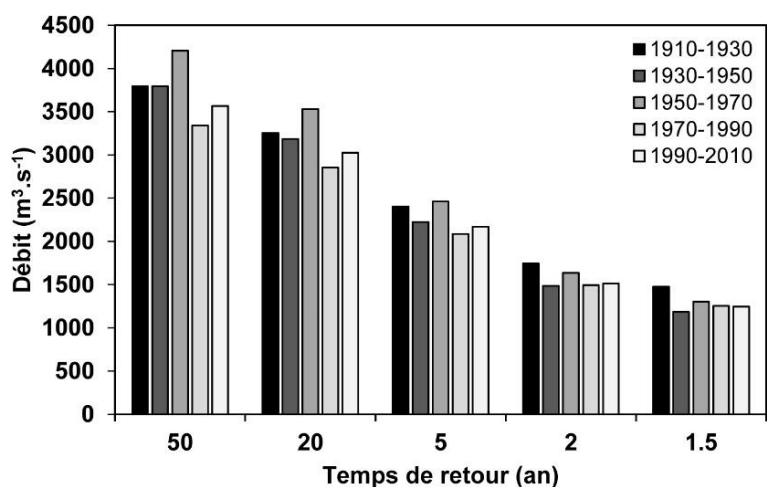


Figure 2.22 : Evolution des débits de crue pour différents temps de retour par période de 20 ans à la station de Portet-sur-Garonne. Les valeurs sont calculées à partir des débits maximaux instantanés de crue.

1.3.2. Evolution de l'occupation du sol et des aménagements

Le cours de la moyenne Garonne toulousaine est sous le contrôle de différentes activités anthropiques qui agissent d'une part à l'échelle du bassin versant avec le changement d'occupation du sol et la construction de barrages, et à l'échelle du linéaire ou de la station avec les extractions de granulats et les aménagements du cours d'eau et des berges.

1.3.2.1. Le changement d'occupation du sol

L'analyse de l'évolution de l'occupation du sol entre 1870 et 2010 dans la partie supérieure du bassin versant de la Garonne en amont de la moyenne Garonne (*i.e.* Ariège et Haute-Garonne) met en évidence une très nette progression des surfaces boisées (Fig. 2.23). En 1878, ces dernières occupaient environ 19 % du territoire pour atteindre 29 % en 2010, soit une augmentation de 71 097 ha. L'évolution de la surface boisée montre quatre phases distinctes : **(1)** une première phase de régression entre 1878 et 1908 avec une diminution de -24 %, soit une perte de 60 785 ha ; **(2)** une seconde phase d'augmentation de 1908 aux années 1940 avec une hausse de +22 %, soit un gain de

42 684 ha ; **(3)** une troisième phase d'augmentation des années 1940 à 1990 mais plus prononcée que la précédente avec +37 %, soit un gain de 87 411 ha ; **(4)** une quatrième phase de 1990 à 2010 qui voit la surface boisée se stabiliser avec une légère hausse de 0,5 %, soit une augmentation de 1 787 ha.

Parallèlement à la progression importante du couvert forestier, les terres agricoles voient leur surface diminuer significativement (Fig. 2.23). En effet, ces dernières passent de 48 % du territoire en 1873 à 30 % en 2010, soit une diminution de -37 % représentant 196 765 ha. Si la diminution des terres labourables est continue sur l'ensemble de la période, trois phases peuvent être identifiées : **(1)** une première phase de faible diminution avec -3 % soit une perte de 14 213 ha ; **(2)** une seconde phase de très nette régression des surfaces de 1892 à 1946 avec -27 % soit une perte de 142 708 ha ; **(3)** une troisième phase de diminution modérée de 1946 à 2010 avec -11 % soit une perte de 39 844 ha. Cette évolution met en évidence une déprise agro-pastorale antérieure à la seconde moitié du XX^e siècle. Ce phénomène s'observe aussi au travers de l'évolution du cheptel (*i.e.* ovins et bovins) dont le nombre de bêtes diminue de -57 % entre 1875 et 2010 (Fig. 2.24). Cependant, cette diminution ne s'opère qu'à partir du début du XX^e siècle avec une première phase de très nette réduction des effectifs de -34 % entre 1906 et 1946, de manière concomitante à la forte réduction des terres labourables. De 1967 à 2010, une seconde phase de forte réduction a lieu avec -33 %.

Les surfaces en herbe présentent également une forte progression de leur surface au cours de la première moitié du XX^e siècle (Fig. 2.23). En effet, si ces dernières connaissent une relative stabilité entre 1873 et 1892, les surfaces augmentent très nettement à partir de 1892 passant de 69 115 ha à 275 500 ha en 1946 soit une hausse de +299 %. A l'inverse, la seconde moitié du XX^e siècle connaît une phase de nette diminution de la surface avec -49 % soit une réduction de 134 257 ha pour connaître à partir des années 1990 une stabilisation des surfaces. La tendance observée de la fin du XIX^e siècle jusqu'au milieu du XX^e siècle, peut être interprétée comme une phase de recolonisation par la végétation arbustive en réponse à l'abandon des terres agricoles enregistré durant cette même période.

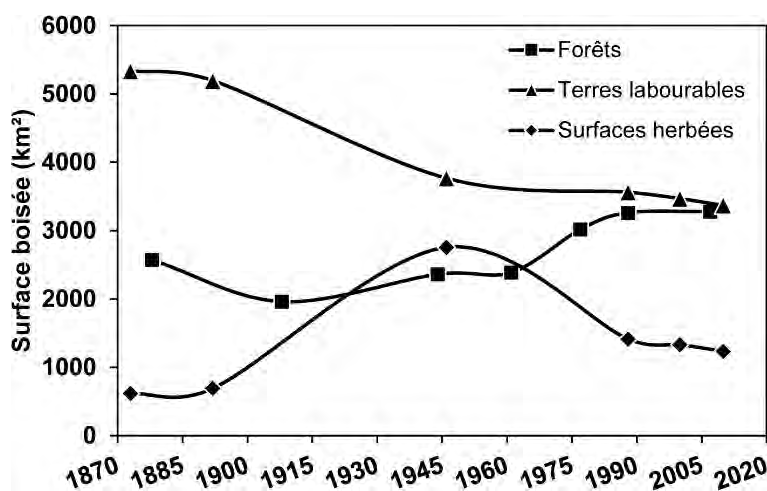


Figure 2.23 : Evolution de l'occupation du sol entre 1870 et 2010 dans les départements de l'Ariège et de la Haute-Garonne (Statistique Faré-Mathieu et Daubrée, cadastre, inventaire forestier national, annuaire statistique de la France, statistique agricole annuelle, recensement agricole).

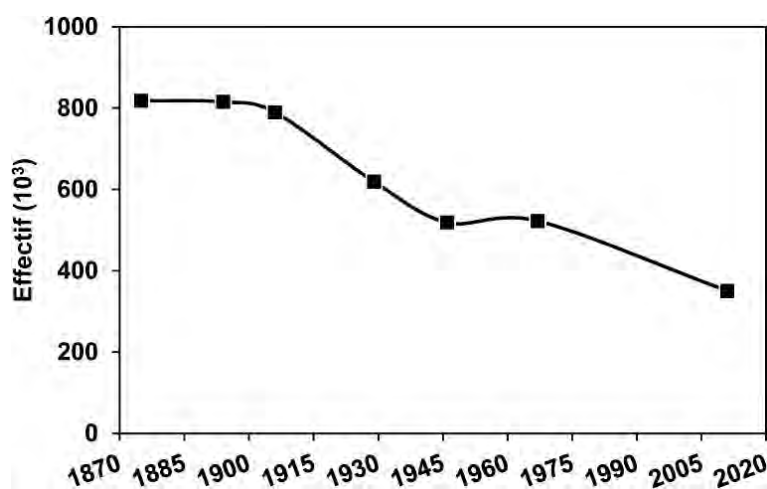


Figure 2.24 : Evolution du cheptel (*i.e.* ovins et bovins) entre 1870 et 2010 dans les départements de l'Ariège et de la Haute-Garonne (Annuaire statistique de la France).

De manière générale, le changement d'occupation du sol de la fin du XIX^e siècle à aujourd'hui, peut s'expliquer par : **(1)** une recolonisation spontanée de la végétation sous l'effet d'une déprise agropastorale qui s'amorce au début XX^e siècle et qui a lieu essentiellement avant 1950 ; **(2)** les mesures de protection des versants avec leur reboisement par les services de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) afin de lutter contre l'érosion des sols (Bartoli et Tierle, 1998 ; Métailé, 2006). Les interventions menées par les services RTM dans les Pyrénées compris dans le bassin versant de la Garonne ont porté sur 3 106 ha avec la mise en place de seuils, de barrages, de paravalanches, de drains, de plantation et de reboisements (Fig. 2.25 - 2.26) (Charry, 1988).



Figure 2.25 : Végétalisation d'un versant par les services RTM (arbres en vert foncé), dans le Vicdessos en Pyrénées Ariégeoise (Bonnet, 1986).



Figure 2.26 : Barrage dont le but est de stabiliser le profil en long du torrent et de stopper le phénomène d'érosion régressif, dans le Vicdessos en Pyrénées Ariégeoise (Bonnet, 1986).

1.3.2.2. La construction de barrages

Durant le XX^e siècle, la Garonne en amont de Toulouse ainsi que ses affluents pyrénéens voient se multiplier la mise en service de barrages à des fins d'exploitation hydro-électrique et de fourniture en eau (Fig. 2.27). L'évolution du nombre de barrage indique que c'est essentiellement entre 1940 et 1970 que la majorité des ouvrages sont mis en place avec 20 barrages. Antérieurement à 1940, seulement 5 barrages sont présents et se trouvent sur des affluents de la Garonne. Actuellement, huit barrages sont présents sur la Garonne amont. En raison de ces nombreux aménagements, les apports solides provenant des Pyrénées et notamment la charge grossière, sont amoindris du fait de leur piégeage, créant ainsi une discontinuité et un déficit du transit sédimentaire le long du gradient amont-aval. Cependant, si la charge grossière peut-être fortement impactée, Maneux et al. (2001) ont montré que la capacité de piégeage des barrages pour les sédiments fins est relativement faible. En effet, au niveau de Toulouse, seulement 6 % de la production sédimentaire issue de l'amont est impactée.

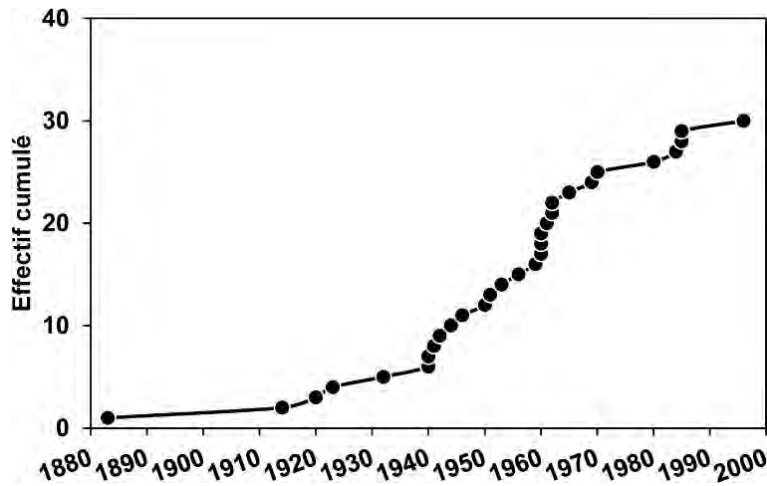


Figure 2.27 : Evolution du nombre de barrage mis en service sur la Garonne amont et ses affluents entre 1880 et 2000 (Comité Français des Barrages et Réservoirs).

La discontinuité du transit sédimentaire induit par le piégeage des sédiments en amont d'un barrage, entraîne également un déficit sédimentaire en aval de ce dernier. Le cours d'eau développe alors un excès d'énergie qui à défaut de pouvoir être utilisée au transport des sédiments, va éroder le fond du lit. Sur la Garonne amont cela a entraîné en différents secteurs une évacuation du stock de matériaux alluvionnaires par érosion progressive et la mise à l'affleurement du substratum molassique (Fig. 2.28).



Figure 2.28 : Evolution du chenal sous l'effet de la mise en place d'un barrage mobile dans le secteur de Cazères sur la Garonne amont entre (A) 1962 et (B) 1993 (IGN). Les deux photographies présentent des débits relativement proches qui sont respectivement de $128 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $103 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

1.3.2.3. Les aménagements de stabilisation du chenal

Les aménagements du début du XIX^e siècle au milieu du XX^e siècle

Du début du XIX^e siècle à la moitié du XX^e siècle, la moyenne Garonne connaît une phase d'aménagement afin de stabiliser son lit. Au cours de la première moitié du XIX^e siècle, des travaux vont être réalisés mais de manière ponctuelle, sans vision globale (Valette, 2002). De par son instabilité, la Garonne de Toulouse à la confluence avec le Tarn, fait l'objet d'un intérêt moindre pour la navigation. De fait, les travaux de rectification ne vont pas permettre la fixation du lit, la Garonne gardant son instabilité. En effet, pour les Ponts et Chaussée « *l'état de la Garonne et les variations continues de son lit et de ses abords, paraissent devoir s'opposer à la rédaction d'un plan général d'amélioration, parce qu'il suffit souvent d'une seule inondation pour changer totalement les lieux (...). Il vaudrait mieux se borner à projeter les travaux au fur et à mesure des besoins et suivant l'importance des fonds qu'il serait possible d'y appliquer (...)* » (AD 31, 3Sbis1). Le rôle des Ponts et Chaussées durant cette période, va être d'encourager les travaux réalisés par les riverains en favorisant les actions permettant un rétrécissement du lit. De fait, les riverains vont entreprendre de manière individuelle la protection de leur berge, en suivant toutefois un plan d'ensemble établi par les services de l'Etat (Valette, 2002).

Les actions menées sont de plusieurs types : **(1)** des plantations sur les berges pour réduire l'érosion, **(2)** des plantations le long des propriétés pour fixer les terrains, **(3)** des plantations sur les atterrissement pour favoriser l'alluvionnement, **(4)** des plantations dans les bras secondaires pour réduire la largeur du lit, **(5)** construction de trainées, **(6)** barrages des bras secondaires, **(7)** construction de cales et **(8)** construction de digues (Tab. 2.9).

Plantations		Travaux défensifs	
Action	Part (%)	Action	Part (%)
(1) Berge	45,1	(5) Trainée	62,3
(2) Propriétés	26,1	(6) Barrage	32,6
(3) Atterrissements	18,5	(7) Cale	4,3
(4) Bras secondaires	10,3	(8) Digue	0,8

Tableau 2.9 : Répartition des différents types d'actions (d'après Valette, 2002).

Toutefois, la réalisation de ces actions se fait au coup par coup, de manière désordonnée et parfois sans autorisation, les services de l'Etat ordonnant parfois leur destruction suivant leur situation. De plus, les surfaces concernées par les interventions restent relativement restreintes, de quelques dizaines à une centaine de mètres, ne permettant pas une stabilisation globale du cours d'eau et reportant les problèmes vers l'amont ou l'aval (Valette, 2002). En définitive, en dépit de l'encadrement

de ces interventions par les services de l'Etat, les plantations et les ouvrages défensifs présentent une faible efficacité, la Garonne toulousaine gardant son caractère mobile. En 1868, les Ponts et Chaussées font état de l'échec des travaux de rectification en ces termes : « *Déjà, divers riverains de la Garonne, dans votre département ont tenté de mettre leurs immeubles à l'abri de l'action des courants et les résultats ont été le plus souvent nuls. Ces insuccès ont détruit, chez la population de la région supérieure de la Garonne, la confiance qu'y avaient fait naître les bons résultats obtenus par les travaux de défense exécutés dans la partie inférieure du fleuve* » (AD 31, 3S33).

La seconde moitié du XIX^e siècle marque un recul de l'intérêt pour l'aménagement de la rivière en raison de l'abandon de la navigation au profit du chemin de fer et du canal latéral à la Garonne (Valette, 2002). De plus, si la canalisation de la Garonne en aval de la confluence du Tarn est un succès, dès 1836 « *il fut reconnu que cette canalisation était impraticable entre le Tarn et Toulouse, et qu'elle devait être remplacée par un canal artificiel* » (AD 47, S1397). Ainsi, au cours de la seconde moitié du XIX^e siècle, toute demande visant à l'amélioration de la navigation sur la moyenne Garonne toulousaine est rejetée. En effet, « *après avoir construit à grands frais le canal latéral à la Garonne et le chemin de fer de Bordeaux à Sète, l'Etat ne saurait consentir à entreprendre dans le lit du fleuve, une nouvelle série de travaux* » (AD 31, 3Sbis1). De fait, dès 1860 le projet de rectification du lit de la Garonne entre Toulouse et la confluence avec le Tarn est abandonné.

Malgré tout, en 1866 les Ponts et Chaussées mènent des études en vue d'améliorer la navigation entre Toulouse et la confluence avec le Tarn. Cependant, il apparaît comme impossible d'établir une navigation régulière et seul l'entretien de passes navigables par dragages est préconisé (Valette, 2002). L'objectif de ces dragages est d'une part de rectifier le cours d'eau et d'autre part d'améliorer la navigation entre Toulouse et la confluence avec le Tarn, l'administration jugeant que « *les extractions de graviers et de sables de la Garonne sont utiles à la fixation du lit et à la navigation : on pourrait donc les considérer comme se rattachant à un intérêt général* » (AD 31, S101). Il s'agit de dragages et de déroctages qui vont d'abord être réalisés par les seuls services de l'Etat qui sont en charge de l'entretien du cours d'eau. En raison de la forte instabilité de ce dernier durant cette période, l'Etat va autoriser les riverains à prélever des alluvions afin de faire face à la trop grande mobilité de la Garonne qui rend difficile la navigation (Valette, 2002). Le dragage du cours d'eau doit permettre d'approfondir le « *lit du fleuve de manière à offrir partout une profondeur de 0,80 m pour la passe des bateaux* » (AD 31, 3Sbis1). Cette activité qui s'est déroulée des années 1860 jusqu'au début du XX^e siècle devait permettre la rectification, l'élargissement et un approfondissement suffisant du chenal à des fins de navigation (Valette, 2002). Toutefois, ce procédé n'est pas jugé suffisamment efficace, les ingénieurs des Ponts et Chaussées préconisant de « *faire les ouvrages nécessaires pour réunir dans un même canal les eaux divisées en plusieurs bras, et qui deviennent indispensables si l'on veut opérer le*

recreusement du lit » (AD 31, S101). Par conséquent, à la fin du XIX^e siècle, la moyenne Garonne toulousaine n'est toujours pas stabilisée. Ainsi au début du XX^e siècle, pour les ingénieurs des Ponts et Chaussées, le « *fleuve est à l'état presque sauvage, il se promène d'un côté à l'autre de la vallée, se formant au besoin un lit entier tout neuf* » (AD 47, S1397).

Les aménagements du milieu du XX^e siècle

Jusque dans les années 1950, la moyenne Garonne se distingue par une forte instabilité de son chenal. En effet, une note technique des Pont et Chaussées datant de 1957 sur la fixation du lit fait état d'une amplitude moyenne de divagation de 16 m.an⁻¹. Selon cette même note, une boucle de méandre située dans le secteur de Bourret s'est déplacée de 800 m environ entre 1908 et 1941, montrant ainsi la forte instabilité de la Garonne. C'est suite à la crue du 2 février 1952, dont le débit a été de 4 350 m³.s⁻¹ soit une hauteur de 4,6 m à Toulouse, et des 15 millions d'euros de dégâts causés qu'un grand projet de stabilisation du cours d'eau va être mis en place. La fixation du lit dans le Tarn-et-Garonne qui se déroule de 1960 à 1984, doit ainsi répondre à deux enjeux : **(1)** protéger les terres agricoles et permettre l'irrigation de 30 000 ha et l'assainissement de 45 000 ha, **(2)** protéger les lieux habités et les ouvrages d'art (Valette et al., 2014). Au total, ce sont environ 66 km de berges qui sont fixés pour une longueur de cours d'eau de 50 km dans le Tarn-et-Garonne (Fig. 2.29). A l'inverse dans le département de Haute-Garonne, le cours d'eau ne fait l'objet d'aucun plan général de fixation des berges en dehors de Toulouse, seuls des enrochements ont été mis en place de manière localisée dans quelques secteurs instables. Au total, 19 km de berge ont été fixés dont les trois quarts au niveau de Toulouse, pour une longueur de cours d'eau de 35 km (Fig. 2.29). Cette situation peut s'expliquer par une plus faible mobilité du cours d'eau dans la partie amont, avec des ajustements latéraux évoluant lentement, ce qui n'est pas le cas dans la partie aval (David, 2016).

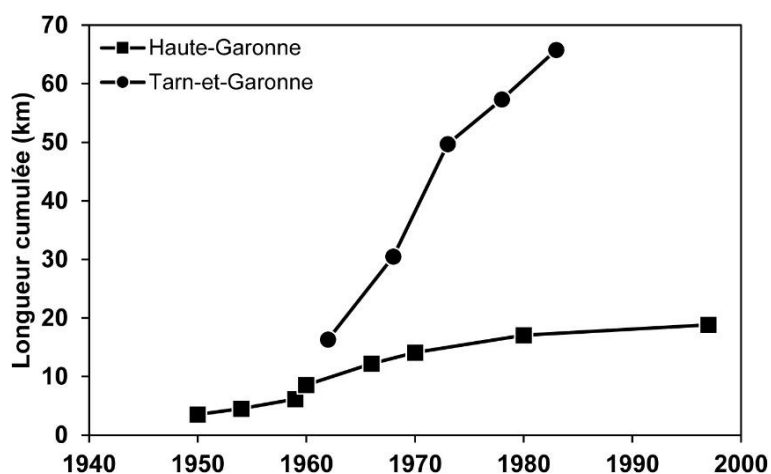


Figure 2.29 : Evolution des aménagements de la moyenne Garonne à partir de 1950 (DDT 31 et 82).

La fixation du lit mineur dans le Tarn-et-Garonne a été obtenue en protégeant les berges et en régularisant l'écoulement de la rivière. A cet effet, différents types d'ouvrages ont été mis en place dont voici quelques exemples :

- Des protections linéaires en enrochement érigées le long des berges et d'une hauteur de 2 m au-dessus de l'étiage (Fig. 2.30A),
- Des épis dont le but est de protéger les berges en créant des zones d'eau morte et de réorienter l'écoulement vers le centre du chenal (Fig. 2.30C). Cela permet également de favoriser le dépôt des sédiments,
- Des digues afin de limiter le lit dans ses parties concaves et d'assurer une zone de transition entre une protection linéaire et une succession d'épis (Fig. 2.30D),
- Des tenons dont le rôle est d'assurer l'ancrage des digues aux berges et d'accélérer le colmatage naturel des vides situés à l'arrière des digues,
- Des barrages de bras vifs dont le but est de fermer des bras secondaires en déviant les écoulements (Fig. 2.30B). Des branchages immergés dont les pieds sont pris dans du béton servent à colmater les bras en freinant l'écoulement,
- La création de nouveaux chenaux, pour amorcer le passage du cours d'eau aux endroits où un changement complet du tracé du lit est nécessaire. Il s'agit de rescindement de méandre,
- Des dragages afin d'enlever les dépôts sédimentaires créant un obstacle à l'écoulement,
- Des déroctages de seuils de molasse qui empêchent l'approfondissement du lit et qui selon leur orientation divise le courant qui accélèrent l'érosion des berges lors des crues.

Ainsi, la stabilisation du cours d'eau dans la partie Tarn-et-Garonne se compose de 90 ouvrages dont la réalisation a été effectuée en 14 tranches espacées dans le temps (Fig. 2.31), soit 29 épis, 24 barrages, 23 digues et 14 nouveaux chenaux. D'après les documents d'avant-métré du projet (DDT 82), les dragages et terrassements qui ont eu lieu peuvent être estimés à 321 000 m³ et 819 000 m³ respectivement et plus 230 000 m³ d'enrochement et de gabions (Tab. 2.10).

Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle

Section	Dragage (m ³)	Gabion (m ³)	Enrochement (m ³)	Remplissage (m ³)	Terrassement (m ³)	Régularisation de berge (m ²)
1	68981	11976	47695	10142	142050	15692
2	21272	9702	26817	8386	80200	10943
3	50528	8421	19970	3180	148200	14215
4	39962	4758	17528	2576	88300	8424
5	24304	2215	7325	1322	90100	1394
6	116311	22195	51678	7593	270000	41628
Total	321358	59267	171013	33199	818850	92296

Tableau 2.10 : Volume de matériau mobilisé pour la fixation du lit en Tarn-et-Garonne (DDT 82). **1.** Limite Haute-Garonne à Verdun-sur-Garonne ; **2.** Verdun-sur-Garonne à Mas-Grenier ; **3.** Mas-Grenier à Saint-Cassian ; **4.** Saint-Cassian à Cordes-Tolosannes ; **5.** Cordes-Tolosannes à Belleperche ; **6.** Belleperche à Saint-Nicolas-de-la-Grave.

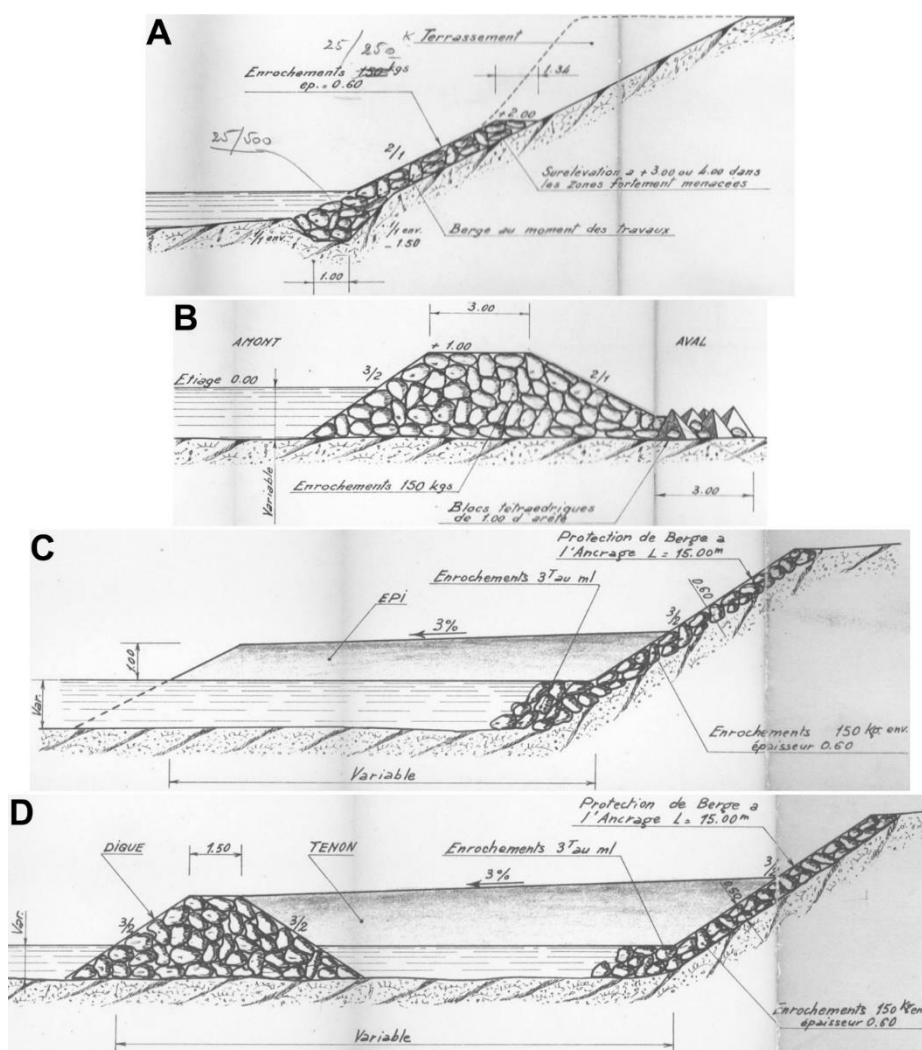


Figure 2.30 : Coupes transversales d'ouvrages : (A) protection linéaire de berge, (B) barrage de bras vifs, (C) épi, (D) digue et tenon (DDT 82).

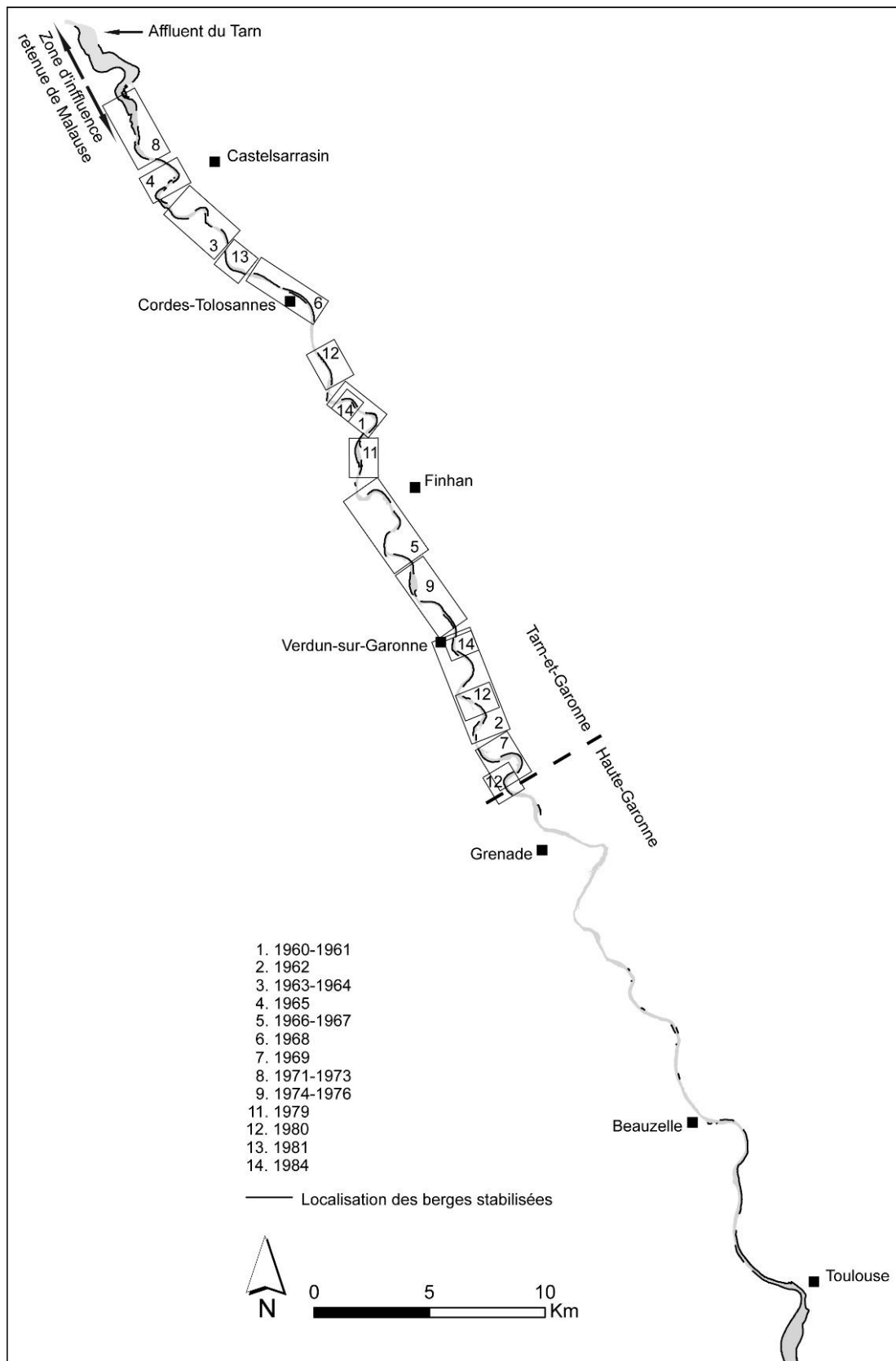


Figure 2.31 : Localisation des berges stabilisées et des différentes tranches de travaux réalisées entre 1960 et 1984 en Tarn-et-Garonne (modifié d'après Valette, 2002).

1.3.2.4. Les extractions de granulats

Les extractions au XIX^e siècle

L'extraction de matériaux dans le lit mineur de la Garonne peut être documentée dès le XIX^e siècle. A cette époque, la Garonne connaît une tendance à l'aggradation rendant l'impact des prélèvements sur l'hydrosystème fluvial peu marqué, la charge alluviale étant renouvelée sans difficulté à la suite des nombreuses crues, vecteurs de sédiments. Durant cette période, les extractions vont répondre à des objectifs bien précis qui sont d'une part de rectifier le cours d'eau et d'autre part d'améliorer la navigation entre Toulouse et la confluence avec le Tarn, on parle alors de dragages. Toutefois, ce procédé n'est pas jugé suffisamment efficace, les ingénieurs des Ponts et Chaussées préconisant de « *faire les ouvrages nécessaires pour réunir dans un même canal les eaux divisées en plusieurs bras, et qui deviennent indispensables si l'on veut opérer le recreusement du lit* » (AD 31, S-3Sbis1). Toutefois, aucun projet global de stabilisation n'a été entrepris sur cette partie de la Garonne à l'inverse de la partie située à l'aval d'Agen. Entre 1893 et 1923 ce sont environ 55 000 t de matériaux qui ont été prélevés au minimum entre Toulouse et Grenade ce qui sur une trentaine d'années reste modeste. Il faut ajouter à ces prélèvements autorisés, les prélèvements sauvages, non réglementés et même encouragés dont la quantification est impossible.

L'industrialisation des extractions à partir des années 1960

A partir de 1960, l'activité d'extraction des granulats se développe de manière industrielle avec l'utilisation d'engins mécanisés lourds pour l'exploitation de la ressource à des fins économiques. L'extraction dans le lit mineur peut être différenciée selon plusieurs méthodes : **(1)** par décapage d'atterrissement situé au-dessus du niveau d'eau avec l'utilisation de pelles mécaniques, **(2)** par fosse sous la surface de l'eau avec l'utilisation de dragline (Fig. 2.32). L'extraction en fosse peut se faire soit à côté du chenal actif séparé par une levée ou directement dans ce dernier. Pour l'exploitation des atterrissements, il s'agit d'extraire des matériaux par bande de 3 à 4 m de large d'amont en aval et parallèlement à l'axe de la rivière, du plan d'eau vers la berge. Dans le lit de la Garonne, les extractions seront principalement réalisées à partir des atterrissements mais des extractions sous le niveau d'eau seront également réalisées sur une bonne partie du linéaire. Sur la Garonne, les extractions se font essentiellement par pelle mécanique en raison de gisements de faible profondeur et dans une moindre mesure par dragline lorsque la profondeur d'eau est suffisante pour le permettre. En Tarn-et-Garonne, ce type d'extraction n'est fait que sur une moitié de la largeur du chenal en raison des nombreux ouvrages de rectification du cours d'eau mis en place à partir de 1960. En effet, les conditions

techniques d'exploitation interdisent toute extraction à moins de 50 m d'un ouvrage établis dans la rivière ou sur ses bords sauf autorisation spéciale et à moins de 15 m d'une berge.



Figure 2.32 : Extraction de granulats dans les années 1970 par fosse immergée à l'aide d'une dragline dans les environs de Mas-Grenier (A) et par décapage d'un atterrissement à l'aide d'une pelle mécanique à Ondes (B) (DDT 82 et 31).

Entre 1960 et 1985, 34 exploitants officiels ont été recensés entre Toulouse et la confluence avec le Tarn, soit 14 pour le département de Haute-Garonne et 20 pour celui du Tarn-et-Garonne. Pour ce dernier, seulement 5 enregistrent une production supérieure à 100 000 t.an⁻¹ durant les années 70. Le plus souvent, il s'agit d'exploitants locaux dont la production est destinée au marché local notamment pour la voirie. Sur la période considérée, se sont 54 atterrissements qui ont été exploités légalement ainsi qu'une partie du chenal en eau à l'exception de quelques zones d'exclusion interdisant toute extraction (Fig. 2.33). C'est le cas par exemple des ponts de Gagnac et Ondes qui sont des secteurs neutralisés sur plusieurs centaines de mètres.

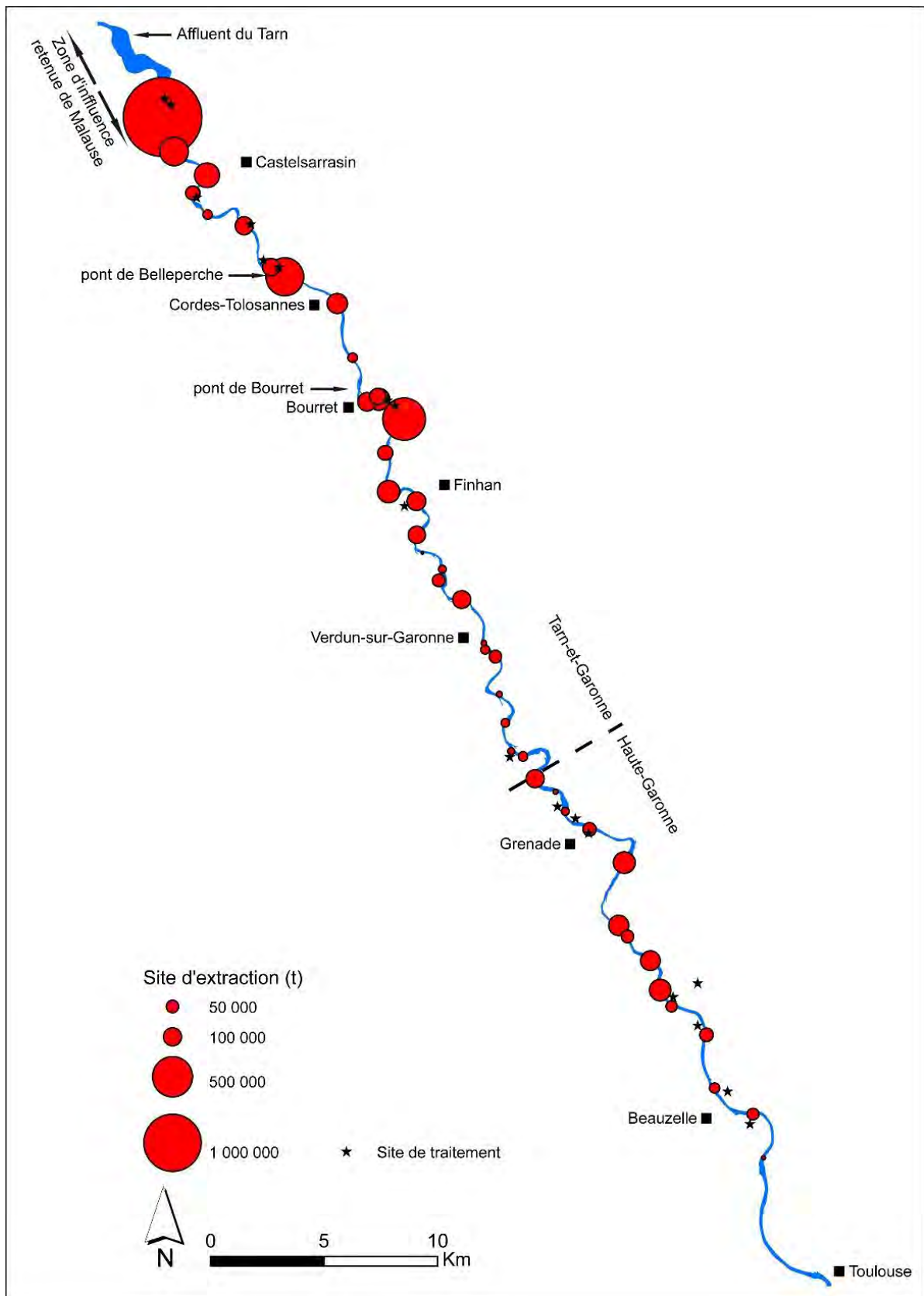


Figure 2.33 : Localisation des atterrissements exploités entre 1960 et 1985 et estimation du tonnage extrait à partir des documents officiels.

La répartition spatiale des atterrissements soumis à exploitation montre une activité qui s'est effectuée tout le long du cours d'eau avec toutefois une densité plus importante dans le département du Tarn-et-Garonne. En effet, une quarantaine d'atterrissements sont recensés dans ce département contre une quinzaine en Haute-Garonne. Le calcul des quantités prélevées pour chaque atterrissement indique que le secteur le plus exploité et productif est situé entre la retenue de Malause et le secteur de Bourret. Vers le milieu des années 1970, la production de granulats dans cette partie du cours d'eau représente 70 à 80 % du tonnage total qui est extrait dans le département, tous types de granulats confondus. Cette portion de la Garonne, notamment dans le secteur de Castelsarrasin, fait l'objet de prélèvements massifs pour les besoins de la construction de la centrale nucléaire de Golfech et de l'autoroute A62. La seule réalisation des remblais de l'A62 ont nécessité pratiquement 2 Mt entre 1980 et 1982. Au début des années 1980 se sont 18 stations de criblage et concassage qui sont en place pour traiter les matériaux extraits, ces derniers se trouvant à proximité des sites d'extraction (Fig. 2.33). Le recensement du nombre d'atterrissements soumis à autorisation d'exploitation entre 1962 et 1985 dans le département du Tarn-et-Garonne indique également que c'est bien durant le milieu des années 1970 que l'activité est la plus importante avec un maximum de 42 atterrissements exploités en 1974 pour une moyenne de 24 atterrissements sur l'ensemble de la période (Fig. 2.34). C'est à partir de 1982 que s'amorce une décroissance du nombre d'atterrissements soumis à autorisation d'exploitation. Cette diminution peut s'expliquer d'une part par l'appauvrissement du gisement alluvionnaire et d'autre part par les mesures de sauvegarde prises par les services de l'Etat afin de réduire et à terme interdire toute extraction dans le lit mineur en raison des dégradations hydromorphologiques occasionnées. En 1978, l'effondrement du pont Wilson à Tours en lien avec les prélèvements de sables dans le lit de la Loire, va susciter une prise de conscience quant aux risques induits par les extractions. Petit à petit ces deux facteurs vont inciter les exploitants à transférer leur activité vers le lit majeur. A partir de 1985, des autorisations de dragage à des fins d'amélioration de l'écoulement et non plus d'exploitation à titre industrielle sont délivrées. Les matériaux extraits devront servir exclusivement à des usages nobles et non à des remblaiements. En 1986, la quantité approximative de matériaux pouvant faire l'objet de prélèvement au titre de l'amélioration des conditions d'écoulement des eaux est estimée à 670 000 t répartis sur 6 atterrissements entre Mas-Grenier et Bourret soit un linéaire d'environ 10 km.

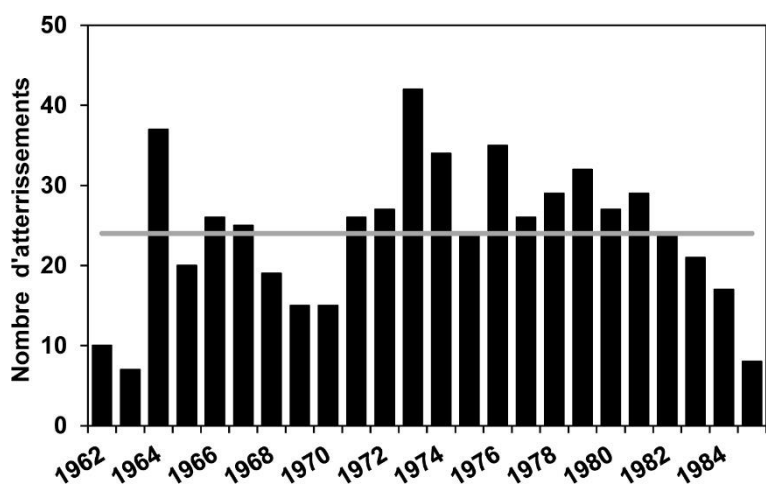


Figure 2.34 : Recensement du nombre d'atterrissement soumis à exploitation dans le département du Tarn-et-Garonne entre 1962 et 1985 (DDT 82). La ligne en pointillé représente la moyenne des atterrissements exploités sur la période.

L'estimation des quantités prélevées sur la base de chiffres officiels correspond à environ 14 Mt entre 1965 et 1985, ce qui représente $667\ 000\ \text{t}\cdot\text{an}^{-1}$ en moyenne (Fig. 2.35). Globalement, les quantités extraites sont bien supérieures dans le département du Tarn-et-Garonne, soit 2,5 fois plus qu'en Haute-Garonne, avec respectivement 10 Mt contre seulement 4 Mt. Toutefois, il faut souligner que ces quantités sont une estimation basse puisque les documents relatifs aux extractions dans les années 1960 en Tarn-et-Garonne n'ont pas été trouvés. A cela s'ajoute pour les années complétées une incertitude liée à de potentielles lacunes.

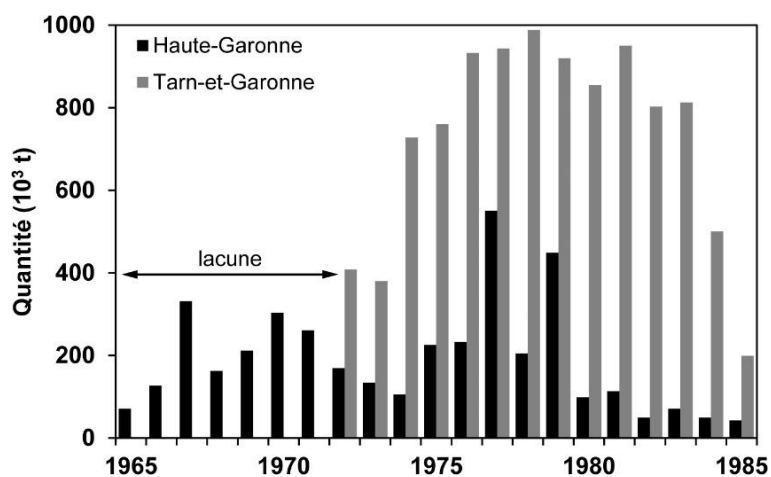


Figure 2.35 : Quantités de granulats prélevés dans le lit mineur. Dans le département du Tarn-et-Garonne les quantités sont en lacune entre 1965 et 1971 (actualisé et modifié d'après Beaudelin, 1989).

Il est possible d'estimer les quantités extraites entre 1962 et 1971 en modélisant la relation entre le nombre de bancs en exploitation et les quantités extraites à partir des données de la période 1975-1985. En l'absence d'innovation majeure et de modification des exploitants entre la période de référence et la période de lacune, il est possible de proposer une relation puissance (Fig. 2.36). La quantité obtenue peut être ainsi estimée à environ 6 Mt. La quantité totale extraite entre Toulouse et la retenue de Malause de 1962 à 1985 pourrait donc se chiffrer à environ 20 Mt.

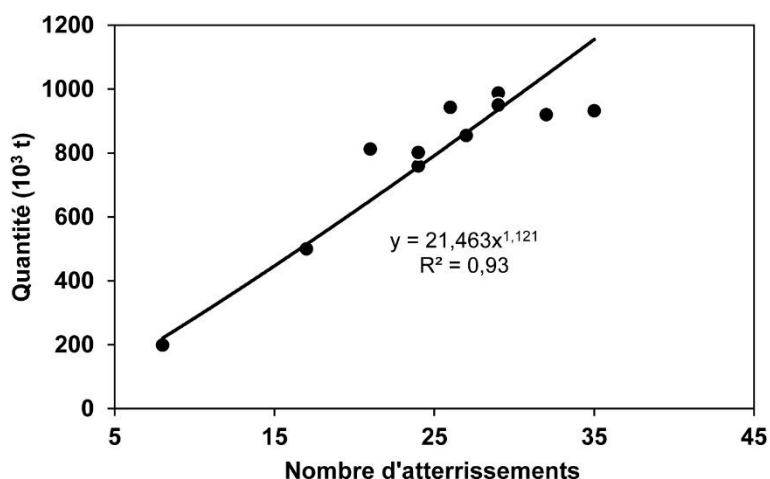


Figure 2.36 : Relation entre la quantité de granulats prélevés et le nombre d'atterrissements exploités. La période considérée va de 1975 à 1985.

D'après Galharague et Robert (1978), le gisement alluvionnaire en lit mineur de la partie située en Tarn-et-Garonne en 1978 est estimé à 6 Mt en amont de la retenue de Malause, représentant un potentiel de production de 5 à 6 ans. De 1979 à 1985, la quantité extraite sur ce secteur de la Garonne est estimée à 5 Mt ce qui représente environ 80% de la réserve estimée en 1978. Toutefois, cette information est à nuancer puisqu'il est question d'un état statique du stock alluvial ne tenant pas compte des apports solides sur la période. Néanmoins, cela permet de voir qu'à la fin des années 1980, le stock alluvionnaire présent dans le lit mineur est fortement réduit dans ce secteur. Dans le département de la Haute-Garonne, l'estimation du gisement en 1978 est de 10,8 Mt (Galharague, Robert, 1978).

Les quantités importantes prélevées durant la période et notamment à la fin des années 1970 et au début des années 1980, outre la croissance urbaine de manière générale, peut en partie s'expliquer par la réalisation de 3 grands chantiers. Le premier concerne la rectification du cours d'eau en Tarn-et-Garonne dont le but est de fixer le lit mineur pour empêcher toute divagation de ce dernier à des fins de protection des terres agricoles et de défense contre les inondations (Valette, 2002). A cela s'ajoute à la fin des années 1970 début 1980, la construction de l'A62 près de Castelsarrasin et de la centrale nucléaire de Golfech dont les matériaux issus du lit mineur vont principalement provenir de la partie aval dans le secteur de Castelsarrasin. Pour l'A62, sa construction a nécessité 16,5 Mt dont 1,7 Mt provenant du lit mineur (DDT 82). Pour la centrale nucléaire de Golfech, la mise hors d'eau de sa plateforme a nécessité 6 Mt de matériaux dont 1,1 Mt en provenance du recalibrage du lit de la Garonne (DDT 82). Pour ces 2 seuls chantiers, se sont pratiquement 3 Mt qui ont été soustraits au lit mineur soit approximativement l'équivalent de 3 années d'extraction dans le Tarn-et-Garonne.

Une activité en perte de vitesse à partir des années 1980

A partir des années 1980, en raison des problèmes précédemment identifiés liés aux extractions massives, des mesures ont commencé à être prises afin de réduire l'activité et son emprise dans le lit mineur. En Haute-Garonne, des zones d'interdictions sont définies. C'est le cas par exemple, du secteur au niveau de la commune de Grenade où un arrêté préfectoral du 29 juin 1977 interdit toute extraction à moins de 400 m en aval et 800 m en amont du pont. Un arrêté préfectoral sur la protection des biotopes est également pris en 1984, qui limite les zones où les extractions sont encore possible (Beaudelin, 1989). Dans le département du Tarn-et-Garonne, un arrêté préfectoral similaire a été pris en 1988, qui complète les mesures déjà prises au début des années 1980. En 1984, un consensus est trouvé entre les exploitants et les services de la pêche et de la police des eaux pour arrêter les extractions dans les secteurs de fraie entre juin et août. A cela s'ajoute la prise d'un arrêté préfectoral en date du 1^{er} avril 1981 qui vise à réduire la durée des autorisations qui passent de 5 ans à 1 an renouvelable. De plus, la prolongation des autorisations qui ont expiré à la fin de l'année 1982 n'est plus renouvelée au-delà de 1985. Cependant, cet arrêté a fait l'objet d'un recours présenté devant le Tribunal Administratif de Toulouse par le Syndicat des Producteurs de Granulats de la Région Midi-Pyrénées. Cet arrêté se référant au Code Minier et non au Code du Domaine de l'Etat et du Domaine Public Fluvial, a été annulé le 10 janvier 1984 et un nouvel arrêté préfectoral a été pris le 1^{er} février 1984. Ce dernier a été à son tour annulé le 15 juillet 1986 car jugé trop imprécis, l'interdiction étant trop générale et systématique, outrepassant les compétences du Préfet et portant atteinte au principe de libre concurrence.

Malgré les difficultés réglementaires et en raison d'une ressource alluvionnaire de plus en plus faible, la profession va petit à petit réorienter son activité vers le lit majeur. Dans le Tarn-et-Garonne, sur la période 1974-1983, une diminution significative de la part des alluvions provenant du lit mineur par rapport à la production totale de granulats dans le département est enregistrée, celle-ci passant de 75 % à 35 % (Fig. 2.37). A partir de 1985, les prélèvements sont devenus faibles avec seulement 12 entreprises autorisées à extraire des matériaux sur les 28 ayant exploité durant les 5 dernières années. A partir de 1987, les extractions dans le lit mineur en Haute-Garonne sont définitivement stoppées et en 1988 celles dans le Tarn-et-Garonne.

Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle

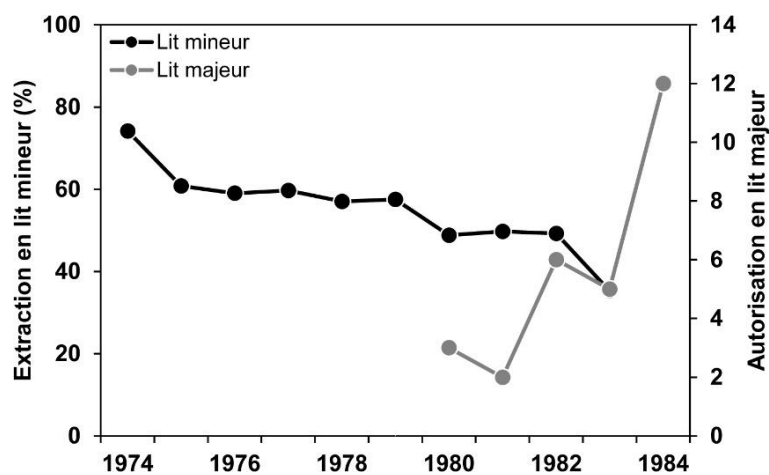


Figure 2.37 : Part des extractions provenant du lit mineur par rapport à la production totale de granulats dans le département du Tarn-et-Garonne et nombre d'autorisation délivrées pour l'ouverture de carrières en site terrestre (DDT 82).

Chapitre 2. Ajustements morphologiques à l'échelle des sites de 1950 aux années 2000

Ce chapitre présente les résultats de l'analyse quantitative des ajustements géomorphologiques du chenal à l'échelle des sites de Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade. Pour chaque site, l'analyse spatiale à partir de photographies aériennes a permis de retracer : **(1)** l'évolution en plan et **(2)** l'évolution des différentes unités morphologiques et sédimentaires qui composent le lit sur une durée d'une cinquantaine années. Ce travail a été complété, dans la mesure de données disponibles, d'une analyse de l'évolution verticale. Les forçages hydrologiques et anthropiques sont également présentés afin de contextualiser l'évolution hydro-géomorphologique des sites.

2.1. Ajustements géomorphologiques du site de Portet-sur-Garonne

2.1.1. Evolution de la morphologie du lit mineur

L'évolution de la surface du lit mineur durant la seconde moitié du XX^e siècle présente une tendance générale à la diminution de -13 %, passant d'une largeur moyenne de 159 m en 1958 à 139 m en 2010 (Tab. 2.11 ; Fig. 2.40B). Toutefois, au sein de cette tendance globale, deux périodes peuvent être identifiées : **(1)** de 1958 à 1980, le lit mineur se caractérise par une diminution de sa surface de -12 % soit une contraction de $-0,8 \text{ m.an}^{-1}$; **(2)** de 1980 à 2010, ce dernier se stabilise avec une surface qui n'évolue plus.

Périodes	Δ surface (%)	Δ surface (ha.an^{-1})	Δ surface ($\text{ha.km}^{-1}.\text{an}^{-2}$)	Δ largeur (m.an^{-1})	Nombre de crues morphogènes ($Q > 1,5 \text{ an}$)
1958-1980	-12	-0,18	-0,07	-0,71	18
1980-2010	-1	-0,013	-0,005	-0,06	19
1958-2010	-13	-0,10	-0,04	-0,38	37

Tableau 2.11 : Évolution de la surface totale du lit mineur entre 1958 et 2010.

De manière concomitante à la réduction de la surface du lit mineur, la diversité des unités morphologiques et sédimentaires qui composent ce dernier tend vers une réduction de la complexité (Tab. 2.12 ; Fig. 2.38 - 2.39 - 2.40D). En effet de 1958 à 2010, la surface occupée par les atterrissements nus et/ou à végétation naissante, diminue significativement passant respectivement de 16,8 à 0,5 % et de 2,9 à 1,8 %. A l'inverse la surface des atterrissements à végétation mature augmente, passant de 0 à 2,1 % ce qui reste toutefois relativement modeste. Parallèlement à cette réduction des atterrissements, la surface des affleurements molassiques augmente fortement passant de 9,6 à 43,3%.

Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle

Années	AF	AFI	ATN	ATVN	ATVM	SE	Débit (m ³ .s ⁻¹)
1958	3,4	6,2	16,8	2,9	0	70,6	48
1964	0,5	11,1	4,1	0,2	1,3	82,8	90
1976	2,6	18,1	5,4	0,4	0,8	72,6	49
1980	7,6	20,3	3,8	0,3	0,3	67,6	60
1983	11,8	23,2	6,3	0,6	0,3	57,8	43
2006	13,2	30,2	7,1	0,8	1,1	47,6	34
2010	5,9	37,4	0,5	1,8	2,1	52,2	71

Tableau 2.12 : Évolution de la surface relative (%) des unités morphologiques et sédimentaires de 1958 à 2010. **AF** : affleurement ; **AFI** : affleurement immergé ; **ATN** : atterrissement nu ; **ATVN** : atterrissement avec végétation naissante ; **ATVM** : atterrissement avec végétation mature ; **SE** : surface en eau.

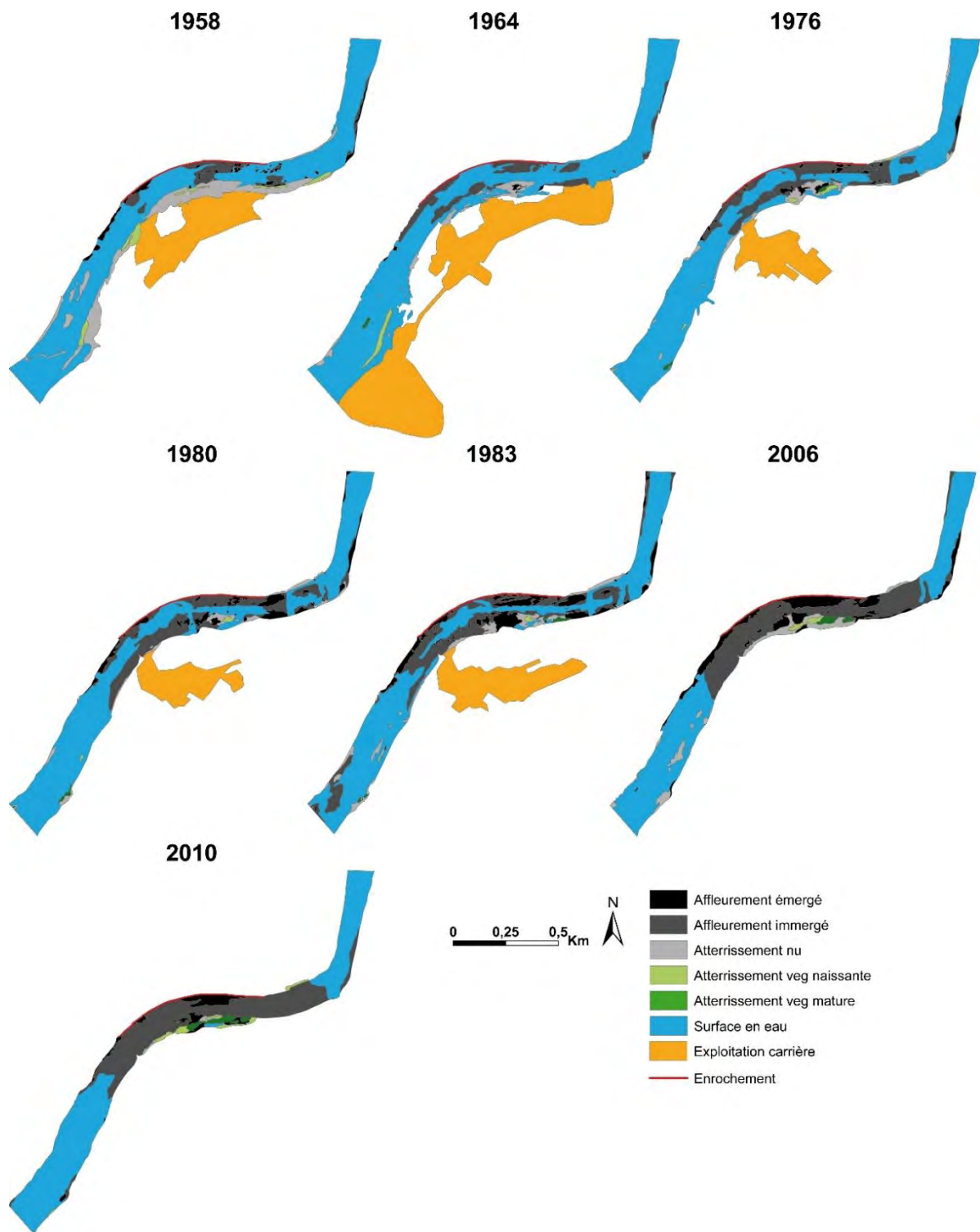


Figure 2.38 : Cartographie de l'évolution des différentes unités morpho-sédimentaires composant le lit mineur de 1958 à 2010.

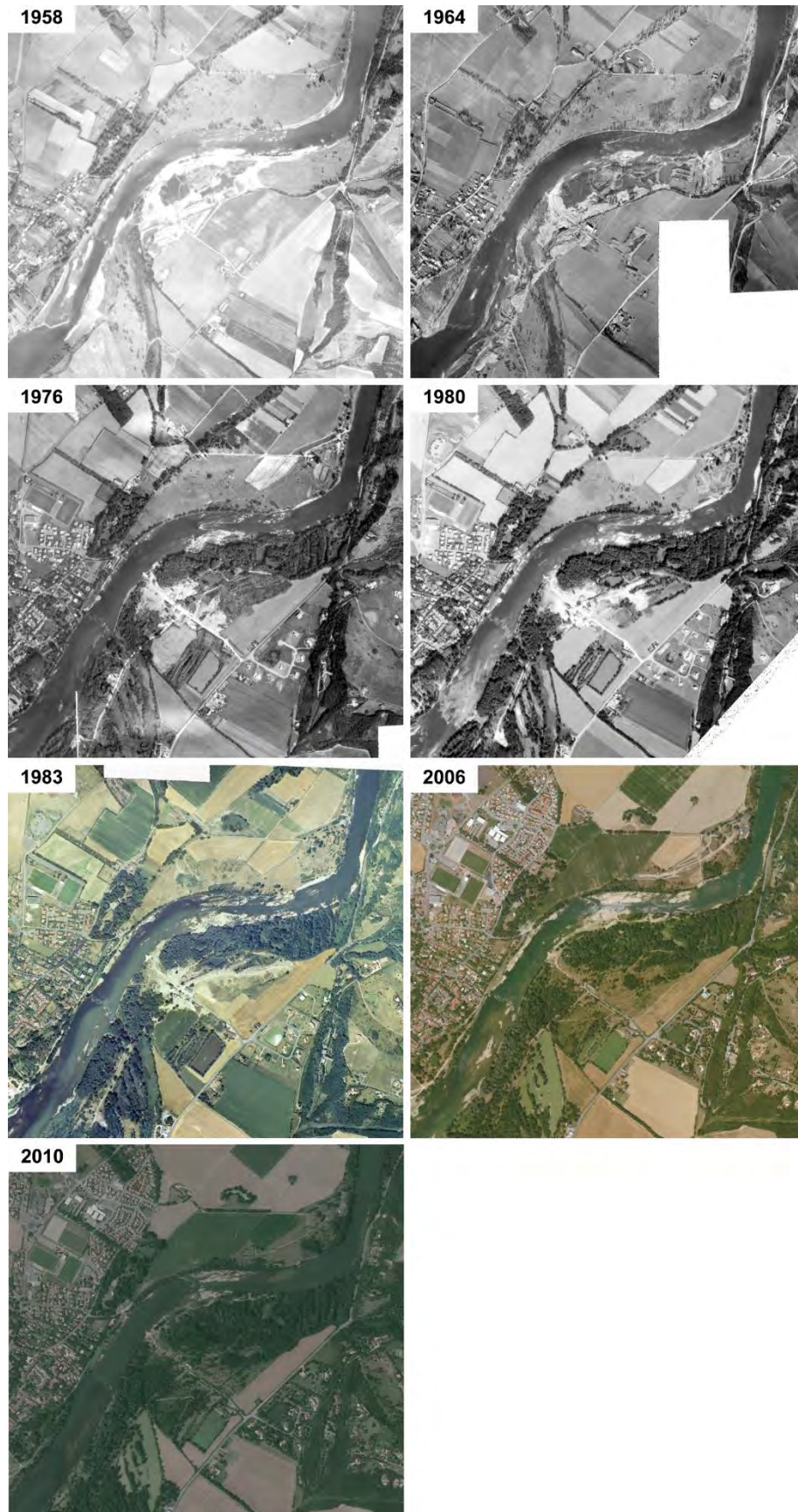


Figure 2.39 : Évolution du site de Portet-sur-Garonne de 1958 à 2010 (IGN).

Période 1958-1980

Cette période se caractérise par une réduction de la surface du lit mineur passant de 40,9 ha en 1958 à 36,1 ha en 1980 soit une diminution de -12 % (Tab. 2.11 ; Fig. 2.40B). Les unités du lit mineur montrent tout d'abord une diminution significative des atterrissements nus qui en 1958 représentent 16,8 % de la surface totale du lit mineur contre seulement 3,8 % en 1980. Toutefois, cette diminution s'opère pour l'essentiel entre 1958 et 1964 avec -77 % passant respectivement de 6,9 à 1,6 ha, la surface restant plus ou moins stable de 1964 à 1980 (Tab. 2.12 ; Fig. 2.40D). Concernant les atterrissements végétalisés, ces derniers présentent de faibles surfaces durant toute la période mais voient leur surface diminuer. C'est le cas des atterrissements à végétation naissante dont la surface relative passe de 2,9 % en 1958 à 0,3 % en 1980. Parallèlement à la réduction des atterrissements, la surface relative des affleurements de molasses augmentent significativement passant de 9,7 % en 1958 à 27,9 % en 1980 avec une accélération du phénomène qui semble se dessiner durant les années 1970. Concernant la dynamique hydrologique sur la période, 18 crues morphogènes (*i.e.* plein-bord atteint ou dépassé) ont été enregistrées. Parmi ces 18 crues, ce sont 11 crues avec un temps de retour de plus de 2 ans dont 5 avoisinant un temps de retour de 10 ans et une de plus de 20 ans (Fig. 2.40A).

C'est également durant cette période que se met en place une activité d'extraction de granulats localisée en rive droite à l'aval de la confluence avec l'Ariège à hauteur du seuil rocheux. Cette activité se déroule sur une vingtaine d'années de la fin des années 1950 à la fin des années 1970 (Fig. 2.39). L'analyse des photographies aériennes, met en évidence des prélèvements qui se font dans un premier temps essentiellement dans le lit mineur durant les années 1960 tandis que dans les années 1970, ces dernières ont lieu, semble-t-il, exclusivement en lit majeur. Cependant, aucune donnée officielle n'a pu être trouvée rendant la quantification des prélèvements impossible.

Période 1980-2010

Durant cette période, la surface du lit mineur semble stable avec une surface passant de 36,1 ha en 1980 à 35,7 ha en 2010 (Tab. 2.11 ; Fig. 2.40B). La part des affleurements de molasse continue d'augmenter avec +55 %, passant ainsi de 27,9 ha à 43,4 ha. Le phénomène tend vers la stabilisation dans les années 2000, mais là également, la chronologie ne peut être affinée en raison d'une absence de données entre 1983 et 2006 (Tab. 2.12 ; Fig. 2.40D). Jusqu'en 2006, la surface des atterrissements tous types confondus présente une certaine stabilité. De 2006 à 2010, les atterrissements nus diminuent très fortement passant d'une surface relative de 7,1 % à 0,5 % respectivement tandis que les atterrissements végétalisés tendent à augmenter passant de 0,8 % à 1,8 % pour ceux à végétation naissante et de 1,1 % à 2,1 % pour ceux à végétation mature. D'un point de vue hydrologique, cette

période présente une activité moindre avec 19 crues morphogènes dont seulement deux approchent une période de retour de 10 ans et une de 50 ans. Toutefois, l'essentiel des crues importantes se situe entre 1991 et 2004 le reste de la période étant marquée par une activité hydrologique relativement faible (Fig. 2.40A).

L'évolution du fond du chenal

Aucune donnée topo-bathymétrique n'étant disponible sur le secteur, l'évolution du fond du chenal a été analysée à partir de la chronique des hauteurs d'eau à l'étiage issue de la station de jaugeage présente sur le site (Fig. 2.40C). Au cours du XX^e siècle, cette dernière est marquée par un détarage prononcé. Si la variabilité interannuelle des hauteurs d'eau induit un bruit dans la série, la tendance obéit à un contrôle géomorphologique sur la ligne d'eau permettant d'approcher la variabilité verticale principalement du chenal. Des années 1910 à 1930, les hauteurs d'eau sont relativement stables et ne présentent pas de tendance. Cette situation reflète un état d'équilibre du chenal, qui n'est marqué ni par l'incision ni par l'exhaussement. C'est à partir de 1930 que les hauteurs d'eau décroissent significativement et cela jusque vers 1970. Ce détarage est interprété comme une conséquence de l'enfoncement du chenal. Cependant, l'intensité du phénomène d'incision n'est pas régulière sur la période. Entre 1930-1950, l'incision peut être estimée approximativement à -1 m tandis que sur la période 1950-1965 le fond du chenal semble marquer une certaine stabilité. L'augmentation des hauteurs d'eau au début des années 1950 correspond à des années particulièrement humides laissant suggérer un contrôle hydrologique et non géomorphologique et ne traduisant pas un éventuel exhaussement. A partir de 1965, l'incision semble reprendre jusqu'en 1970 avec une estimation de l'ordre de -0,4 m. Par la suite la station initialement localisée à l'aval du secteur, est déplacée à hauteur du bac situé légèrement en amont du seuil rocheux en raison de glissements de terrain. Ainsi de 1970 à 2015, les hauteurs d'eau au niveau du bac présentent une faible variation traduisant une certaine stabilité du fond du chenal au droit de ce site. Il est toutefois compliqué de mettre en relation les deux périodes d'observation en raison de ce déplacement. Il est à noter une diminution importante des hauteurs d'eau dans les années 1980 mais qui ne peut être attribuée à un potentiel enfoncement du chenal, cette période correspondant à plusieurs années sèches. Cette faible évolution du fond des années 1970 à nos jours peut s'expliquer par la présence d'affleurements molassiques déjà présents au début de la période sur le site (Fig. 2.38 - 2.39).

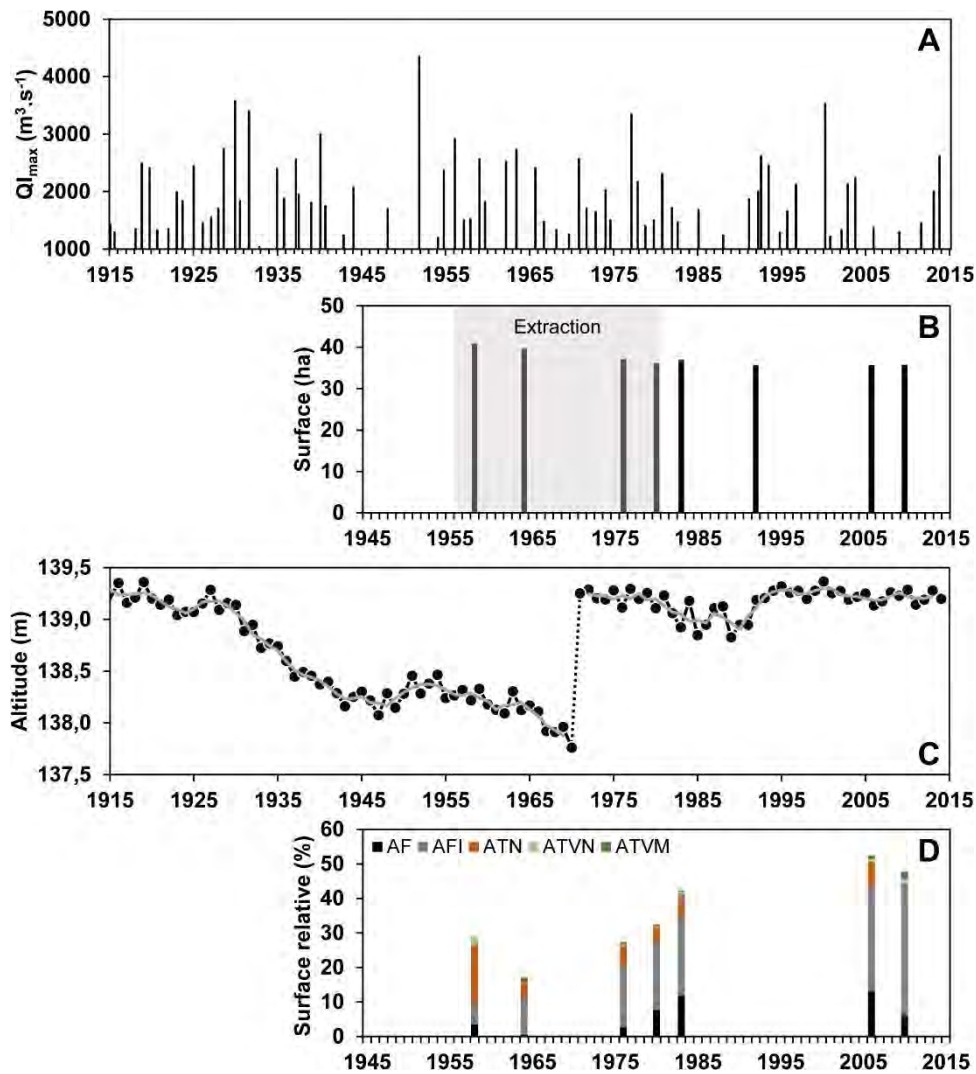


Figure 2.40 : (A) Débit maximal instantané de crue. (B) Evolution de la surface du lit mineur. (C) Evolution annuelle des hauteurs d'eau à l'étiage. La ligne grise représente une moyenne mobile de 3 ans. Les pointillés correspondent à l'année à laquelle la station a été déplacée. (D) Evolution de la surface relative des unités géomorphologiques par rapport à la surface totale du lit mineur. **AF** : affleurement ; **AFI** : affleurement immergé ; **ATN** : atterrissement nu ; **ATVN** : atterrissement à végétation naissante ; **ATVM** : atterrissement à végétation mature.

2.2.2. Schéma d'évolution du site

Au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, le site de Portet-sur-Garonne connaît une faible évolution de sa morphologie et de son fonctionnement hydro-sédimentaire. En effet, à l'inverse des sites de Beauzelle et Grenade qui connaissent un changement majeur de leur état initial à partir du début des années 1970 sous l'effet des extractions, l'évolution du site de Portet-sur-Garonne apparaît moins clair. Toutefois, l'analyse des photographies aériennes suggère des ajustements géomorphologiques plus précoces liés à une dégradation, d'origine naturelle semble-t-il, antérieure aux années 1950 mais qui ne peut être identifiée clairement car en dehors de la résolution temporelle des photographies disponibles. De plus, la chronique des hauteurs d'eau à l'étiage qui indique une

incision vers 1930 suggère également un impact précoce. Ainsi dans les années 1950, le site semble déjà s'inscrire dans une phase de relaxation suivie d'une phase d'ajustements à de nouvelles conditions à partir de 1980.

Malgré le manque d'information durant la première moitié du XX^e siècle, un schéma d'évolution du site peut être esquissé (Fig. 2.41).

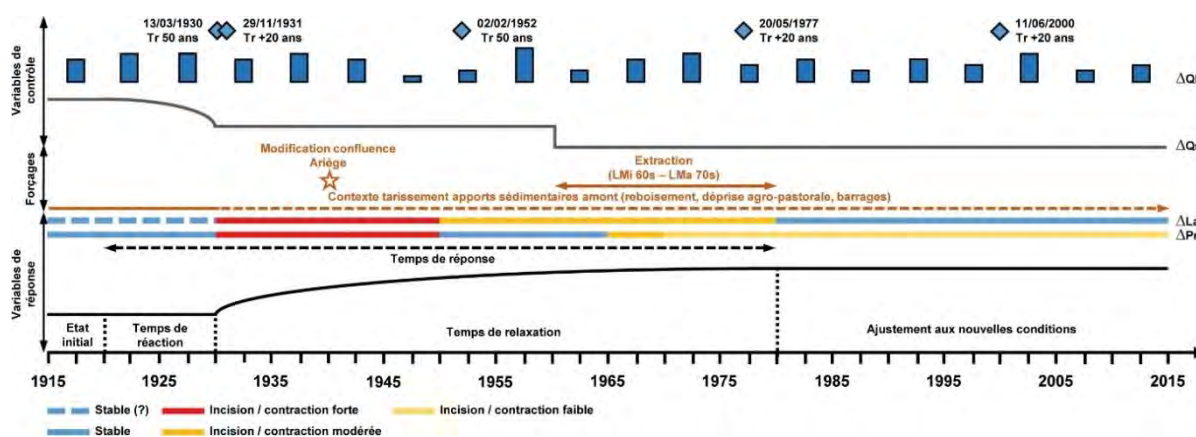


Figure 2.41 : Représentation schématique de la réponse fluviale et des ajustements morphologiques. Δ : variation ; Ql : débit liquide ; Qs : débit solide ; l : largeur ; p : profondeur.

Du début du XX^e siècle jusque vers 1930, le cours d'eau présente un fonctionnement qui semble en équilibre (*i.e.* **phase d'état initial**). Le secteur se caractérise par une charge alluviale importante et de nombreux bancs ainsi qu'une largeur importante de la bande active comme le suggèrent des cartes postales datant de 1920 environ (Fig. 2.42). Le fond du chenal semble également présenter une stabilité au regard de la chronique des hauteurs d'eau à l'étiage sur cette période (Fig. 2.40C). Concernant l'évolution de la largeur du chenal, il est possible d'envisager, mais sans certitude faute de cartes disponibles sur la période, que la contraction de ce dernier n'a pas encore lieu mais pourrait débuter de manière concomitante à l'incision observée vers 1930. En effet, l'activité hydrologique encore importante à cette période ainsi que le net changement d'occupation du sol qui n'intervient que vers le début du XX^e siècle dans les Pyrénées avec l'augmentation du couvert forestier, peuvent le laisser penser. En outre, l'éloignement de la moyenne Garonne par rapport aux sources sédimentaires des Pyrénées mais aussi des coteaux molassiques de l'Ariège, du Gers et de la rive droite de la Garonne après Toulouse avec l'Hers-Mort et le Girou, implique un temps de latence dans la réponse du cours d'eau face aux effets de la fin du Petit Age Glaciaire et du reboisement des versants, ce qui se traduit dans la chronologie de l'incision du chenal.

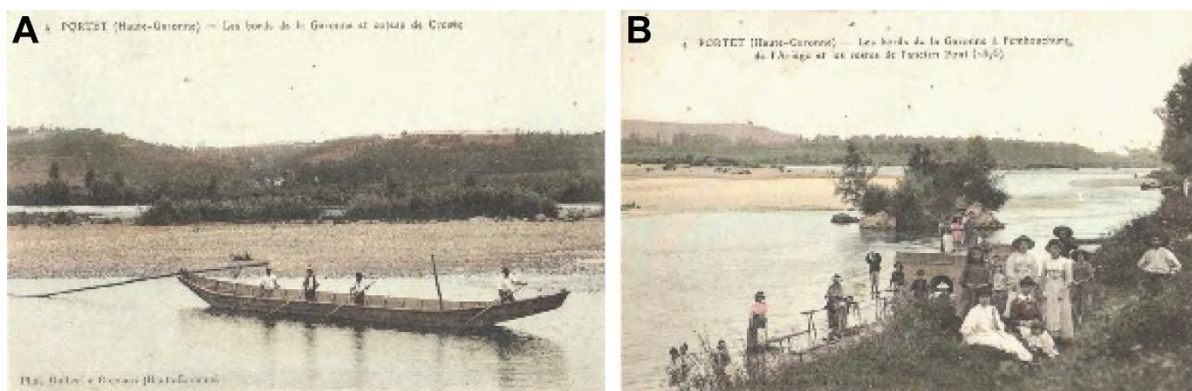


Figure 2.42 : Atterrissements localisés **(A)** dans la partie aval et **(B)** dans la partie amont du secteur de Portet-sur-Garonne vers 1920 (Observatoire des Paysages de la Garonne).

De 1930 à 1980, le cours d'eau s'inscrit dans un contexte de dégradation (*i.e.* **phase de relaxation**) avec une tendance nette à l'enfoncement durant les 20 premières années (1930-1950), phénomène qui se traduit par un abaissement significatif des hauteurs d'eau à l'étiage (Fig. 2.40C). De manière concomitante, le chenal se contracte fortement sur la période comme il est possible de le constater sur des photos des années 1920 et 2010 prises à des endroits identiques (Fig. 2.44). L'analyse de la largeur au droit des prises de vues à partir des photographies aériennes de 1958 et 2010 le suggère également, puisque les largeurs au niveau du bac et de l'ancien pont ont faiblement évolué avec respectivement +2 m et -5 m au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, confirmant que l'essentiel de la contraction a eu lieu antérieurement aux années 1950. L'origine de ces ajustements importants reste incertaine en raison du manque d'information. Cependant certains indices laissent penser que l'évolution du chenal est principalement guidée par un facteur d'ordre naturel mais qui s'inscrit néanmoins dans un contexte de tarissements des sources sédimentaires amont. En effet, les activités anthropiques durant la période sont faibles avec des prélèvements ponctuels de granulats réalisés par les riverains en quantité limitée. Le secteur a également fait l'objet d'un aménagement de berge en rive gauche, dans les années 1920 avec la mise en place d'un enrochement d'une longueur de 700 m dans une concavité en aval de l'ancienne confluence de l'Ariège (Fig. 2.44). Toutefois, ces activités ne peuvent expliquer à elles seules de tels ajustements géomorphologiques. Il semble donc, que l'incision et la contraction importantes entre 1930 et 1950 soient liées à un forçage naturel qui pourrait correspondre à :

- **(1)** une période de forte activité hydrologique durant laquelle 13 crues morphogènes se produisent dont deux crues vicennales (*i.e.* 29 novembre 1931 et 5 mai 1940) et une crue cinquantennale (*i.e.* 13 mars 1930)
- **(2)** une modification majeure de la confluence de l'Ariège avec un recul d'environ 800 m suite à la crue décennale du 5 mai 1940 sur l'Ariège et vicennale sur la Garonne. Cette crue a entraîné une percée de l'Ariège au niveau de la confluence actuelle, changeant ainsi le cours

de la rivière (Fig. 2.44). De par l'importance du forçage, il semble que ce facteur ait joué un rôle essentiel dans l'ajustement du cours d'eau au cours de cette période.

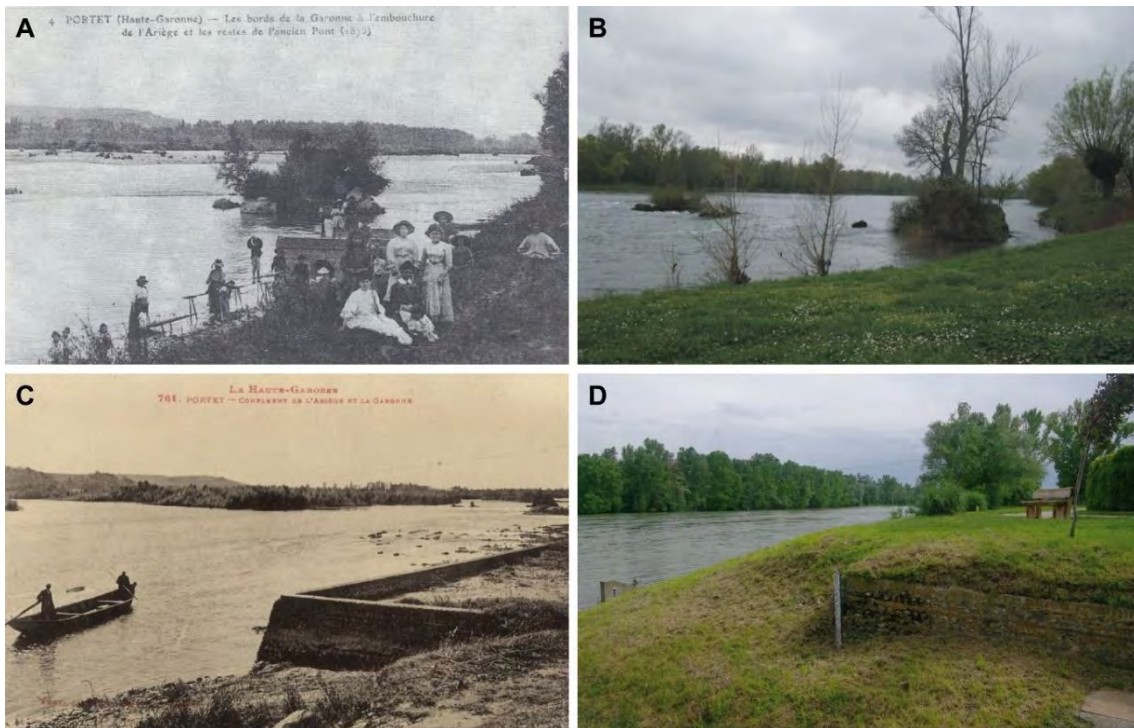


Figure 2.43 : Photographies du lit de la Garonne à hauteur de l'ancien pont détruit après la crue de 1875, vers 1920 (A) et 2011 (B) puis à hauteur du bac vers 1920 (C) et 2013 (D). La photographie (C) montre l'ancienne confluence Garonne-Ariège, cette dernière se trouvant à gauche (Observatoire des Paysages de la Garonne).

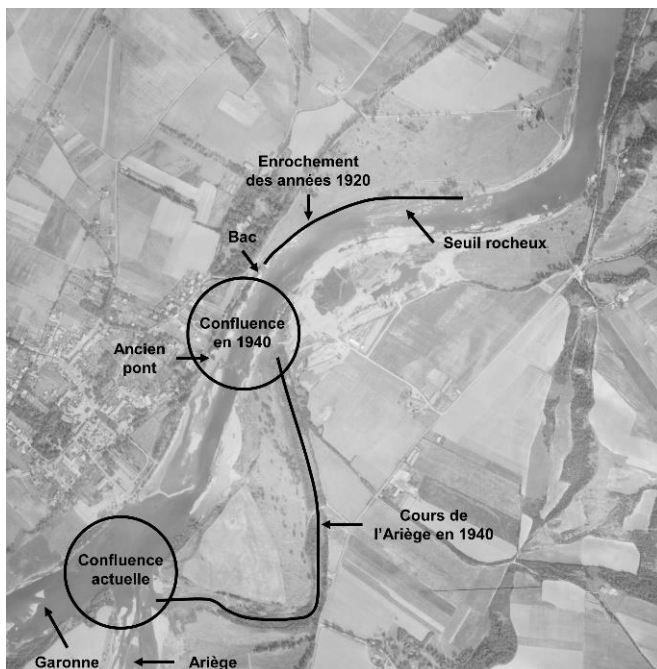


Figure 2.44 : Photographie du secteur en 1958 montrant le déplacement vers l'amont de la confluence Ariège-Garonne qui s'est produit en 1940 (IGN).

De 1950 à la fin des années 1970, les ajustements baissent en intensité, le fond du chenal marquant même une tendance à la stabilisation entre 1950 et le début des années 1960 avant de reprendre son enfoncement (Fig. 2.40B-C). Cette reprise de l'incision concorde avec le début des extractions en lit mineur et dont on peut supposer que l'activité a eu pour effet la réactivation du processus dans les années 1960. Toutefois, comparée aux sites de Beauzelle et Grenade, l'incision au cours de la période d'extraction est plus modérée, cela pouvant s'expliquer par un affleurement plus précoce de la molasse sur le site de Portet-sur-Garonne réduisant de fait l'impact de l'activité. A partir des années 1970, les extractions s'opérant essentiellement en lit majeur, l'intensité de l'enfoncement du chenal décroît à nouveau. La station de jaugeage ayant été déplacée en 1970, il n'est pas possible d'observer l'évolution des hauteurs d'eau à l'étiage au-delà de cette année au même endroit. Cependant, au niveau du bac où se trouve la nouvelle station de jaugeage, les hauteurs d'eau ne montrent pas de diminution significative durant les années 1970, traduisant une tendance à la stabilité.

A partir de 1980 et jusqu'à nos jours, la morphologie du chenal se stabilise et semble avoir atteint un nouvel équilibre dans un contexte de fort déficit sédimentaire (*i.e.* **phase ajustée aux nouvelles conditions**). En effet, la surface du lit ne change quasiment pas (Fig. 2.40B) et le fond du chenal marque une tendance à la stabilité avec la faible variation des hauteurs d'eau à l'étiage (Fig. 2.40C). De nos jours, le fond du lit se compose essentiellement d'affleurements de molasses fixant, au moins temporairement, le profil en long.

2.2. Ajustements géomorphologiques du site de Beauzelle

2.2.1. Evolution de la morphologie du lit mineur

La surface du lit mineur au cours de la seconde moitié du XX^e siècle a diminué de -28 %, passant d'une largeur moyenne de 183 m en 1946 à 131 m en 2010 (Tab. 2.13 ; Fig. 2.46B). Cependant, la chronologie du phénomène est marquée par une hétérogénéité et au total, cinq phases peuvent être identifiées : **(1)** de 1946 à 1964, le lit voit sa surface augmenter de +5 %, **(2)** de 1964 à 1973, ce dernier commence à se contracter mais de manière modérée avec -4 %, **(3)** de 1973 à 1980, le phénomène de contraction s'intensifie nettement avec une réduction de -21 %, **(4)** de 1980 à 1997, la contraction se poursuit mais de manière beaucoup moins soutenue avec seulement -8 % et **(5)** de 1997 à 2010, la surface du lit mineur se stabilise avec une légère contraction de -2 %.

Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle

Périodes	Δ surface (%)	Δ surface (ha.an ⁻¹)	Δ surface (ha.km ⁻¹ .an ⁻²)	Δ largeur (m.an ⁻¹)	Nombre de crue morphogène (Q>1,5 an)
1946-1964	+5	+0,18	+0,05	+0,49	11
1964-1973	-4	-0,28	-0,07	-0,75	7
1973-1980	-21	-1,75	-0,47	-4,74	6
1980-1997	-8	-0,25	-0,07	-0,68	12
1997-2010	-2	-0,09	-0,02	-0,24	7
1946-2010	-28	-0,3	-0,08	-0,8	43

Tableau 2.13 : Evolution de la surface totale du lit mineur entre 1946 et 2010.

De manière concomitante à la réduction de la surface du lit mineur, la diversité des unités morpho-sédimentaires composant ce dernier tend à s'homogénéiser (Tab. 2.14 ; Fig. 2.45 - 2.46 - 2.47D). Durant la période, la surface occupée par les atterrissements, tout type confondu, diminue fortement passant ainsi de 12 à 1,7 % pour les atterrissements nus, de 9,5 à 3,1 % pour les atterrissements à végétation naissante et de 14,6 à 1,6 % pour les atterrissements à végétation mature. Parallèlement à cette diminution, la surface des affleurements molassiques augmente fortement passant de 0,3 à 40,5 %.

Années	AF	AFI	ATN	ATVN	ATVM	SE	Débit (m ³ .s ⁻¹)
1958	0,1	0,2	12,0	9,5	14,6	63,6	50
1973	0,8	0,0	4,7	6,8	2,4	85,4	68
1976	2,8	1,0	5,6	7,7	5,1	77,8	49
1980	6,2	8,2	8,4	2,5	0,7	74,0	60
1983	9,2	21,0	10,5	1,6	1,0	56,7	43
1997	2,8	30,5	1,4	2,1	1,5	61,8	54
2006	7,1	25,6	5,3	1,0	1,3	59,7	55
2010	10,1	30,4	1,7	3,1	1,6	53,1	61

Tableau 2.14 : Évolution de la surface relative (%) des unités morpho-sédimentaires de 1958 à 2010. **AF** : affleurement ; **AFI** : affleurement immergé ; **ATN** : atterrissement nu ; **ATVN** : atterrissement avec végétation naissante ; **ATVM** : atterrissement avec végétation mature ; **SE** : surface en eau.

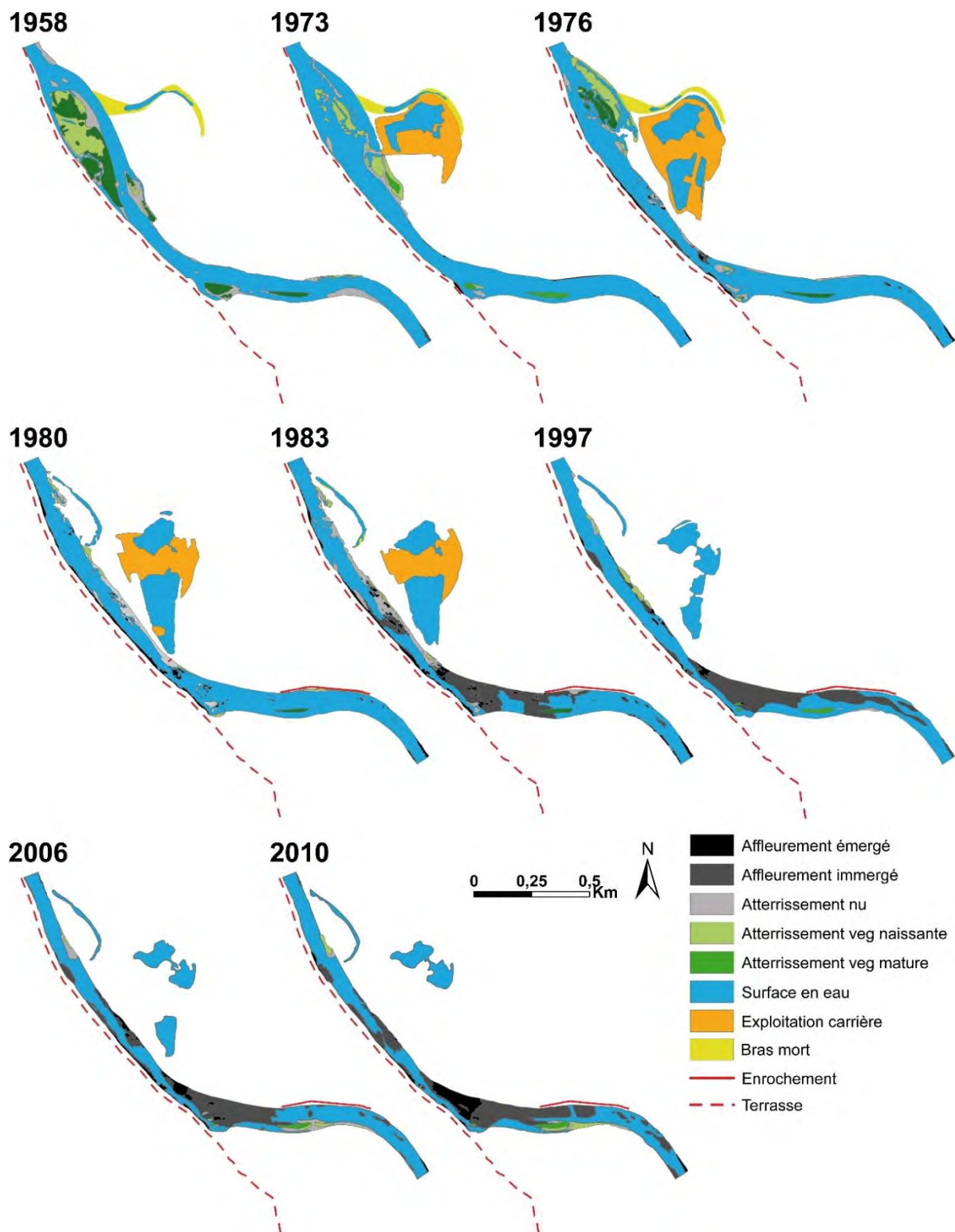


Figure 2.45 : Cartographie de l'évolution des différentes unités morpho-sédimentaires composant le lit mineur de 1958 à 2010.

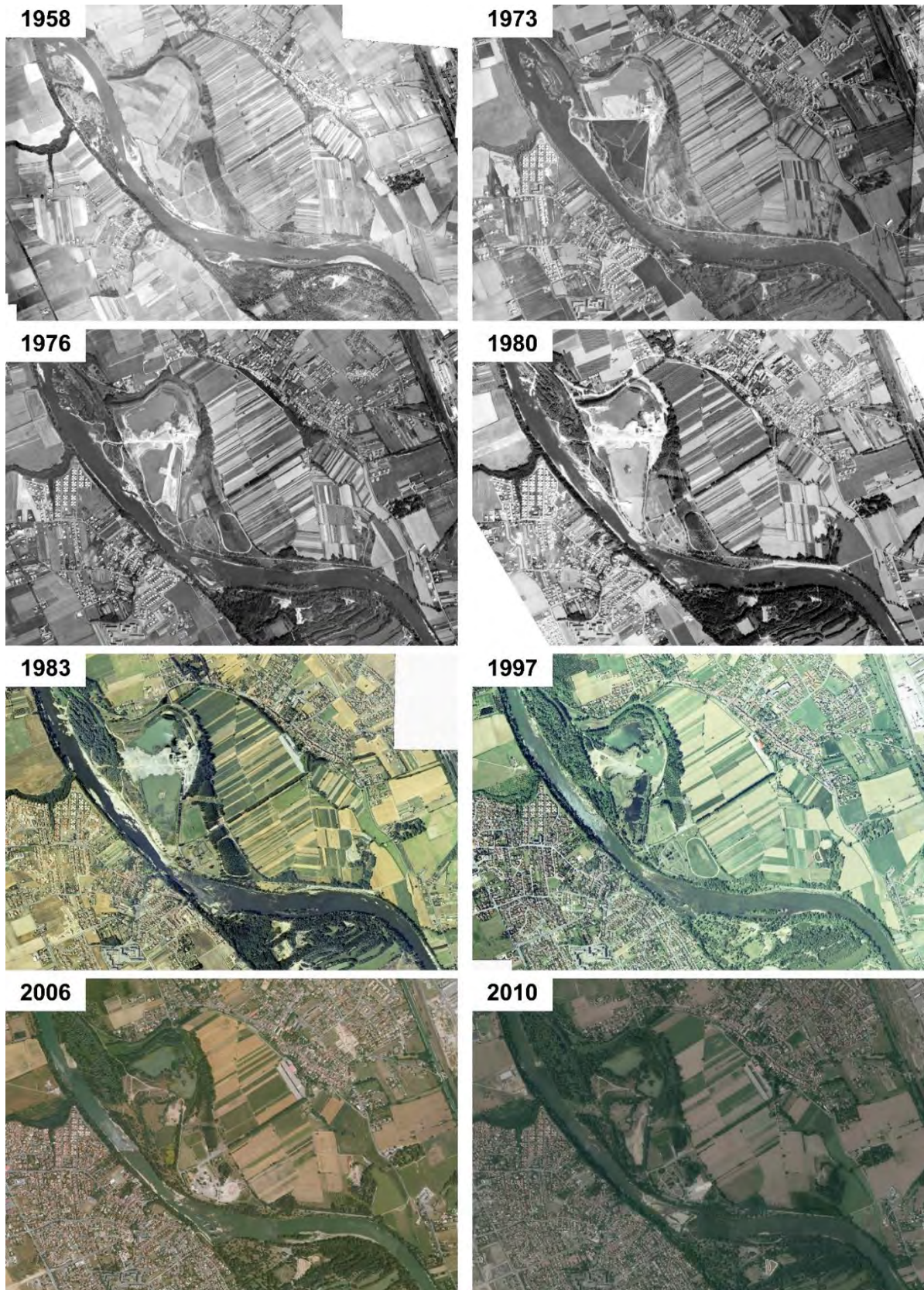


Figure 2.46 : Évolution du site de Beauzelle entre 1958 et 2010 (IGN).

Période 1946-1964

Cette période se caractérise par une augmentation de la surface du lit mineur qui voit sa surface passer de 67,7 ha en 1946 à 70,1 ha en 1964, soit une hausse de +5 % (Tab. 2.13 ; Fig. 2.47B). La photographie aérienne de 1958 montre un lit mineur dont les unités se composent majoritairement d'atterrissements nus (12 %), à la végétation naissante (9,5 %) et à la végétation mature (14,6 %). Des affleurements molassiques sont également visibles mais dont la surface reste très faible (0,3 %). Le chenal en eau, représente quant à lui 63,6 % de la surface totale du lit mineur (Tab. 2.14 ; Fig. 2.47C). Durant cette période, l'activité hydrologique est particulièrement active avec un total de onze crues considérées comme morphogènes avec un temps de retour supérieur à 1,5 ans et qui correspond à un débit à plein bord d'environ $1\,200\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Parmi ces onze crues, six ont un temps de retour de plus de 5 ans et une un temps de retour de plus de 50 ans, la crue du 2 février 1952, la plus importante du XX^e siècle avec un débit maximal instantané de $4\,350\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 2.47A).

En aval du secteur, on peut observer la présence d'un bras mort déconnecté en rive droite. L'analyse de cartes anciennes, permet de situer son origine entre 1830 et 1868 mais sans pouvoir préciser la date exacte par manque d'information. Sa genèse est liée à un déplacement de la Garonne en rive gauche et à l'abandon du chenal principal observé en 1830 au profit de la création d'un nouveau chenal observé en 1868. En 1868, le bras mort montre déjà une déconnexion dans sa partie amont. Il en a résulté la formation d'un atterrissement non végétalisé sur la quasi-totalité de sa surface. Ainsi la configuration du chenal et du bras mort en 1868 correspondent à la configuration observée sur la photographie de 1958. Cette évolution a été synchrone de la période de forte activité hydrologique avec l'occurrence de cinq crues dont la hauteur d'eau a été de plus de 4,5 m à Toulouse. Parmi ces crues, celles du 30 mai 1835 et du 4 juin 1855 sont les plus importantes avec une hauteur estimée à 7,5 et 6,1 m respectivement, la crue de référence étant celle du 23 juin 1875 avec une hauteur estimée de 8,3 m soit un débit de $7\,170\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et qui correspond à un temps de retour de plus de 100 ans.

Période 1964-1973

Cette période marque le début de la contraction du lit mineur dont la surface passe de 70,1 ha en 1964 à 68,3 ha en 1973 soit une réduction de -4 %, correspondant approximativement à la surface de 1946 (Tab. 2.13 ; Fig. 2.47B). Durant cette période, l'activité hydrologique diminue significativement avec l'occurrence de sept crues morphogènes dont seulement deux crues avec un temps de retour compris entre 5 et 10 ans (Fig. 2.47A). Concernant l'évolution des unités morpho-sédimentaires, aucune photographie aérienne avec un débit suffisamment bas n'étant disponible ($Q > 70\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), il n'a

pas été possible de réaliser une quantification de ces dernières. C'est également vers la fin de cette période, vers 1971, qu'ont lieu les premières extractions dans le chenal.

Période 1973-1980

Les années 1970, marquent une période de forte activité d'extraction de granulats dans le lit mineur. Deux sites d'extractions peuvent être identifiés durant la période, l'un à l'aval situé dans une boucle de méandre devenue bras mort et l'autre en amont du secteur étudié, avec une activité répartie en dehors du lit mineur et directement dans le chenal. Au total d'après les chiffres officiels, ce sont 191 175 t de matériaux qui ont été extraites dans le chenal entre 1975 et 1979, soit 156 175 t pour le site situé en aval et 45 000 t pour celui situé en amont (Tab. 2.15). Cependant, ces chiffres représentent une estimation basse puisque des extractions sont déjà observées dès 1970 sur le site aval. En effet, entre 1970 et 1973 un atterrissement important a été décapé dont la surface peut être estimée à 141 458 m². Des profils topographiques en travers de 1964, ont permis d'estimer son épaisseur à environ 2,2 m ce qui donne approximativement un volume prélevé d'environ 311 209 m³ entre 1970 et 1973. Au total, le volume de matériau prélevé est d'environ 389 297 m³. Concernant la dynamique hydrologique au cours des années 1970, seules quatre crues avec un temps de retour supérieur à 2 ans se sont produites dont seulement une a dépassé un temps de retour de 20 ans avec un débit maximal instantané de 3 350 m³.s⁻¹ (*i.e.* crue du 20 mai 1977) (Fig. 2.47A).

Sites	1975	1976	1977	1978	1979	Total
Site aval	40 843	11 745	5 745	11 945	7 810	78 088
Site amont	4 500	2 500	9 000	6 500	-	22 500
Total	45 343	14 245	14 745	13 445	7 810	100 588

Tableau 2.15 : Volume des matériaux (m³) prélevés dans le chenal d'après les données de la DDT 31.

C'est également durant cette période que les ajustements géomorphologiques sont les plus importants. La contraction du lit mineur s'intensifie très nettement avec une réduction de sa surface de -21 % passant de 68,3 ha en 1973 à 54,3 ha en 1980 soit une vitesse de contraction de -4,7 m.an⁻¹ (Tab. 2.13 ; Fig. 2.47B). En parallèle, le chenal s'incise significativement avec une moyenne de -2,7 m entre 1964 et 1982 soit une vitesse de -14,2 cm.an⁻¹. L'incision a entraîné en 1981, la rupture d'une conduite de gaz posée en souille conséquence d'un enfoncement maximal estimé à -4,1 m entre 1971 et 1982 à son niveau (Beaudelin, 1989), soit une incision de -34 cm.an⁻¹. Cet incident est la conséquence d'une érosion régressive en réponse aux extractions de granulats dans le chenal environ 300 m en aval au début des années 1970. La vitesse de propagation peut ainsi être estimée approximativement à 27 m.an⁻¹. Concernant l'évolution des unités morfo-sédimentaires (Tab. 2.14 ; Fig. 2.47C), la surface des

atterrissements végétalisés diminue fortement sur la période passant de 9,1 % en 1973 à 3,2 % en 1980 tandis que les atterrissements nus passent respectivement de 4,7 % à 8,4 %. Sous l'effet des extractions et l'évacuation de la charge solide par érosion, la mise à l'affleurement de la molasse augmente nettement durant cette période, passant de 0,8 % à 14,4 %.

La forte contraction observée en aval du tronçon coïncide avec l'emplacement des extractions dans la partie aval du secteur. Dans ce secteur, se trouvait un atterrissement d'une surface d'environ 17 ha avant les années 1970 (Fig. 2.46-1958) qui a été quasi intégralement décapé entre 1970 et 1973 (Fig. 2.46-1973). Ainsi, dans les années 1970 se forme un bras mort correspondant à l'ancien chenal principal de 1958. Dès 1976, l'ancien chenal principal devenu bras mort se referme sous la recolonisation de la végétation, entraînant une forte contraction du lit (Fig. 2.46-1976, 1980). Cette reconquête de la végétation peut s'expliquer par la faible dynamique hydrologique de 1973 à 1980 puisque seulement deux crues avec un temps de retour supérieur à 5 ans ont lieu dont une qui atteint un temps de retour de plus de 20 ans.

Période 1980-1997

Durant cette période, la réduction de la surface du lit mineur se poursuit mais de manière plus modérée avec une diminution de -8 % soit une contraction de $-0,7 \text{ m.an}^{-1}$ (Tab. 2.13 ; Fig. 2.47B). L'enfoncement du chenal ralenti également avec une incision moyenne de $-0,7 \text{ m}$ entre 1982 et les années 1990 soit une vitesse d'environ de 5 cm.an^{-1} . Parallèlement le chenal continue de s'homogénéiser, avec une forte diminution des atterrissements nus (-85 %) et plus modérée pour les atterrissements à végétation naissante et mature au profit d'une très nette augmentation des affleurements dont la surface relative passe de 14,4 % à 33,3 % (Tab. 2.14 ; Fig. 2.47C). Durant la période, douze crues morphogènes se produisent dont les 2/3 ont lieu dans les années 1990 avec deux crues d'un temps de retour compris entre 5 et 10 ans (Fig. 2.47A). Ainsi, le déstockage de la charge alluviale se poursuit mais sous l'effet d'une dynamique naturelle et non plus anthropique, mettant de plus en plus à l'affleurement la molasse, réduisant ainsi la vitesse d'érosion du fond du chenal (Fig. 2.46-1980, 1983, 1997).

Période 1997-2010

Pendant cette période, le chenal semble se stabiliser avec une diminution de seulement -2 % soit une vitesse de contraction de $-0,2 \text{ m.an}^{-1}$ (Tab. 2.13 ; Fig. 2.47B). Concernant l'enfoncement de ce dernier, aucune donnée topographique n'est disponible sur la période, mais l'augmentation de la

molasse affleurante (+19 %) laisse suggérer que le processus continue mais de manière plus lente. Concernant les atterrissements nus et à végétation mature, ces derniers restent constants à l'inverse des atterrissements à végétation naissante qui voient leur surface légèrement augmenter passant de 2,1 % à 3,1 % (Tab. 2.14 ; Fig. 2.47C). Au cours de cette période, ce sont sept crues morphogènes qui se produisent dont celle du 11 juin 2000 qui a atteint $3\,530\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, soit un temps de retour de pratiquement 50 ans ainsi que deux autres crues d'un temps de retour de quasiment 5 ans (Fig. 2.47A).

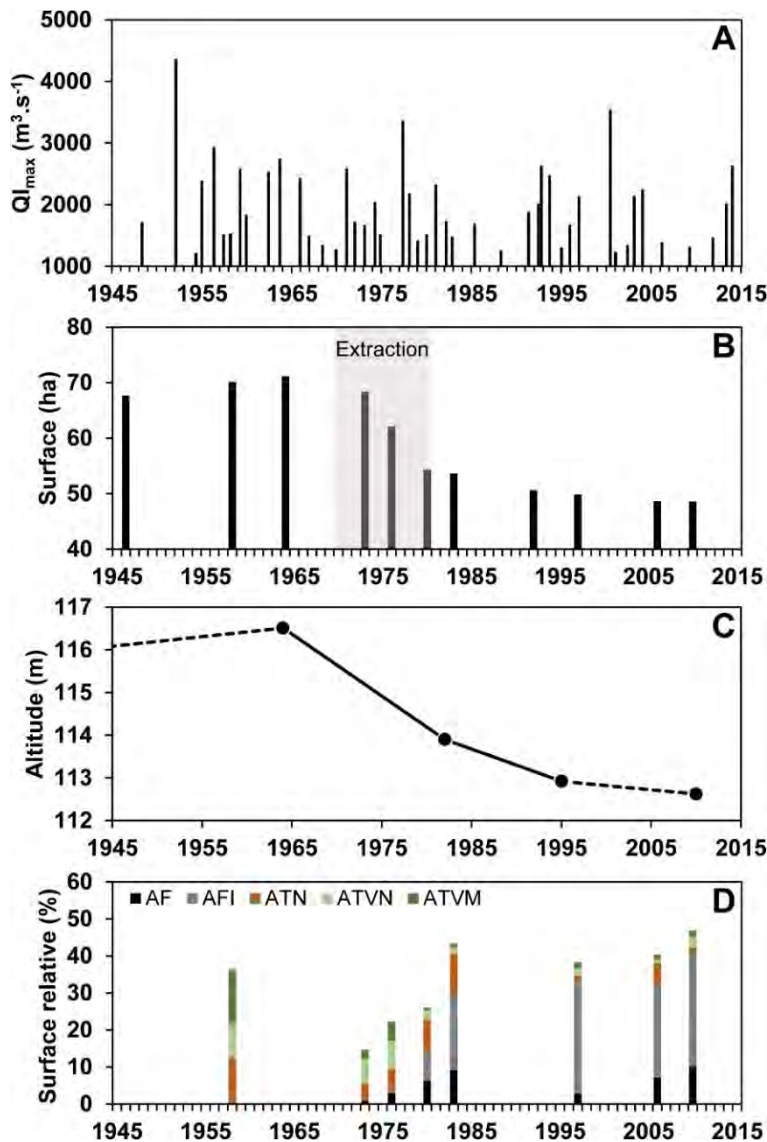


Figure 2.47: (A) Débit maximal instantané de crue. (B) Evolution de la surface du lit mineur. (C) Evolution verticale moyenne du chenal. Les pointillés représentent une tendance mais non quantifiée. (D) Evolution de la surface relative des unités géomorphologiques par rapport à la surface totale du lit mineur. **AF** : affleurement ; **AFI** : affleurement immergé ; **ATN** : atterrissement nu ; **ATVN** : atterrissement à végétation naissante ; **ATVM** : atterrissement à végétation mature.

2.2.2. Schéma d'évolution du site

Le site de Beauzelle au cours de la seconde moitié du XX^e siècle connaît une modification significative de sa morphologie et de son fonctionnement hydro-sédimentaire. Cette évolution, en

réponse à une modification des variables de contrôle, notamment solide, peut être périodisée en plusieurs phases (Fig. 2.48).

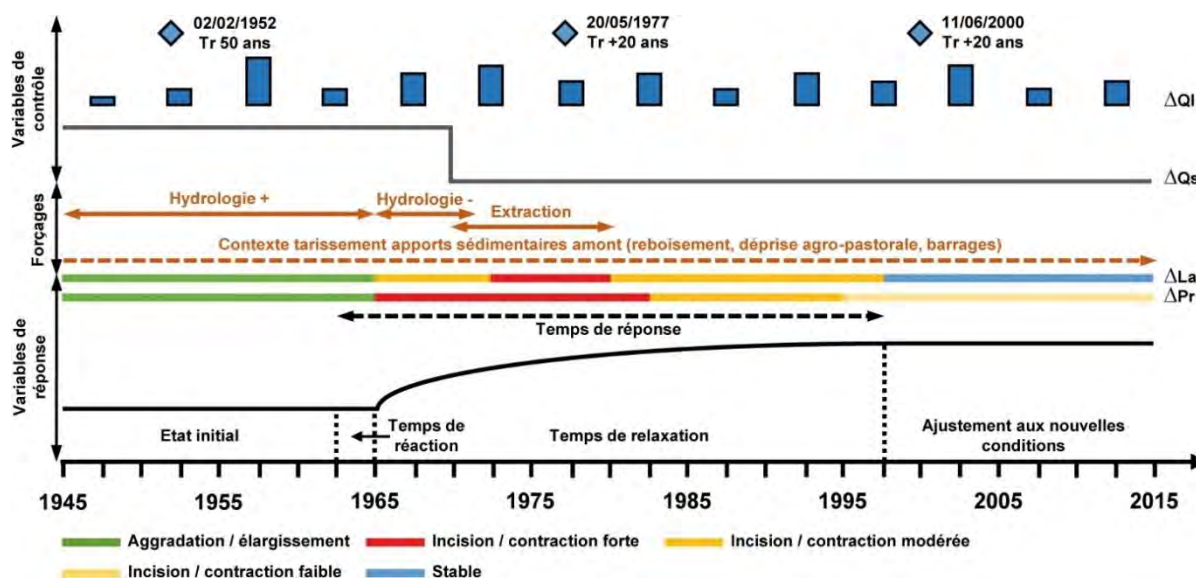


Figure 2.48 : Représentation schématique de la réponse fluviale et des ajustements morphologiques. Δ : variation ; Q_l : débit liquide ; Q_s : débit solide ; l : largeur ; p : profondeur.

La période allant de 1946 à 1970, que l'on peut considérer comme l'état initial avant perturbation (*i.e.* **phase d'état initial**), se caractérise par un système qui n'est pas encore soumis à la pression d'activités anthropiques dans le lit et dont les ajustements géomorphologiques semblent être essentiellement guidés par l'activité hydrologique. De 1946 à 1964 le cours d'eau s'élargit et s'exhausse sous l'effet d'une activité hydrologique importante et d'une charge solide encore abondante. De 1964 à 1973, la tendance s'inverse avec un lit qui commence à se contracter modérément et à s'enfoncer pouvant s'expliquer par la réduction de l'hydrologie, l'activité étant moins importante. Toutefois, la chronologie de ces ajustements est sujette à caution en raison de la résolution temporelle des données qui n'est pas suffisante pour préciser la date à laquelle commencent la contraction et l'incision. Ainsi, il est possible que les deux processus n'apparaissent que plus tard vers la fin des années 1960. Pour ce qui est de la contraction, l'observation de photographies de la fin des années 1960 mais dont la qualité n'est pas suffisante pour un traitement quantitatif le suggère. Concernant l'incision du chenal, il est possible que cette dernière soit initiée de manière concomitante aux extractions de granulats qui ne commencent qu'au tout début des années 1970 et dont la charge solide est encore présente en abondance indiquant que l'évacuation de cette dernière n'a vraisemblablement pas encore commencé antérieurement.

La période de 1973 à 1997 marque un ajustement profond du chenal (*i.e.* **phase de réponse**) suite au dépassement des conditions de seuil du système en raison de nouvelles conditions du flux

solide à savoir une réduction importante de la charge alluviale. Le tout début des années 1970, marque le début des prélèvements intensifs de granulats dans le cours d'eau qui peut être considéré comme l'élément perturbateur entraînant la dégradation du cours d'eau. Cependant au sein de cette période, l'intensité des processus diffère significativement. En effet, c'est durant les années 1970, période de fortes extractions, que l'essentiel de la contraction et de l'incision se produisent pour ensuite diminuer nettement en intensité, à partir des années 1980 jusqu'au milieu des années 1990. Cette rupture dans l'intensité des phénomènes peut s'expliquer : **(1)** par l'arrêt de l'activité plus ou moins au même moment, **(2)** par l'évacuation dans un premier temps de la charge solide dans les années 1970 et dont l'épaisseur pré-extraction est estimée entre 1,5 et 3 m (Beaudelin, 1989), puis dans un second temps, par l'érosion du substratum à partir des années 1980 qui du fait de sa dureté, induit des vitesses d'érosion plus faible.

A partir de 1997 et jusqu'en 2010, le cours d'eau semble s'inscrire dans un nouvel équilibre par son ajustement à de nouvelles conditions (*i.e.* **phase ajustée aux nouvelles conditions**) différentes de celles antérieures à 1970. En effet, le chenal n'évolue pratiquement plus et se stabilise. La contraction du lit n'est que de -2 % soit une vitesse de $-0,2 \text{ m.an}^{-1}$. L'incision continue également mais de manière plus modérée comme le suggère la faible augmentation des affleurements molassiques et la bathymétrie au niveau des ponts de Blagnac, en amont, et de Gagnac-sur-Verdun, en aval, dont les variations du lit sont estimées respectivement à $-0,25 \text{ m}$ (1989-2011) et $-0,31 \text{ m}$ (1987-2008).

2.3. Ajustements géomorphologiques du site de Grenade

2.3.1. Evolution de la morphologie du lit mineur

L'évolution de la surface du lit mineur de 1948 à 2010, présente une diminution générale importante de -47 % passant d'une largeur moyenne de 272 m à 144 m soit une vitesse de contraction de -2 m.an^{-1} (Tab. 2.16 ; Fig. 2.51B). Toutefois, au sein de cette tendance générale, plusieurs périodes avec une dynamique différente peuvent être mises en évidence : **(1)** de 1948 à 1973, le lit mineur se caractérise par une réduction modérée de sa surface de -6 % soit $-0,7 \text{ m.an}^{-1}$, **(2)** de 1973 à 1980, le phénomène de contraction s'intensifie très nettement avec une réduction de -33 % soit une vitesse de $-10,5 \text{ m.an}^{-1}$, **(3)** de 1980 à 1993, le phénomène diminue fortement avec -9 % soit une vitesse de contraction de $-1,1 \text{ m.an}^{-1}$, **(4)** de 1993 à 2010, la surface du lit mineur semble se stabiliser plus ou moins avec une baisse de -7 % soit une vitesse de $-0,6 \text{ m.an}^{-1}$.

Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle

Périodes	Δ surface (%)	Δ surface (ha.an ⁻¹)	Δ surface (ha.km ⁻¹ .an ⁻²)	Δ largeur (m.an ⁻¹)	Nombre de crues morphogènes (Q>1,5 an)
1948-1973	-6	-0,25	-0,06	-0,66	18
1973-1980	-33	-4,07	-1,04	-10,52	6
1980-1993	-9	-0,42	-0,11	-1,08	9
1993-2010	-7	-0,24	-0,06	-0,61	10
1948-2010	-47	-0,78	-0,20	-2,02	43

Tableau 2.16 : Evolution de la surface totale du lit mineur entre 1948 et 2010.

Concernant l'évolution des unités morpho-sédimentaires (Tab. 2.17 ; Fig. 2.49 - 2.50), les atterrissements nus et à végétation naissante montrent une certaine stabilité dans le temps avec une surface relative d'environ 10 % et 7 % respectivement entre 1960 et 2010. A l'inverse, les atterrissements à végétation mature montrent une réduction très importante de leur surface qui sur l'ensemble de la période passe de 27 % à 1 % de la surface totale du lit. C'est également au cours de cette période que les affleurements de molasse (AF+AFI) augmentent nettement passant d'une quasi absence dans les années 1960 à près 35,5 % de la surface totale du lit.

Années	AF	AFI	ATN	ATVN	ATVM	SE	Débit (m ³ .s ⁻¹)
1960	0,0	1,0	9,8	7,3	27,1	54,8	104
1973	0,0	0,0	6,3	5,3	29,1	59,3	68
1980	1,9	15,9	14,4	8,1	1,8	58,0	60
2006	4,5	26,0	9,2	5,2	0,0	55,1	56
2010	4,4	31,2	10,8	7,5	1,0	45,2	62

Tableau 2.17 : Evolution de la surface relative (%) des unités morpho-sédimentaires de 1960 à 2010. **AF** : affleurement ; **AFI** : affleurement immergé ; **ATN** : atterrissement nu ; **ATVN** : atterrissement avec végétation naissante ; **ATVM** : atterrissement avec végétation mature ; **SE** : surface en eau.

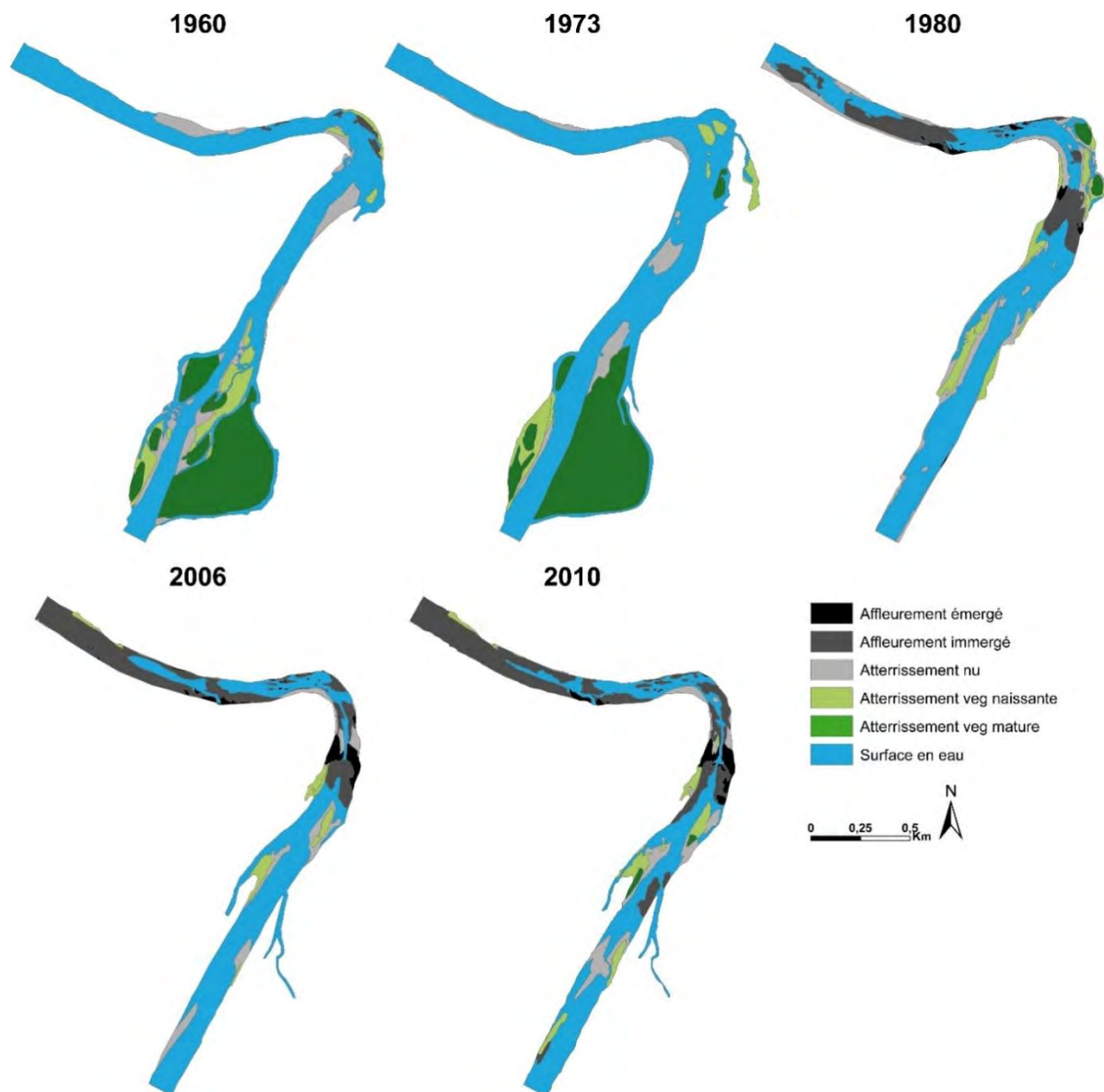


Figure 2.49 : Cartographie de l'évolution des différentes unités morpho-sédimentaires composant le lit mineur de 1960 à 2010.



Figure 2.50 : Evolution du site de Grenade de 1960 à 2010 (IGN).

Période 1948-1973

Cette période se caractérise par une réduction de la surface du lit, qui passe de 104,9 ha en 1948 à 98,3 ha en 1973 soit une réduction de -6 % sur la période pour une vitesse de contraction de -0,7 m.an⁻¹ (Tab. 2.16 ; Fig. 2.51B). Concernant les unités morfo-sédimentaires de 1960 à 1973, les atterrissements tous types confondus évoluent peu. Les atterrissements nus et à végétation naissante passent respectivement de 9,8 à 6,3 % et de 7,3 à 5,3 % tandis que les atterrissements à végétation mature connaissent une légère augmentation passant de 27,1 à 29,1 % sur la période (Tab. 2.17 ; Fig. 2.51C). Il est à noter que les affleurements molassiques sont quasi inexistantes avec seulement 1 % en 1960. Durant cette période, l'activité hydrologique est significative. Au total, ce sont 18 crues morphogènes qui se sont produites sur la période dont 5 avec un temps de retour compris entre 5 et 10 ans, 2 crues entre 10 et 20 ans et une de plus de 50 ans (Fig. 2.51A). Celle du 2 février 1952, dont le temps de retour est de plus 50 ans, a atteint un débit 4 350 m³.s⁻¹ soit la seconde crue la plus importante après celle de 1875.

Période 1973-1980

Les années 1970 marquent un net changement avec des ajustements significatifs du chenal. La période se caractérise par une très forte réduction de la surface du chenal, qui se contracte de 32,5 ha, passant de 98,3 à 65,8 ha soit une diminution de -33 % pour une vitesse de contraction de $-10,5 \text{ m.an}^{-1}$ (Tab. 2.16 ; Fig. 2.51B). Parallèlement, le rapport entre les unités morfo-sédimentaires change, avec l'augmentation très nette des affleurements molassiques dont la surface relative passe de 0 à 17,8 % entre 1973 et 1980 (Tab. 2.17 ; Fig. 2.51C). Les atterrissements nus connaissent également une augmentation avec +53 % tandis que ceux à végétation naissante restent stables. Ce sont les atterrissements à végétation mature qui connaissent la plus forte baisse avec -96 %. Cette régression s'explique essentiellement par la fermeture d'un bras secondaire en rive gauche à l'aval du tronçon qui de fait entraîne le rattachement de l'unité à la berge. Le phénomène est également observé au même niveau en rive droite mais dans une moindre mesure. A l'inverse de la période précédente, celle-ci présente une activité hydrologique bien moins importante. En effet, ce sont seulement 6 crues morphogènes qui se produisent dont 3 crues ont un temps de retour compris entre 2 et 5 ans et une crue avec un temps de retour supérieur à 20 ans (Fig. 2.51A).

Période 1980-1993

Durant cette période, la surface du lit continue à se réduire mais de manière moins importante, passant de 65,8 à 59,9 ha soit -9 % et une vitesse de contraction de $-1,1 \text{ m.an}^{-1}$ (Tab. 2.16 ; Fig. 2.51B). Concernant l'évolution des unités morfo-sédimentaires, ces dernières n'ont pu faire l'objet d'une quantification en raison de l'absence de photographies aériennes exploitables sur la période. Concernant l'hydrologie, la période connaît un total de 9 crues morphogènes dont 4 crues avec un temps de retour compris entre 2 et 5 ans, 3 crues avec un temps de retour compris entre 5 et 10 ans (Fig. 2.51A).

Période 1993-2010

Cette période voit encore la surface du lit se réduire avec -7 % soit une vitesse de contraction de $-0,6 \text{ m.an}^{-1}$ (Tab. 2.16 ; Fig. 2.51B). Cependant, dans les années 2000, le lit marque une stabilité avec une surface qui n'évolue guère soit une réduction de la largeur moyenne de seulement -2 m entre 2005 et 2010. Pour ce qui est des unités morfo-sédimentaires, les affleurements de molasse ont continué d'augmenter pour atteindre une surface relative en 2010 de 35,5 % contre 17,8 % en 1980 (Tab. 2.17 ; Fig. 2.51C). A l'inverse, les atterrissements nus et dans une moindre mesure à végétation

naissante ont continué à diminuer passant entre 1980 et 2010, de 14,4 à 10,8 % et 8,1 à 7,5 % respectivement. Concernant les atterrissements à végétation mature, ces derniers n’ont quasiment pas évolué depuis 1980 avec une surface relative d’environ 1 %. Durant cette période, 10 crues morphogènes ont lieu dont seulement 3 crues avoisinent un temps de retour de 5 ans et une crue dont le temps de retour approche les 50 ans, celle du 11 juin 2000 dont le débit a été de $3\,530\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Fig. 2.51A).

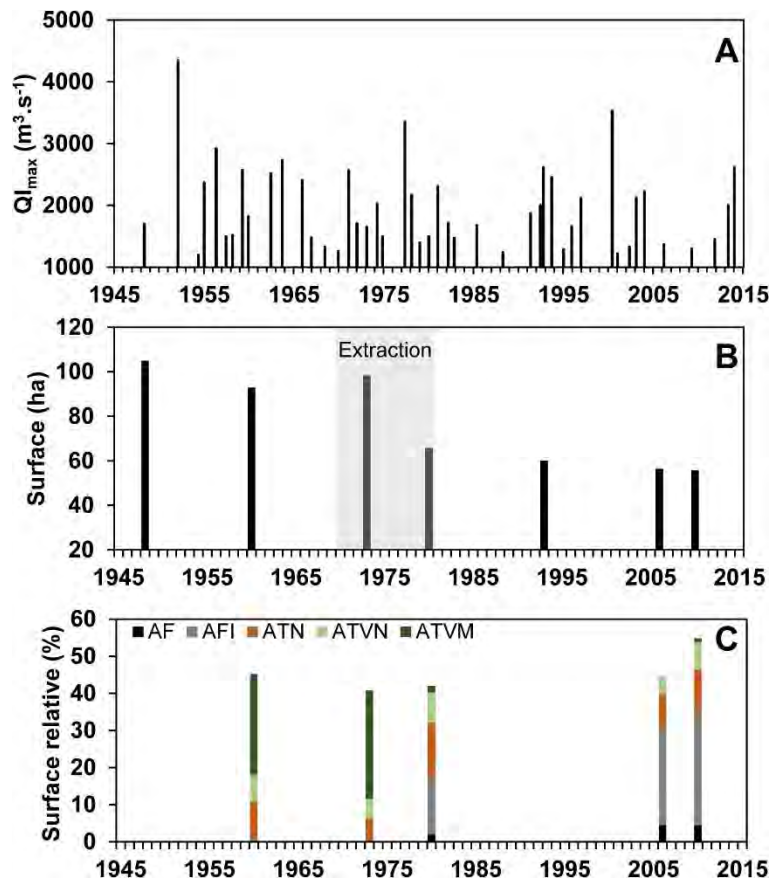


Figure 2.51 : (A) Débit maximal instantané de crue. (B) Evolution de la surface du lit mineur. (C) Evolution de la surface relative des unités géomorphologiques par rapport à la surface totale du lit mineur. **AF :** affleurement ; **AFI :** affleurement immergé ; **ATN :** atterrissement nu ; **ATVN :** atterrissement à végétation naissante ; **ATVM :** atterrissement à végétation mature.

2.3.2. Schéma d'évolution du site

Le site de Grenade, à l’instar de celui de Beauzelle, au cours de la seconde moitié du XX^e siècle connaît une modification significative de sa morphologie et de son fonctionnement hydro-sédimentaire. Cette évolution, en réponse à une modification des variables de contrôle, notamment solide, peut être périodisée selon plusieurs phases distinctes (Fig. 2.52).

Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle

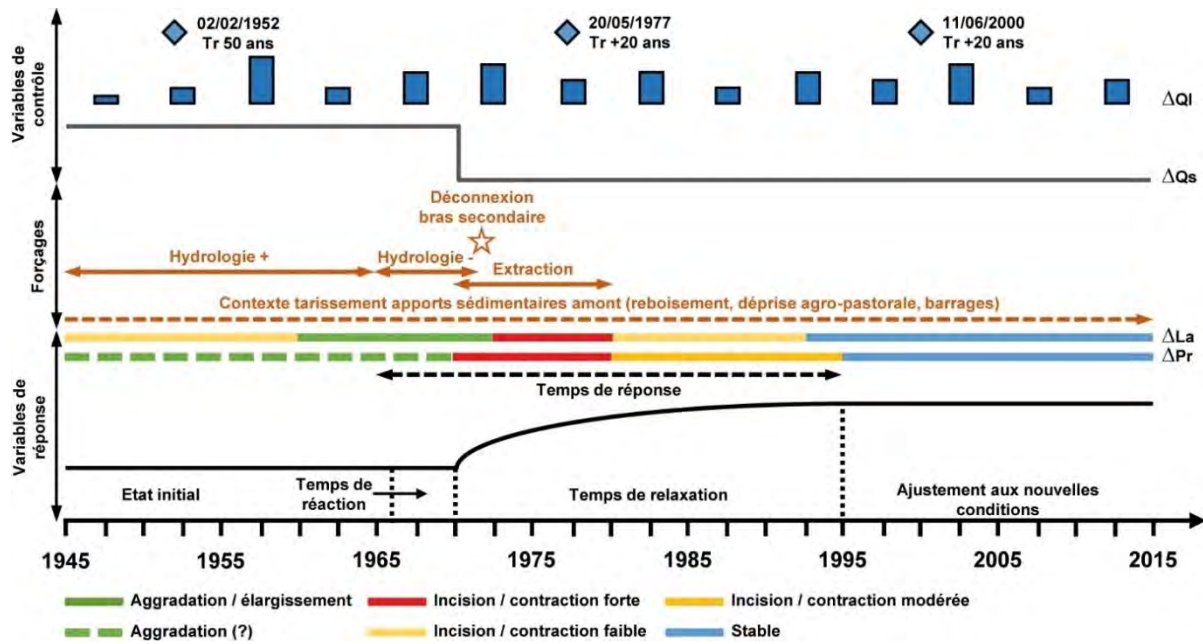


Figure 2.52 : Représentation schématique de la réponse fluviale et des ajustements morphologiques. Δ : variation ; Q_l : débit liquide ; Q_s : débit solide ; l : largeur ; p : profondeur.

La période allant de 1948 jusqu'au début des années 1970, que l'on peut considérer comme étant dans un état de fonctionnement naturel (*i.e.* **phase d'état initial**), se caractérise par un système qui n'est pas encore soumis à la pression d'activités anthropiques dans le lit et dont les ajustements semble être essentiellement guidés par l'activité hydrologique. Sur la période, l'évolution en plan du lit marque deux tendances : **(1)** une phase de contraction de 1948 à 1960 et **(2)** une phase d'élargissement de 1960 à 1973. Aucune donnée topographique n'est disponible sur la période, toutefois les photographies aériennes permettent d'observer une charge alluviale (*i.e.* bancs) abondante et fréquemment remaniée pouvant laisser penser que le chenal est en aggradation ou du moins stable jusque dans les années 1960. Sur la période, l'activité hydrologique présente un certain contraste. En effet, entre 1945-1950 et 1960-1970 la fréquence du nombre de jours pour lesquelles le débit est susceptible d'avoir eu une action morphogène ($Q > 1\,200\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) est relativement faible ($f\ 0,01$) tandis qu'entre 1950-1960 la fréquence est bien plus élevée ($f\ 0,05$).

De 1973 à 1980, le cours d'eau entre dans une phase d'ajustements importants de sa morphologie en réponse à plusieurs événements perturbateurs (*i.e.* **phase de réponse**). Durant cette période le lit se contracte très fortement avec -33 % passant d'une largeur moyenne de 254 à 170 m. Cela peut s'expliquer, au début des années 1970, par la déconnexion de bras secondaires rattachant des complexes d'îles aux berges dans la partie aval du secteur en rives droite et gauche (Fig. 2.53). Cette déconnexion a pu être initiée **(1)** par l'enfoncement du chenal qui débute vers 1970 et **(2)** par la réduction de la dynamique hydrologique à la fin des années 1960 favorisant la fermeture des bras secondaires par colonisation par la végétation, leur mise en eau étant moins fréquente. En l'absence

de données topographiques, aucune quantification de l'incision sur le secteur ne peut être réalisée. Cependant, plusieurs indices permettent de suggérer une incision significative du chenal. Premièrement, c'est durant cette période qu'apparaissent de nombreux affleurements molassiques passant d'une surface relative de 0 à 18 % (+1,3 ha.an⁻¹) traduisant un phénomène de déstockage de la charge alluviale. Deuxièmement, à l'aval immédiat du secteur se trouve le pont d'Ondes au niveau duquel une incision de -0,7 m a été estimée entre les années 1960 et 1980. C'est également dans les années 1970, que l'activité d'extraction de granulats apparaît dans le lit mineur. Cette dernière se répartit en deux sites. Le premier site est localisé au niveau du pont d'Ondes à environ 2 km en aval du seuil tandis que le second est situé à environ 250 m en amont du seuil (Fig. 2.53). Au total, c'est un peu plus de 200 000 t de matériaux qui ont été extraites entre 1975 et 1979 d'après les données officielles, ce chiffre étant sans doute sous-estimé en raison de lacunes dans les documents officiels (Tab. 2.18). Si le rôle du site aval dans l'incision par phénomène d'érosion régressive n'est pas évident à mettre en avant du fait de son éloignement et des faibles quantités extraites (55 500 t), l'impact du site amont peut être mis en avant dans l'incision du chenal du fait de sa proximité et des quantités prélevées plus importantes (148 626 t). De fait, l'enfoncement du lit et l'évacuation de la charge solide au niveau du seuil aurait été induite par un phénomène d'érosion progressive lié aux prélèvements 250 m en amont de ce dernier.

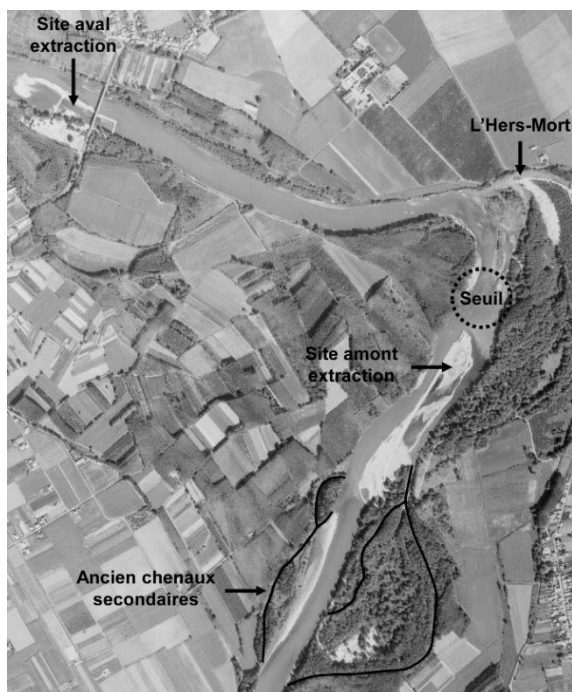


Figure 2.53 : Localisation des sites d'extraction dans les années 1970. La photographie aérienne date de 1976 (IGN).

	Aval	Amont	Total
1975	-	15 000	15 000
1976	-	48 981	48 981
1977	6 000	59 830	65 830
1978	21 000	12 815	33 815
1979	28 500	12 000	40 500
Total	55 500	148 626	204 126

Tableau 2.18 : Tonnage des matériaux extraits dans le chenal d'après les données officielles (DDT 31).

La période allant de 1980 à 1993, marque un ralentissement dans les processus d'ajustements avec une baisse d'intensité importante (*i.e.* **phase de réponse**). Ainsi, la contraction du chenal se

poursuit mais de manière bien plus modérée avec -9 % soit une vitesse de $-1,1 \text{ m.an}^{-1}$. Concernant l'incision du chenal, l'évolution de la surface des affleurements molassiques entre 1980 et 2006 suggère que le phénomène est en perte de vitesse également avec un gain de seulement 5,5 ha soit $+0,2 \text{ ha.an}^{-1}$ contre $+1,3 \text{ ha.an}^{-1}$ entre 1973 et 1980. Cela indique aussi que le déstockage de la charge alluviale a déjà eu lieu antérieurement dans les années 1970. De plus, les profils bathymétriques au droit du pont d'Ondes indiquent également que le chenal entre 1986 et 1996 est stable avec seulement $-0,1 \text{ m}$ soit une vitesse de $-0,9 \text{ cm.an}^{-1}$. Ce ralentissement de l'incision intervient après l'arrêt des extractions fin des années 1970 et peut s'expliquer aussi par l'évacuation de la grande partie du stock alluvial dans les années 1970 qui a laissé place à un substratum molassique beaucoup plus résistant, limitant de fait l'érosion.

A partir de 1993 et jusqu'en 2010, le cours d'eau s'emble s'inscrire dans un nouvel équilibre par son ajustement à de nouvelles conditions (*i.e.* **phase ajustée aux nouvelles conditions**). En effet, le chenal n'évolue pratiquement plus et marque même une certaine stabilité. La contraction du lit n'est plus que -6 % entre 1993 et 2006 soit une vitesse de $-0,3 \text{ m.an}^{-1}$ et de -1 % entre 2006 et 2010 soit une vitesse de $-0,4 \text{ m.an}^{-1}$. L'incision continue également mais bien plus modestement comme le suggère la faible augmentation des affleurements molassiques et la bathymétrie au niveau du pont d'Ondes dont la variation du lit est estimée à seulement $-0,4 \text{ m}$ entre 1996 et 2008 soit une vitesse $3,1 \text{ cm.an}^{-1}$.

2.4. Conclusion

L'analyse de l'évolution de la Garonne au cours de la seconde moitié du XX^e siècle dans les secteurs de Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade, a mis en évidence des facteurs d'ajustements différenciés ainsi que des décalages chronologiques entre les sites.

A Portet-sur-Garonne, l'évolution est plus précoce avec une première phase d'ajustements du système qui s'initie à partir de 1930 suite à une dégradation qui semble essentiellement guidée par un forçage naturel (*i.e.* fortes crues et changement de confluence). A partir de 1960, le système connaît une seconde phase d'ajustements en lien avec les extractions qui ont lieu entre 1960 et 1980. Cependant, cette seconde phase d'ajustements présente une intensité moindre, cela pouvant être lié à la présence d'affleurements rocheux antérieurement réduisant l'impact des extractions sur la géométrie du chenal, l'essentiel des ajustements s'étant déjà produits au cours de la première moitié du XX^e siècle avec l'évacuation d'une grande partie du matelas alluvial. De fait dans le cas de Portet-sur-Garonne, les extractions apparaissent comme ayant eu un rôle secondaire dans l'évolution du site. Toutefois, le manque de données antérieures aux années 1950, ne permet pas de déterminer précisément le ou les forçages en jeu lors de la première phase d'ajustement.

A l'inverse, les sites de Beauzelle et Grenade connaissent une évolution relativement similaire avec une phase d'ajustements qui se produit plus tardivement à partir des années 1960. Une forte intensité des ajustements est observée de manière concomitante aux extractions des années 1970, donnant à cette activité le rôle principal dans l'évolution de ces deux sites. Cependant, dans les deux cas il apparaît que les ajustements s'initient déjà quelques années antérieurement aux extractions et peuvent être mis en relation avec la baisse de la dynamique hydrologique favorisant la contraction du chenal dans un contexte favorable à la colonisation des marges par la végétation (*i.e.* réduction des crues morphogènes). De plus, si Portet-sur-Garonne semble connaître deux phases de dégradation distinctes, la première naturelle et la seconde anthropique, pour Beauzelle et Grenade il ne peut être avancé un même cas de figure en raison d'une absence de données pour quantifier l'évolution latérale et verticale des sites durant la première moitié du XX^e siècle. Cependant, il peut être émise l'hypothèse que ces deux sites n'ont connu qu'une seule phase de dégradation précédée d'une période où le système se caractérise durant les années 1940 et 1950 par une tendance à l'élargissement et à l'exhaussement comme l'attestent les données disponibles.

Toutefois, une chronologie exacte ne peut être avancée pour chaque site, en raison de la résolution temporelle insuffisante des données. C'est notamment le cas de la contraction à Portet-sur-Garonne et de l'incision à Beauzelle et Grenade. Il serait ainsi intéressant d'approfondir les recherches afin de préciser cette chronologie notamment en ce qui concerne la première moitié du siècle où les causes de la première phase d'ajustements à Portet-sur-Garonne restent mal contrainte. Néanmoins, les schémas d'évolutions établies par site au regard des informations disponibles s'inscrivent de manière cohérente dans l'évolution générale de la moyenne Garonne à l'échelle de son linéaire.

Chapitre 3. Synthèse et discussions

Ce chapitre présente une synthèse et une discussion des résultats issus de l'analyse historique de l'évolution de la moyenne Garonne, d'une part à l'échelle du linéaire au cours des 200 dernières années et d'autre part à l'échelle des sites de Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade au cours de la seconde moitié du XX^e siècle. Il s'agit également de dégager un schéma d'évolution de la Garonne et de le mettre en perspective par rapport à d'autres cours d'eau de France et d'Europe.

3.1. Trajectoire d'évolution de la moyenne Garonne toulousaine

L'analyse des sources cartographiques et topographiques a permis de retracer l'évolution suivant les deux dimensions latérale et verticale de la moyenne Garonne toulousaine depuis le début du XIX^e siècle et d'en proposer une périodisation. Couplée à l'étude de sources historiques concernant l'activité hydro-climatique et anthropique au cours des deux derniers siècles, il a été possible de mettre en évidence les forçages initiateurs des ajustements hydro-géomorphologiques observés.

3.1.1. Evolution morphologique de 1830 aux années 2000

L'analyse des changements hydro-morphologiques de la moyenne Garonne toulousaine de 1830 à nos jours a permis de mettre en évidence un profond changement de sa dynamique hydro-sédimentaire au cours de la période. Au total, ce sont trois grandes périodes d'ajustements qui ont pu être identifiées : **(1)** de 1830 aux années 1860, le chenal s'exhausse et la bande fluviale s'élargit ; **(2)** des années 1860 à 1920, l'aggradation du chenal se poursuit tandis que la bande fluviale entame une phase de contraction ; **(3)** de 1920 aux années 2000, le chenal s'incise et la contraction de la bande fluviale se poursuit. Pour chaque phase d'ajustements, différents contextes ont été mis en évidence à partir de l'étude des facteurs hydro-climatiques et anthropiques (Jantzi et al., 2017a). Les ajustements hydro-morphologiques et les forçages associés ont été synthétisés schématiquement dans la figure 2.54.

Partie 2 – Ajustements morphologiques contemporains du lit de la moyenne Garonne toulousaine et facteurs de contrôle

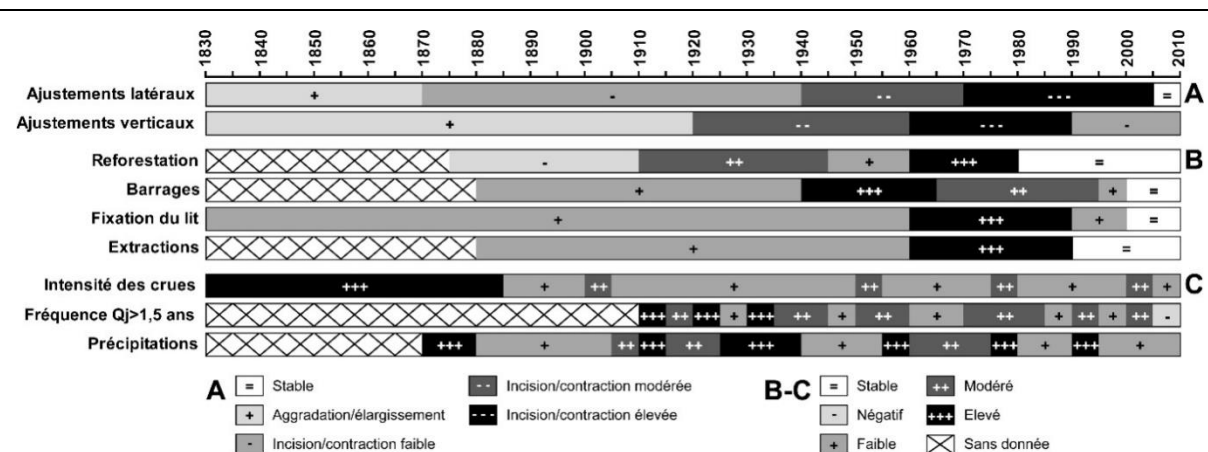


Figure 2.54 : Evolution simplifiée des ajustements hydro-morphologiques de la moyenne Garonne toulousaine et des facteurs de contrôle associés. **(A)** Ajustements du chenal. **(B)** Facteurs de contrôle anthropiques. **(C)** Facteurs de contrôle hydro-climatique.

Périodes 1 et 2 : de 1830 à 1920

Du XIX^e siècle au début du XX^e siècle, les deux phases identifiées se caractérisent dans un premier temps par une aggradation et un élargissement du lit (1830-1860s) puis dans un second temps par un lit toujours en aggradation mais qui entame une phase de contraction (1860s-1920). Cette période correspondant à la phase terminale du PAG, s'inscrit dans un contexte général de forte activité hydro-sédimentaire des cours d'eau avec l'occurrence de très fortes crues. Cette activité s'est traduite généralement par un élargissement et une aggradation des cours d'eau dans les zones de montagne et de piedmont (Bravard et al., 1997).

Dans les Pyrénées, l'analyse historique des inondations depuis 1500 met en évidence un regain des événements extrêmes entre 1750-1780 et 1850-1910 (Antoine, 2009). Cela s'est traduit sur la moyenne Garonne toulousaine par des crues majeures fréquentes jusqu'à la fin du XIX^e siècle dont le paroxysme a été la crue du 23 juin 1875 avec un débit de $7\,170\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour une hauteur de 8,3 m au niveau du pont Neuf à Toulouse. Le transit sédimentaire, exacerbé par l'activité hydrologique intense au cours de la période, se voit renforcé par la déstabilisation des versants sous l'effet du déboisement et l'activité agro-pastorale, favorisant ainsi l'érosion des sols et les apports sédimentaires de tête de bassin (Métaillié, 1987 ; Bartoli et Tierle, 1998 ; Métaillié, 2006).

A l'échelle du linéaire, les travaux de fixation du lit au cours du XIX^e siècle ne répondent à aucun projet global de maîtrise du cours d'eau et relève d'aménagements réalisés au coup par coup sans réelle coordination entre les usagers. Ainsi, les tentatives de fixation présentent une efficacité limitée face à une moyenne Garonne très instable, entraînant leur destruction fréquente. La seconde moitié du XIX^e siècle marque un recul de l'intérêt pour l'aménagement du cours d'eau en raison de l'abandon de la navigation au profit du chemin de fer et du canal latéral (Gazelle et Valette, 2000). A partir de

1860, les services de l'État n'interviennent plus et la Garonne à la fin du XIX^e siècle sera décrite par les ingénieurs comme libre de tout ouvrage de protection des berges (Gazelle et Valette, 2000) si bien qu'à la fin du siècle un constat d'échec de la part des Ponts et Chaussées est posé. De fait, si la mise en place d'ouvrages durant cette période a pu localement avoir une influence sur la morphologie du lit elle ne saurait expliquer à elle seule les modifications observées.

Ainsi, les ajustements hydro-géomorphologiques durant cette période sont semble-t-il guidés en premier lieu par un contexte hydro-climatique favorable avec la fin du PAG, renforcé par des apports sédimentaires importants liés à l'exploitation des versants en tête de bassin. Cependant, la quantification de la part respective de chaque facteur reste difficile.

Toutefois, la contraction du lit, qui aurait débutée à partir de 1868 alors même que ce dernier poursuit son aggradation, pose question sur le décalage temporel important entre les deux phénomènes (Jantzi et al., 2017a). L'absence de données entre 1868 et les années 1940 ne permettant pas d'affiner la chronologie du processus de contraction, la période de début du processus reste incertaine. A la vue de certains indices, il est possible d'envisager que la contraction apparaisse plus tardivement, voire de manière concomitante à l'incision du chenal observée au début XX^e siècle. En effet, l'activité hydrologique encore importante à la fin du XIX^e siècle, ainsi que le net changement d'occupation du sol qui n'intervient qu'au début du XX^e siècle avec l'augmentation du couvert forestier et des surfaces herbacées au détriment des terres labourables, sont compatibles avec cette hypothèse. De plus, l'éloignement de la moyenne Garonne par rapport aux sources sédimentaires des Pyrénées mais aussi des coteaux molassiques de l'Ariège, du Gers et de la rive droite de la Garonne après Toulouse avec l'Hers-Mort et le Girou, implique un temps de latence lié au temps de transit de la charge sédimentaire dans la réponse du cours d'eau face à la baisse de l'activité hydrologique de la sortie du PAG et au tarissement des sources sédimentaires, ce qui se traduit dans la chronologie de l'incision du chenal.

Période 3 : de 1920 aux années 2000

Du début du XX^e siècle aux années 2000, la moyenne Garonne entre dans une période d'incision conjuguée à une contraction du lit. Avec la sortie du PAG, le début du XX^e siècle s'inscrit dans un contexte de calme hydrologique caractérisé par une rupture nette dans l'intensité et la fréquence des grands événements. De manière concomitante, l'occupation du sol à l'échelle du bassin versant voit l'augmentation du couvert forestier et la diminution des terres labourables sous l'impulsion des travaux de stabilisation des versants réalisés par les services RTM (Bartoli et Tierle, 1998) et la recolonisation spontanée de la végétation liée à la déprise agro-pastorale dans les Pyrénées (Gibon et

Balent, 2005). Cependant, dans le piedmont et la plaine (*i.e.* Ariège, Gers et rive droite de la Garonne) cela n'est pas le cas. Ainsi, ces changements d'occupation du sol peuvent entraîner une diminution de la production sédimentaire des bassins versants et de leur aptitude à transmettre efficacement des matériaux (Liébault et Taillefumier, 2000). La recolonisation spontanée et le reboisement volontaire ont contribué à la stabilisation des sources sédimentaires. Les travaux de correction torrentielle ont également amené à un changement des conditions de transfert de la charge solide qui s'est vu réduite voir stoppée dans certains cas avec « l'extinction » de la torrentialité. Ces multiples facteurs ont ainsi induit un contexte de tarissement des flux sédimentaires dans les Pyrénées. C'est également une période qui voit se mettre en place les premiers barrages pyrénéens. Pour la première moitié du XX^e siècle, ces transformations d'origine anthropique, couplées à une réduction naturelle de la dynamique hydrologique, entraînent une diminution des apports sédimentaires et une discontinuité dans le transit amont-aval de la charge solide. Toutefois, il est difficile de déterminer la part respective de chaque facteur dans les ajustements du chenal et de dégager un facteur prépondérant par rapport aux autres.

A partir de la seconde moitié du XX^e siècle, une rupture nette apparaît avec la forte accélération des phénomènes d'incision et de contraction. Cette augmentation de l'intensité des ajustements peut être corrélée principalement aux interventions anthropiques qui ont lieu directement dans le lit mineur et qui se sont surimposées au contexte de tarissement des apports sédimentaires. Les deux principales activités sont d'une part **(1)** les travaux de fixation des berges et d'autre part **(2)** les extractions massives de granulats. De 1960 à 1984, la moyenne Garonne fait l'objet d'une fixation généralisée de ses berges notamment dans la partie Tarn-et-Garonne, fortement instable comparé à la partie Haute-Garonne. Le but est de fixer le lit mineur pour empêcher toute divagation **(1)** à des fins de protection des terres agricoles et permettre l'irrigation de 30 000 ha et l'assainissement de 45 000 ha et **(2)** de défense contre les inondations (Valette, 2014). Cette fixation en Tarn-et-Garonne entraîne une contraction importante, empêchant toute mobilité latérale et une réduction drastique des apports sédimentaires par érosion latérale sur près de 70 km de berge. De plus le rescindement de méandres a réduit la sinuosité du cours d'eau et augmenté sa pente favorisant ainsi sa chenalisation. En parallèle, les extractions massives de granulats ont lieu sur l'ensemble de la moyenne Garonne des années 1960 aux années 1980 (Beaudelin, 1989 ; Jantzi et al., 2017b). De par son ampleur et sa concomitance avec l'accélération de l'incision, cette activité peut être identifiée comme le principal facteur d'enfoncement du lit, les travaux de fixation ne venant que renforcer cette dynamique de dégradation. En effet, rapporté à la surface du lit mineur et en prenant une densité moyenne des matériaux de 2, la contribution des prélèvements de granulats représente une épaisseur décapée moyenne d'environ 0,8 m. Comparées à l'incision moyenne de -1 m observée au cours de la

période, les extractions contribuent à elles seules à au moins 80 % du phénomène, mettant clairement en évidence le rôle majeur de cette activité d'extraction (Jantzi et al., 2017b).

A l'échelle stationnelle, les sites de Beauzelle et Grenade sont un exemple de l'ajustement rapide et brutal du cours d'eau suite aux perturbations (*i.e.* extractions et travaux de chenalisation) qui ont lieu directement dans le lit mineur de la moyenne Garonne. Ainsi, le cours d'eau a répondu de manière exacerbée aux perturbations avec une première phase d'évolution rapide suivie d'une phase d'atténuation progressive des ajustements à l'approche d'un nouvel équilibre des variables morphologiques (Knighton, 1998). Face aux effets des perturbations, la réponse morphologique du système a été très rapide avec des ajustements qui se sont produits essentiellement au cours d'une décennie (1970-1980). La rapidité de tels ajustements a également été décrite par Surian et Rinaldi (2003) sur les rivières Po et Arno dans le nord de l'Italie.

A partir des années 1990, alors que les extractions ont cessé et que le lit se trouve définitivement fixé, sa largeur se stabilise tandis que son incision se poursuit localement mais reste toutefois plus modeste voire nulle notamment en raison de la fixation plus ou moins durable du profil en long sur le fond rocheux (Jantzi et al., 2017a) qui joue le rôle de niveau de base local. En effet, en de nombreux secteurs la charge alluviale a été complètement décapée, laissant apparaître des affleurements molassiques qui représentent environ 51 % du lit mineur dans les années 2000 (Delmouly et al, 2007).

3.1.2. Trajectoire temporelle d'évolution

L'analyse des forçages contrôlant la morphologie de la moyenne Garonne, présente une évolution temporelle non linéaire (Fig. 2.54). Le passage du XIX^e au XX^e siècle marque une diminution contrastée des flux de matières. En effet, l'intensité des crues (*i.e.* débit liquide) diminue brutalement dès la fin du XIX^e siècle avec la sortie du PAG tandis que les facteurs de tarissement des sources sédimentaires à l'échelle du bassin versant (*i.e.* reboisement, déprise agro-pastorale, correction torrentielle) laissent suggérer une diminution de la fourniture sédimentaire (*i.e.* débit liquide) plus progressive et qui commencerait au début du XX^e siècle de manière décalée dans le temps. Le milieu du XX^e siècle marque une accélération brutale de la réduction de la fourniture sédimentaire (*i.e.* débit solide) avec la nette augmentation de la pression anthropique directement en lit mineur (*i.e.* barrages, extraction, chenalisation).

En réponse à la modification des facteurs de contrôle (*i.e.* débit liquide et solide), la morphologie de la moyenne Garonne s'est ajustée en plusieurs phases selon une trajectoire

temporelle qui peut être décrite de manière non linéaire ou par paliers, avec un système évoluant rapidement durant les années qui suivent la perturbation puis qui ralentit ensuite de manière asymptotique (Fig. 2.55). L'évolution du cours d'eau suite aux perturbations mises en évidence, peut ainsi être décomposée en trois temps : **(1)** un temps de réaction, **(2)** un temps de relaxation et **(3)** un temps ajusté à de nouvelles conditions.

- **(1) le temps de réaction** peut être situé entre la fin du XIX^e et le début du XX^e siècle. Cette période correspondant à une modification des variables de contrôle avec d'une part le passage d'un régime « dominé par les crues » à un régime avec « moins de crue » (*i.e.* sortie du PAG) et d'autre part le tarissement de la fourniture sédimentaire (*i.e.* reboisement et déprise agropastorale). Ce temps de réaction correspond à la période nécessaire au cours d'eau pour enclencher son ajustement et est d'autant plus important que la moyenne Garonne est éloignée des sources sédimentaires que représentent les Pyrénées, expliquant pour l'incision le décalage qui s'observe entre le début du tarissement de la fourniture sédimentaire et l'amorce du phénomène. Concernant le phénomène de contraction, sa signification reste floue en raison d'un manque de données. En effet, le phénomène semble débiter à un moment où la fourniture sédimentaire reste abondante, puisque les facteurs de tarissement ne sont pas encore en place, et où l'hydrologie est encore très active. Dans ces conditions, il est envisageable que la contraction se soit amorcée plus tardivement entre la fin du XIX^e et le début du XX^e siècle, soit :
 - **Hypothèse 1** : à la suite du déclin de la fréquence et de l'intensité des crues qui se produit vers 1880 après un temps de réaction qui placerait le début de la contraction en toute fin du XIX^e siècle. Phénomène qui serait potentiellement induit par une recolonisation des berges par la végétation en raison de débits dont l'efficacité morphogénique est moindre.
 - **Hypothèse 2** : à la suite du début du tarissement de la fourniture sédimentaire qui se produit vers 1900-1910 et donc de manière concomitante au début de l'incision du lit.
- **(2) le temps de relaxation** peut être situé entre 1920 et 1990, période où le cours d'eau s'ajuste à la modification des flux de matières en se contractant et s'incisant. Cette période de relaxation peut être décomposée en deux phases dont chacune est la réponse à un changement des variables de contrôle :
 - **Période 1** : de 1920 à 1960, le chenal s'incise et se contracte modérément et progressivement en réponse à une première perturbation à l'échelle du bassin versant (*i.e.* reboisement et réduction de la dynamique hydrologique).

- **Période 2** : de 1960 à 1990, la contraction et l’incision du chenal s’intensifie brutalement en réponse à une seconde perturbation qui se produit directement à l’échelle du lit mineur (*i.e.* barrages, extractions et chenalisation).
- **(3) le temps ajusté aux nouvelles conditions** se met en place à partir des années 1990 avec le très net ralentissement des processus d’ajustement, le cours d’eau entrant dans un nouvel équilibre. La largeur du chenal se stabilise tandis que l’incision devient faible voire nulle en raison de la fixation du profil sur le substratum rocheux présent en de très nombreux endroits. Ces nouvelles conditions se caractérisent par une faible fréquence des débits morphogènes et un déficit sédimentaire important.

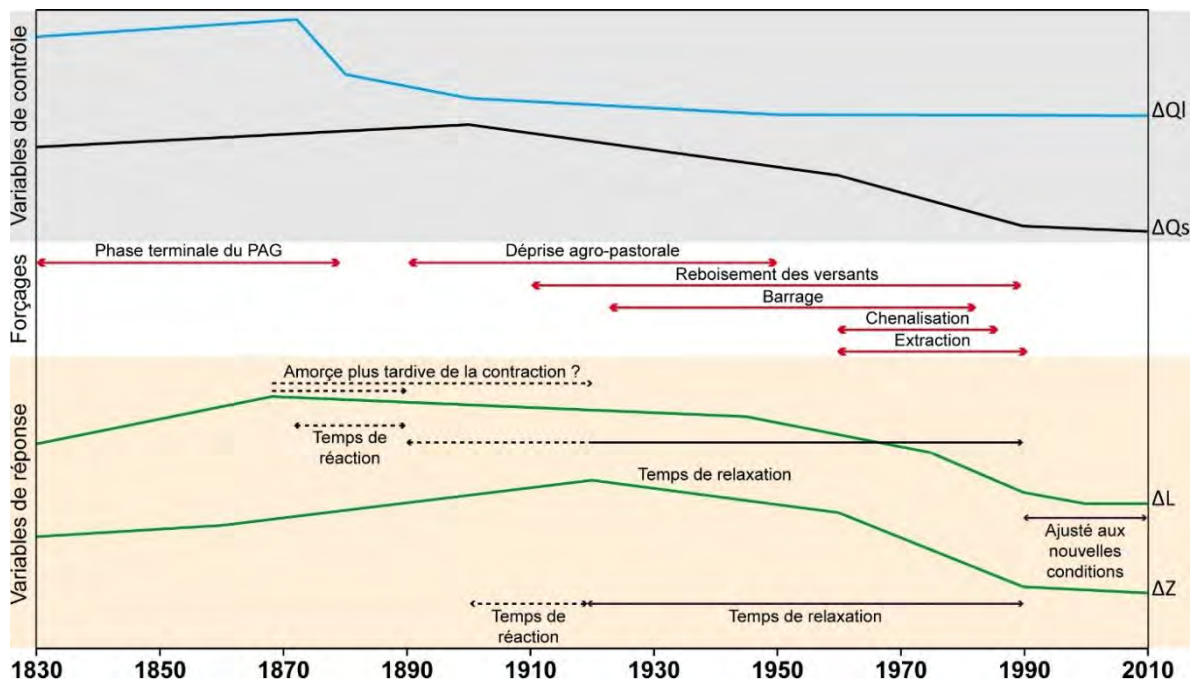


Figure 2.54 : Représentation schématique de l'évolution temporelle de la moyenne Garonne. Les tirets représentent des hypothèses établies sur la base de la chronologie des différents forçages identifiés. ΔQl : débit liquide ; ΔQs : débit solide ; ΔL : largeur du lit ; ΔZ : fond du lit.

Les ajustements hydro-géomorphologiques induits sous l'effet des forçages naturels et anthropiques ainsi que les impacts sur le milieu ont été synthétisés dans la figure 2.56 ci-dessous.

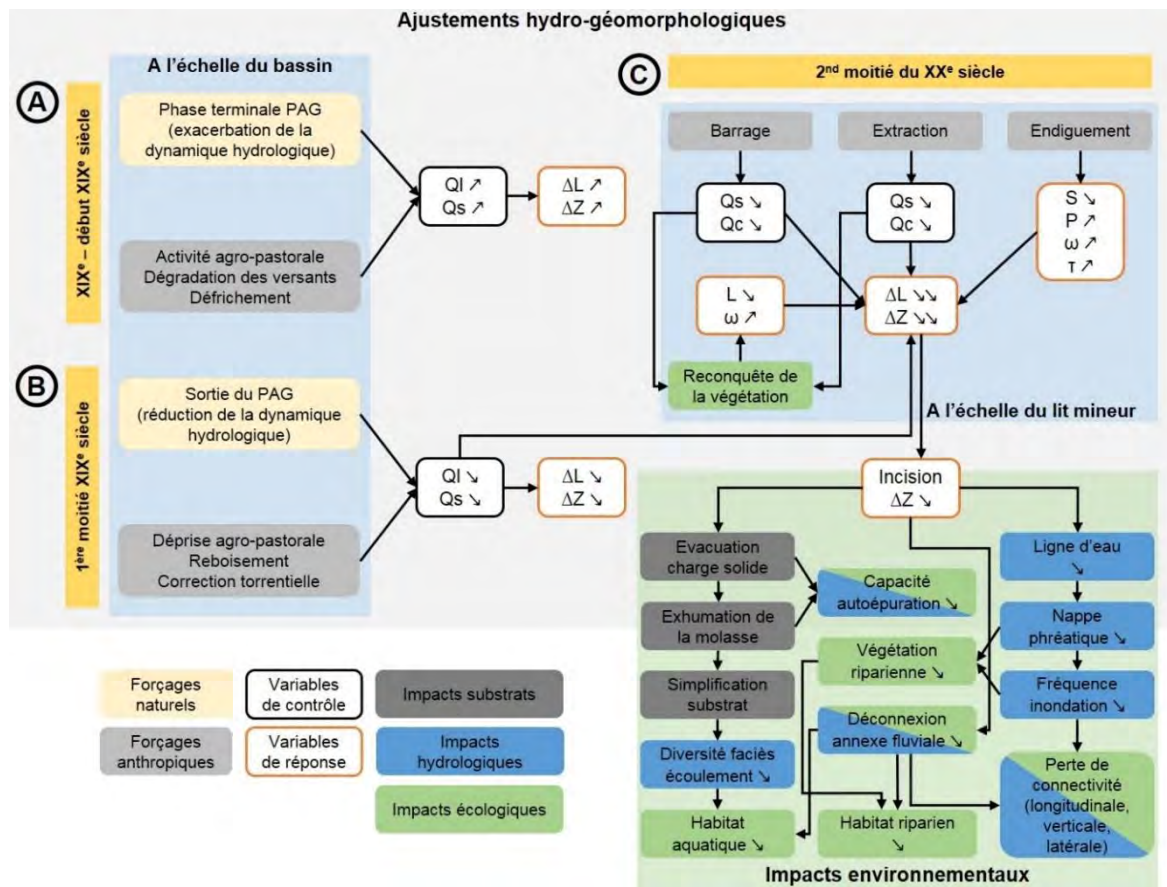


Figure 2.56 : Synthèse des ajustements hydro-géomorphologiques sous l'effet de forçages naturels et anthropiques et impacts sur le milieu. Qs : débit solide ; QI : débit liquide ; Qc : débit de crue ; S : sinuosité ; P : pente ; ω : puissance spécifique ; τ : force tractrice ; ΔL : variation de la largeur du chenal ; ΔZ : variation altitudinale du fond du chenal ; \nearrow : augmentation ; \searrow : diminution.

3.2. Mise en perspective à l'échelle européenne

Au regard des données bibliographiques, la moyenne Garonne connaît une trajectoire commune partagée avec de multiples cours d'eau à travers la France et l'Europe au cours des 200 dernières années. Les études menées sur les ajustements hydro-géomorphologiques ont montré une tendance générale à l'élargissement et à l'aggradation des lits au cours du 19^e siècle, tendance qui s'inverse à partir de la fin du 19^e-début 20^e siècle avec la contraction des bandes actives et l'incision des chenaux dans un contexte de réduction de l'activité hydrologique et de tarissement des apports sédimentaires. Toutefois, comparativement à d'autres cours d'eau, la Garonne présente un caractère « modeste » de ses ajustements liés au PAG et à l'héritage qu'il a laissé sur la dynamique fluviale post-PAG.

3.2.1 L'influence du facteur hydro-climatique au XIX^e siècle

A l'instar de la moyenne Garonne au cours du XIX^e siècle, Miramont et al (1998) ont montré sur la moyenne Durance que l'évolution de la morphologie du cours d'eau est principalement guidée par l'activité hydrologique. La morphologie de la Durance est marquée par une tendance à l'élargissement, à l'exhaussement et au tressage durant la période. En Italie sur l'Ahr, Campana et al (2014) montrent également que la réduction de la dynamique hydrologique représente le principal facteur de la contraction et de l'incision du chenal entre les années 1860 et 1940 sous l'effet de la sortie du PAG. Sur les rivières du sud du pays, Scorpio et al (2015) indiquent aussi que les ajustements hydro-géomorphologiques observés sont une réponse essentiellement induite par l'activité hydro-sédimentaire et la fourniture abondante de matériaux liés à la phase finale du PAG, l'impact des activités anthropiques étant considéré comme faible.

3.2.2. Le tarissement des apports sédimentaires à la fin du XIX^e-début XX^e siècle

La fin du XIX^e et le début du XX^e siècle, se caractérise sur la Garonne par un contexte de tarissement des sources sédimentaires venant renforcer l'effet de la réduction de la dynamique hydrologique (*i.e.* sortie du PAG). Ce contexte se retrouve également sur la Drôme en France où le changement d'occupation du sol avec l'augmentation du couvert forestier et la mise en place d'ouvrages de stabilisation des lits ont entraîné une réduction de la productivité sédimentaire et des transferts de charge solide dans les têtes de bassin (Liébault et Taillefumier, 2000). Ces mêmes auteurs soulignent l'importance de la reconquête spontanée de la végétation (*i.e.* déprise agro-pastorale), en estimant sa part à 80 % du reboisement observé depuis le milieu du XIX^e siècle. Il en est de même sur la moyenne Durance où le reboisement spontané, couplé aux interventions des services RTM ont entraîné une modification de la morphologie du cours d'eau en réponse à une réduction des flux solides et à une réduction de l'activité hydrologique, entraînant la contraction et l'incision du cours d'eau notamment dans la première moitié du XX^e siècle (Miramont et al., 1998). Un schéma similaire se retrouve sur la Loire amont où le reboisement des versants a contribué à la réduction de la fourniture sédimentaire, dans un contexte de déclin de l'activité hydrologique (Crepet, 2000). Toutefois, l'auteur précise que ces éléments présentent un rôle secondaire dans les ajustements de la seconde moitié du XX^e siècle où la pression anthropique dans le lit mineur s'intensifie nettement.

3.2.3. L'impact des activités humaines en lit mineur

3.2.3.1. Les aménagements de stabilisation

Si les extractions sont mises en avant comme étant la principale cause de l'enfoncement de la Garonne durant la période, le phénomène a été renforcé avec les aménagements de stabilisation du cours d'eau entre 1960 et 1984. Diverses rivières ont vu leur morphologie changer significativement sous l'effet de leur chenalisation.

En France sur la Grande Saône, les aménagements et les dragages réalisés à des fins de navigation depuis le début du XIX^e siècle, ont entraîné un enfoncement moyen du chenal de -3,3 m entre 1901 et 1989 avec des valeurs pouvant atteindre localement pratiquement -10 m (Astrade et Dumond, 2000). Il en est de même sur le Vieux Rhin où les travaux de régularisation et de correction du lit ont été à l'origine d'une incision pouvant atteindre localement plus de -7 m (Arnaud, 2012).

En Italie sur la rivière Tagliamento, Ziliani et Surian (2012) font également état du rôle important des aménagements de protection des berges comme second facteur de l'incision après les extractions de granulats. Cette observation est similaire pour les rivières Sinni et Trigno pour lesquelles les aménagements de stabilisation représentent un facteur important de la contraction et de l'incision observées pendant la seconde moitié du XX^e siècle (Scorpio et al., 2015).

En Pologne sur le Dunajec, l'incision de plus de -3 m est principalement liée à l'endiguement du cours d'eau depuis le début du XX^e siècle, entraînant une forte contraction du chenal et une simplification de son style fluvial passant d'un tracé à chenaux multiples à un chenal unique et rectiligne (Zawiejska et Wyżga, 2010). Toutefois, si l'endiguement est le principal moteur de l'incision initié dès la fin du XIX^e siècle dans la partie aval du cours d'eau et dont la phase principale a lieu avant 1940, les extractions et le tarissement des apports sédimentaires viennent renforcer l'impact des travaux de chenalisation dans la partie amont où l'essentiel de l'incision ne se produit qu'à partir des années 1960 (Zawiejska et Wyżga, 2010).

3.2.3.2. L'intensification des extractions à partir des années 1950

Les interventions directes en lit mineur à partir de la seconde moitié du XX^e siècle, ont entraîné une forte accélération des processus de contraction et d'incision sur la moyenne Garonne, au premier rang desquelles l'activité d'extraction de granulats qui a joué un rôle majeur avec une part estimée à 80 % dans l'enfoncement du chenal qui atteint localement plus de -3 m. Ce rôle prépondérant des extractions se retrouve également pour de nombreux cours d'eau (Fig. 2.57).

En France, l'Ardèche et la Loire moyenne ont connu une phase d'incision en réponse directe aux extractions massives. Dans le cas de l'Ardèche, dont l'incision peut atteindre localement -2 m, ce sont 1,6 Mm³ de granulats qui ont été prélevés entre 1970 et 1985 pour un volume de sédiments perdus de 1,7 Mm³ sur une période de 62 ans (Landon et Piégay, 1994). Il en est de même sur la Loire moyenne pour laquelle de fortes valeurs d'incision sont observées dans les années 1970, correspondant au pic de l'activité (Gasowski, 1992). Entre 1960 et 1979, les prélèvements passant de 0,5 Mt à 6,4 Mt, ont largement dépassé les apports naturels avec un transit sédimentaire annuel estimé à seulement 1 Mt.an⁻¹ (Gasowski, 1992). Sur la Loire amont, plus de 5 Mm³ de matériaux ont été prélevés entre 1960 et 1980 soit 300 000 m³.an⁻¹ alors que les apports naturels n'étaient que de 10 000 m³.an⁻¹ et cela dans un contexte de tarissement des apports sédimentaires (Crepet, 2000). Cependant, l'auteur montre que l'incision du chenal (-3 m localement) avait déjà commencé antérieurement aux extractions et souligne également le rôle important de la modification du régime hydrologique par les barrages avec des débits en hautes eaux qui ont perdu de leur efficacité morphogénique. Sur le Buëch dans les Alpes du Sud, Gautier (1994) fait état d'une incision pouvant atteindre -3 m et dont le facteur principal est l'extraction de 5 Mm³ de matériaux sur une quarantaine d'années. Le même constat est fait dans les Alpes du Nord, où l'activité d'extraction a entraîné de fortes incisions sur les rivières intra-montagnardes pour lesquelles des valeurs importantes localement sont enregistrées comme sur l'Arve avec -12 m ou encore le Fier avec -14 m (Peiry et al., 1994).

En Italie, le constat est similaire. A titre d'exemple, sur le Tagliamento et la Brenta dont l'incision peut atteindre respectivement -3 et -8 m localement, les volumes extraits, soit 1,1 Mm³.an⁻¹ et 360 000 m³.an⁻¹, ont été largement supérieurs à la production sédimentaires qui à l'échelle des bassins versants est respectivement de 400 et 250-275 m³.km⁻².an⁻¹ soit environ 1 Mm³.an⁻¹ et 392 000-431 000 m³.an⁻¹ (Surian et al., 2009). Les rivières Po et Arno ont également été fortement impactées par les extractions avec des incisions respectives pouvant atteindre -6 et -9 m durant la seconde moitié du XX^e siècle (Surian et Rinaldi, 2003). Sur le Po et la Brenta, les extractions renforcées par d'autres facteurs (*i.e.* barrage, chenalisation, reforestation) ont entraîné une forte réduction de la fourniture sédimentaire durant la seconde moitié du XX^e siècle avec respectivement -38 % et -68 % (Surian et Rinaldi, 2003).

En Pologne, les extractions sur la Ropa, dont l'incision est de -1,5 m entre les années 1940 et 1960, ont entraîné dès 1966 l'épuisement complet de la charge alluviale avec 1 Mm³ prélevé soit l'équivalent d'une surface décapée de 25 km de long sur 40 m de largeur pour une épaisseur de 1 m, laissant affleurer le substratum rocheux (Rinaldi et al., 2005). Sur la Wisłoka, où l'enfoncement est de plus de -2 m entre les années 1950 et 1990, une estimation porte à 500 ans le temps nécessaire pour

renouveler les prélèvements de granulats effectués entre 1955 et 1964 (Wyźga, 2001 ; Rinaldi et al., 2005).

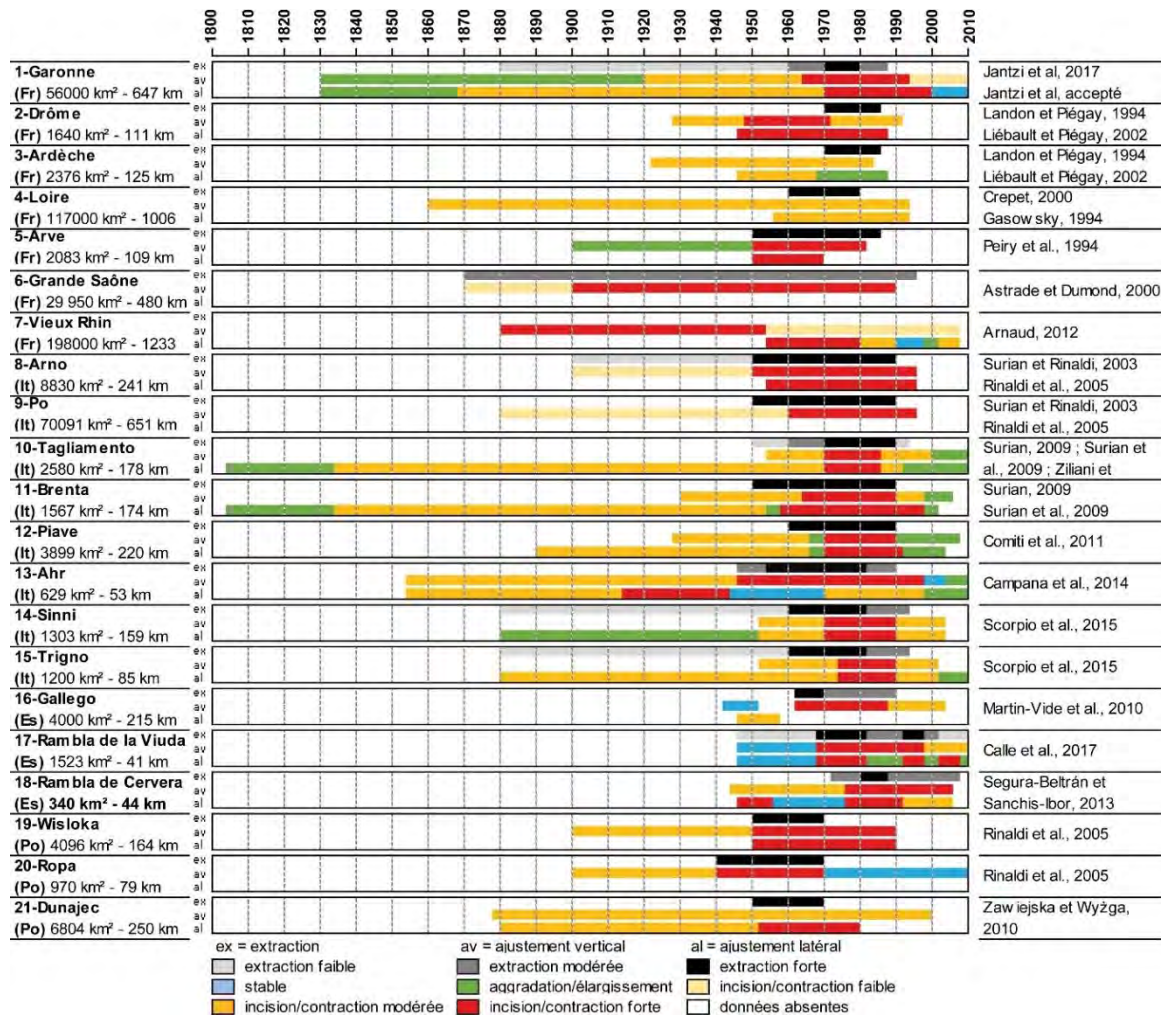


Figure 2.57 : Schéma synthétique de la chronologie des extractions de granulats et des ajustements morphologiques pour différents cours d'eau de France (Fr), d'Italie (It), d'Espagne (Es) et de Pologne (Po).

L'étude des extractions de granulats sur la moyenne Garonne et d'autres cours d'eau d'Europe, a mis en évidence le rôle majeur de l'activité sur l'évolution géomorphologique des rivières alluviales au cours de la seconde moitié du XX^e siècle. L'altération la plus significative, étant le phénomène d'incision du chenal associé le plus souvent à une contraction de ce dernier, mais qui peut aussi, comme l'ont montré Hupp et Simon (1991) sur des cours d'eau dans le Tennessee, être suivie d'un élargissement du chenal. Néanmoins, pour une grande partie des cas étudiés y compris la moyenne Garonne, les phénomènes d'incision et de contraction sont souvent initiés antérieurement à la période d'intensification des prélèvements, mais se voient accélérer très nettement sous leur influence à partir des années 1950-1960. De manière générale, la chronologie des événements montre une synchronicité entre l'augmentation nette de l'intensité des ajustements géomorphologiques et l'occurrence des extractions de granulats.

Cependant, plusieurs facteurs peuvent être mis en avant comme ayant renforcé l'impact des extractions. Le premier concerne le déséquilibre entre les quantités extraites et le taux de renouvellement des matériaux qui dans un contexte de tarissement des sources sédimentaires en amont (*i.e.* reboisement, barrage, endiguement, réduction de la dynamique hydrologique), entraîne un fort déficit sédimentaire dans de nombreux cas (*i.e.* Brenta, Tagliamento, Wisłoka, Dunajec, Loire et Drôme). Ce contexte de tarissement initié dès la fin du XIX^e-début XX^e siècle a accentué l'impact des prélèvements de granulats. De fait, selon l'intensité de ces forçages sur le tarissement des apports sédimentaires, la modification du chenal associée aux extractions peut devenir irréversible par renouvellement insuffisant de la charge prélevée. Cette situation est observée sur la moyenne Garonne, qui actuellement connaît un fort déficit sédimentaire non résorbé par les apports solides naturels réduits (*i.e.* fourniture amont et érosion latérale) mais qui à ce jour ont seulement fait l'objet d'une quantification ponctuelle en amont du bassin versant. Même après l'arrêt des extractions à la fin des années 1980, le stock sédimentaire restant a continué de se réduire voyant la part des affleurements rocheux dans le lit mineur passer de 30 % à 51 % de la superficie totale entre les années 1990 et 2000 (Delmouly *et al.*, 2007). L'épaisseur initiale du recouvrement alluvial avant extraction apparaît également comme un facteur important influençant l'intensité de l'incision. L'épaisseur des alluvions étant réduite sur la Garonne, entre 1,5 et 3 m (Beaudelin, 1989) avec des affleurements déjà présents antérieurement (Harlé, 1895), l'incision a été limitée expliquant les valeurs « modestes » observées, -1 m en moyenne et -3 m localement, comparée à d'autres cours d'eau vus précédemment. En effet, la terrasse dite « würmienne » (*i.e.* basse plaine - Hubschman, 1975) dans laquelle s'inscrit la Garonne située 15 m en-dessous au niveau de Toulouse, présente une nappe alluviale qui est globalement de faible épaisseur. En amont de Toulouse, entre Boussens et Muret l'épaisseur de la nappe est estimée entre 3 et 19 m avec une diminution de l'épaisseur de cette dernière en direction du nord, avec dans le secteur de Muret, situé environ 20 km en amont de Toulouse, une épaisseur comprise entre 1 et 6 m seulement et dont les plus faibles épaisseurs sont observées le long de la Garonne (Christophoul *et al.*, 2014). Le profil en long étant « fixé » plus ou moins durablement sur un fond rocheux en de nombreux endroits, l'incision à partir des années 1990 tend à se poursuivre localement mais de manière plus modeste voire nulle (Jantzi *et al.*, 2017a). Il en est de même sur la Loire amont où l'épaisseur du matelas alluvial était d'environ 1 m et qui a laissé place à de nombreux affleurements du substratum rocheux suite à des valeurs d'incision similaires à celles observées sur la Garonne (Crepet, 2000).



PARTIE 3

MORPHOLOGIE, PROCESSUS ET DYNAMIQUES D'EVOLUTION DES SEUILS ROCHEUX

Chapitre 1

Organisation spatiale et modelé des formes d'érosion

Chapitre 2

Quantification de l'érosion in situ à l'aide de plaquettes

Chapitre 3

Mobilité de la charge de fond par traçage sédimentaire

Chapitre 4

Synthèse et discussions

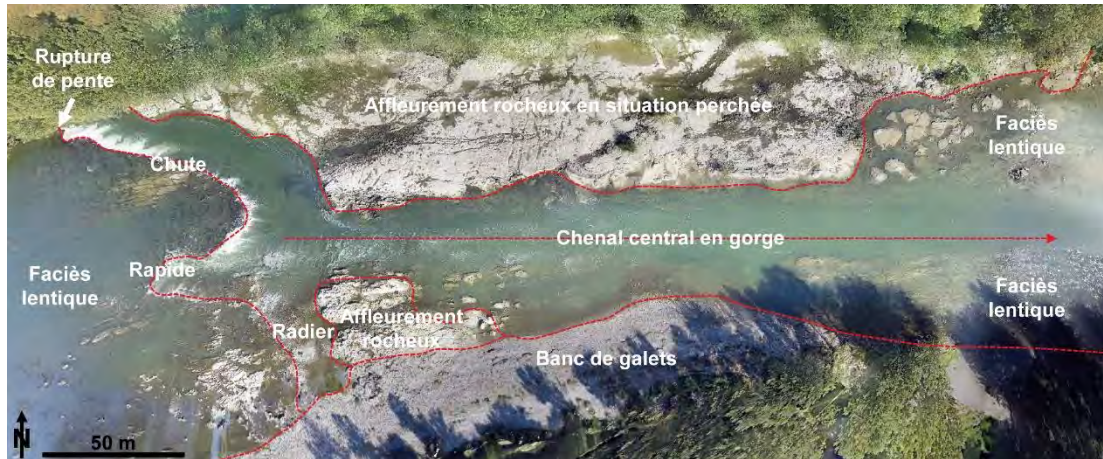
Chapitre 1. Organisation spatiale et modelé des formes d'érosion

Ce chapitre présente dans un premier temps l'organisation géomorphologique des seuils à partir de l'analyse de données numériques issues de la télédétection (*i.e.* orthophotographies, Modèles Numériques de Terrain, etc.) acquises par drone au cours de l'été 2015 d'une part et d'observations de terrain d'autre part. Ce premier volet permet une approche à l'échelle des seuils dans leur ensemble et la description de leur organisation générale. Dans un second temps, un inventaire qualitatif et quantitatif puis une typologie des modelés et microformes d'érosion ont été réalisés sur chaque site à partir de campagnes d'acquisition de terrain réalisées durant l'été 2016. Ces données ont été ensuite mobilisées pour réaliser une analyse de la distribution spatiale des formes d'érosion fondée sur la méthode des quadrats, afin de caractériser le type de répartition (*i.e.* aléatoire, régulière ou concentrée) et d'évaluer leur rôle dans l'évolution des seuils. Enfin, les résultats de l'analyse morphométrique des microformes les plus répandues, à savoir les trous d'eau et les sillons, sont présentées.

1.1. Géomorphologie des seuils

1.1.1. Portet-sur-Garonne

Le seuil de Portet-sur-Garonne, inscrit dans un segment du linéaire fluvial d'orientation est-ouest, se situe environ 5 km en amont de Toulouse et en aval de la confluence avec l'Ariège. A ce niveau, le cours d'eau présente une morphologie sinueuse (*i.e.* indice de 1,13) Le seuil est entaillé dans la molasse stampienne (g2c) et s'accompagne d'une vaste mise en affleurement rocheux. Il constitue en période d'étiage une rupture de pente majeure et s'accompagne d'un dénivelé de plusieurs mètres (*env.* 2 m). Du point de vue de sa morphologie et de son fonctionnement hydraulique, le seuil peut être découpé en plusieurs secteurs (Fig. 3.1 - 3.6) :



(1) Une rupture de pente en partie amont qui se caractérise par une morphologie d'aspect en « fer un cheval ». Au sein de cette rupture, trois faciès d'écoulement peuvent être individualisés. Ils présentent des caractéristiques hydrauliques spécifiques :

- (1.1) en partie amont côté rive gauche, la rupture de pente est abrupte avec la présence d'une ligne de chute dont la hauteur en période d'étiage peut atteindre plusieurs mètres (env. 1 à 2 m) avec à sa base un chenal en arc où vient se dissiper l'énergie de l'écoulement. L'abaissement du niveau de base lié à la rupture abrupte de la pente, entraîne un rabattement de la lame d'eau dans la zone (zone de rabattement) située en amont du point de rupture de pente (rebord de seuil ou crête). Ce rabattement provoque une augmentation de la pente de la ligne d'eau et une diminution de la hauteur d'eau. La vitesse d'écoulement devient plus rapide au niveau du rebord de seuil ce qui peut favoriser l'érosion du substrat et le retrait vers l'amont de la ligne de crête de la chute (érosion régressive). Dans la partie située à l'aval du rebord et qui correspond à une zone de dissipation de l'énergie, la vitesse devient faible voire nulle tandis que la hauteur d'eau augmente.
- (1.2) en partie centrale la rupture de pente est formée d'un rapide qui se traduit par la présence de remous et de contre-courants provoqués par une dissipation d'énergie issue d'une perte de charge induite par la présence d'obstacles à l'écoulement (*i.e.* affleurements rocheux) et d'une rupture abrupte de la pente. La hauteur d'eau y est importante ainsi que la vitesse d'écoulement mais diminue vers les bordures et au niveau des contre-courants.
- (1.3) en partie amont côté rive droite, la rupture de pente est plus douce, mais tout de même marquée, avec la présence d'un radier disposé légèrement en oblique et d'orientation nord-est. D'un point de vue hydraulique, cela se traduit par un étalement de la lame d'eau dont la hauteur est faible et par une diminution des forces tractrices. Cependant, les valeurs de vitesses d'écoulement supérieures à la vitesse moyenne restent observées sur ce tronçon.

C'est également une zone d'accumulation sédimentaires, les matériaux grossiers sédimentant préférentiellement en amont du radier tandis que la partie plus fine franchit le seuil et se retrouve en aval.

(2) Un chenal central en gorge qui concentre les écoulements divergents à l'étiage provenant de l'amont et d'orientation ouest-est. Ce chenal traduit une forte incision locale et se caractérise par une profondeur de plusieurs mètres pouvant s'apparenter à une « gorge » ennoyée à bords abrupts. Cette zone peut se décomposer en deux sous-unités :

- **(2.1)** en partie amont, le chenal peut être décrit comme une zone de convergence et de concentration des écoulements. Du fait de la convergence des écoulements (*i.e.* débit élevé), la zone présente un surcreusement qui se traduit par une augmentation des forces tractrices. La hauteur d'eau y est importante (mais n'a pas été mesurée) et les vitesses modérées sont accompagnées de remous, de contre-courants et d'eaux plus calmes en bordure avec des vitesses moindres.
- **(2.2)** en partie aval, l'écoulement devient plus uniforme avec la disparition des remous et des contre-courants observés plus en amont. La vitesse y est plus importante avec une profondeur qui tend à diminuer vers l'aval mais qui reste néanmoins importante.

(3) Un vaste affleurement rocheux émergé en période d'étiage, localisé le long de la rive gauche en bordure du chenal central. Sa superficie est d'environ 1,5 ha et se trouve en situation perchée (*env.* 1 m voir plus) par rapport au chenal principal en période d'étiage (Fig. 3.2). Ce secteur présente un dispositif en replats et rebords liés à l'alternance de couches résistantes (*i.e.* niveau marno-calcaire) et plus tendres (*i.e.* niveau marno-sableux) de la molasse, qui induit une érosion différentielle et la formation de « marches » à certains endroits (Fig. 3.3). Il est à noter que la charge sédimentaire y est très faible à inexistante. Cela peut s'expliquer par la situation en extrados de cette zone, où la force exercée par le courant est plus importante avec une érosion plus intense qu'en rive opposée (intrados) où il peut être observé une accumulation importante de sédiments. En outre, avec une situation perchée et ceinturée d'un chenal profond aux parois abruptes, il peut être suggéré un franchissement difficile de la charge solide en période de crue, ou du moins faible (Fig. 3.1 - 3.2).

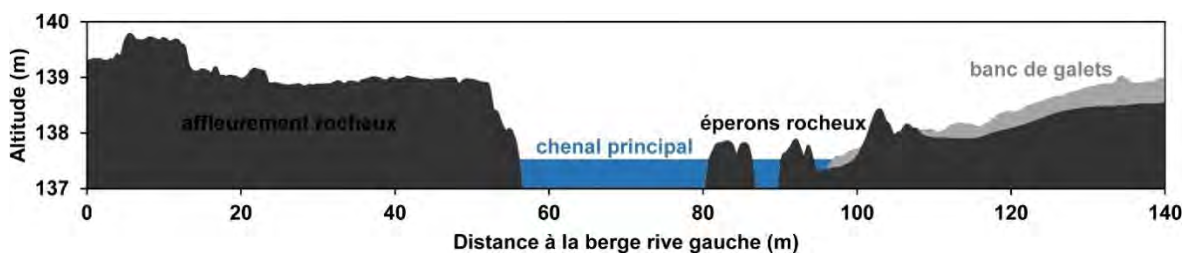


Figure 3.2 : Profil en travers du lit moyen de la Garonne au niveau du seuil.



Figure 3.3 : Alternance de niveaux indurés marno-calcaire en gris et tendres marno-sableux en ocre dans la molasse stampienne. La photo présente la bordure de seuil en rive gauche le long du chenal central (Fig. 3.2).

Lors de la mise en eau progressive du seuil en période de hautes eaux, un écoulement secondaire d'orientation sud-est se forme de manière oblique à l'écoulement principal du chenal d'orientation est. Le bord du seuil étant abrupt, des rapides se forment avec, à la base de la bordure, une dissipation d'énergie qui favorise un affouillement et le retrait de ce dernier (Fig. 3.3 - 3.4).



Figure 3.4 : Photo du seuil en période de hautes eaux moyennes. La flèche bleue représente la direction d'écoulement principal du chenal central et le sens de l'écoulement. Les flèches rouges représentent l'écoulement oblique par rapport au chenal central lors de la mise en eau du seuil pendant une crue. Ainsi se forment des rapides entraînant un affouillement de la bordure du seuil (Fig. 3.3). Le débit au moment de la prise de vue est de $117 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne.

(4) Une seconde zone d'affleurement localisée côté rive droite le long du chenal central en sa partie amont. Son emprise spatiale est moindre que celle située en rive opposée en raison de la présence d'une fine épaisseur de sédiments la recouvrant en partie. La partie amont de cette zone présente une topographie relativement disséquée (Fig. 3.1 - 3.2).

(5) Un vaste atterrissement de galets localisé en rive droite. Sa superficie est de 0,8 ha et s'inscrit en intrados avec un profil transversal convexe. La force exercée par le courant étant moins importante qu'en extrados, l'érosion y est plus faible ce qui se traduit par une tendance aux dépôts de matériaux. Cependant l'épaisseur de sédiments est relativement faible (*i.e.* quelques dizaines de centimètres) comme en témoigne la présence d'affleurements rocheux répartis de manière ponctuelle le long de l'atterrissement.

(6) Des faciès d'écoulement lentique localisés en amont de la ligne de rupture de pente et en aval du seuil de part et d'autre du chenal central en gorge (Fig. 3.5). Ils s'inscrivent dans des sections larges et plutôt rectilignes en entrée et en sortie de courbure. Ce type de faciès se caractérise par une hauteur d'eau faible (*env.* 1 m) et uniforme sur l'ensemble de l'unité avec des vitesses moyennes elles-

mêmes uniformes. La topographie présente un fond plutôt disséqué avec la présence de « lambeaux » rocheux et une très faible voire une absence de charge sédimentaire. Ainsi, ces faciès peuvent s'apparenter à des secteurs de transit.

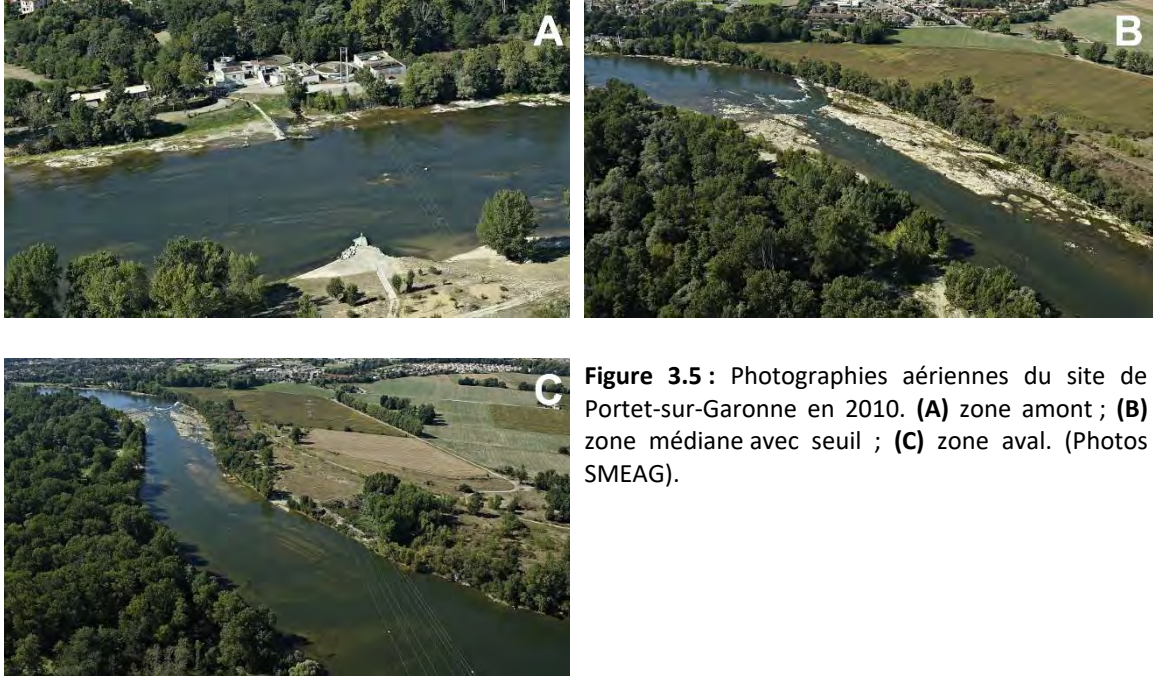


Figure 3.5 : Photographies aériennes du site de Portet-sur-Garonne en 2010. **(A)** zone amont ; **(B)** zone médiane avec seuil ; **(C)** zone aval. (Photos SMEAG).

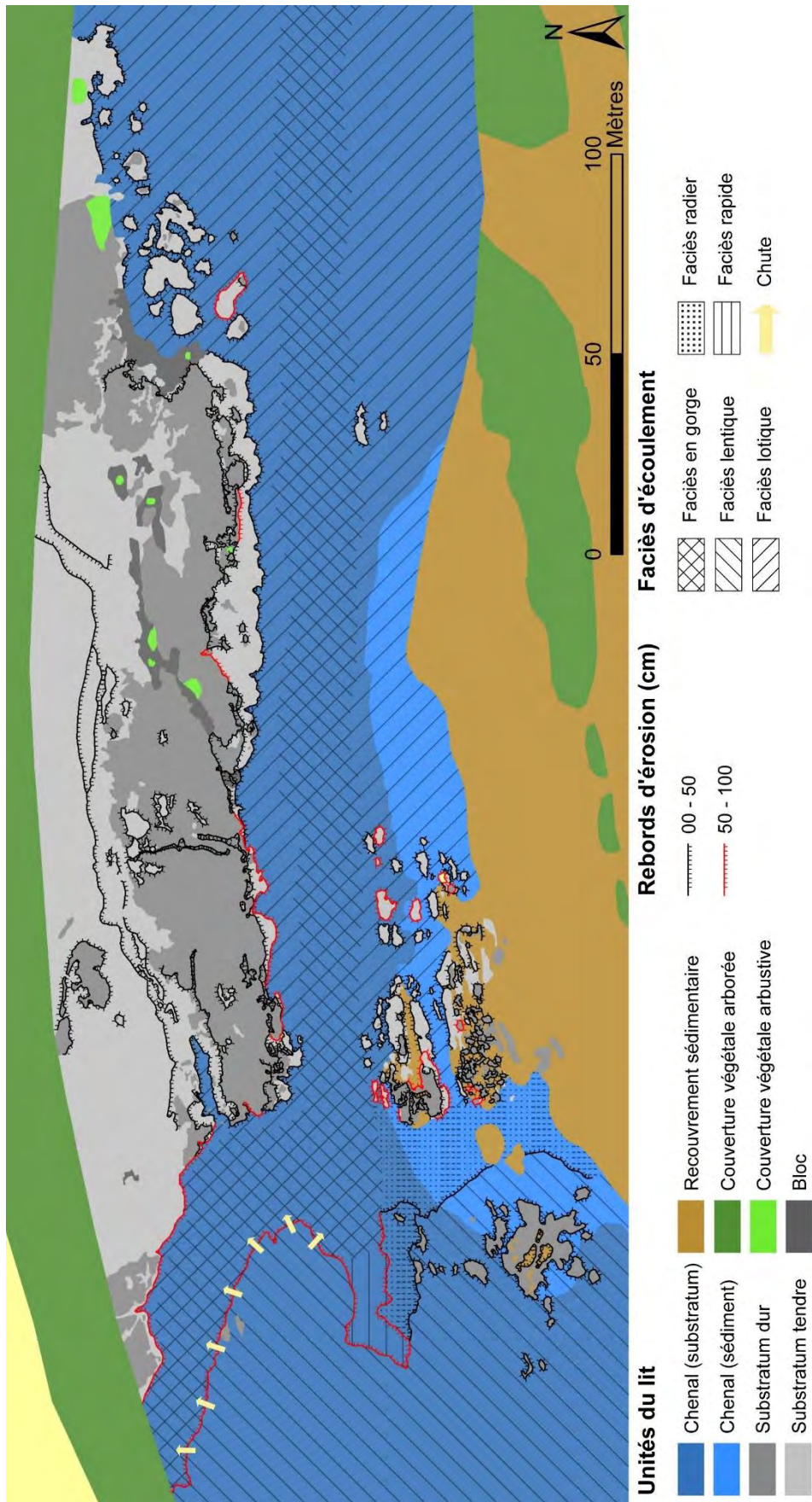


Figure 3.6 : Cartographie géomorphologique du site de Portet-sur-Garonne.

1.1.2. Beauzelle

Le seuil de Beauzelle, d'orientation nord-ouest, se situe environ 10 km en aval de Toulouse. Comme le seuil de Portet-sur-Garonne, il est entaillé dans le substratum molassique aquitano-stampien (g2-3). Le seuil se trouve dans une section courbe du cours d'eau et il se caractérise par un dévers incliné vers la rive gauche (extrados) et constitue en période d'étiage une rupture de pente de plusieurs mètres de dénivelé (*env.* 2 m). D'un point de vue de la morphologie et du fonctionnement hydraulique, le seuil peut être découpé en plusieurs unités (Fig. 3.7 - 3.11) :

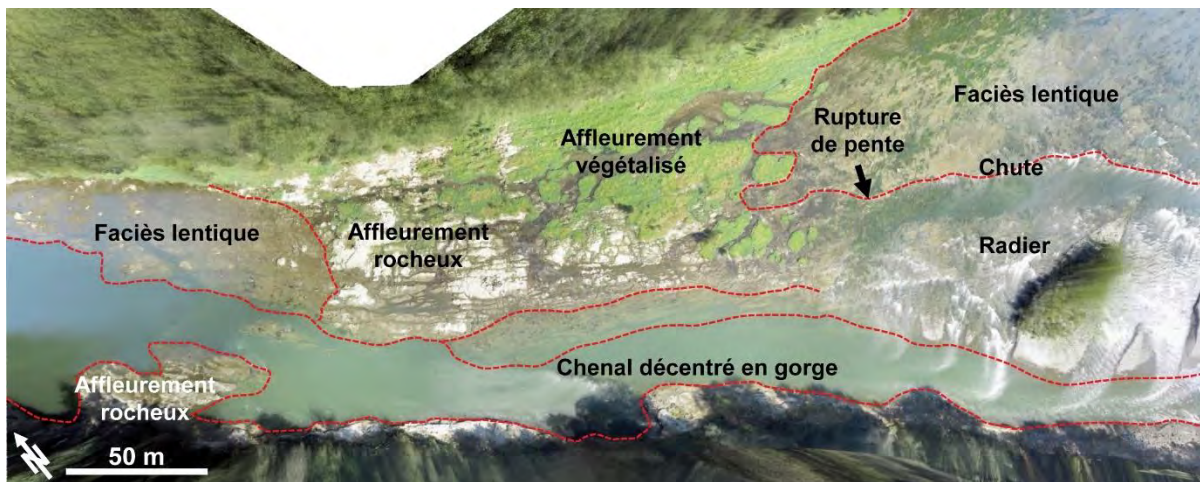


Figure 3.7 : Image aérienne du seuil de Beauzelle. Le débit au moment de la prise de vue est de $51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne.

(1) Une rupture de pente en partie amont qui se compose d'une ligne de chute et d'un radier (Fig. 3.8) :

- (1.1) sur pratiquement toute la largeur du chenal, la rupture de pente se matérialise par **une ligne de chute** dont la hauteur en période d'étiage peut atteindre plusieurs mètres (*i.e.* 1 à 2 m). A sa base, se trouve un chenal en arc surcreusé plus ou moins perpendiculaire à l'axe général du cours d'eau, où vient se dissiper l'énergie de l'écoulement.
- (1.2) En rive gauche et en amont de la ligne de chute, se trouve **un radier** s'écoulant en oblique par rapport au chenal d'écoulement principal situé en aval de la rupture de pente le long de la rive gauche. La pente, d'un dénivelé d'environ 1,5 m, est régulière avec une hauteur d'eau faible d'environ 50 cm à l'étiage. En amont du radier les sédiments sont quasi absents et se retrouvent essentiellement en partie aval de ce dernier, en bord du chenal d'écoulement sous la forme d'atterrissements dont l'un est en partie végétalisé.

(2) Un chenal décentré en gorge en rive gauche qui concentre l'écoulement provenant de l'amont (Fig. 3.8 - 3.9). D'orientation nord-ouest, il présente un fort encaissement avec une profondeur

d'environ 3 m formant une gorge aux parois abruptes notamment en rive gauche. Cette zone peut se décomposer en deux parties :

- **(2.1)** en amont, le chenal peut être décrit comme une zone de convergence des écoulements provenant de la ligne de chute et du radier. Ce secteur présente une profondeur importante liée à un surcreusement ou affouillement, induit par une augmentation des forces tractrices liées à la perte de charge dans la zone de dissipation. Les vitesses sont modérées et s'accompagnent de remous et de contre-courants.
- **(2.2)** en aval, l'écoulement devient plus uniforme avec la disparition des remous et des contre-courants observés plus en amont. La vitesse y est plus importante avec une profondeur qui tend à diminuer vers l'aval mais qui reste néanmoins élevée.

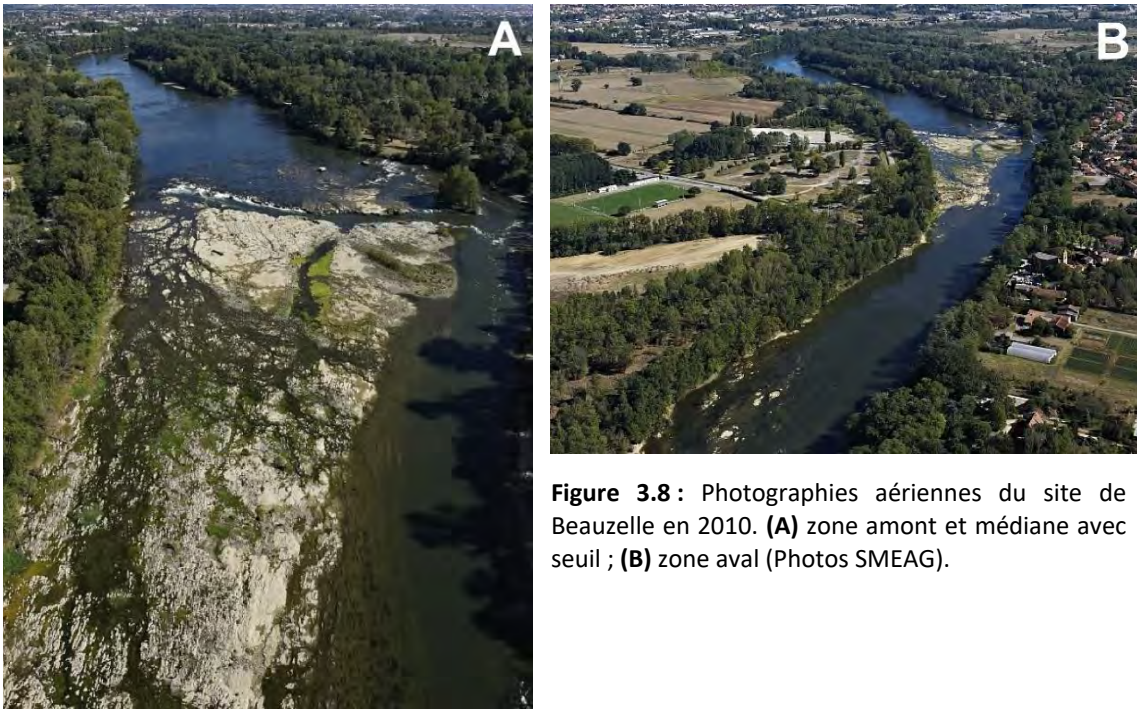


Figure 3.8 : Photographies aériennes du site de Beuzelle en 2010. **(A)** zone amont et médiane avec seuil ; **(B)** zone aval (Photos SMEAG).

(3) Un vaste affleurement rocheux immergé en période d'étiage, localisé en rive droite le long du chenal en gorge. Sa superficie en période d'étiage est d'environ 3,5 ha et se trouve en situation perchée par rapport au chenal d'écoulement et en dévers (Fig. 3.8 - 3.9 - 3.10). Il se voit également traversé par des chenaux secondaires dans lesquels s'accumulent par endroits des galets. Cette unité peut être divisée en deux parties : une partie amont végétalisée et une partie aval non végétalisée où la molasse est affleurante.

- **(3.1)** la partie végétalisée se compose d'une végétation herbacée et de quelques arbustes. Sa végétalisation est relativement récente avec une quasi absence en 2006 puis passant d'une

superficie végétalisée de 650 m² en 2010 à 5 700 m² en 2015 soit une vitesse de colonisation de 1000 m².an⁻¹. Cela peut s'expliquer par des étiages de plus en plus sévères et des durées d'immersion du seuil moins importantes, favorisant une implantation pérenne de la végétation.

- **(3.2)** la partie dépourvue de végétation où la molasse est à nu, présente une topographie relativement disséquée et en paliers marqués par des ruptures de pente abruptes mais de faible hauteur, soit environ quelques dizaines de centimètres (Fig. 3.10).

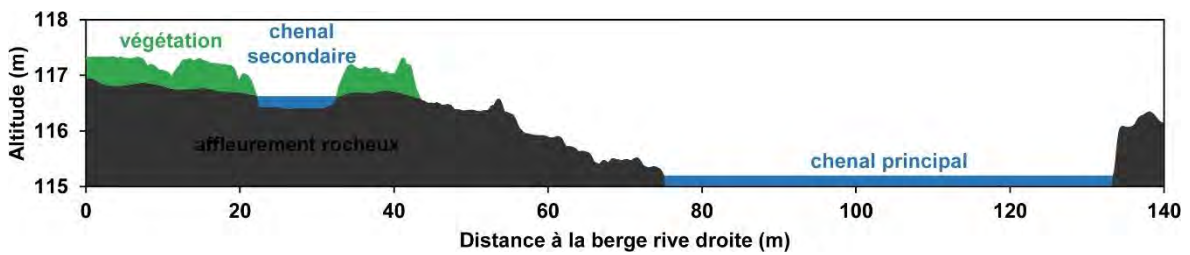


Figure 3.9 : Profil en travers du lit moyen de la Garonne au niveau du seuil.



Figure 3.10 : Photographie du seuil de Beauzelle vu de l'aval vers l'amont, montrant les différents paliers et lignes de rupture de pente.

(5) Une bande de molasse affleurante en rive gauche le long du chenal. En période d'étiage, cette dernière présente une situation perchée par rapport à la ligne d'eau formant une rupture abrupte et verticale (Fig. 3.7 - 3.9).

(6) Des faciès d'écoulement lentique, localisés en aval et en amont du seuil ainsi qu'en bordure du chenal principal dans sa partie centrale. La hauteur d'eau y est faible, inférieure au mètre, et uniforme avec des vitesses d'écoulement modérées.

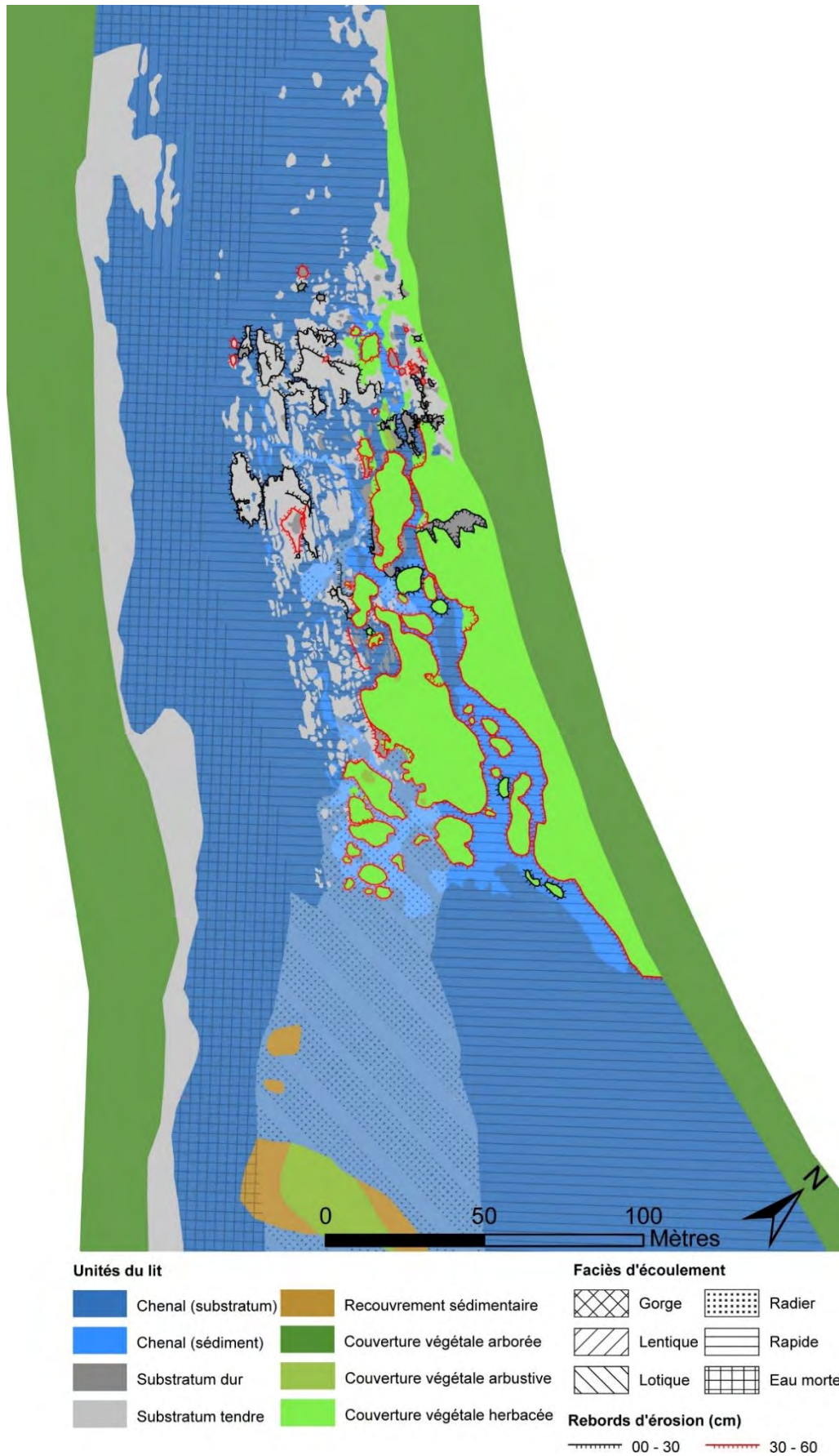


Figure 3.11 : Cartographie géomorphologique du site de Beauzelle.

1.1.3. Grenade

Le seuil de Grenade, se localise sur un segment de la Garonne orienté vers le nord et se situe à environ 25 km en aval de Toulouse à l'amont immédiat de la confluence avec l'Hers-Mort en rive droite. Formé dans un substratum molassique aquitano-stampien (g2-3), il s'inscrit dans une section rectiligne du cours d'eau en entrée de courbure et constitue en période d'étiage, à l'instar des deux sites précédents, une rupture de pente de plusieurs mètres de dénivelé (*env.* 2 m) accompagné d'un vaste affleurement rocheux immergé de part et d'autre du chenal en eau. Le seuil de Grenade, de par son organisation topographique, présente une similarité avec celui de Portet-sur-Garonne. D'un point de vue de la morphologie et du fonctionnement hydraulique, le seuil peut être divisé en plusieurs secteurs (Fig. 3.12 - 3.16) :

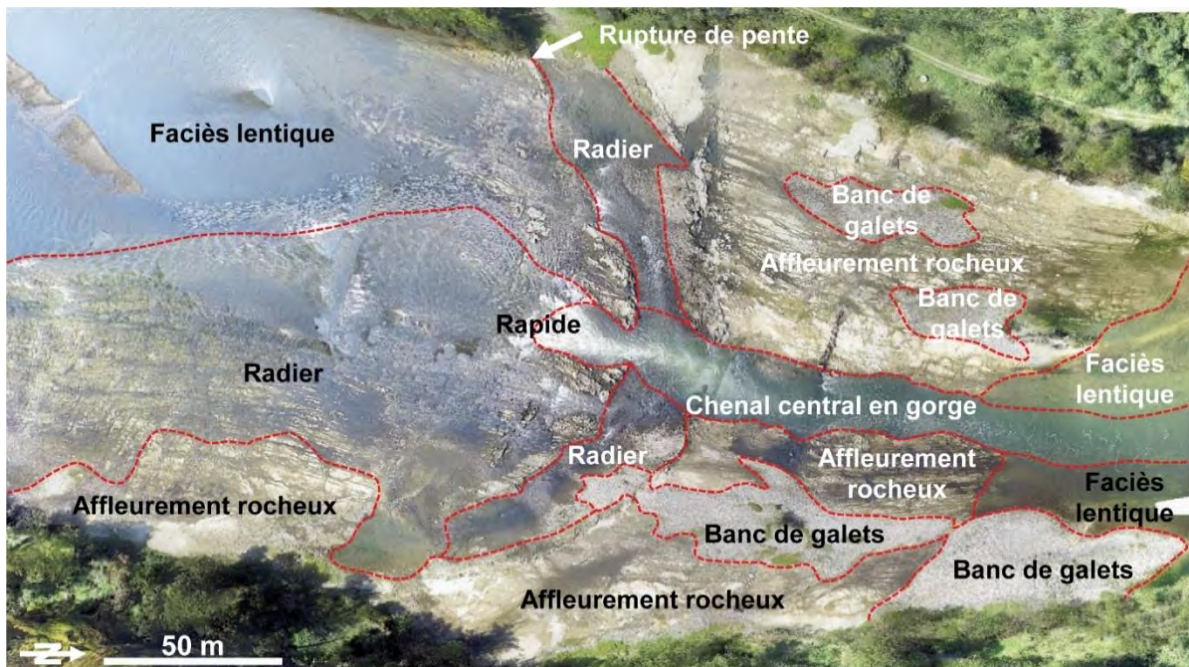


Figure 3.12 : Image aérienne du seuil de Grenade. Le débit au moment de la prise de vue est de $51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne. Préciser sur la figure le sens d'écoulement de l'eau.

(1) Une rupture de pente en partie amont composée de deux radiers ainsi qu'un troisième plus en amont côté rive droite puis une zone de rapides en partie centrale et d'orientation nord-nord-est (Fig. 3.12) :

- **les radiers** présentent une rupture de pente modérée. Le radier situé en rive droite en amont de la ligne de rupture de pente formant un arc, a une orientation similaire à celui du chenal tandis que les deux radiers latéraux situés en aval, d'orientation est-nord-est et nord-ouest-nord, forment un arc de cercle en situation oblique par rapport au chenal central. Les hauteurs d'eau sont faibles mais les vitesses d'écoulement supérieures à la vitesse moyenne observée

sur le tronçon. C'est également une zone où la charge sédimentaire s'accumule, les matériaux grossiers se trouvant piégés préférentiellement en amont des radiers tandis que les plus fins se déposent en aval.

- **(1.2)** en partie centrale, comme pour le site de Portet-sur-Garonne, la rupture de pente est formée d'**un rapide** avec un écoulement turbulent avec des remous et des contre-courants. La hauteur d'eau y est importante ainsi que la vitesse d'écoulement.

(2) Un chenal central en gorge, d'orientation nord-nord-est, qui concentre à l'étiage les écoulements divergents provenant de l'amont (Fig. 3.13). Ce chenal issu d'une forte incision, est profond d'environ 3 m et est limité par des parois abruptes. Dans le détail cette zone se décompose en deux sous-ensembles :

- **(2.1)** en amont, le chenal peut être décrit comme une zone de convergence des écoulements provenant de trois directions dont les orientations sont est-nord-est, nord-ouest-nord (*i.e.* radiers) et nord-nord-est (*i.e.* rapide). Cette zone présente une profondeur importante liée à un surcreusement. La hauteur d'eau y est importante et les vitesses modérées, bien que l'écoulement soit turbulent.
- **(2.2)** en aval, l'écoulement devient plus uniforme avec la disparition des remous et des contre-courants observés plus en amont. La vitesse y est plus importante avec une profondeur qui tend à diminuer vers l'aval mais qui reste néanmoins élevée.

(3) Un affleurement rocheux immergé en période d'étiage, scindé en deux parties localisées de part et d'autre du chenal central (Fig. 3.12 - 13.13 - 3.15). Un premier niveau résistant (*i.e.* couche marno-calcaire) peut être identifié en bordure amont du seuil sous forme de « bourrelet » (Fig. 3.14) tandis que l'aval du seuil se caractérise par un niveau plus tendre (*i.e.* couche marno-sableuse). Cette différence de niveau est marquée sur le terrain par une situation en « marche » d'escalier avec une rupture de pente nette de près d'un mètre (Fig. 3.14). Des accumulations sédimentaires masquent localement le substratum dans les deux secteurs mais sont néanmoins plus abondantes en rive droite et en aval de l'affleurement. Ces dépôts sédimentaires sont également observés en amont de la rupture de pente évoquée précédemment, ces derniers s'accumulant en pied d'une proéminence formée par l'érosion de la molasse (Fig. 3.14 - 3.15).

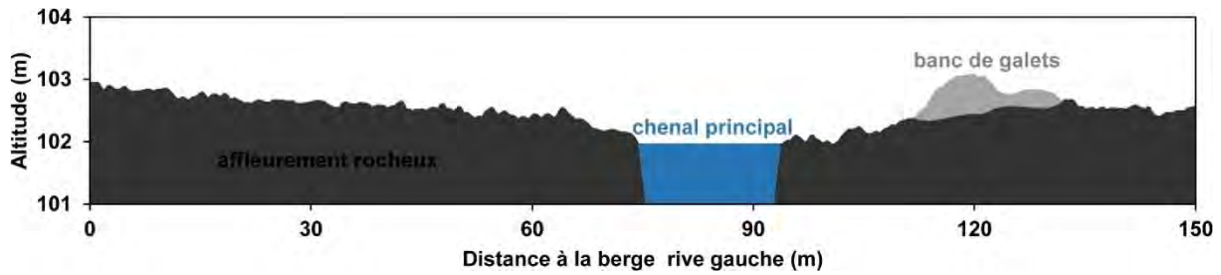


Figure 3.13 : Profil en travers du lit moyen de la Garonne au niveau du seuil.

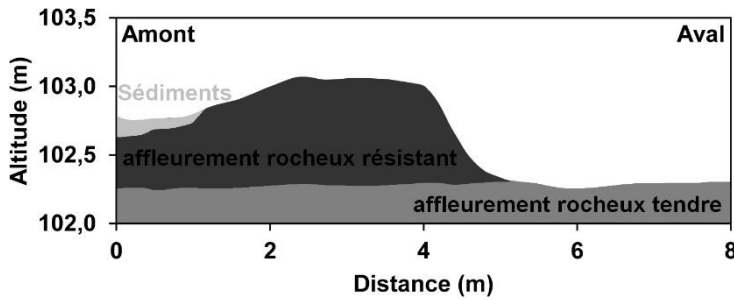


Figure 3.14 : Profil en long en bordure amont du seuil perpendiculaire au chenal, côté rive gauche, montrant la situation en « marche » d'une hauteur avoisinant 1 m liée à une érosion différentielle entre niveaux résistant et tendre.



Figure 3.15 : Photographie de l'amont du seuil de Grenade en 2016. Les lignes en pointillés rouges représentent les ruptures de pente entre couches résistante et tendre. Radiers et rapides sont signalés par des flèches orange et noire respectivement.

(6) Des faciès d'écoulement lentique localisés en amont de la ligne de rupture de pente côté rive gauche et en aval du seuil de part et d'autre du chenal central (Fig. 3.12). La hauteur d'eau est plutôt faible (inférieure au mètre) et uniforme sur l'ensemble de l'unité avec des vitesses modérées.

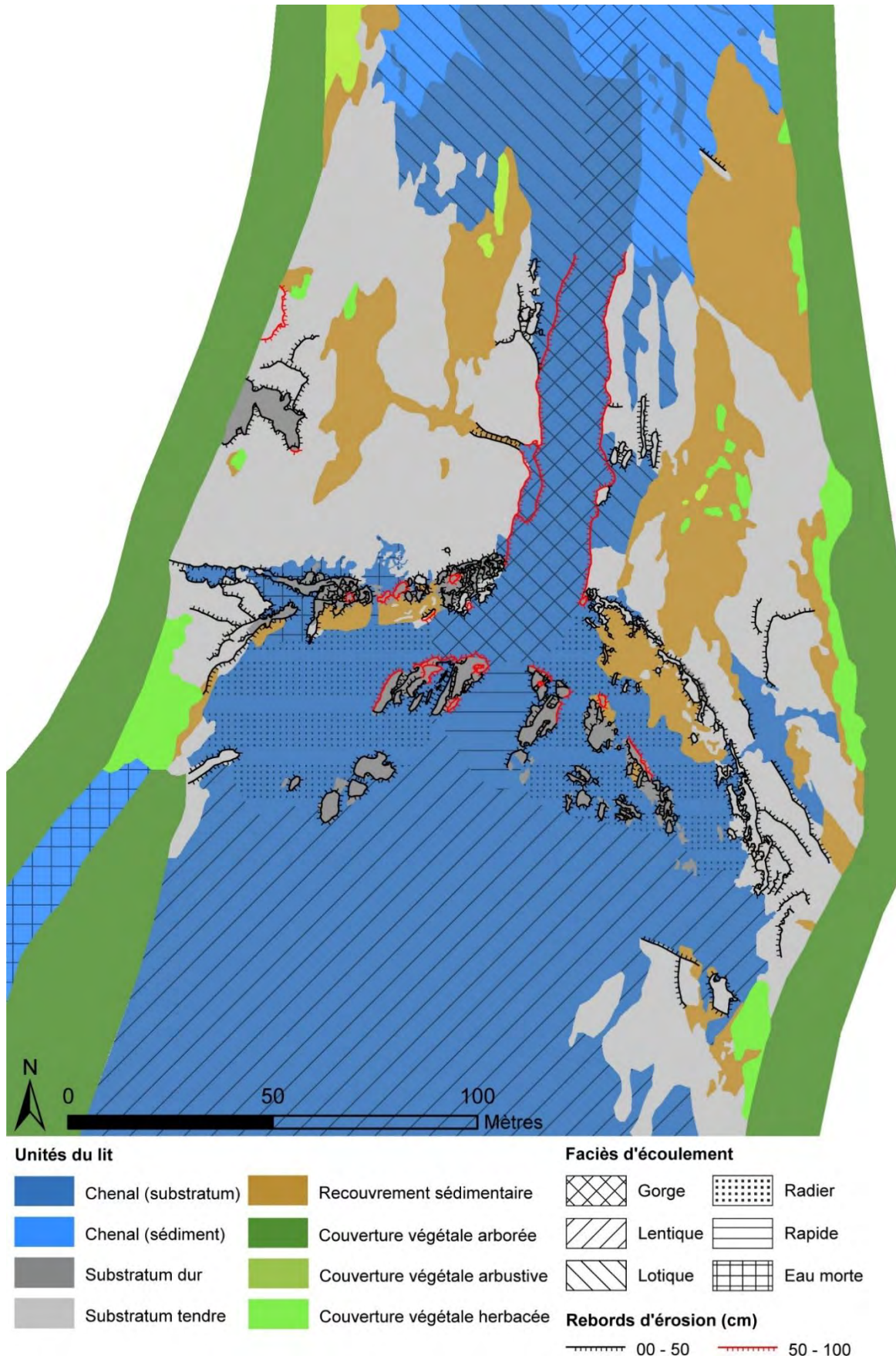


Figure 3.16 : Cartographie géomorphologique du site de Grenade.

1.2. Inventaire et typologie des formes d'érosion

Le recensement des formes d'érosion présentes sur les seuils, doit amener à établir une typologie de ces dernières afin d'une part d'en appréhender la diversité, et d'autre part d'en analyser la répartition spatiale. La distinction entre les différentes formes, leur morphologie et leur situation spatiale, peuvent témoigner de processus particuliers (*i.e.* dissolution, abrasion, etc.) et ainsi renseigner sur les dynamiques d'évolution et d'érosion du seuil. De manière plus large, il s'agit au travers de l'étude de ces formes élémentaires de mettre en évidence d'éventuels liens entre ces dernières et des caractéristiques géomorphologiques particulières sur les seuils.

L'inventaire a été réalisé en recourant à deux méthodes complémentaires : **(1)** un échantillonnage systématique le long de transects perpendiculaires à la berge suivant les méthodes employées en botanique, avec un espacement des transects de 10 m ; **(2)** un échantillonnage aléatoire, ou complémentaire, au gré d'observations de terrain hors inventaire. L'échantillonnage aléatoire a permis de compléter la typologie issue de l'échantillonnage systématique mais n'a pas été intégré au calcul des effectifs par catégorie de forme qui repose uniquement sur la première méthode d'échantillonnage. Ceci explique pourquoi les effectifs pour certaines catégories de formes n'ont pas été calculés (*i.e.* forme avec surplomb, par dissolution et ondulante). En effet, en raison de l'aspect aléatoire d'observations, il est possible que certaines formes aient été relevées deux fois et fassent ainsi doublon avec des observations systématiques, ce qui pourrait fausser les calculs d'effectif et la répartition des formes.

La classification des formes élémentaires repose sur une approche qualitative de leur morphologie et de leur orientation, principaux critères observables sur le terrain, suivant la méthode proposée par Richardson et Carling (2005) sur différents substratum (*i.e.* granite, calcaire, gneiss, rhyolite, etc) et notamment sur les plus durs. Sont décrites ici, des formes dont la taille est relativement petite avec des dimensions allant de quelques centimètres à quelques mètres. Deux groupes ont été distingués : **(1)** les formes concaves (*i.e.* Négatives), qui correspondent à des formes d'érosion et **(2)** les formes convexes (*i.e.* Positives) qui témoignent de la résistance à l'érosion. Chaque groupe comprend plusieurs catégories (*e.g.* trou d'eau, sillon, etc.) qui peuvent se décliner en différentes classes (*e.g.* simple, court, etc.). Le tableau ci-dessous (Tab. 3.1), synthétise les différentes catégories mises en évidence.

Formes concaves		
• Les trous d'eau	• Les sillons	• Les flûtes
• Les flaques	• Les dépressions	• Les échancrures
• Avec surplomb	• Les fosses de dissolution	
Formes convexes		
• Les buttes	• Les ondulantes	

Tableau 3.1 : Synthèse de la typologie des formes observées.

1.2.1. Typologie par échantillonnage systématique

L'inventaire par échantillonnage systématique a permis d'identifier de multiples formes pouvant être regroupées en plusieurs catégories : **(1)** les trous d'eau, **(2)** les sillons, **(3)** les flûtes, **(4)** les flaques, **(5)** les dépressions, **(6)** les échancrures et **(7)** les buttes. Pour l'ensemble des sites, les catégories 1 et 2 sont les mieux représentées avec respectivement 38 et 41 % du total des formes relevées. Viennent ensuite les catégories 4 et 5 avec respectivement 6 et 9 % puis les catégories 3, 6 et 7, plus rares, dont les effectifs forment moins de 3 % du total (Tab. 3.2 ; Fig. 3.17). La comparaison inter-sites met en évidence une disparité dans la répartition de ces formes. Les sillons par exemple, forment le plus grand groupe à Grenade avec une part de 61 % tandis qu'à Portet et à Beauzelle, on en recense deux fois moins. A l'inverse, les trous d'eau sont plus fréquents à Portet avec 49 % tandis que Grenade n'en présente que 33 % et Beauzelle deux fois moins. Les formes échancrées représentent 13 % à Beauzelle contre moins de 3 % pour les deux autres sites tandis que les buttes se trouvent essentiellement à Beauzelle avec 9 %. Ces variations résultent des variations dans les faciès et conditions d'affleurement du substratum d'une part et des conditions d'érosion d'autre part, sans qu'il soit possible de discriminer entre les deux facteurs.

Si le nombre de formes échantillonnées entre Portet et Grenade est équivalent (*i.e.* 370 et 356 individus), l'échantillon pour Beauzelle est quatre fois moins important (*i.e.* 86 individus), avec cependant des densités similaires entre les sites avec $0,03 \text{ f.m}^{-2}$ pour Portet et Grenade et $0,02 \text{ f.m}^{-2}$ pour Beauzelle. Cela amène à nuancer la proportion de certains types de formes, tels les trous d'eau et les sillons qui sont des formes très répandues de manière générale dans les rivières à fond rocheux mais faiblement représentées à Beauzelle. Ce faible nombre de formes échantillonnées sur ce site s'explique : **(1)** par une surface d'affleurement rocheux bien moins importante par rapport aux autres sites, **(2)** par la présence d'une quantité importante d'algues dans les zones immergées rendant les formes difficiles à identifier. Ainsi, il existe probablement un biais d'échantillonnage partiel.

Catégories	Portet		Beauzelle		Grenade		Total	
	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%
1-Trou d'eau	179	49	16	19	117	33	312	38
2-Sillon	90	24	24	28	216	61	330	41
3-Flûte	10	3	0	0	2	1	12	1
4-Flaque	42	11	2	2	5	1	49	6
5-Dépression	45	12	25	29	6	2	76	9
6-Echancrure	4	1	11	13	10	3	25	3
7-Butte	0	0	8	9	0	0	8	1
Total	370		86		356		812	

Tableau 3.2 : Effectifs des formes d'érosion par site.

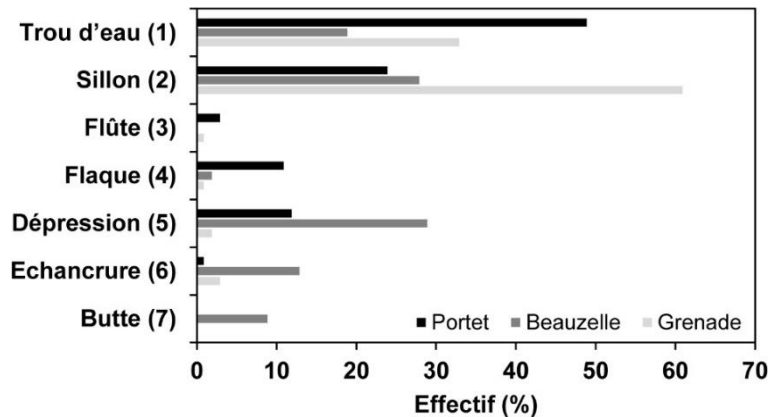


Figure 3.17 : Effectifs des formes d'érosion par site.

1.2.1.1. Les trous d'eau

Ils correspondent à une dépression généralement fermée de forme circulaire ou elliptique en plan et à paroi plus ou moins verticale (Richardson et Carling, 2005). Le diamètre peut aller de quelques décimètres à plusieurs mètres (Whipple et al., 2000a) pour une profondeur correspondant au minimum à un $\frac{1}{4}$ de la largeur et une longueur ne dépassant pas deux fois la largeur (Richardson et Carling, 2005). Ils évoluent sous l'effet d'un vortex dont l'axe est généralement vertical ou approchant (Alexander, 1932), ce dernier pouvant néanmoins fluctuer et être incliné (Whol, 1992). La présence de trous d'eau est généralement observée pour des surfaces irrégulières (*i.e.* fracture, fissure, etc.) pouvant initier une divergence de l'écoulement et une érosion différentielle (Lorenç, 1994), des vitesses d'écoulement élevées pouvant entraîner de l'abrasion en présence de sédiments (Alexander, 1932) et de la cavitation (Barnes, 1956). Une modification de l'inclinaison de la pente du lit peut également entraîner un changement de la dynamique hydraulique et l'érosion du substrat rocheux (Alexander, 1932 ; Springer et al., 2006). Si le rôle des matériaux grossiers transportés par charriage est considéré comme important dans la formation de ce type de forme (Alexander, 1932 ; Abbott et Prottratz, 1969 ; Allen, 1982), il est cependant généralement admis que l'abrasion liée à la charge en suspension représente le principal mécanisme d'érosion (Allen, 1982 ; Zen et Prestegard, 1994 ;

Whipple et al., 2000a). La diversité morphologique de ces formes est importante et il existe de nombreux sous-types.

Trou d'eau simple (Fig. 3.18)

Il s'agit de formes simples et individuelles n'intégrant pas de forme secondaire à l'intérieur, qui sont indépendantes et ne présentent pas de relation avec d'autres formes voisines. Ils peuvent être :

- **(1) Circulaire** : trou d'eau dont l'ouverture sommitale est circulaire.
- **(2) Ovale** : trou d'eau dont l'ouverture sommitale est elliptique et pouvant présenter une élongation dans le sens de l'écoulement (Nemec et al., 1982).
- **(3) Spirale avec sillon** : trou d'eau présentant des sillons contre la paroi formant des spirales. Ce type de formes est observé uniquement pour des formes profondes (Alexander, 1932 ; Allen, 1982 ; Richardson et Carling, 2005).
- **(4) Conique** : trou d'eau dont le diamètre diminue avec la profondeur jusqu'à un certain niveau en-dessous de la surface et qui dans certains cas, peut ré-augmenter pour former un surplomb dans la partie inférieure de la forme (*i.e.* forme bi-cônique) (Alexander, 1932 ; Nemec et al., 1982 ; Lorenc, 1994).
- **(5) Naissant** : dépression peu profonde pouvant atteindre jusqu'au $\frac{1}{4}$ de sa largeur et ne présentant pas de paroi verticale mais une pente plus douce. Selon Richardson et Carling (2005), ils correspondraient au premier stade de développement d'un trou d'eau.
- **(6) Bosse centrale** : trou d'eau se caractérisant par une proéminence en son fond (Allen, 1982 ; Nemec et al., 1982 ; Lorenc, 1994) et dont la formation serait due à un écoulement de type cyclonique caractérisé par une vitesse faible et une contrainte de cisaillement faible au fond de la forme favorisant le dépôt de particules et réduisant l'affouillement au centre de la forme (Richardson et Carling, 2005).

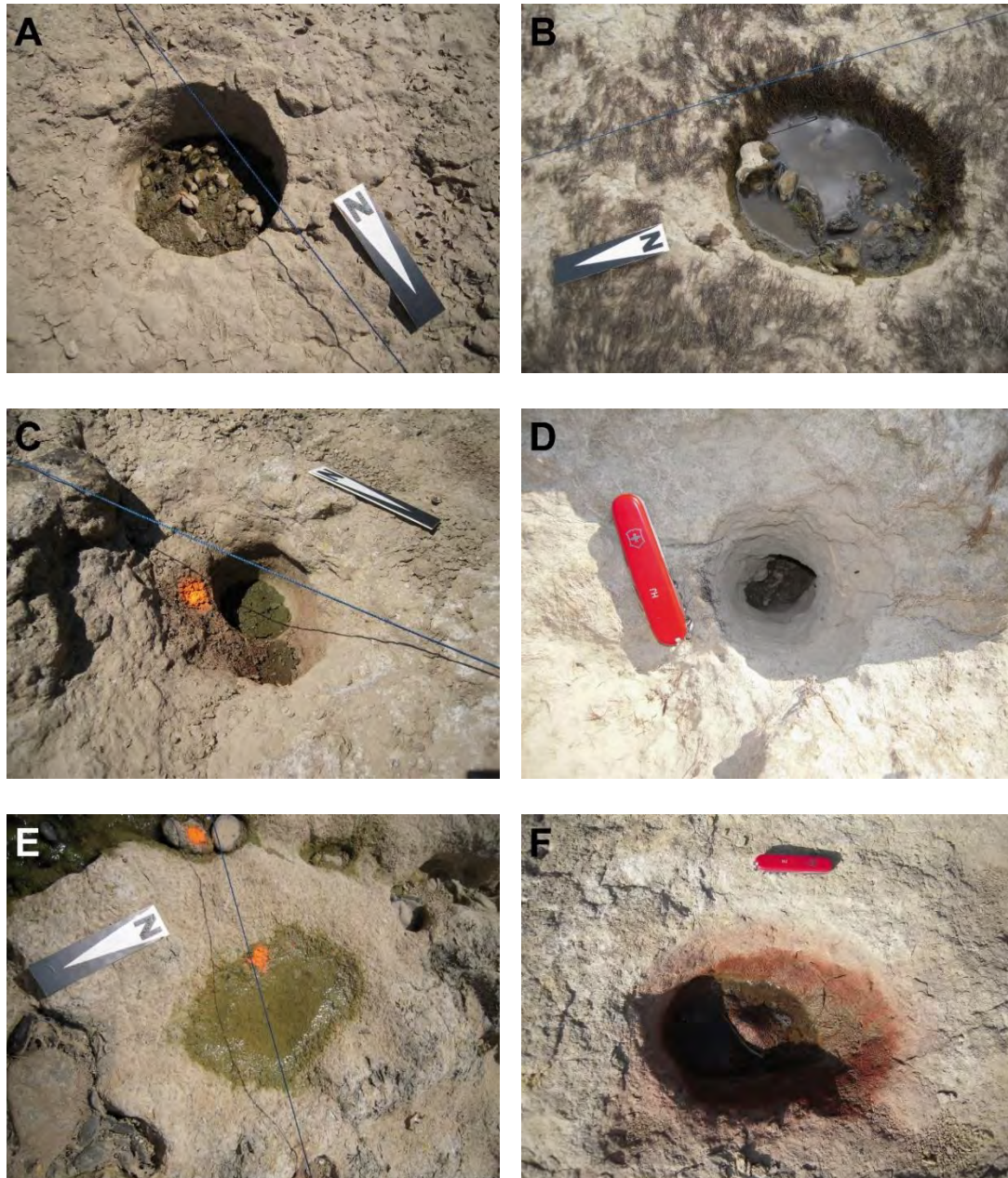


Figure 3.18 : Typologie des trous d'eau simples. (A) circulaire ; (B) ovale ; (C) en spirale avec sillon contre la paroi formant un surplomb ; (D) conique avec ré-augmentation du diamètre en partie inférieure formant un surplomb ; (E) naissant de forme ovale ; (F) ovale avec bosse centrale.

Trou d'eau avec sillon externe (Fig. 3.19)

Il s'agit de formes présentant une usure plus ou moins importante de leur bordure qui peut entraîner la formation d'un sillon soit entrant lorsqu'il se forme sur le bord amont ou sortant lorsqu'il se forme sur le bord aval. Toutefois, le sillon peut se former également sur les côtés selon la configuration locale de l'écoulement et sa direction (Richardson et Carling, 2005). La présence de ces sillons indique des courants érosifs importants associés au trou d'eau.

- **(1) Avec sillon en entrée** : se caractérise par un sillon pouvant être plus ou moins allongé et profond, rectiligne ou courbé et pouvant rejoindre le trou d'eau dans son axe ou de manière tangentielle (Alexander, 1932 ; Allen, 1982 ; Richardson et Carling, 2005).
- **(2) Avec sillon en sortie** : se caractérise par un sillon rectiligne orienté radialement sur la face aval du trou et par lequel est évacuée l'eau (Allen, 1982). Le sillon peut être large avec une profondeur plus ou moins importante par rapport à celle du trou et avoir des bords arrondis (Alexander, 1932).
- **(3) Ouvert** : se caractérise par un sillon court ou long en sortie et dont la largeur et la profondeur sont semblables à celles du trou (Richardson et Carling, 2005).

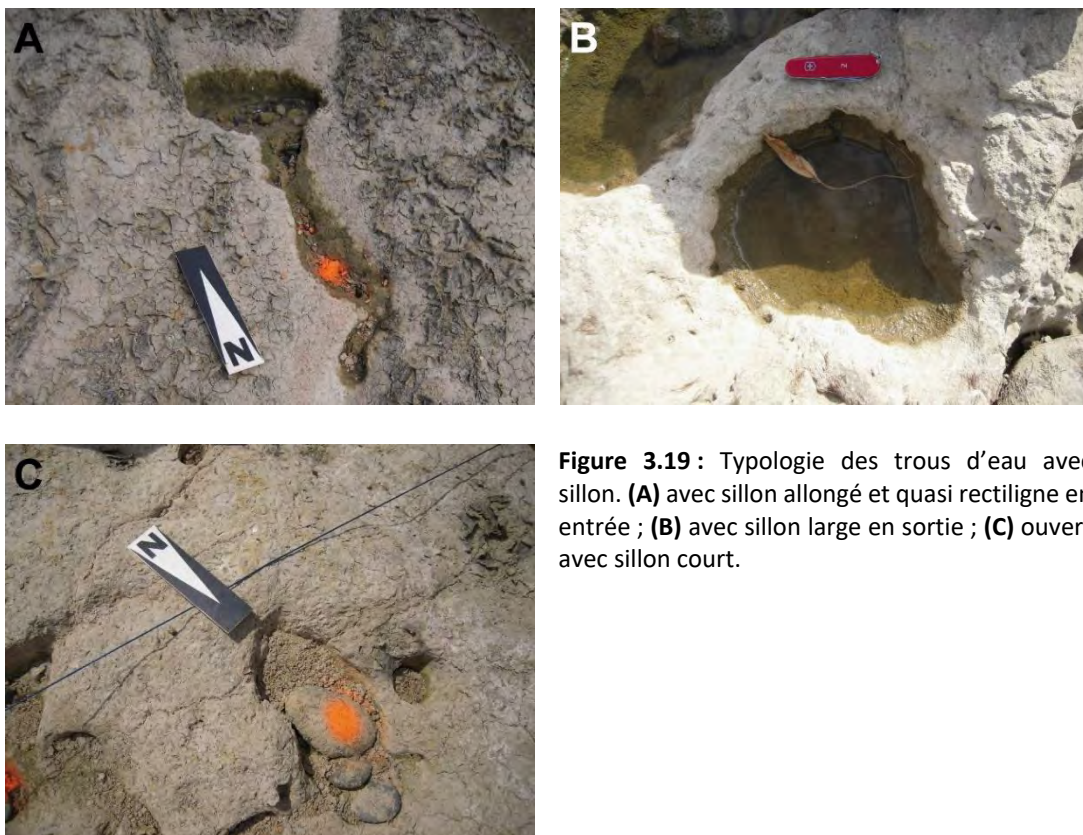


Figure 3.19 : Typologie des trous d'eau avec sillon. **(A)** avec sillon allongé et quasi rectiligne en entrée ; **(B)** avec sillon large en sortie ; **(C)** ouvert avec sillon court.

Trou d'eau composite (Fig. 3.20)

Ce type de trou d'eau se caractérise par la présence de formes secondaires à l'intérieur de la forme principale. La présence de formes secondaires, indique le développement de tourbillons sur le fond et contre la paroi de la forme primaire puis une division de l'écoulement en flux secondaires au niveau des formes secondaires (Richardson et Carling, 2005).

- **(1) Avec sillon interne** : se caractérise par la présence de petits sillons courts pouvant être courbés et dont les dimensions sont bien inférieures à celles de la forme primaire (Whipple et al., 2000a ; Richardson et Carling, 2005). Les sillons peuvent être asymétriques avec des bords prononcés et disposés en série de manière plus ou moins circulaire (Whipple et al., 2000a).
- **(2) Avec sillon horizontal** : se caractérise par la présence de sillons contre la paroi du trou d'eau avec des bords pouvant être arrondis ou saillants et des extrémités distinctes ou se fondant dans la paroi (Lorenc et al., 1994 ; Nemeč et al., 1982).
- **(3) Hiérarchique** : se caractérise par la présence de plusieurs petits trous d'eau secondaires au sein de la forme primaire. Ces formes secondaires peuvent se situer au fond ou être perchées dans la paroi voir se recouper entre elles pour s'imbriquer les unes avec les autres (Lorenc et al., 1994 ; Nemeč et al., 1982 ; Whipple et al., 2000a). Richardson et Carling (2005), notent qu'il est possible d'observer des structures dans celles de 2nd ordre donnant ainsi des structures de troisième ordre.
- **(4) Complexe** : se caractérise par une forme en plan irrégulière ayant pour origine l'association de plusieurs formes comme des trous d'eau, des sillons, etc. et éventuellement des formes secondaires formant une organisation en plan complexe (Richardson et Carling, 2005).

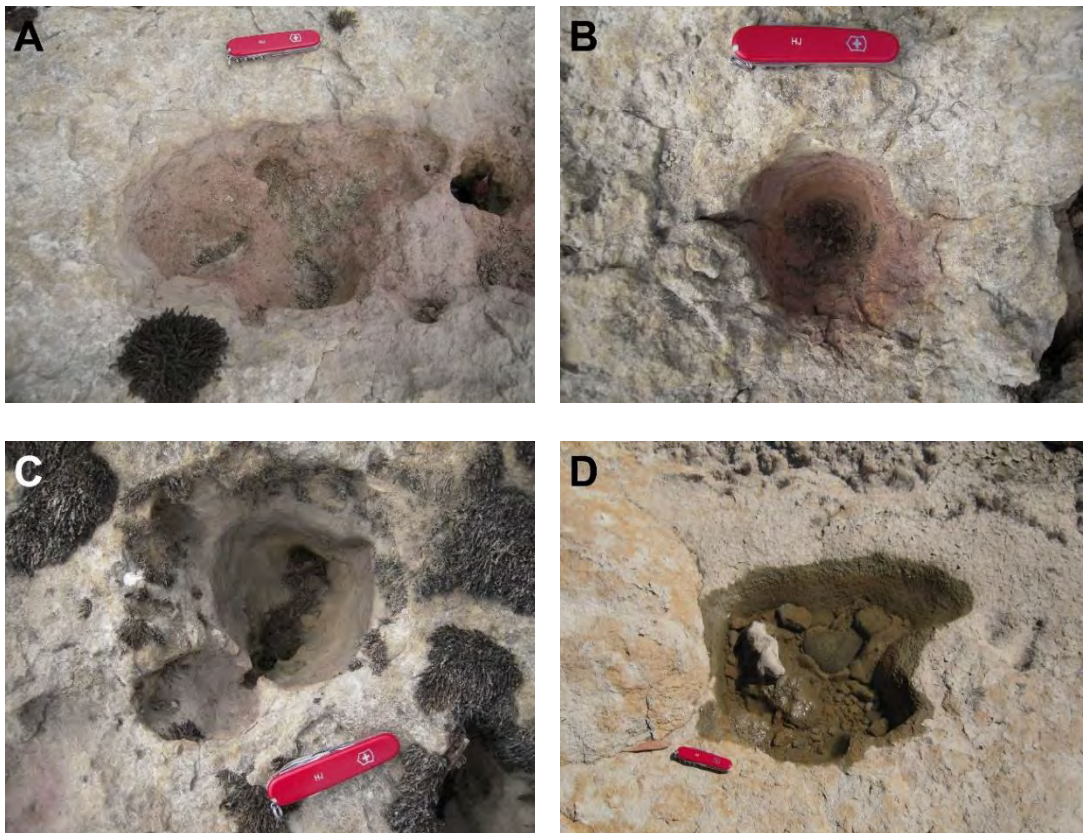


Figure 3.20 : Typologie des trous d'eau composites. **(A)** avec sillons internes ; **(B)** avec sillons horizontaux à bords arrondis faiblement marqués ; **(C)** hiérarchique avec trou d'eau secondaire perché et en fond de forme primaire ; **(D)** complexe.

Trou d'eau avec rupture (Fig. 3.21)

Ce type de trou d'eau se caractérise par une rupture de sa paroi en réponse à une érosion intense soit par abrasion soit par arrachement d'une partie de la paroi (Richardson et Carling, 2005). Dans certains cas, la proximité de plusieurs formes peut entraîner une coalescence.

- **(1) Isolé** : se caractérise par une érosion de la paroi le long d'un axe vertical joignant l'intérieur de la forme à l'extérieur qui en général se trouve être une zone d'écoulement principal du chenal (Lorenc et al., 1994 ; Whipple et al., 2000a). Ce type de trou d'eau se trouve en général en marge d'un chenal ou d'un affleurement rocheux adjacent à ce dernier (Richardson et Carling, 2005).
- **(2) Coalescent** : se caractérise par le regroupement de plusieurs trous d'eau adjacents dont les parois les séparant se sont rompues par érosion créant une dépression complexe constituée de formes secondaires et d'anciennes parois d'aspect arrondi ou acéré (Lorenc et al., 1994 ; Nemeč et al., 1982).
- **(3) Coalescent en ligne de crête** : se caractérise par une érosion de plusieurs trous d'eau au pied d'une convexité et qui, par fusion entre eux, vont former une face quasi verticale donnant une ligne de crête de profil concave.

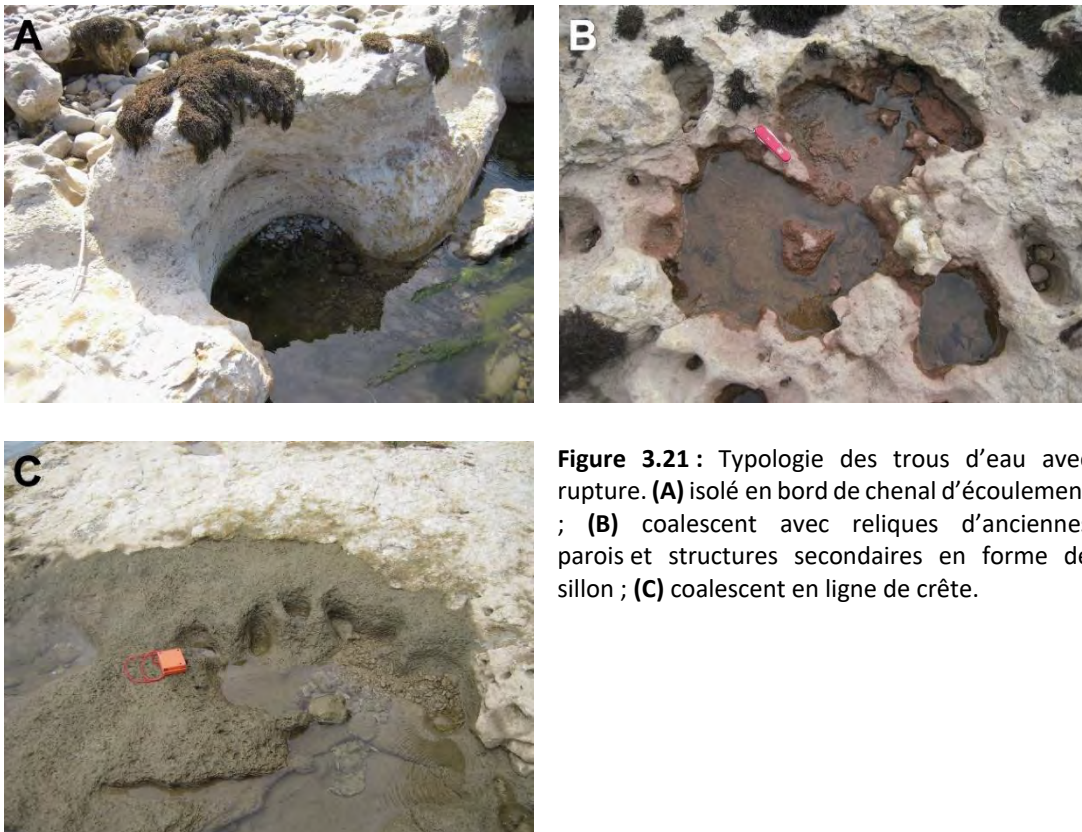


Figure 3.21 : Typologie des trous d'eau avec rupture. **(A)** isolé en bord de chenal d'écoulement ; **(B)** coalescent avec reliques d'anciennes parois et structures secondaires en forme de sillon ; **(C)** coalescent en ligne de crête.

1.2.1.2. Les sillons longitudinaux

Ce sont des formes orientées parallèlement à l'orientation de l'écoulement local et de manière plus générale à celle du chenal qui, néanmoins, peut s'en écarter plus ou moins (Richardson et Carling, 2005). Ces formes peuvent être considérées comme les témoins de l'organisation et de l'orientation des écoulements, ces derniers pouvant être complexes en raison d'une topographie chaotique. Les sillons longitudinaux regroupent une large gamme de formes avec des morphologies et un rapport longueur/largeur variés (Richardson et Carling, 2005).

Sillon court (Fig. 3.22)

Il s'agit de formes caractérisées par une dépression de longueur supérieure à deux fois la largeur avec une profondeur inférieure à la longueur (Richardson et Carling, 2005) et dont la forme en plan est elliptique. En plan les extrémités peuvent être effilées ou arrondies tandis qu'en coupe, la surface présente un arrondi à l'intérieur. Ce sont de petites dépressions d'une dizaine à plusieurs dizaines de centimètres de long. Un sillon court est considéré comme profond lorsque sa profondeur est supérieure au $\frac{1}{4}$ de sa longueur et inversement lorsque la profondeur est inférieure au $\frac{1}{4}$ de la longueur (Richardson et Carling, 2005).

- **(1) Droit** : se caractérise par une forme en plan rectiligne. Les bords peuvent être arrondis ou vifs avec une paroi plus ou moins inclinée selon la profondeur.
- **(2) Courbé** : idem au sillon court droit mais avec une forme en plan courbée.

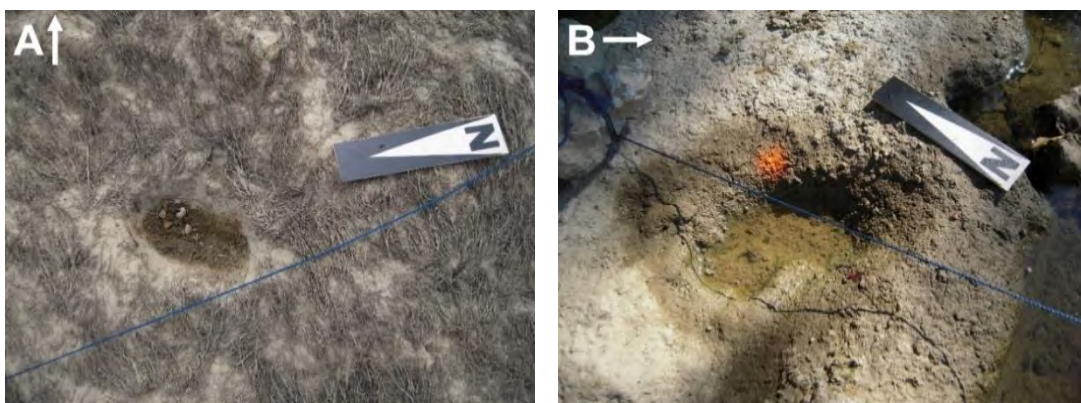


Figure 3.22 : Typologie des sillons courts. (A) droit ; (B) courbé.

Sillon à faces parallèles (Fig. 3.23)

Ce type de forme se caractérise par un rapport longueur/largeur permettant aux deux côtés d'un sillon d'être parallèles entre eux (Richardson et Carling, 2005) et de ne plus former une ellipse qui

caractérise les sillons courts. Les sillons à face parallèles peuvent être fermés ou ouverts à leurs extrémités et présenter des bords arrondis ou vifs.

- **(1) Droit** : se caractérise par une forme en plan rectiligne
- **(2) Courbé** : se caractérise par une forme en plan courbée de manière constante pouvant néanmoins commencer par une orientation longitudinale dans la partie amont puis se courber vers l'aval et inversement (Richardson et Carling, 2005).
- **(3) Sinueux** : se caractérise par plusieurs courbures dont les orientations diffèrent.
- **(4) Divergent** : se caractérise par la division d'un sillon vers l'aval en deux branches distinctes. La partie correspondant au point de divergence peut prendre l'apparence d'une crête plus ou moins surélevée et arrondie.
- **(5) Convergent** : se caractérise par la convergence de deux sillons en direction de l'aval pour ne former plus qu'un seul sillon.
- **(6) Avec dépressions régulières** : se caractérise par un sillon dans lequel se trouvent des dépressions de formes courtes et elliptiques, régulièrement espacées et pouvant être orientées en oblique par rapport au sillon (Wohl, 1993).
- **(7) En chute** : se forme à l'amont immédiat d'un rebord surélevé et se caractérise par un aspect rectiligne à forte inclinaison avec des bords parallèles et une profondeur pouvant être importante. L'écoulement à l'origine de ce type de forme est dit supercritique avec une vitesse élevée et une faible hauteur (Richardson et Carling, 2005).

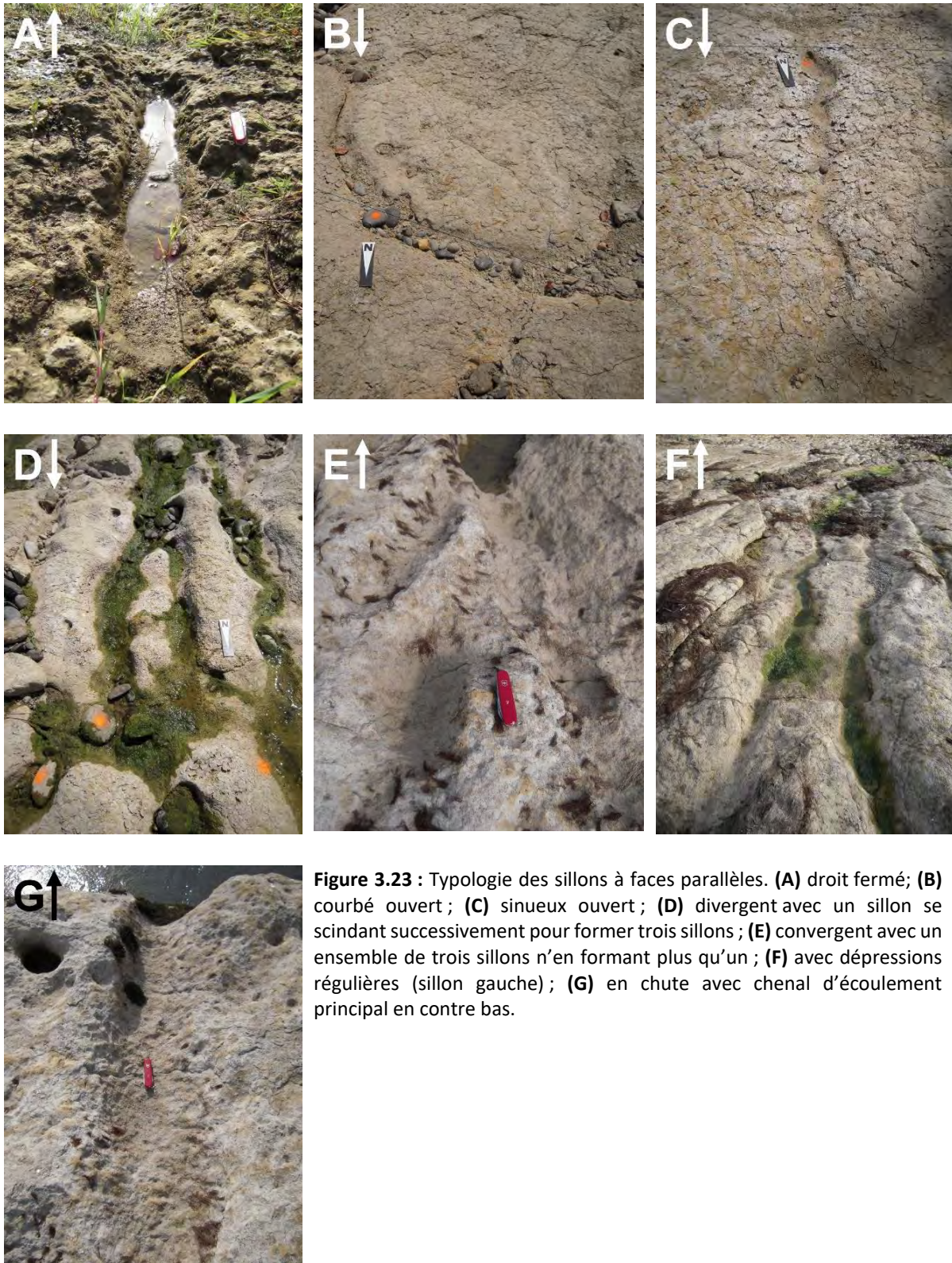


Figure 3.23 : Typologie des sillons à faces parallèles. **(A)** droit fermé; **(B)** courbé ouvert; **(C)** sinueux ouvert; **(D)** divergent avec un sillon se scindant successivement pour former trois sillons; **(E)** convergent avec un ensemble de trois sillons n'en formant plus qu'un; **(F)** avec dépressions régulières (sillon gauche); **(G)** en chute avec chenal d'écoulement principal en contre bas.

Sillon composite à faces parallèles (Fig. 3.24)

Ce type de forme se caractérise par des parois et/ou un fond ondulé composé de plusieurs dépressions séparées les unes des autres par des crêtes de forme arrondie ou angulaire. L'agencement des dépressions peut être régulier ou irrégulier.

- **(1) Régulier** : se caractérise par une succession rectiligne de plusieurs sillons présentant une similarité et qui sont contigus entre eux. Ils peuvent se suivre dans un même alignement ou être décalés latéralement. La crête séparant chaque forme peut être arrondie ou acérée.
- **(2) Irrégulier** : se caractérise par une succession de plusieurs dépressions espacées de manière irrégulière et dont la taille et la forme diffèrent, donnant un aspect hétérogène et complexe.



Figure 3.24 : Typologie des sillons composites à faces parallèles. **(A)** régulier (sillon central) ; **(B)** irrégulier.

Sillon expansif (Fig. 3.25)

Il s'agit de formes dont les faces ne sont pas parallèles entre elles et qui présentent un élargissement donnant un aspect expansif en direction de l'aval.

- **(1) En entonnoir** : se caractérise par l'expansion d'un sillon vers l'aval donnant une forme en plan d'entonnoir.
- **(2) Bulbeux** : se caractérise par un sillon à faces parallèles dont la largeur augmente rapidement formant vers l'aval une dépression profonde et large d'aspect bulbeux.

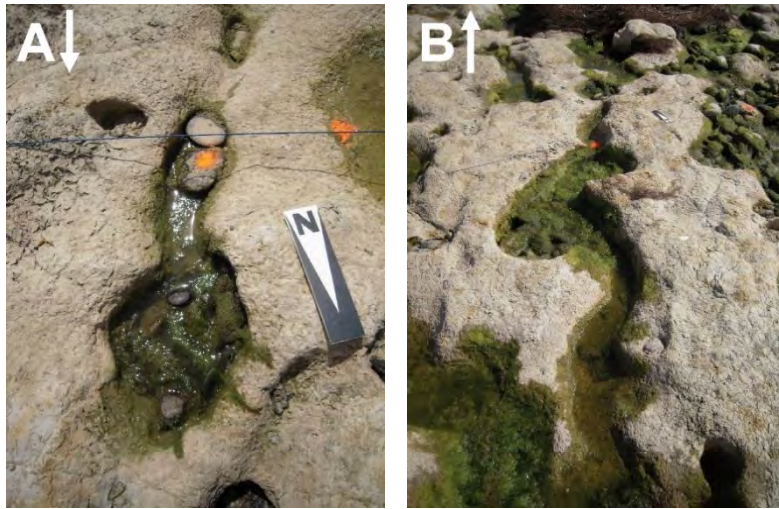


Figure 3.25 : Typologie des sillons expansifs. (A) en entonnoir ; (B) bulbeux.

1.2.1.3. Les flûtes

Ce type de forme (Fig. 3.26) se caractérise par un aspect en plan parabolique (Allen, 1971). La partie supérieure (*i.e.* amont) présente généralement un profil concave à forte pente tandis que la partie inférieure (*i.e.* aval) présente une pente plus douce, la profondeur étant plus importante près de l'extrémité amont (Richardson et Carling, 2005). Leur bordure est marquée en zone proximale (*i.e.* extrémité amont), soit de manière arrondie ou angulaire, pour s'effacer vers l'aval et se confondre avec la surface générale (Richardson et Carling, 2005).

- **(1) Large et étroit** : une flûte est considérée large lorsque sa largeur est égale ou supérieure à sa longueur et étroite lorsque sa largeur est plus faible que sa longueur (Richardson et Carling, 2005).
- **(2) Avec arrête centrale** : se caractérise par la présence d'une arrête centrale et s'observe notamment pour les flûtes larges. En partie amont l'arête, d'aspect arrondi, est marquée pour s'effacer vers l'aval et devenir indistincte.
- **(3) Avec surplomb** : se caractérise par un bord en surplomb dans la partie supérieure induite par une érosion intense (Hancock et al., 1998) avec recul du surplomb (*i.e.* migration amont) au fur et à mesure de l'érosion de la base de la concavité (Richardson et Carling, 2005). L'érosion est considérée plus intense en zone proximale en raison de la rupture de pente créée par le surplomb (Hancock et al., 1998).
- **(4) Jumelées** : se caractérise par le jumelage de deux flûtes étroites et d'orientation légèrement différente formant une paire mais distinctes avec la présence d'une crête médiane.

- **(5) Avec structures secondaires externes** : se caractérise par la formation de flûtes secondaires adjacentes les unes aux autres à partir d'une flûte primaire. Elles peuvent se produire à partir d'un défaut de la surface (*i.e.* fissure, crête, etc.), les flûtes secondaires étant initiées au niveau de la zone de contact entre le bord de la flûte primaire et la ligne de défaut (Hancock et al., 1998 ; Richardson et Carling, 2005). En évoluant, la forme secondaire modifie le contour de la forme primaire. Cependant, la présence d'un défaut n'est pas obligatoire pour la formation de telles formes (Richardson et Carling, 2005).

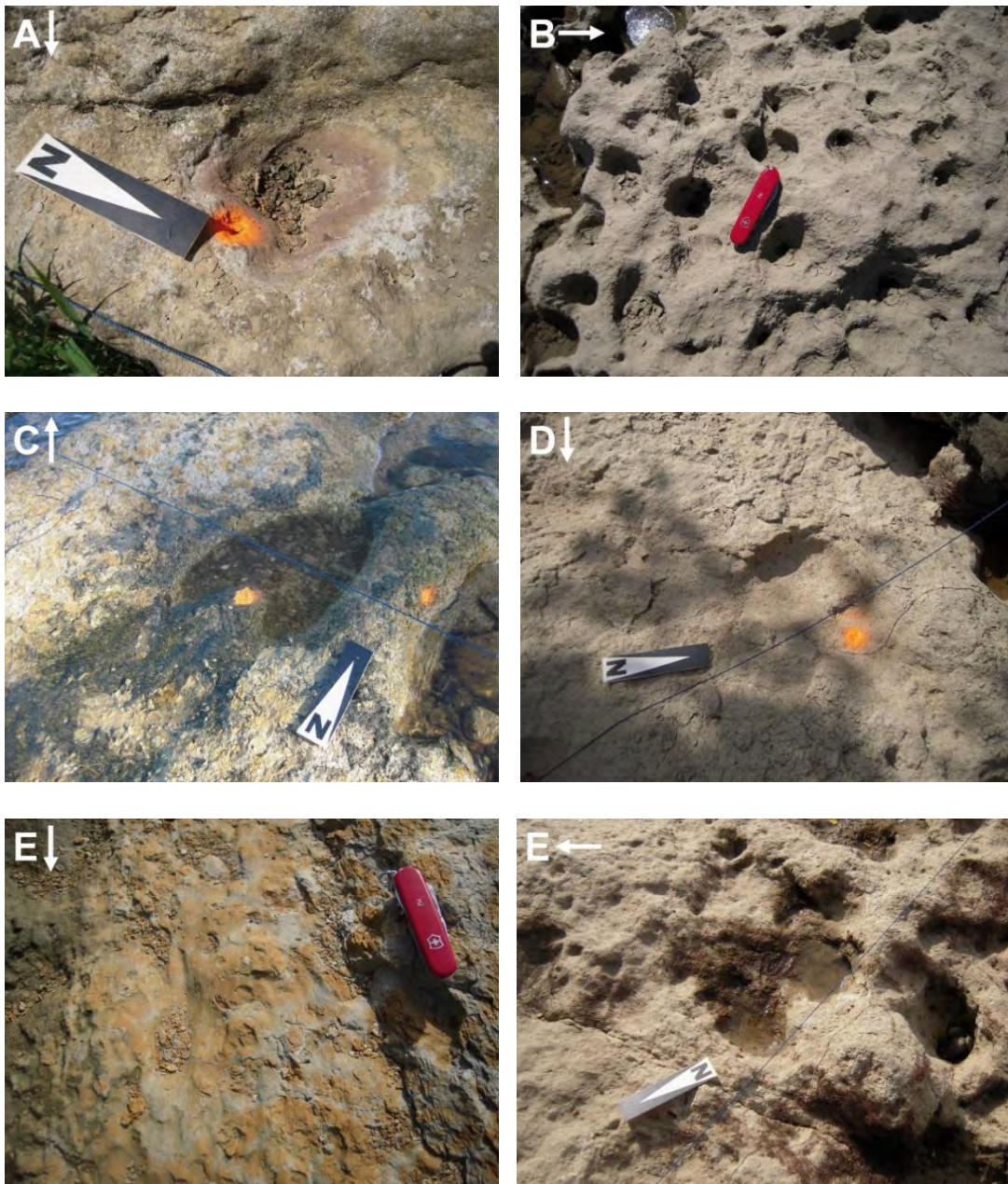


Figure 3.26 : Typologie des flûtes. (A) large ; (B) étroite ; (C) avec arrête centrale ; (D) avec surplomb et large ; (E) avec structures secondaires externes et en échelon ; (F) jumelée avec arrête centrale.

1.2.1.4. Les flaques

Ce type de forme (Fig. 3.27) correspond à une dépression peu marquée de faible profondeur, inférieure à 10 cm, avec une forme en plan variée (*e.g.* elliptique, allongée, multilobée, etc.). Le fond est relativement plat et les bords sont peu marqués, en pente douce et fuyant de profil convexe. Leur taille est variable avec des dimensions allant de plusieurs dizaines de centimètres à quelques mètres.

- **(1) Simple** : se caractérise par une forme en plan simple (*e.g.* circulaire, elliptique, etc.) dont le contour est relativement homogène.
- **(2) Multilobée** : se caractérise par une forme en plan complexe présentant de multiples courbures qui lorsqu'elles sont fortement accentuées peuvent former des lobes.

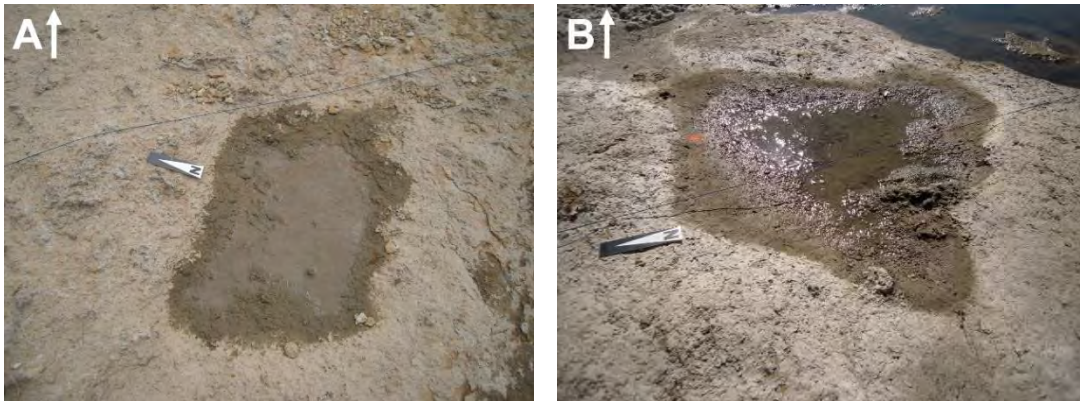


Figure 3.27 : Typologie des flaques. (A) simple ; (B) multilobée.

1.2.1.5. Les dépressions

Ce type de forme (Fig. 3.28) correspond à une dépression marquée, de profondeur supérieure à 10 cm et pouvant aller jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres. La forme en plan présente un aspect varié (*e.g.* elliptique, allongée, multilobée, etc.). Le fond peut être plat mais également constitué de formes secondaires (*e.g.* trou d'eau, sillon) et se caractérise par des bords bien marqués de profil concave avec des parois abruptes. Les bords peuvent être d'aspect arrondi ou vif. Lorsque l'érosion se produit dans une alternance de couches indurée (*i.e.* niveau supérieur) et tendre (*i.e.* niveau inférieur), un surplomb marquant la limite entre niveaux peut apparaître par sapement de la couche tendre.

- **(1) Simple** : se caractérise par une forme en plan simple ne présentant pas de contour complexe mais une certaine homogénéité.
- **(2) Multilobée** : se caractérise par une forme en plan complexe avec un contour présentant de multiples courbures pouvant former des lobes lorsque ces dernières sont accentuées.

- **(3) Multilobée avec structures internes** : reprend les mêmes caractéristiques qu'une dépression multilobée mais en intégrant des structures internes secondaires (*i.e.* trou d'eau, sillon).



Figure 3.28 : Typologie des dépressions. **(A)** simple ; **(B)** multilobée avec structure interne ; **(C)** multilobée.

1.2.1.6. Les échancrures

Ce type de forme (Fig. 3.29) s'apparente à une échancrure le long d'une ligne de crête (*i.e.* rebord d'érosion) dont la forme en plan peut être large ou étroite avec des dimensions variables allant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres en largeur et en longueur. La partie amont de la forme se caractérise par une rupture de pente marquée, au profil concave et des bords pouvant être arrondis ou vifs avec des parois abruptes. Le plus souvent, les échancrures s'observent dans le sens de l'écoulement (*i.e.* ouverture vers l'aval) mais peuvent également se développer à contre-sens de ce dernier (*i.e.* ouverture vers l'amont).

- **(1) En entonnoir** : se caractérise par une forme en plan évasée d'aspect conique avec une largeur augmentant de manière régulière et fortement dans sa partie avale.
- **(2) Effilée** : se caractérise par une forme en plan effilée avec une largeur augmentant faiblement dans sa partie avale.



Figure 3.29 : Typologie des formes échancrées. **(A)** en entonnoir à bords réguliers ; **(B)** effilée à bords sinueux.

1.2.1.7. Les buttes

Les buttes (*i.e.* formes positives) se caractérisent généralement par une surface arrondie et plus ou moins lisse (Fig. 3.30). Leur dimension en largeur et en longueur peut être métrique à plurimétrique avec une hauteur pouvant être de plusieurs dizaines de centimètres. Elles sont la relique d'un ancien niveau pour lequel l'intensité de l'érosion est moins importante en raison d'un différentiel de dureté entre une couche supérieure indurée (*i.e.* encroûtement calcaire) et une couche inférieure plus tendre (*i.e.* marno-sableux).

- **(1) Convexe elliptique** : se caractérise par une forme en plan elliptique avec des bords arrondis et de profil convexe. Lorsque la forme est composée d'une alternance entre couche dure et couche tendre, un surplomb peut se former en pourtour de la forme au niveau de la ligne de contact entre les deux couches par sapement à la base de la forme et correspondant au niveau tendre.
- **(2) Convexe effilée** : se caractérise par une tête arrondie et large (*i.e.* partie amont) et une queue étroite et effilée (*i.e.* partie aval). La partie amont face à l'écoulement présente un profil concave avec une paroi abrupte liée à une érosion plus intense en pied de forme pouvant induire un surplomb tandis que la partie aval présente un profil convexe à pente douce.

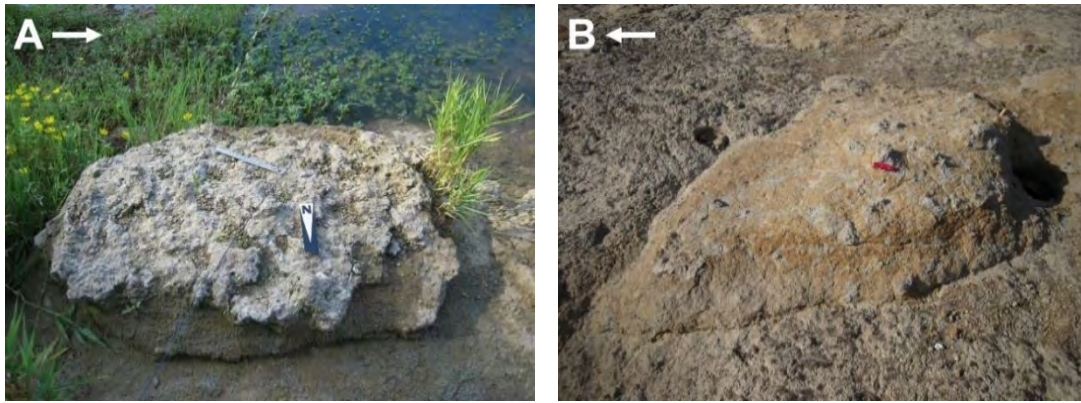


Figure 3.30 : Typologie des formes positives. (A) convexe elliptique ; (B) convexe effilée.

1.2.2. Typologie complémentaire par échantillonnage aléatoire

1.2.2.1. Les formes ondulantes

Il s'agit de surfaces ondulées d'aspect bosselé (Fig. 3.31). Les formes constituant ces surfaces sont arrondies et relativement lisses avec une orientation longitudinale dans le sens de l'écoulement principal ou non-directionnelle. Elles s'observent essentiellement à proximité du chenal principal et ont des dimensions variables allant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres.

- **(1) Forme ondulée longitudinale** : il s'agit d'un groupement de formes allongées (*i.e.* plusieurs mètres de long) dans le sens de l'écoulement et agencées de manière régulière entre elles donnant un aspect cannelé à la surface. Leur apparence est arrondie et convexe et présente des dimensions semblables.
- **(2) Forme bosselée non-directionnelle** : il s'agit d'un groupement de formes courtes et ramassées d'apparence arrondie et convexe. Elles ne présentent pas d'orientation distincte et leurs dimensions sont semblables entre elles soit quelques dizaines de centimètres.

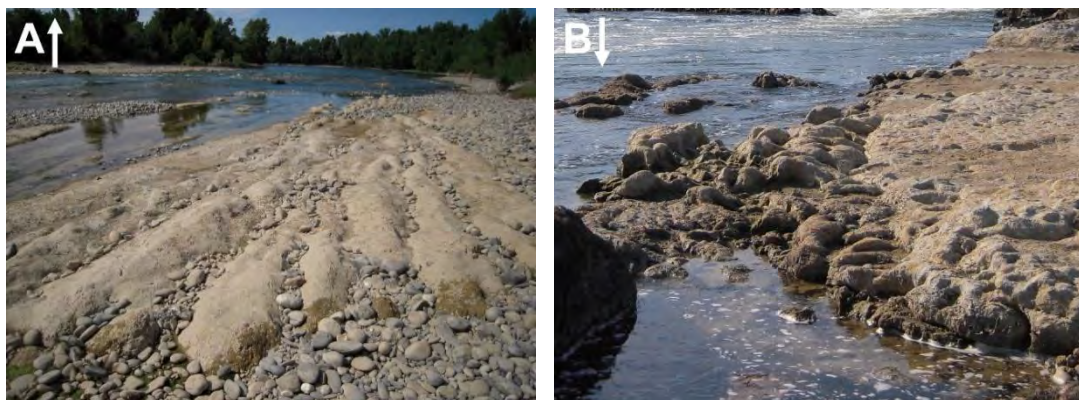


Figure 3.31 : Typologie des formes ondulées. (A) formes ondulées longitudinales formant des cannelures ; (B) formes bosselées non-directionnelle.

1.2.2.2. Les fosses de dissolution

Ce type de forme (Fig. 3.32) se réfère au processus principal à l'origine de leur formation qui est la dissolution. Ce sont de petites dépressions d'aspect varié (*i.e.* circulaire, allongé, irrégulier), se produisant dans les roches calcaires facilement solubles (*i.e.* carbonatées) où le processus de dissolution joue un rôle important dans l'érosion de la roche (Richardson et Carling, 2005). La taille des formes peut aller de quelques millimètres à plusieurs décimètres. Elles peuvent être isolées, en groupes ou encore agglomérées par la fusion de plusieurs formes.

- **(1) Fosse circulaire** : il s'agit de petites dépressions circulaires de quelques centimètres de diamètre. Lorsqu'elles sont profondes (*i.e.* profondeur supérieure à la largeur), leur paroi présente une quasi verticalité tandis que lorsqu'elles sont peu profondes (*i.e.* profondeur inférieure à la largeur), leur paroi présente une pente plus douce à fond arrondi (Richardson et Carling, 2005).
- **(2) Fosse allongée** : il s'agit de petites dépressions d'aspect plus ou moins allongé avec une orientation variable. La largeur est de quelques millimètres pour une longueur n'excédant pas 1 ou 2 cm. Lorsqu'elles sont orientées dans le sens de l'écoulement elles peuvent présenter une forme effilée avec une largeur plus importante en partie supérieure (*i.e.* amont) par rapport à la partie inférieure (*i.e.* aval).
- **(3) Micro sillon** : il s'agit de petits sillons dont la profondeur est superficielle, de l'ordre du millimètre, avec une longueur d'environ 1 cm pour une largeur n'excédant pas quelques millimètres. Leur orientation peut varier et présenter une forme en plan qui est rectiligne, une forme courbée ou encore sinueuse.
- **(4) Fosse coalescente** : il s'agit d'une dépression de forme en plan circulaire ou irrégulière issue de la fusion de plusieurs fosses de dissolution suite à l'érosion de leur paroi formant une surface fortement disséquée en raison de leur densité. Elles peuvent présenter une élongation dans le sens de l'écoulement (Richardson et Carling, 2005). Le diamètre peut être de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres avec des bords vifs et abrupts.

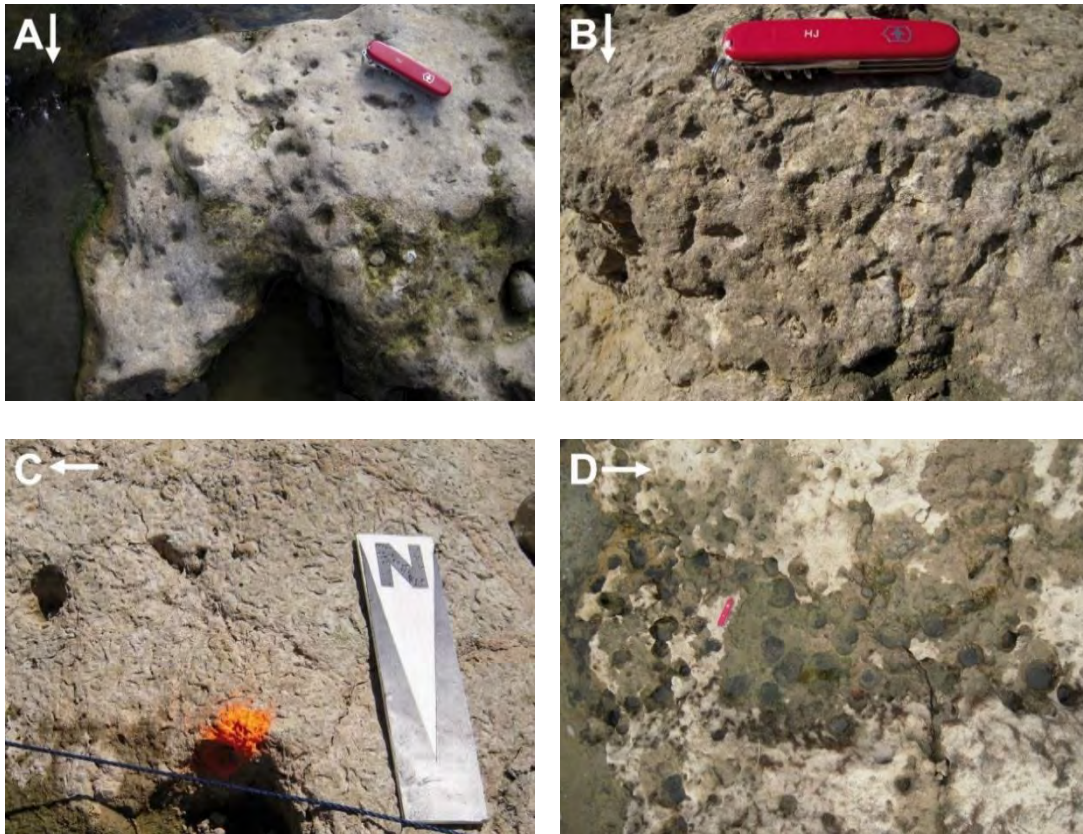


Figure 3.32 : Typologie des formes liées à la dissolution. **(A)** fosses circulaires peu profondes ; **(B)** fosses allongées ; **(C)** assemblage de micro-sillons ; **(D)** fosse coalescente allongée.

1.2.2.3. Les formes concaves avec surplomb

Il s'agit de formes concaves inscrites sur un plan vertical ou approchant et formant un surplomb (Fig. 3.33). Elles peuvent être profondes avec un surplomb horizontal de la paroi supérieure ou moins profondes avec un surplomb courbé entre la paroi supérieure et la paroi du fond de la forme.

- **(1) En alcôve** : ce sont des cavités formées dans une paroi verticale et s'inscrivant dans une courbure là où l'écoulement présente une contrainte hydraulique plus importante. Leur paroi inférieure (*i.e.* plancher) présente une quasi horizontalité. Un gradient croissant du volume des cavités est observé de la base vers le sommet du plan vertical dans lequel elles s'inscrivent, les forces érosives étant plus importantes à la base par effet d'affouillement.
- **(2) En sillon** : se caractérise par un sillon à faces parallèles s'inscrivant sur une paroi plus ou moins verticale. Il peut être de profil rectiligne ou courbé avec un bord supérieur pouvant présenter un surplomb plus ou moins prononcé selon l'intensité de l'érosion.
- **(3) En porte-à-faux horizontal** : il s'agit d'une forme produite par une érosion différentielle entre deux niveaux de roche dont la dureté est différente. La couche tendre correspondant au niveau inférieur va s'éroder plus rapidement que le niveau supérieur plus dur induisant un sapement de la base et créant un surplomb horizontal (*i.e.* porte-à-faux, la couche inférieure

soutenant la couche supérieure) de plus en plus proéminent dans le temps. Lorsque le porte-à-faux est trop important, la couche supérieure peut s'effondrer par blocs sous son poids par effet de gravité.



Figure 3.33 : Typologie des formes concaves avec surplomb sur surface verticale. **(A)** en alcôve ; **(B)** en sillon courbé ; **(C)** en porte-à-faux horizontal.

1.3. Analyse morphométrique des formes de type trou d'eau et sillon

Cette partie analyse la morphologie de certaines formes d'érosion au travers de caractéristiques géométriques relevées sur le terrain (*i.e.* largeur, longueur, profondeur). Les formes d'érosion observées étant diversifiées de par leur taille et leur forme plus ou moins complexe, seuls deux types de formes ont été considérés dans la présente analyse. Il s'agit de sillons et de trous d'eau individuels et d'aspect simple excluant les formes composites ou coalescentes pour lesquelles leur développement est sujet à une complexité plus importante et qui ne peut être appréhendée au travers de paramètres géométriques simples.

1.3.1. Morphométrie des trous d'eau

La taille et la forme des trous d'eau échantillonnés sur l'ensemble des sites présentent une forte hétérogénéité comme il a été mis en évidence dans le paragraphe 1.2. du chapitre concernant la

typologie des formes. Dans l'analyse qui suit, seuls les trous d'eau « simple » et « individuel » (*i.e.* non composite, sans rupture, sans sillon, etc.) avec une ouverture circulaire ou sub-circulaire et dont la surface interne est relativement lisse (*i.e.* non rainurée), ont été sélectionnés (Fig. 3.34). Afin d'obtenir un échantillon de données plus conséquent que celui obtenu avec le seul échantillonnage systématique, le nombre de trous d'eau identifiés par les relevés systématiques a été complété par un relevé annexe afin d'augmenter la représentativité. Dans cette analyse, seuls les sites de Portet-sur-Garonne et Grenade sont pris en compte car le nombre de formes pour Beauzelle n'a pas été considéré comme suffisamment significatif pour permettre une analyse quantitative, les données ne comportant qu'une dizaine de formes seulement.

Pour l'ensemble des formes considérées, leur géométrie présente une variation importante pouvant aller de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres tant en diamètre qu'en profondeur (Tab. 3.3 ; Fig. 3.35). En coupe transversale les trous d'eau forment des concavités pouvant être cylindriques ou hémisphériques. Pour ces dernières, les rayons d'ouverture n'ont pas leur équivalence en profondeur. Selon Springer et al. (2006), les trous d'eau hémisphériques correspondent à une forme intermédiaire entre ceux présentant une faible profondeur permettant leur développement et ceux de forme cylindrique considérés comme plus matures. Il a également été observé de manière générale, une géométrie du fond plutôt concave pour les trous d'eau de petite taille (*i.e.* hémisphérique) et plutôt plat voir convexe pour les formes de taille plus importante (*i.e.* cylindrique). La corrélation avec des fractures (*i.e.* faille, micro-faille, joint ou diaclase) n'est pas démontrée puisque seules 9 % à Portet-sur-Garonne et 21 % à Grenade de formes en comportent. Le fait que peu de trous d'eau soient recoupés par des fractures semble indiquer que ce facteur est marginal dans la genèse de ce type de forme.

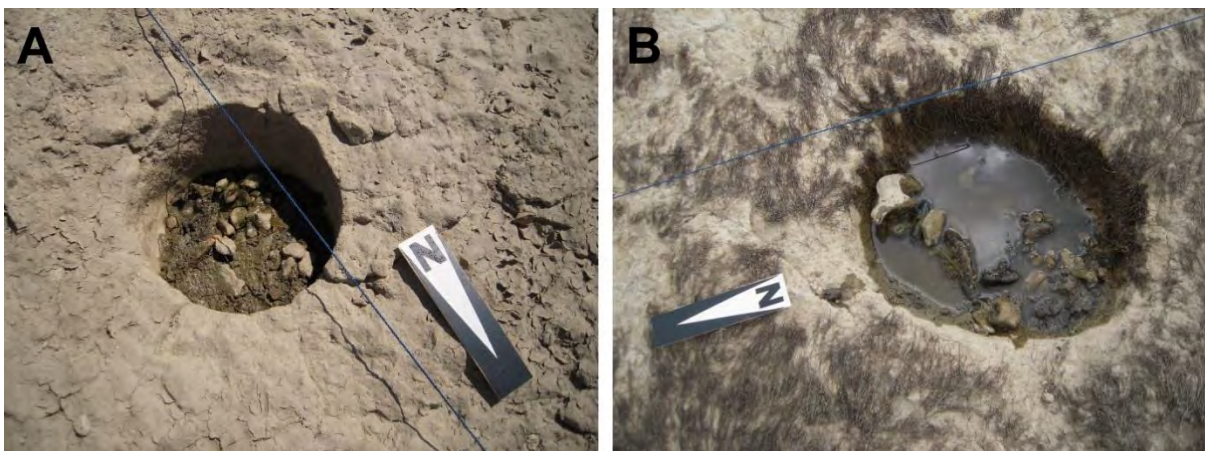


Figure 3.34 : Exemple de trous d'eau dont l'ouverture est circulaire (A) et elliptique (B). La longueur du nord est de 16 cm.

Que les formes soient profondes ou peu, ces dernières présentent très fréquemment des accumulations de matériaux en leur fond. Ce facteur est important puisqu'il est susceptible de contribuer à l'évolution des trous d'eau par processus d'abrasion et d'écaillage avec la production de fragments sous l'impact des galets (Abbott et Prottratz, 1969 ; Sklar et Dietrich, 2001 ; Springer et al. 2005). A Portet-sur-Garonne et Grenade, des matériaux sont présents dans 51 et 83 % des formes et sont caractérisés par un D_{50} qui est respectivement de 40 et 26 mm (Tab. 3.3). La différence de nombre de formes occupées par des matériaux, entre les deux sites, peut s'expliquer par une quantité plus limitée d'apports par charriage, le seuil de Portet-sur-Garonne étant « perché » car ceinturé par un rebord d'érosion abrupte, réduisant potentiellement le franchissement par la charge grossière.

		Portet (n=201)	Grenade (n=129)
Rayon (cm)	Moy [Min-Max]	7,77 [2,63-25,75]	7,86 [2,25-30,50]
	Ecart-type	4	4,65
Profondeur (cm)	Moy [Min-Max]	15,07 [3-51,50]	10,41 [4-33]
	Ecart-type	8,62	5,35
Particule (cm)	Echantillon	312	370
	Moy [Min-Max]	4,82 [1,30-19]	3,38 [0,20-15,60]
	Ecart-type	2,73	2,32
	D_{50}/D_{90}	40/88	26/67

Tableau 3.3 : Caractéristiques géométriques des trous d'eau et granulométrie des particules présentes dans les formes. **n** : taille de l'échantillon ; **RD** : rive droite ; **RG** : rive gauche.

En première approche de la géométrie des trous d'eau, un rapport diamètre/profondeur ($Y = D/Z$) a été calculé. Ce paramètre géométrique sert d'indicateur de la dynamique d'évolution des trous d'eau sur le plan horizontal et vertical. A Portet-sur-Garonne Y varie entre 1 et 4 pour une moyenne de 2. Sur les 201 formes échantillonnées, 31 % se caractérisent par $Z > D$, 22 % par $Z \sim D$ et 47 % par $Z < D$. A Grenade, Y varie entre 0,7 et 2,4 pour une moyenne de 1,4. Sur les 129 formes échantillonnées, 3 % se caractérisent par $Z > D$, 21 % ont $Z \sim D$ et 76 % ont $Z < D$. La valeur moyenne de Y entre Portet-sur-Garonne et Grenade (*i.e.* 2 et 1,4) diffère et suggère que l'érosion latérale est plus fréquente que l'érosion verticale pour le premier site. Cette différence peut s'expliquer par la nature du substrat dans lequel ont évolué les trous d'eau :

- A Portet-sur-Garonne, une couche indurée résistante (*i.e.* niveau carbonaté de la molasse) est présente sur une grande partie du seuil et c'est dans ce contexte que les trous d'eau se sont développés pour l'essentiel.
- A Grenade, la couche indurée n'est présente que localement et a laissé place à des affleurements d'une couche plus faiblement résistante (*i.e.* niveau marno-sableux) dans laquelle s'inscrit la majorité des trous d'eau.

Des résultats similaires ont été obtenus à Hawaii par Abbott et Pottratz (1969) pour des trous d'eau formés par l'action des vagues en bord de côte. Ces derniers mettent en évidence des rapports compris entre 1,1 à 2,1 avec les plus fortes valeurs observées pour des trous d'eau formés dans un substrat rocheux résistant (*i.e.* basalte, $Y = 2,1$) et des valeurs plus faibles dans des formations plus tendres (*i.e.* tuf volcanique, $Y = 1,4$ et roche sableuse carbonaté, $Y = 1$).

L'analyse des données géométriques met en évidence une relation forte entre la profondeur (Z) et le rayon moyen (R) pour l'ensemble des sites (Fig. 3.35 ; Tab. 3.4). Les deux variables sont corrélées par une loi de puissance simple sous forme de tendance linéaire en graphique log-log (Fig. 3.35). Les distributions obtenues sont de type log-linéaire et peuvent être décrites par la loi de puissance suivante :

$$\text{Log}(R) = a + \varepsilon \cdot \text{log}(Z)$$

Les coefficients a et ε sont issus de la régression et peuvent servir à produire une équation exprimant le rayon (R) en fonction de la profondeur (Z), soit :

$$R = 10^a \cdot 10^{\varepsilon \cdot \text{log}(Z)}$$

ou

$$R = k \cdot Z^\varepsilon$$

Avec R : rayon (cm) ; Z : profondeur (cm) ; a et ε : coefficient de régression ; k : 10^a (Tab. 3.4).

Les résultats montrent un bon ajustement pour l'ensemble des sites avec un R^2 de 0,66 à Portet-sur-Garonne et de 0,67 à Grenade confirmant la bonne corrélation entre les deux variables R et Z (Tab. 3.4).

Site	n	k	ε	R^2
Portet	201	1,00	0,75	0,66
Grenade (G)	129	0,84	0,94	0,67
Grenade (RD)	22	0,56	1,09	0,62
Grenade (RG)	107	0,89	0,91	0,69

Tableau 3.4 : Statistiques de la relation entre rayon et profondeur. n : taille de l'échantillon ; G : global ; RD : rive droite, RG : rive gauche.

La valeur k pour une profondeur (Z) donnée contribue à l'amplitude du rayon (R), tandis que ε détermine le taux de croissance du rayon en fonction de la profondeur et cela de manière non linéaire lorsque $\varepsilon \neq 1$ et $\varepsilon > 0$ (Springer et al., 2006). Dans le cas de Portet-sur-Garonne et Grenade, les valeurs de ε obtenues sont inférieures à 1 (Tab. 3.4), ce qui indique une profondeur augmentant plus

rapidement que le rayon. En outre, une faible valeur de ϵ peut être associée à un allongement plus important (*i.e.* composante verticale) par rapport à l'augmentation du rayon (*i.e.* composante transversale) lors du développement des formes. Cela peut être observé graphiquement par la pente des droites d'ajustements des nuages de points (Fig. 3.35). Ainsi sur le site de Portet-sur-Garonne, les trous d'eau présentent un allongement plus important que ceux du site de Grenade. Il est à noter pour ce dernier, que les formes localisées en rive gauche se caractérisent par une profondeur qui augmente plus rapidement que le rayon ($\epsilon = 0,91 - \epsilon < 1$), tandis que celles situées en rive droite se caractérisent à l'inverse par une profondeur qui augmente moins rapidement que le rayon ($\epsilon = 1,09 - \epsilon > 1$). Des observations similaires ont également été faites par Springer et al. (2005, 2006) sur la rivière Orange en Afrique du Sud et par Abbott et Pottratz (1965) à Oahu à Hawaii.

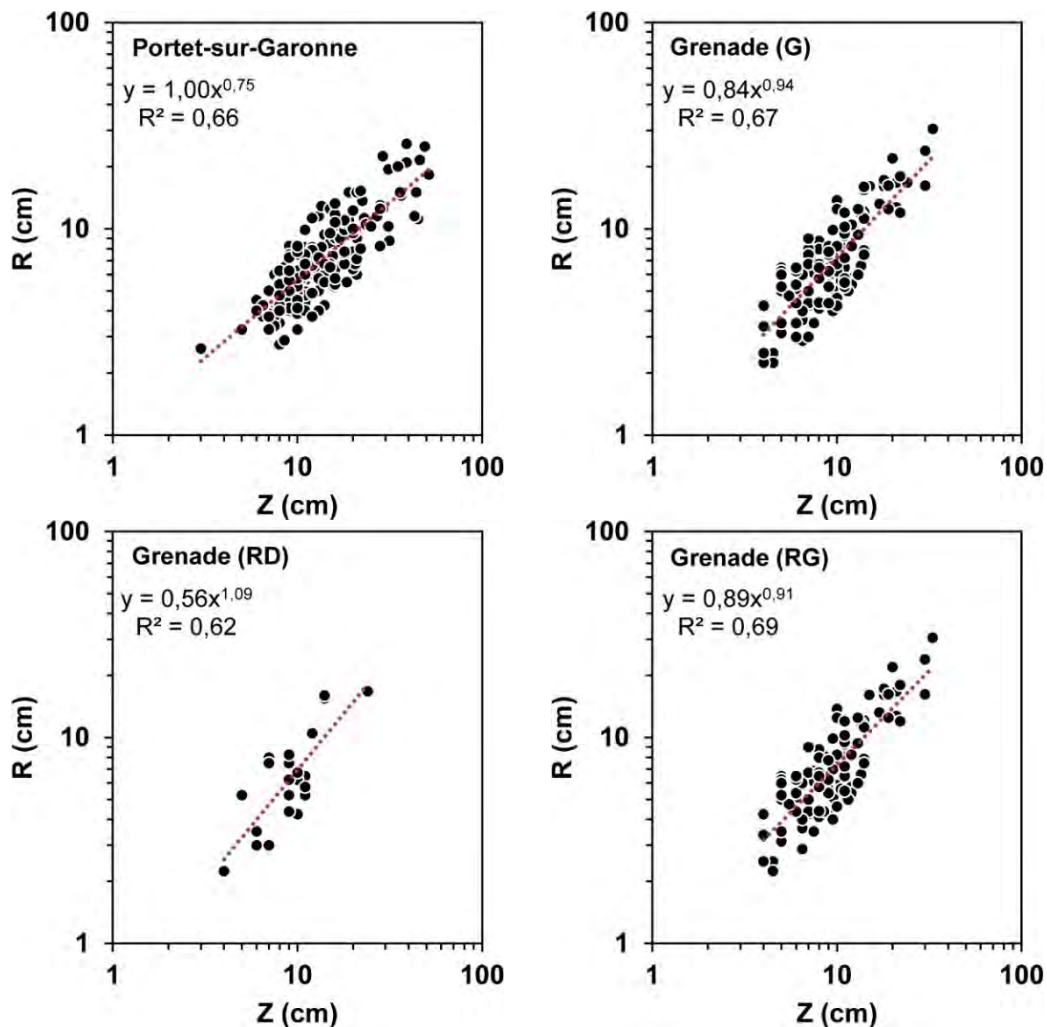


Figure 3.35 : Relation entre rayon (R) et profondeur (Z) avec droite d'ajustement de type puissance.

Pour Springer et al. (2006), la forte corrélation qui peut exister entre le rayon et la profondeur est un facteur important dans la dégradation des trous d'eau individuels. En effet, en considérant un lit dont le fond est stable, les trous d'eau peuvent voir leur rayon et leur profondeur continuer à

augmenter. Cependant, pour un chenal en incision, le rayon continuerait à augmenter mais la profondeur se verrait réduite car la forme serait tronquée dans sa partie supérieure par l'abaissement du lit. Par conséquent, la profondeur diminuerait dans le temps. Springer et al. (2006) parlent d'un « seuil » qui une fois franchi, infléchirait la trajectoire d'évolution du rayon en fonction de la profondeur, de sorte qu'il n'y aurait plus de relation entre R et Z avec une forte dispersion de la distribution des données (Fig. 3.36). Dans le cas de Portet-sur-Garonne et Grenade, la distribution des données montre qu'il y a bien une corrélation entre R et Z . Il est possible d'envisager que l'effacement de trous d'eau individuels n'est pas soumis à l'incision, comme le suggère Springer et al. (2006) au travers de leurs observations. Les formes individuelles seraient ainsi amenées à évoluer et à disparaître par la fusion de formes entre elles lors de leur développement (*i.e.* coalescence). Pour les deux sites étudiés, la présence en grand nombre de trous d'eau ayant fusionné est observée, ce qui semble confirmer les observations faites par Springer et al. (2006). Ainsi, l'érosion par abrasion sommitale liée à la charge de fond pourrait n'être qu'un facteur secondaire de l'érosion des seuils une fois formés. Les processus liés au développement des microformes et leur évolution par action mécanique et/ou par dissolution se révélant le facteur déterminant.

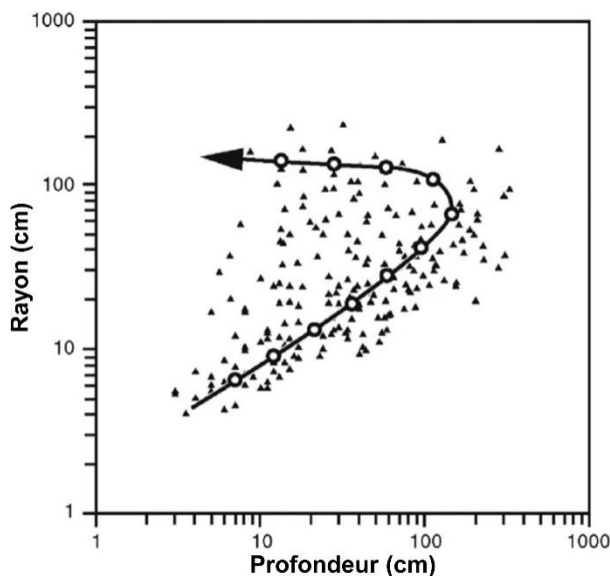


Figure 3.36 : Distribution théorique avec trajectoire d'évolution (flèche) dans le cas de figure où les trous d'eau disparaissent lors de l'abaissement du lit (*i.e.* incision). La profondeur des trous d'eau diminuerait et leur approfondissement cesserait tandis que le rayon pourrait continuer à augmenter (d'après Springer et al., 2006).

1.3.2. Morphométrie des sillons

Pour l'ensemble des formes considérées, leur géométrie présente une variation importante comprise entre quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres tant en largeur et longueur qu'en profondeur (Tab. 3.5 ; Fig. 3.38). L'analyse de l'orientation des formes (Tab. 3.5 ; Fig. 3.37), met en évidence une concordance avec l'orientation du chenal principal sur les sites de Beauzelle (SE/NO) et de Grenade en partie rive gauche du seuil (S/N). Ce constat tend à démontrer que le développement

des sillons sur ces sites répond à un facteur dynamique commandé par la direction de l'écoulement principal et non à un facteur structural, même si le chenal peut être également localement guidé par la foliation ou la microfracturation de la molasse. Pour la partie rive droite du seuil à Grenade, l'orientation des sillons diffère légèrement de la direction générale de l'écoulement (S/N) et peut s'expliquer par le fait que cette partie du seuil se trouve en partie concave de la courbe du chenal contre laquelle s'oriente une partie de l'écoulement avant d'être redirigée vers le centre du chenal, ce que traduit l'orientation des sillons dans ce secteur. A Portet-sur-Garonne, l'orientation des sillons diffère aussi légèrement de celle de l'écoulement principal (O/E) mais correspond à l'orientation d'un écoulement d'un chenal secondaire (O-SO/E-EN) traversant le seuil de manière oblique et actif de manière intermittente selon le niveau d'eau. Ainsi, l'évolution des sillons pour ce site semble également répondre à un facteur lié à la dynamique d'écoulement et non un fait structural.

Les sillons échantillonnés présentent très fréquemment des matériaux détritiques (*i.e.* sables, graviers et galets) accumulés en leur fond, contribuant à leur évolution par processus d'abrasion et d'écaillage. A Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade, des matériaux sont présents dans 49, 46 et 69 % des formes et sont caractérisés par un D_{50} qui est respectivement de 51, 85 et 55 mm (Tab. 3.5).

		Portet (n=77)	Beauzelle (n=24)	Grenade (n=78)
Orientation		O-SO/E-EN	SE / NO	S-SE /N-NO (RD) S/N (RG)
Longueur (cm)	Moy [Min-Max]	128,03 [12-510]	172,71 [18-440]	86,95 [13-290]
	Ecart-type	104,07	134,56	60,15
Largeur (cm)	Moy [Min-Max]	27,55 [5-100]	34,96 [6-90]	20,58 [5-55]
	Ecart-type	16,11	21,02	11,42
Profondeur (cm)	Moy [Min-Max]	12,74 [3-45]	19,04 [4-42]	10,16 [4-33]
	Ecart-type	6,67	9,25	4,83
Particule (cm)	Echantillon	166	49	234
	Moy [Min-Max]	6,31 [1-26]	8,77 [2,40-19]	6,02 [1-15,60]
	Ecart-type	4,15	3,65	3,02
	D_{50}/D_{90}	5,1/11,7	8,5/14,5	5,5/10,7

Tableau 3.5 : Caractéristiques géométriques des sillons et granulométrie des particules présentes dans les formes. **n** : taille de l'échantillon ; **RD** : rive droite ; **RG** : rive gauche.

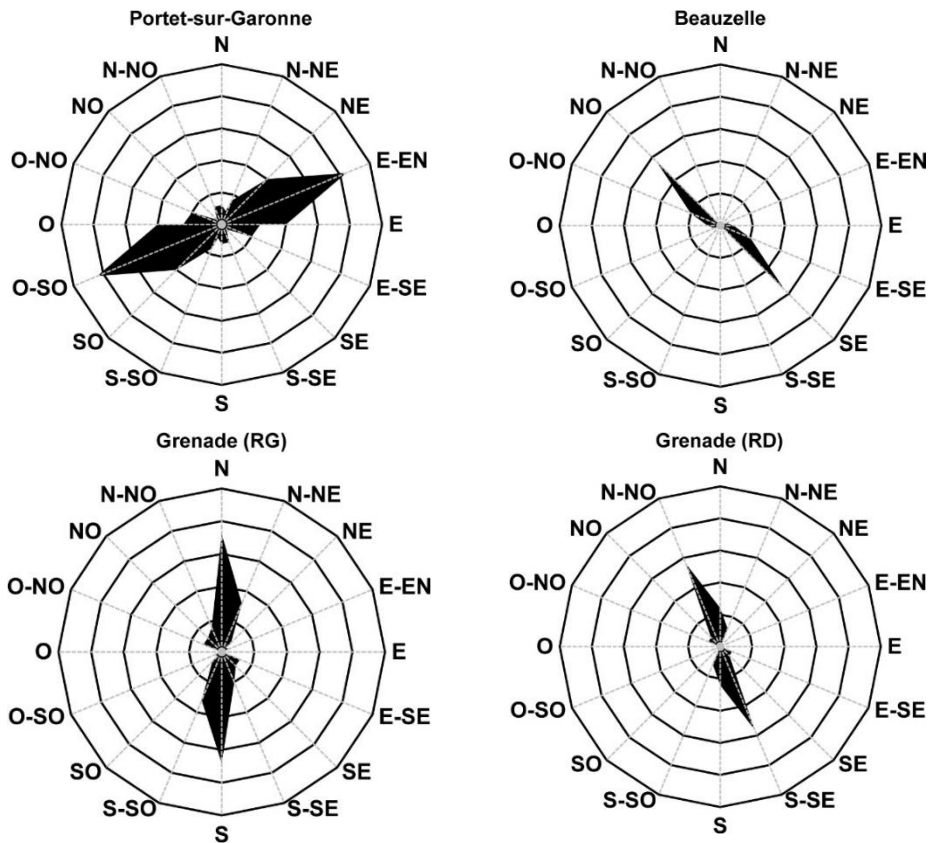


Figure 3.37 : Orientation des formes en sillon. L'unité principale est de 5.

L'analyse des données géométriques met en évidence une relation forte entre la longueur (Lo) et la largeur (La) pour l'ensemble des sites (Fig. 3.38 ; Tab. 3.6). Les deux variables sont corrélées par une loi de puissance simple sous forme de tendance linéaire en graphique log-log (Fig. 3.38). Les distributions obtenues sont de type log-linéaire et peuvent être décrites par la loi de puissance suivante :

$$\text{Log}(Lo) = a + \varepsilon \cdot \text{log}(La)$$

Les coefficients a et ε sont issus de la régression et peuvent servir à produire une équation exprimant la longueur (Lo) en fonction de la largeur (La), soit :

$$Lo = 10^a \cdot 10^{\varepsilon \cdot \text{log}(La)}$$

ou

$$Lo = k \cdot La^\varepsilon$$

Avec Lo : longueur (cm), La : largeur (cm), a et ε : coefficient de régression, k : 10^3 (Tab. 3.6).

Les résultats montrent un bon ajustement pour l'ensemble des sites avec un R^2 de 0,67 à Portet-sur-Garonne, de 0,75 à Beauzelle et de 0,63 à Grenade confirmant la bonne corrélation entre les deux variables Lo et La (Tab. 3.6). Concernant le site de Grenade, la distinction entre les formes localisées en rive droite et celles localisées en rive gauche montre une meilleure corrélation entre Lo et La pour ces dernières avec un R^2 de 0,66 contre seulement 0,53 pour celles de la rive droite.

Site	n	k	ϵ	R^2
Portet	77	1,79	1,25	0,67
Beauzelle	24	1,90	1,23	0,75
Grenade (G)	78	3,01	1,08	0,63
Grenade (RD)	30	3,69	1,01	0,53
Grenade (RG)	48	2,74	1,11	0,66

Tableau 3.6 : Statistiques de la relation entre longueur et largeur. n : taille de l'échantillon ; G : global ; RD : rive droite ; RG : rive gauche.

La valeur k pour une longueur (Lo) donnée contribue à l'amplitude de la largeur (La), tandis que ϵ détermine le taux de croissance de la largeur en fonction de la longueur et cela de manière non linéaire lorsque $\epsilon \neq 1$ et $\epsilon > 0$ (Springer et al., 2006). Pour l'ensemble des sites, les valeurs de ϵ obtenues sont supérieures à 1 (Tab. 3.6), ce qui indique une largeur augmentant moins rapidement que la longueur. De plus, une forte valeur de ϵ peut être associée à une élongation plus importante (*i.e.* composante longitudinale) par rapport à l'augmentation de la largeur (*i.e.* composante latérale) donnant un profil plus effilé à la forme. Cela peut être observé graphiquement par la pente des droites d'ajustements des nuages de points (Fig. 3.38). Ainsi à Portet-sur-Garonne et Beauzelle, les sillons présentent un allongement plus important que ceux localisés à Grenade. Il est à noter pour ce dernier site, que les formes localisées en rive gauche se caractérisent par une longueur augmentant plus rapidement que la largeur ($\epsilon = 1,11 - \epsilon < 1$), tandis que celles situées en rive droite se caractérisent par une évolution à tendance linéaire entre la longueur et la largeur ($\epsilon = 1,01 - \epsilon \sim 1$) mais où la corrélation entre variables est moyenne.

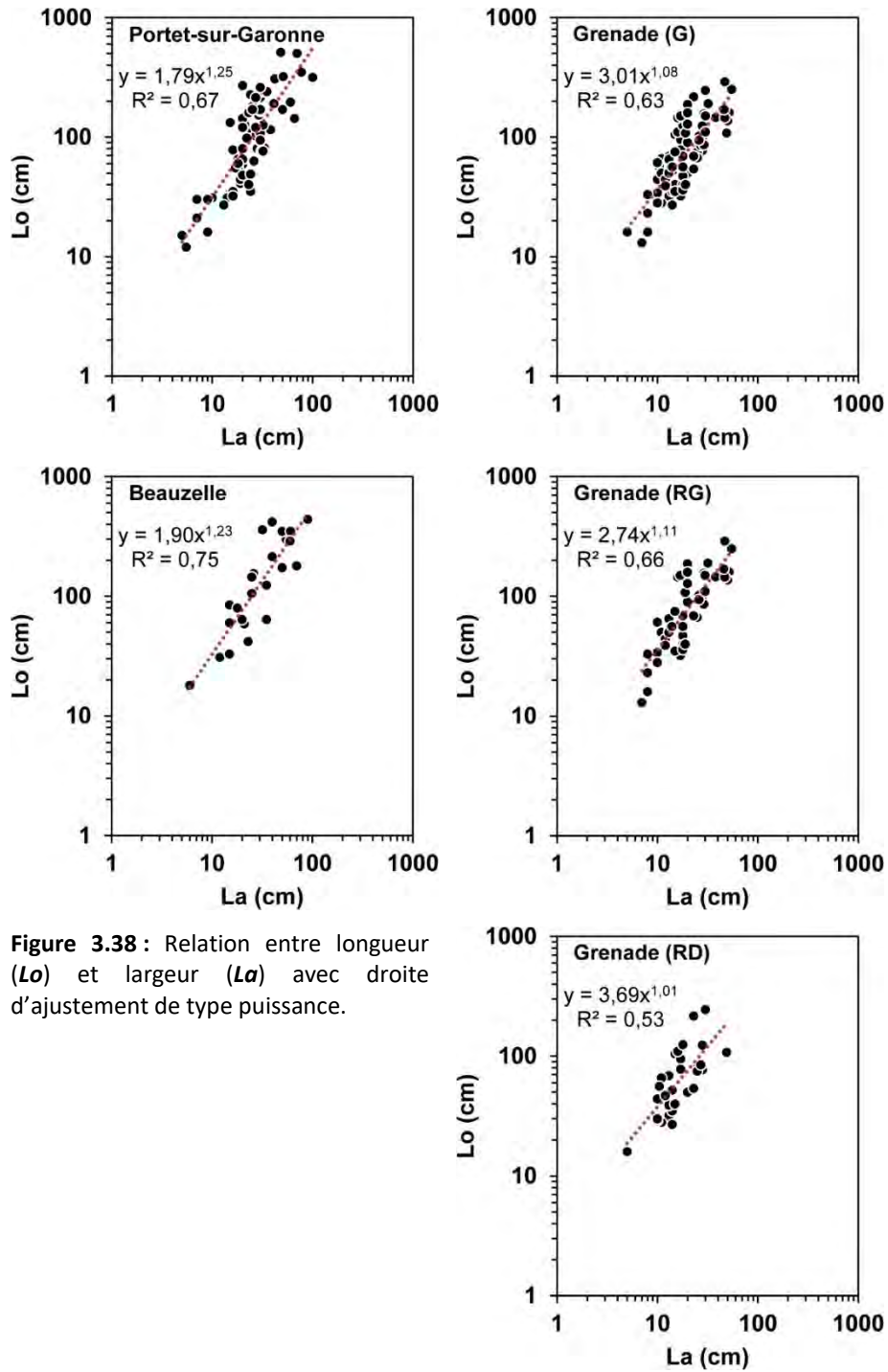


Figure 3.38 : Relation entre longueur (Lo) et largeur (La) avec droite d'ajustement de type puissance.

L'analyse de la longueur (Lo) et de la largeur (La) par rapport à la profondeur (Z) n'a pas mis en évidence de corrélation significative et cela pour les trois sites. La distribution de la longueur en fonction de la profondeur donne des corrélations dont la qualité oscille entre un R^2 de 0,15 et 0,46 (Tab. 3.7). Il en est de même pour la largeur en fonction de la longueur où la qualité des ajustements varie entre un R^2 de 0,23 et de 0,46 (Tab. 3.8).

Site	n	k	ϵ	R ²
Portet	77	6,62	1,11	0,46
Beauzelle	24	5,31	1,11	0,42
Grenade (G)	78	9,30	0,90	0,29
Grenade (RD)	30	17,44	0,61	0,15
Grenade (RG)	48	5,38	1,12	0,37

Tableau 3.7 : Statistiques de la relation entre longueur et profondeur. **n** : taille de l'échantillon ; **G** : global ; **RD** : rive droite ; **RG** : rive gauche.

Site	n	k	ϵ	R ²
Portet	77	5,28	0,63	0,35
Beauzelle	24	2,92	0,81	0,46
Grenade (G)	78	3,45	0,74	0,37
Grenade (RD)	30	5,30	2,41	0,23
Grenade (RG)	48	0,54	0,89	0,44

Tableau 3.8 : Statistiques de la relation entre largeur et profondeur. **n** : taille de l'échantillon ; **G** : global ; **RD** : rive droite ; **RG** : rive gauche.

1.4. Distribution spatiale des formes d'érosion

1.4.1. Analyse de la densité spatiale

L'étude de la répartition des formes d'érosion a pour but de déterminer si la distribution spatiale de ces dernières répond à un phénomène aléatoire ou si au contraire, elles se répartissent de manière homogène ou concentrée. Pour cela une première analyse de densité globale, regroupant l'ensemble des formes tous types confondus pour chaque site, est réalisée. Afin d'affiner la répartition des formes entre elles, une seconde analyse de densité est effectuée pour chaque catégorie déterminée à l'aide de l'inventaire de terrain. Cela doit permettre pour les différents types de formes de voir de quelle manière elles se répartissent et de mettre en évidence des distributions qui coïncideraient avec d'éventuelles caractéristiques géomorphologiques à l'échelle du seuil, mais aussi localement, au travers de la topographie, de la présence d'écoulements secondaires, de l'orientation des écoulements, etc. Ainsi, leur étude de par les processus dont elles peuvent témoigner, doit permettre une meilleure compréhension de l'évolution des seuils.

1.4.1.1. Portet-sur-Garonne

La répartition spatiale globale des formes d'érosion met en évidence une distribution hétérogène avec des zones à la densité contrastée (Fig. 3.39). Globalement, l'espace peut être décomposé en trois secteurs :

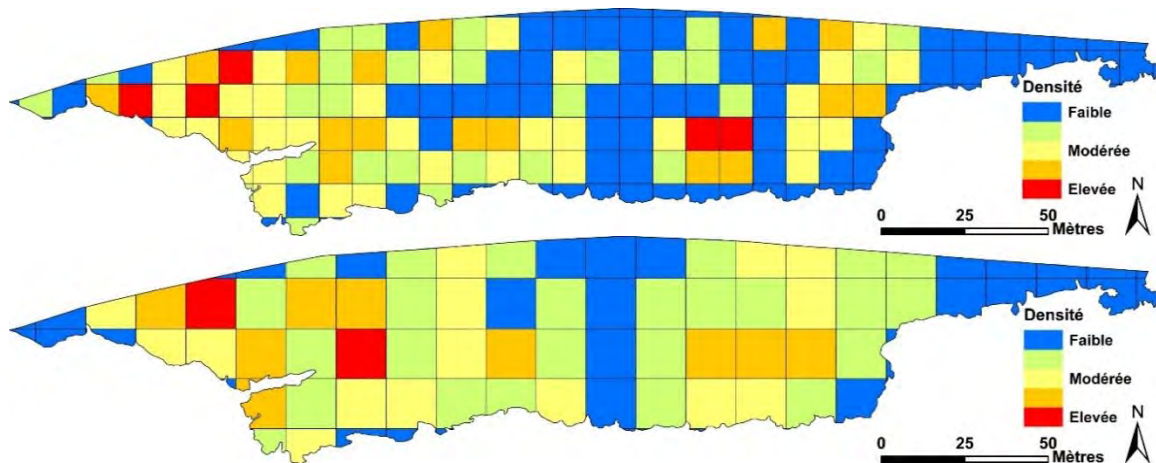


Figure 3.39 : Carte de densité avec maillage de 10 m x 10 m (**haut**) et de 15 m x 15 m (**bas**). L'écoulement se fait de l'ouest vers l'est.

- **En partie amont** : ce secteur présente une densité de forme élevée à modérée avec des concentrations plus fortes observées principalement en première moitié de zone et en bordure de berge et dans une moindre mesure en seconde moitié de secteur.
- **En partie centrale** : ce secteur est plus complexe et se caractérise par des zones à la densité fortement contrastée. Les densités les plus fortes sont observées en bord de chenal tandis qu'en bord de berge la densité est plus faible avec quelques patches à la densité modérée mais très localisés. Il est à noter la présence d'une bande transversale au centre du seuil sur toute sa largeur, dont la densité est faible.
- **En partie aval** : ce secteur se caractérise par une première moitié où la densité est élevée à modérée et entrecoupée d'une bande transversale de faible densité. A l'inverse, la seconde moitié de la zone, située en queue de seuil, présente une densité faible.

Globalement, on peut observer une densité plus importante en amont du seuil et qui tend à diminuer vers l'aval. Il est à noter également, une présence plus élevée de formes en périphérie du chenal à l'inverse du bord de berge où la densité est plus réduite. Cette répartition des formes d'érosion peut s'expliquer selon plusieurs facteurs :

- la topographie du seuil met en évidence une altitude plus faible en amont et le long du chenal en eau tandis que la partie aval et le long de la berge présentent une élévation plus importante (Fig. 3.40A). Ainsi les secteurs en situation « basse » sont soumis en période de hautes eaux à une hauteur d'eau et une durée d'immersion plus importantes que dans les secteurs surélevés, induisant des contraintes hydrauliques plus importantes (*i.e.* hauteur d'eau, contrainte de cisaillement), et fréquentes dans le temps. Par ailleurs, il apparaît que les densités sont plus importantes à proximité du chenal secondaire traversant le seuil longitudinalement et mis en eau plus ou moins fréquemment.

- les contraintes hydrauliques sont plus élevées à proximité du chenal en eau, où la vitesse d'écoulement et la hauteur d'eau sont plus fortes. A l'inverse, en bord de berge le courant est plus faible en raison de la rugosité induite par cette dernière et la hauteur d'eau moindre. Les contraintes hydrauliques (*i.e.* vitesse d'écoulement, contrainte de cisaillement) de fait, sont moins importantes. La rugosité marquée de la surface en aval et dans une moindre mesure en partie centrale, peut aussi expliquer la présence plus faible de formes, en raison de nombreux débris et blocs (*i.e.* vestiges d'un ancien ouvrage) qui réduisent les vitesses d'écoulement à la surface (Fig. 3.40B).

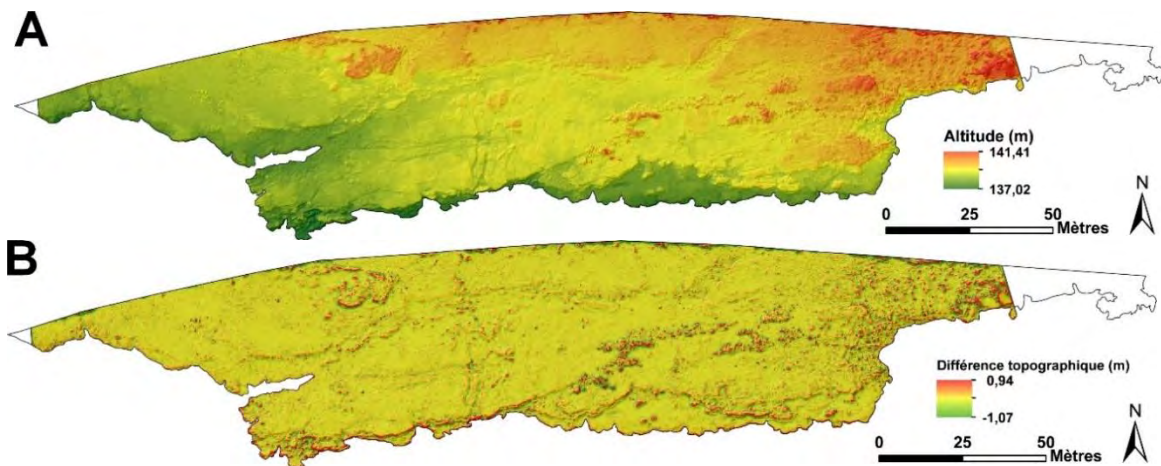


Figure 3.40 : Carte d'altitude (A) et modèle de relief local (B) avec en arrière-plan un modèle d'ombrage.

La situation du site et son organisation induisent une variabilité des écoulements qui peuvent être de trois types : **(1)** uniforme caractérisé par des paramètres d'écoulements homogènes (*i.e.* zone de plat) ; **(2)** non uniforme graduel caractérisé par des paramètres d'écoulements variant graduellement d'un secteur à un autre (*i.e.* zone de radier ou de transition) ; **(3)** non uniforme rapide avec des paramètres hydrauliques qui varient brusquement (*i.e.* zone de rapide, de chute, de rebord d'érosion, etc.). La répartition spatiale est décrite de manière schématique par la figure 3.41. Néanmoins, les caractéristiques locales de l'écoulement influencent également la présence plus ou moins forte de formes localement.

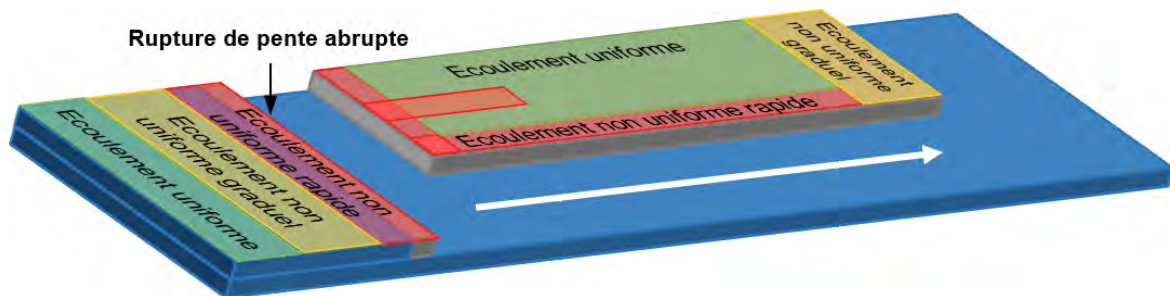


Figure 3.41 : Schéma représentant la variabilité spatiale de l'écoulement sur le site de Portet-sur-Garonne.

L'analyse de la distribution spatiale par catégorie de formes (Fig. 3.42) met en évidence une hétérogénéité assez importante dans leur répartition et peut être décrite de la manière suivante :

- Les **trous d'eau** (Fig. 3.42) se concentrent en grande partie en secteur amont du seuil avec des densités élevées côté berge puis côté chenal un peu plus en aval vers le centre du seuil. A l'inverse, la partie centrale côté berge marque une faible densité voir une absence de forme tout comme la partie aval du seuil. A l'aval de la partie centrale, s'observe également une zone de densité élevée. Globalement les densités importantes, à l'aval et à l'amont du seuil, s'observent le long d'un écoulement secondaire traversant longitudinalement le seuil et mis en eau de manière intermittente selon le débit de la Garonne (Fig. 3.1). Il est à noter que ce chenal secondaire présente un encaissement plus important en amont par rapport à l'aval, signe d'une érosion plus intense. Ces deux secteurs à l'étiage, présente fréquemment de l'eau plus ou moins stagnante, notamment dans les zones de dépression limitant son évacuation et coïncidant avec la présence importante de trous d'eau. Les observations de terrain montrent que les trous d'eau en amont, à proximité du chenal secondaire où l'eau est la plus abondante et la surface rugueuse, présentent des formes dont la plupart sont issues de la fusion de plusieurs trous d'eau. Par ailleurs, des sédiments fins et/ou grossiers sont souvent observés dans le fond des formes. Ainsi, les différentes observations suggèrent que le développement des trous d'eau est principalement guidé par la dissolution en période d'étiage (*i.e.* eau stagnante) et en période de crue par les courants turbulents (*i.e.* cavitation) qui peuvent se former dans le fond en raison d'une topographie disséquée et de l'abrasion avec le frottement des sédiments.
- Les **sillons** (Fig. 3.42) s'observent en amont du seuil en bordure de berge avec une densité modérée à faible puis un peu plus en aval dans sa partie centrale longitudinalement au seuil avec une densité modérée. La présence de sillons, d'une longueur pouvant être de plusieurs mètres, dans ce dernier secteur coïncide avec la présence de l'écoulement secondaire évoqué précédemment. L'orientation similaire de cet écoulement avec celle des sillons, suggère que ce dernier est un facteur préférentiel dans le développement des sillons dans cette partie du seuil. En outre, la présence de sédiments dans les formes indique également une évolution qui peut être liée à un processus d'abrasion. Dans la partie plus en aval, les sillons se présentent dans le prolongement de ceux en amont et coïncident également avec l'écoulement venant de l'amont.
- Les **flûtes** (Fig. 3.42) sont assez peu représentées avec des densités faibles et s'observent localement notamment dans la partie aval du seuil. Par ailleurs, leur très faible taille

correspond à des dynamiques spatiales à petite échelle et ne peut être mise en évidence à partir d'une analyse plus globale.

- Les **flaques** (Fig. 3.42) s'observent essentiellement dans la partie amont du seuil, côté berge là où la surface est relativement « plane », avec une densité élevée à modérée. Leur présence se retrouve à des endroits où de l'eau stagnante est fréquemment observée. De plus, leur situation coïncide également, longitudinalement dans la partie amont, avec la présence du chenal secondaire à proximité. Les flaques, de faible profondeur et de forme étalée à la surface peu rugueuse, laissent suggérer que leur développement pourrait être entretenu par dissolution liée à la rétention d'eau fréquente dans cette partie du seuil. Plus en aval des flaques sont aussi observées mais de manière très localisée avec une faible densité.
- Les **dépressions** (Fig. 3.42) présentent une densité élevée à modérée dans la partie amont du seuil, notamment côté berge où peut être régulièrement observée sur le terrain la présence d'eau stagnante, secteur où sont également observées de nombreuses flaques. Ces formes qui pourraient correspondre à un stade plus avancé de flaques avec une profondeur plus importante pourraient également être entretenues par dissolution, leur situation spatiale présentant des similitudes avec les flaques. Plus en aval dans la partie centrale du seuil se trouvent également de nombreuses dépressions dont la présence coïncide avec celle du chenal secondaire évoqué précédemment et induisant une présence d'eau régulière.
- Les **échancrures** et les **buttes** (Fig. 3.42) sont très peu présentes avec des densités modérées à faibles et s'observent de manière très isolée.

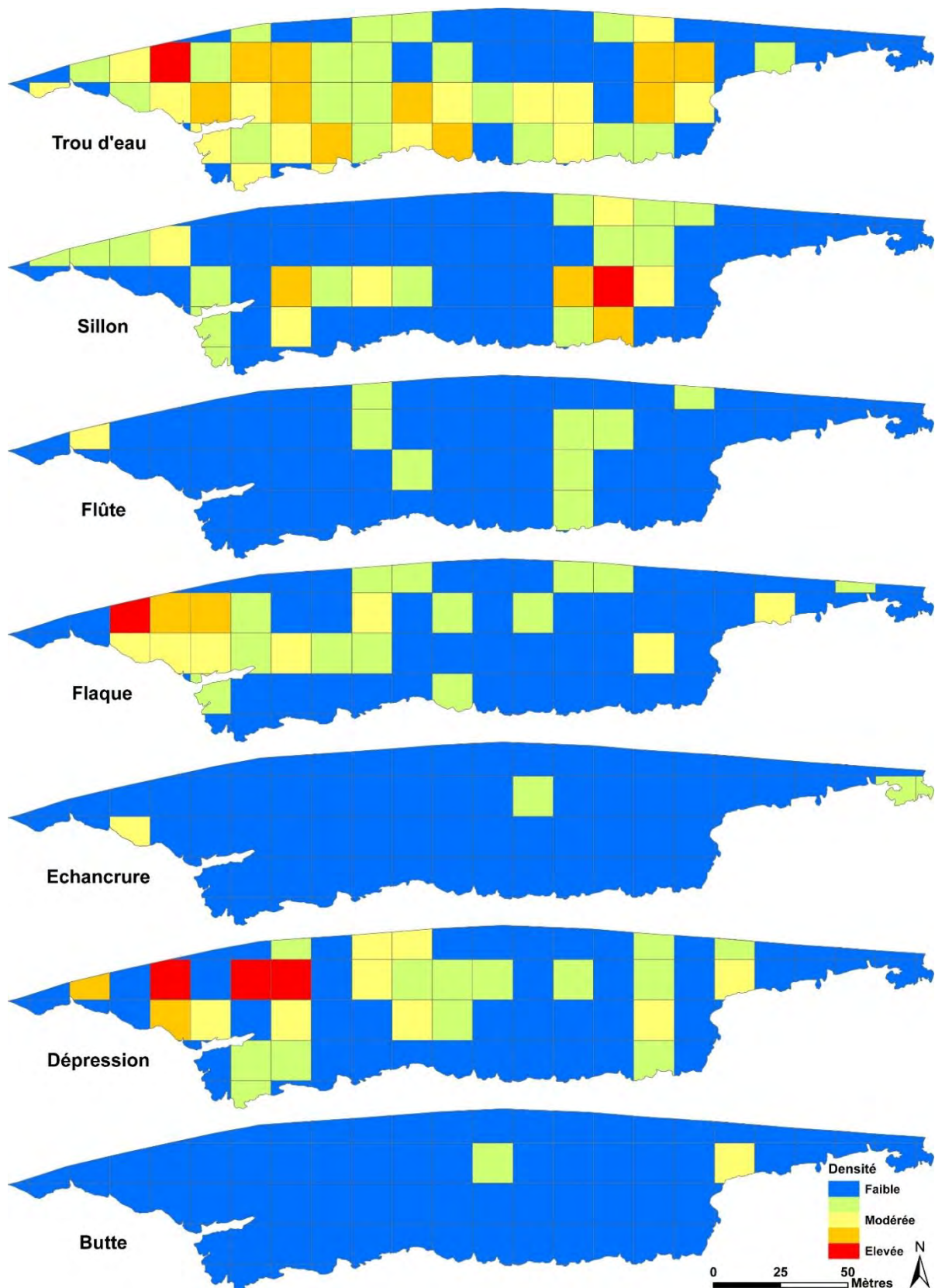


Figure 3.42 : Carte de densité pour chaque catégorie de formes avec maillage de 15 m x 15 m. L'écoulement se fait de l'ouest vers l'est.

1.4.1.2. Beauzelle

Tout comme à Portet-sur-Garonne, la distribution globale des formes d'érosion dans l'espace présente une certaine hétérogénéité et met en évidence trois secteurs à la densité contrastée (Fig. 3.43) :

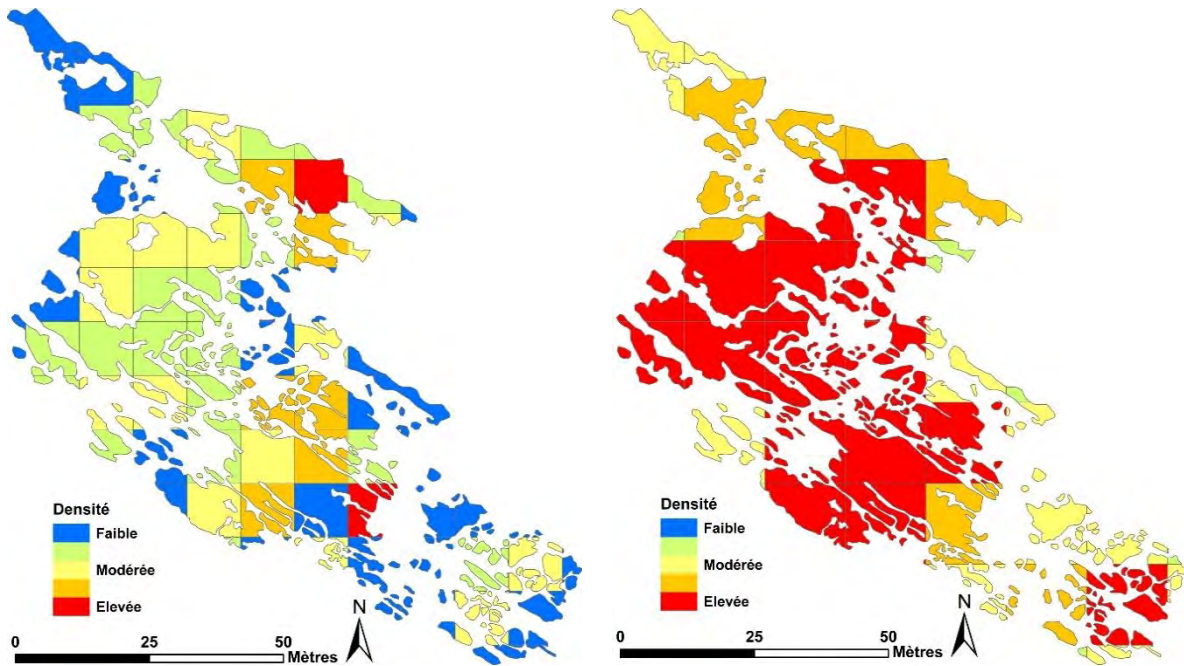


Figure 3.43 : Carte de densité avec maillage de 10 m x 10 m (**gauche**) et de 15 m x 15 m (**droite**). L'écoulement se fait du sud-est vers le nord-ouest.

- **En partie amont** : ce secteur se caractérise par une densité faible avec quelques taches à la densité modérée en partie supérieure de la zone. Cependant, l'information est à relativiser car le secteur en partie en eau et la présence d'algues en grande quantité lors de l'inventaire de terrain, ont réduit la possibilité d'échantillonnage des formes.
- **En partie centrale** : ce secteur présente une densité élevée à modérée pouvant s'expliquer par la proximité du chenal principal d'écoulement et la situation en dévers de la zone induisant des vitesses d'écoulement plus élevées (*i.e.* contraintes hydrauliques plus fortes).
- **En partie aval** : la densité dans ce secteur est modérée avec néanmoins en bordure de berge une présence assez élevée de formes. Cela peut s'expliquer par la topographie irrégulière et marquée induisant localement un écoulement plus turbulent.

Malgré la topographie relativement disséquée de la molasse ainsi que la présence d'eau et d'algues en grande quantité, il apparaît que la partie centrale présente une assez forte densité de formes à l'inverse de la partie amont à la densité plus faible et la partie aval où le nombre de formes est plus modérée. Comme pour Portet-sur-Garonne, les secteurs à densité de forme plus élevée

correspondent à une proximité au chenal principal d'écoulement mais aussi à des altitudes plus faibles (Fig. 3.9 - 3.44A). De fait, en plus d'une durée d'immersion plus importante lors de hautes eaux, les contraintes hydrauliques telles que la hauteur d'eau ou encore la vitesse d'écoulement y sont plus importantes. En outre, le secteur central se trouve à la sortie d'un chenal secondaire et se voit ainsi traversé par son écoulement en période de hautes eaux (Fig. 3.7 - 3.44). A cela s'ajoute d'autres écoulements provenant de directions diverses et qui convergent vers le secteur.

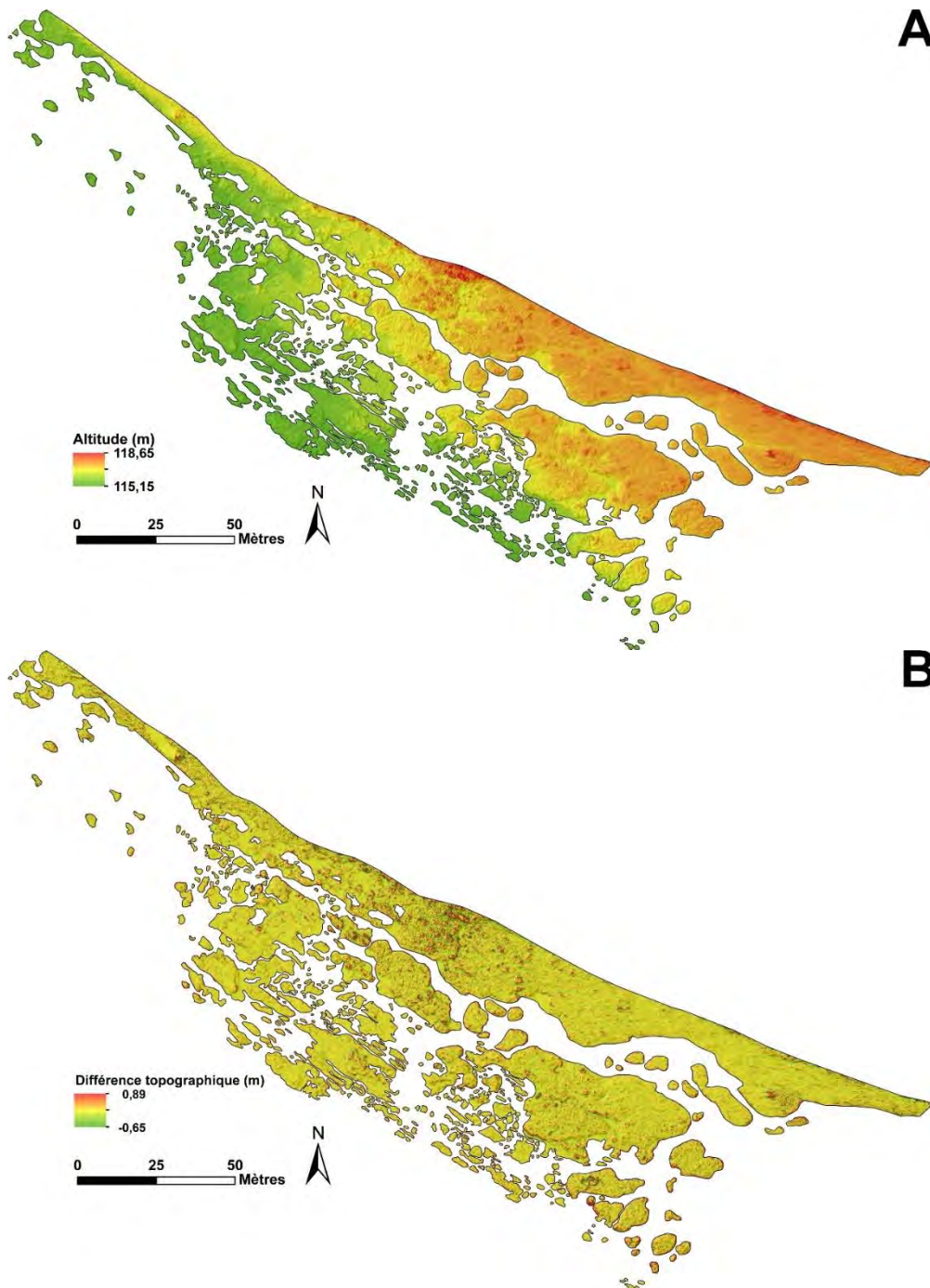


Figure 3.44 : Carte d'altitude (A) et modèle de relief local (B) avec en arrière-plan un modèle d'ombrage.

La situation du site et son organisation, induisent une variabilité des écoulements qui peuvent être de trois types : **(1)** uniforme caractérisé par des paramètres d'écoulement homogènes (*i.e.* zone de plat) ; **(2)** non uniforme graduel caractérisé par des paramètres d'écoulement variant graduellement d'un secteur à un autre (*i.e.* zone de radier ou de transition) ; **(3)** non uniforme rapide avec des paramètres hydrauliques qui varient brusquement (*i.e.* zone de rapide, de chute, de rebord d'érosion, etc.). La répartition spatiale est décrite de manière schématique par la figure 3.45. Par ailleurs, les caractéristiques locales de l'écoulement influencent également la présence plus ou moins importante de formes localement.

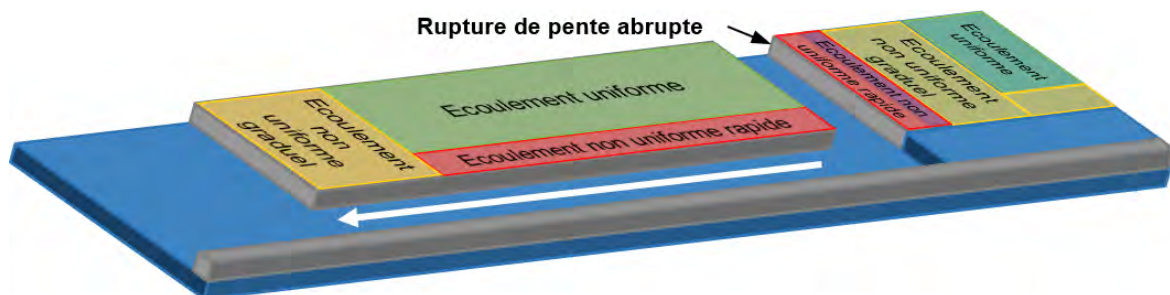


Figure 3.45 : Schéma représentant la variabilité spatiale de l'écoulement sur le site de Beauzelle.

La distribution spatiale des formes par catégorie (Fig. 3.46) met en évidence une répartition hétérogène et peut être décrite de la manière suivante :

- Les **trous d'eau** (Fig. 3.46) se trouvent en majorité dans la partie centrale du seuil avec des densités élevées à modérées notamment côté chenal où convergent des écoulements secondaires d'orientations différentes (Fig. 3.7). Il peut être suggéré que la convergence de ces courants induit des turbulences et des contre-courants favorisant la formation de flux tourbillonnants. En période de crue ces flux, chargés en sédiments en suspension et charriés (présents dans le secteur), vont ainsi entretenir le développement des trous d'eau par effet d'abrasion et de cavitation. Plus en aval se trouvent également des formes à la densité modérée.
- Les **sillons** (Fig. 3.46) s'observent dans la partie centrale du seuil avec des densités modérées en bordure du chenal principal et élevées en bord de berge rive droite. Leur présence à ces endroits coïncide avec des écoulements secondaires et se développent longitudinalement à ces derniers, suivant un axe similaire. Cela laisse à penser que ces écoulements constituent un facteur dynamique dans l'évolution des sillons avec un développement qui se ferait par abrasion sous l'effet des sédiments en mouvement lors de crue et dont la présence est observée dans le secteur.

- Les **flaques** (Fig. 3.46) sont assez peu présentes avec une faible densité et se retrouvent en partie aval du seuil et en bord de chenal mais de manière très localisée et isolée.
- Les **dépressions** (Fig. 3.46) se localisent dans la partie centrale du seuil à proximité d'un secteur d'écoulement secondaire d'axe longitudinal au seuil. Cependant, la densité est plus importante côté rive droite qu'en bordure de chenal où la densité est plutôt modérée à faible. En bordure de berge, les dépressions sont associées à une présence fréquente d'eau stagnante retenue dans les concavités formées par les dépressions. Il peut être suggéré que cette présence d'eau stagnante mais aussi la proximité d'un écoulement secondaire soient, des facteurs guidant leur développement au travers d'un processus de dissolution. On n'observe quasiment pas de sédiments à leur niveau, ce qui indique que ces derniers sont un facteur secondaire à leur développement par effet d'abrasion.
- Les **échancrures** (Fig. 3.46) sont présentes essentiellement dans la partie aval du seuil avec une densité plutôt faible. Leur présence s'observe notamment au niveau de rebords d'érosion qui correspondent à des ruptures de pente abrupte mais de faible hauteur à l'interface entre deux niveaux (Fig. 3.44A). Leur présence, dans le sens de l'écoulement, peut traduire un phénomène d'érosion régressive suggérant un front du seuil qui évoluerait par retrait vers l'amont.
- Les **buttes** (Fig. 3.46) sont localisées en aval du seuil plutôt en bord de berge avec une densité modérée puis plus en amont côté chenal avec une densité moindre. Ces formes marquent les reliques d'un niveau antérieur. De manière générale, elles se situent dans des zones d'écoulements secondaires et d'orientation similaire à ces derniers et sont associées à un secteur présentant des dépressions.

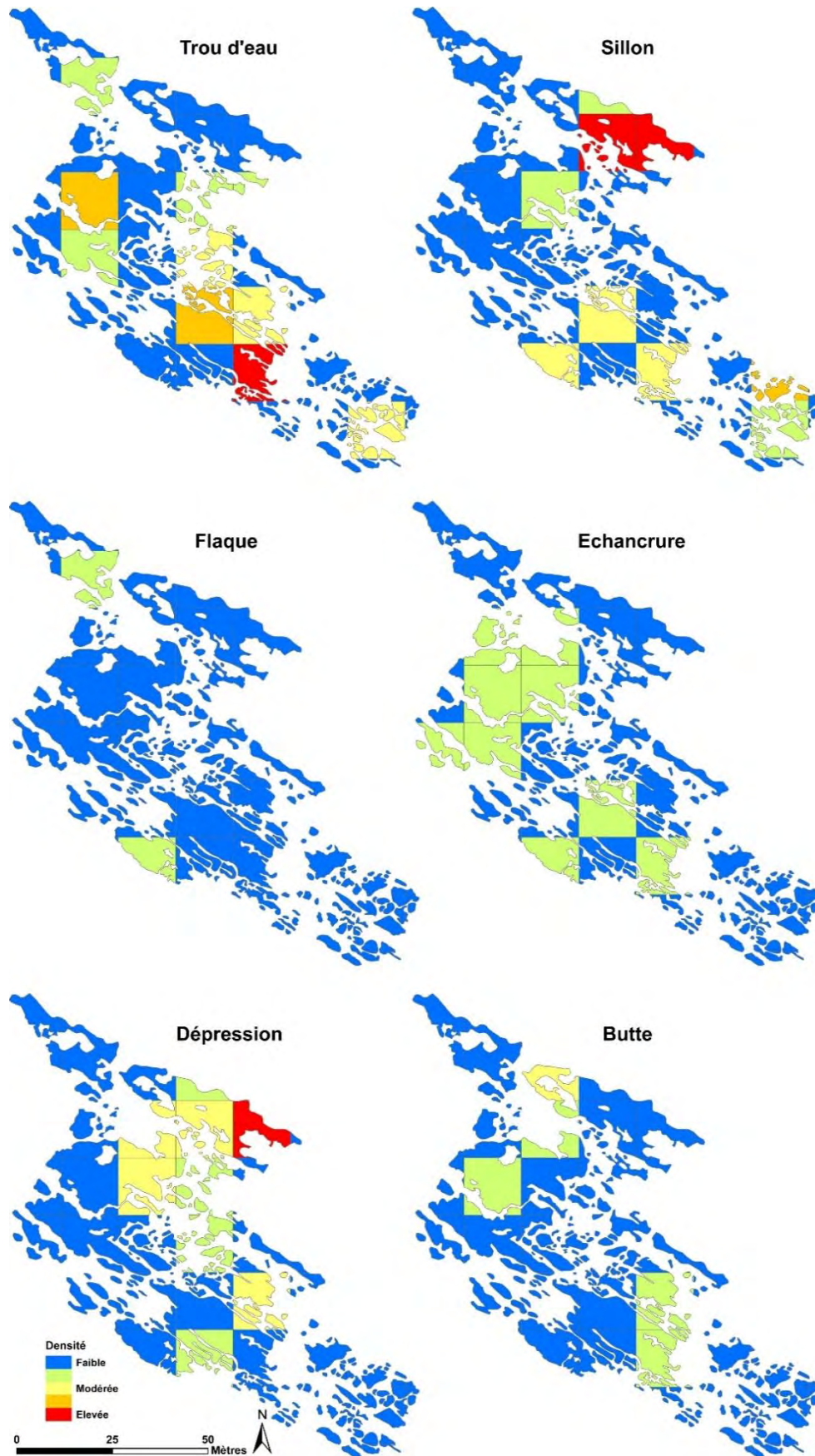


Figure 3.46 : Carte de densité pour chaque catégorie de formes avec maillage de 15 m x 15 m. L'écoulement se fait du sud-est vers le nord-ouest.

1.4.1.3. Grenade

La répartition spatiale globale des formes d'érosion met en évidence une distribution non homogène avec, à l'instar des autres sites, des secteurs à la densité contrastée. Ainsi, l'espace peut être décomposé en quatre secteurs (Fig. 3.47) :

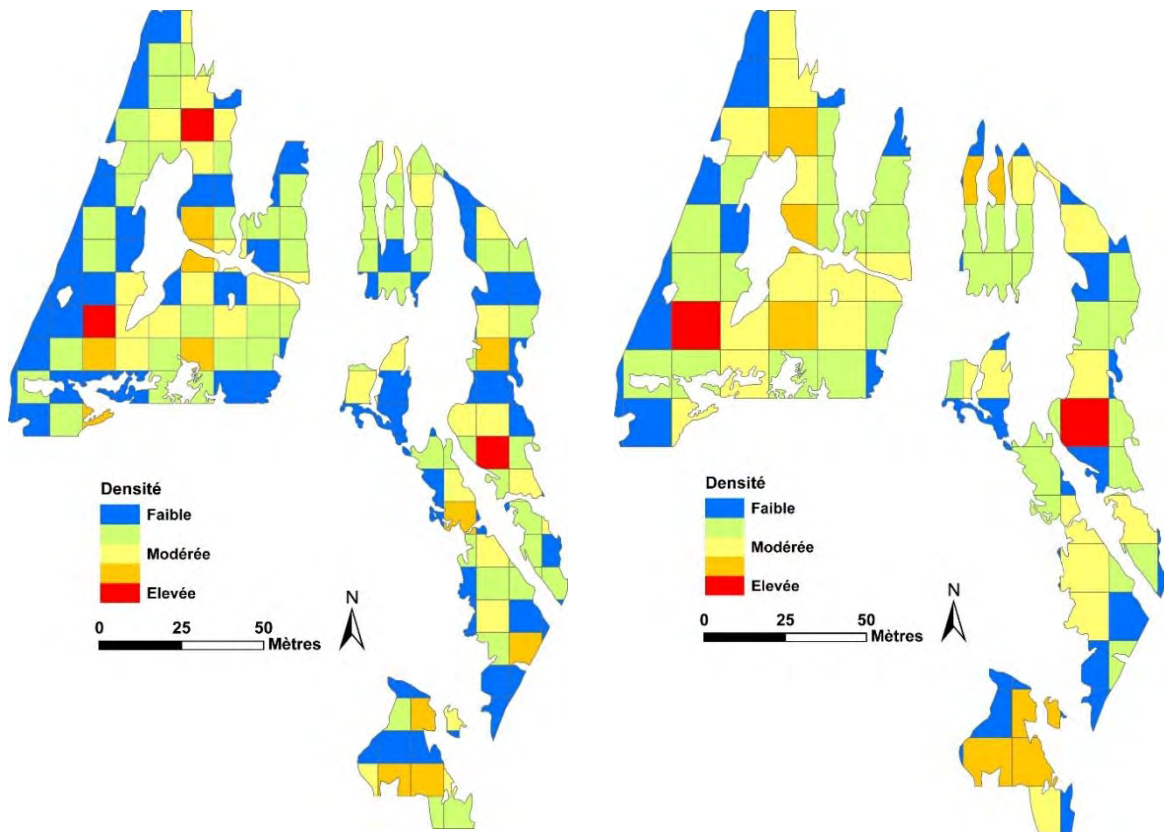


Figure 3.47 : Carte de densité avec maillage de 10 m x 10 m (**gauche**) et de 15 m x 15 m (**droite**). L'écoulement se fait du sud vers le nord.

En secteur rive gauche

- **En bord de berge** : cette partie présente une densité de formes faible notamment en amont. Cela peut s'expliquer par la situation excentrée et à l'altitude plus élevée (Fig. 3.48) par rapport au chenal d'écoulement suggérant des contraintes hydrauliques moins importantes (*i.e.* rugosité de la berge, vitesse et hauteur d'eau plus faibles) mais aussi à la présence de végétation à l'amont immédiat, réduisant la vitesse d'écoulement en surface (Fig. 3.15 - 3.16).
- **En partie centrale** : ce secteur se caractérise par une densité élevée mais qui devient plus modérée vers l'aval. Cette zone étant plus proche du chenal, on peut supposer des contraintes hydrauliques plus importantes. Par ailleurs, cette zone, où l'on trouve de nombreux sillons longitudinaux, se trouve dans l'axe d'un écoulement secondaire empruntant une rupture dans le front du seuil en période de hautes eaux (Fig. 3.15 - 3.16).

- **En bord de chenal** : ce secteur présente une densité modérée par rapport à la partie centrale mais relativement homogène à l'inverse de cette dernière. Le nombre moins important de formes peut s'expliquer par le fait que ce secteur ne se trouve pas directement dans l'axe d'un écoulement comme cela peut être le cas pour la partie centrale.

En secteur rive droite

- Ce secteur présente une similarité dans la répartition spatiale des formes ainsi qu'une certaine symétrie de situation (*i.e.* écoulement, contraintes hydrauliques) par rapport au secteur en rive gauche. Ainsi, trois zones peuvent être distinguées à l'image de la partie rive gauche : **(1)** en bord de chenal où la densité des formes est modérée, **(2)** en partie centrale où la densité est la plus importante et **(3)** en bord de berge où la densité est la plus faible.

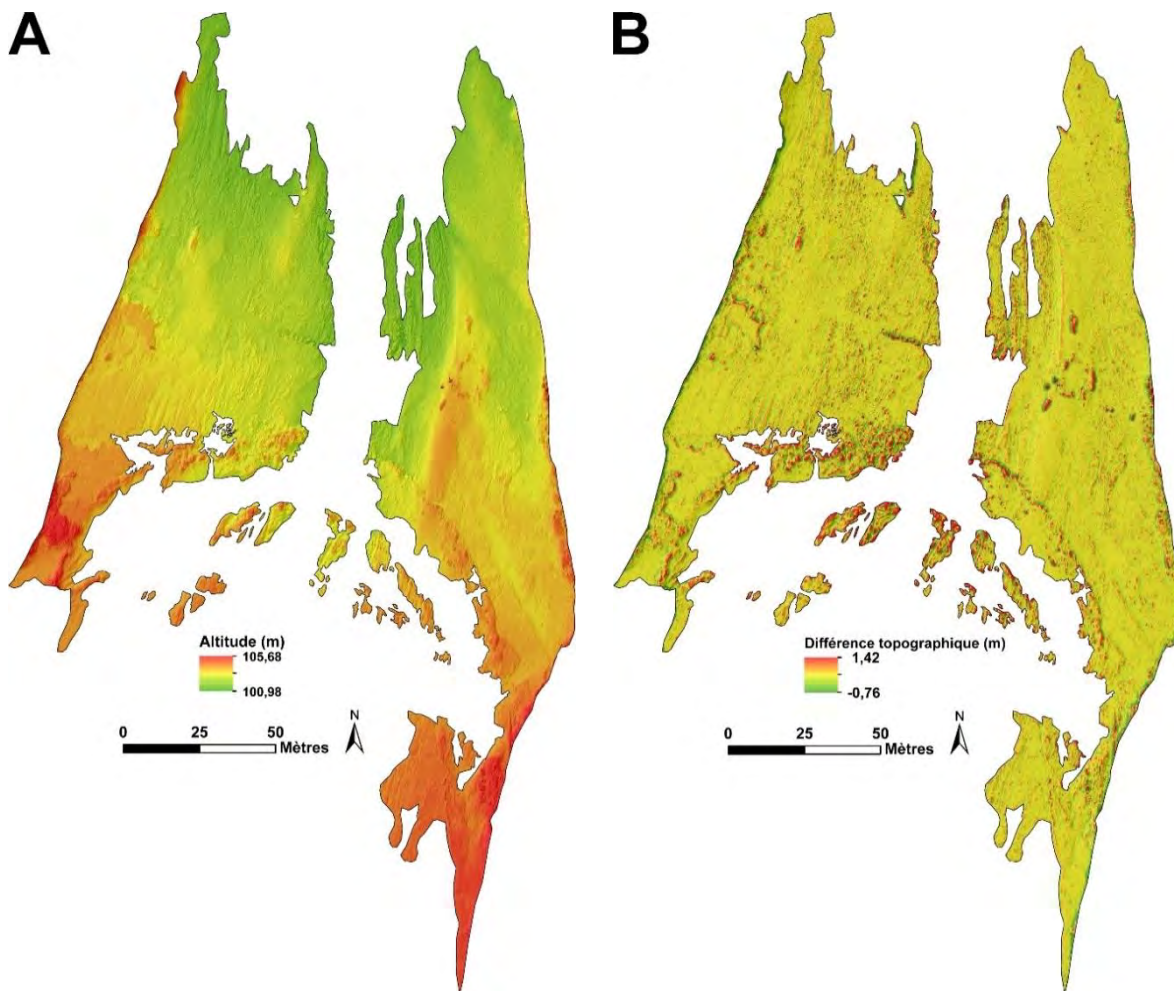


Figure 3.48 : Carte d'altitude (A) et modèle de relief local (B) avec en arrière-plan un modèle d'ombrage.

La situation du site et son organisation, induisent une variabilité des écoulements qui peuvent être de trois types : **(1)** uniforme caractérisé par des paramètres d'écoulement homogènes (*i.e.* zone de plat); **(2)** non uniforme graduel caractérisé par des paramètres d'écoulement variant

graduellement d'un secteur à un autre (*i.e.* zone de radier ou de transition) ; **(3)** non uniforme rapide avec des paramètres hydrauliques qui varient brusquement (*i.e.* zone de rapide, de chute, de rebord d'érosion, etc.). La répartition spatiale est décrite de manière schématique par la figure 3.49. Par ailleurs, les caractéristiques locales de l'écoulement influencent également la présence plus ou moins importante de formes localement.

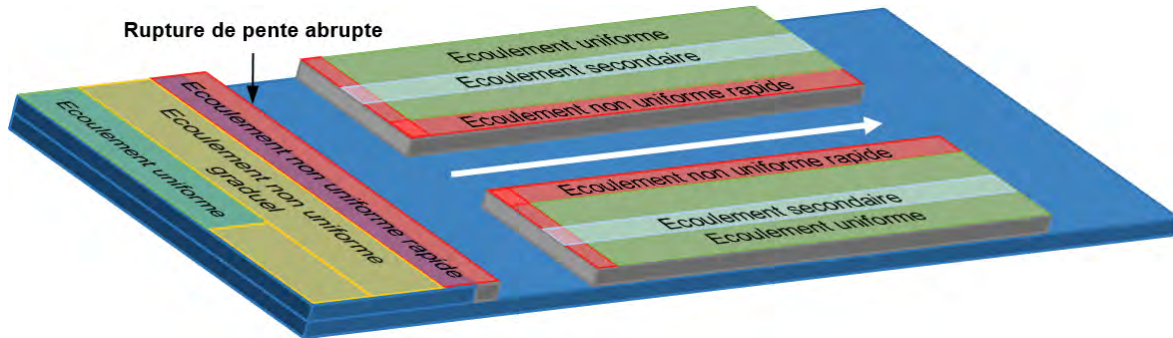


Figure 3.49 : Schéma représentant la variabilité spatiale de l'écoulement sur le site de Grenade.

L'analyse de la répartition spatiale par catégorie de formes (Fig. 3.50) met en évidence une grande hétérogénéité dans leur répartition et peut être décrite de la manière suivante :

- Les **trous d'eau** (Fig. 3.50) sont présents sur l'ensemble du seuil à l'exception de sa partie tout en aval. Globalement, la partie rive gauche du seuil présente une densité plus importante de formes notamment dans sa partie centrale, dans l'axe du cours d'eau, même si quelques tâches à la densité élevée peuvent être observées localement en amont et en bordure du chenal. La présence importante de ces formes en partie centrale du seuil, peut être induite par la présence d'un écoulement secondaire traversant le seuil dans sa longueur et parallèle au chenal principal, mais qui se fait par intermittence selon le débit de la Garonne. En outre, la topographie y est assez chaotique (Fig. 3.48), pouvant induire localement la formation de flux secondaires divergents et turbulents favorisant le développement des trous d'eau par effet de cavitation ou encore par abrasion comme peut le laisser suggérer la présence importante de sédiments grossiers. La partie située en rive droite quant à elle, présente une densité plus modérée mais pour laquelle des observations similaires peuvent être faites (*i.e.* écoulement secondaire, présence de galets).
- Les **sillons** (Fig. 3.50) se retrouvent également sur l'ensemble du seuil à l'exception de la bordure en rive gauche qui présente une faible densité de forme voire une absence. Il en est de même pour la bordure amont de la partie gauche du seuil en bord de chenal et de la bordure amont en rive droite. Globalement, la partie du seuil côté rive gauche présente, à l'instar des trous d'eau, une plus grande densité de sillons qu'en partie rive droite. C'est en secteur rive gauche dans la partie centrale, longitudinalement à l'axe du seuil, que sont observées les plus

fortes densités de formes indiquant qu'il s'agit d'une zone préférentielle à leur développement. En effet, ce secteur coïncide avec l'écoulement secondaire évoqué précédemment et d'orientation similaire aux sillons avec également la présence importante de galets. Le développement des sillons, semble ainsi être guidé par cet écoulement et se développer par abrasion sous l'effet du frottement de la charge solide en période de crue. Sur la partie rive droite du seuil à son aval, l'observation est similaire dans la partie centrale suivant un axe longitudinal au chenal. Ce secteur se caractérise également par la présence de galets et par un écoulement secondaire qui tend à guider la présence accrue de sillons dans cette zone.

- Concernant les **flûtes**, les **flaques**, les **dépressions** et les **échancrures** (Fig. 3.50), ces dernières sont très faiblement représentées à l'échelle du seuil et montrent une répartition très localisée avec des densités plutôt modérées à faibles. **Les échancrures** s'observent principalement au niveau de rebords d'érosion correspondant à des ruptures de pente abrupte mais de faible hauteur, c'est le cas en partie rive gauche du seuil mais également dans la partie amont en rive droite. Ces formes, à l'interface entre deux niveaux, se présentent souvent dans le sens de l'écoulement et peuvent traduire un phénomène d'érosion régressive. Les flaques et les dépressions se retrouvent essentiellement en partie rive droite du seuil. Concernant **les flaques** et d'après des observations de terrain, leur présence s'accompagne souvent d'eau stagnante que l'on retrouve dans la partie médiane du seuil dont la topographie est moins disséquée qu'en rive gauche. A l'étiage, un faible écoulement venant d'amont, maintient fréquemment cette zone humide et laisse suggérer que les flaques se développent principalement sous l'effet de la dissolution.

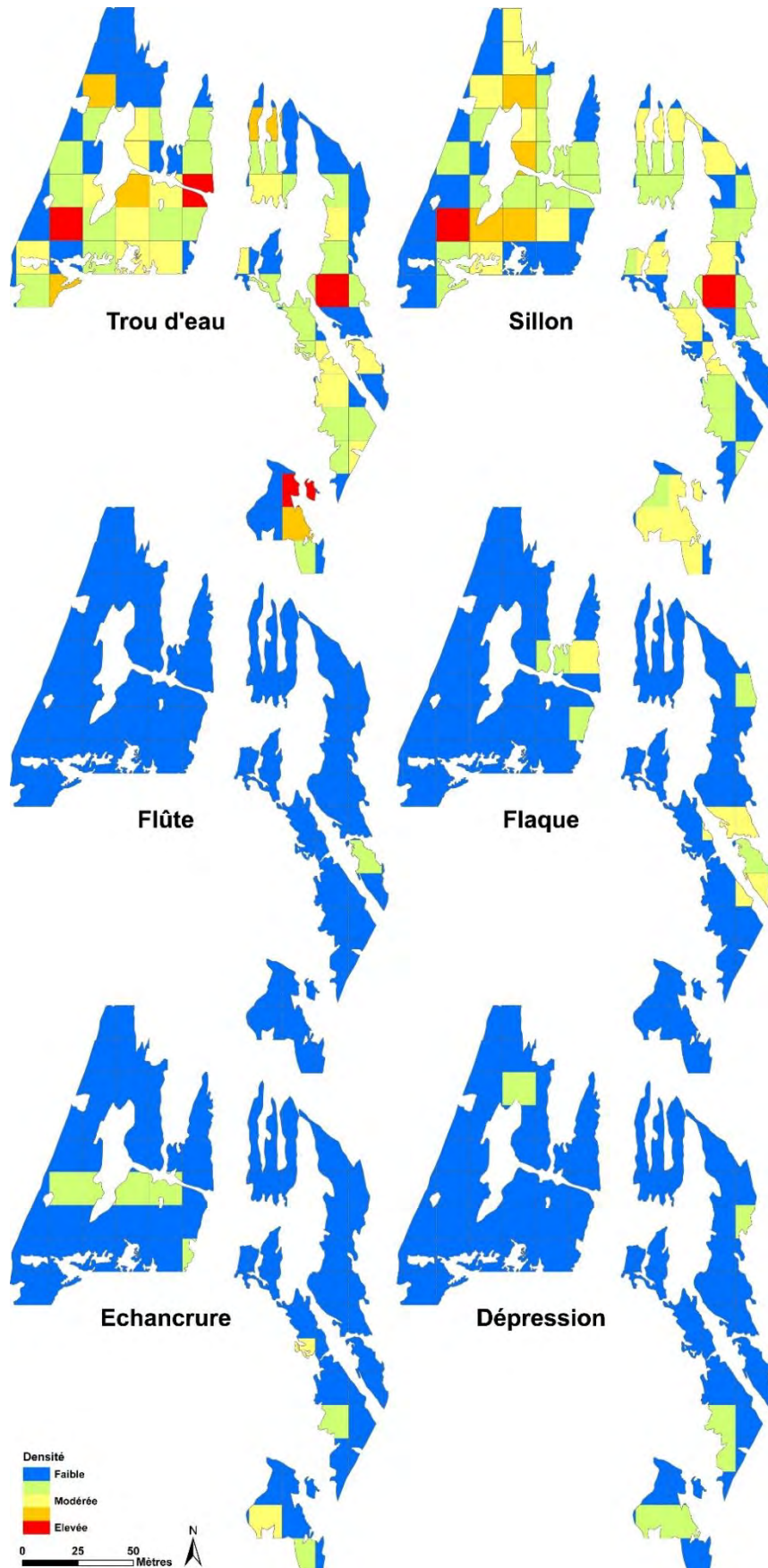


Figure 3.50 : Carte de densité pour chaque catégorie de formes avec maillage de 15 m x 15 m. L'écoulement se fait du sud vers le nord.

1.4.2. Caractérisation de la distribution spatiale

1.4.2.1. Le test de l'indice de dispersion

La distribution spatiale des formes d'érosion est supposée aléatoire sous l'hypothèse H_0 . Cela signifie que le nombre d'individus par quadrat suit une loi de Poisson pour laquelle $I_D = s^2/m = 1$. Le produit de s^2/m par $n-1$ permettant d'obtenir une variable aléatoire de test suivant approximativement une loi du χ^2 à $n-1$ degrés de liberté sous l'hypothèse H_0 .

Pour l'analyse globale des formes et l'ensemble des sites, l'indice de dispersion (I_D) obtenu par maillage de 10 m est supérieur à 1 ce qui indique une distribution des individus non aléatoire mais de type agrégative (Tab. 3.9). Les résultats des tests du χ^2 et de Z_D montrent des valeurs significativement supérieures aux valeurs seuils au risque $\alpha = 0,05$ pour les sites de Portet (i.e. $\chi^2 = 5,76 \times 10^3 > 21,03$; 12 d.d.l, $p < 0,05$ et $Z = 4,54 > 1,96$), Grenade (i.e. $\chi^2 = 1,32 \times 10^7 > 25,00$; 15 d.d.l, $p < 0,05$ et $Z_D = 5,29 > 1,96$) et Beauzelle (i.e. $\chi^2 = 33,7 < 15,51$; 8 d.d.l, $p < 0,05$). Cependant, pour Beauzelle, $Z_D = 0,90 < 1,96$ ne permet pas de rejeter l'hypothèse nulle d'après ce test. L'hypothèse H_0 « distribution aléatoire » est donc rejetée pour les sites de Portet et Grenade confirmant la distribution agrégative des individus mais ne peut être entièrement rejetée pour le site de Beauzelle malgré un I_D qui semble indiquer une distribution agrégative. Il est à noter que les résultats obtenus pour un maillage de 15 m vont dans le même sens tout en présentant des valeurs bien supérieures à celles obtenues pour un maillage de 10 m (Tab. 3.9).

	Portet		Beauzelle		Grenade	
	10 m	15 m	10 m	15 m	10 m	15 m
Densité moyenne (m)	2,51	5,06	2,48	5,64	2,17	4,03
Variance (s^2)	9,34	32,97	4,25	6,47	9,00	28,32
Indice de dispersion (I_D)	3,72	6,52	1,72	1,15	4,14	7,02
Degré de liberté ($d.d.l$)	12	31	8	8	15	30
Test Chi-2 (χ^2)	$5,76 \times 10^3$	$1,41 \times 10^{13}$	33,7	27,3	$1,32 \times 10^7$	$6,49 \times 10^{14}$
$p < 0.05$	21,03	44,99	15,51	15,51	25	43,77
Test (Z_D)	4,54	12,23	0,90	0,01	5,29	12,43
$p < 0.05$	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96

Tableau 3.9 : Paramètres statistiques de l'indice de dispersion.

Pour l'analyse de la distribution des formes par catégorie, une maille de 15 m a été utilisée en raison d'échantillons moins importants pour chaque type de forme. Le calcul de l'indice de dispersion (I_D) montre des résultats contrastés entre les sites.

- A Portet-sur-Garonne (Tab. 3.10), l'indice I_D pour les trous d'eau, les sillons et les flaques est significativement supérieur à 1 avec des valeurs tests supérieures au risque $\alpha = 0,05$, indiquant

une distribution de type agrégative. A l'inverse pour les autres catégories (*i.e.* flûte, dépression, échancrure et butte) si I_D donne des valeurs supérieures à 1, les tests ne permettent pas de rejeter l'hypothèse d'une distribution aléatoire H_0 de ces formes.

Portet-sur-Garonne	Trou d'eau	Sillon	Flûte	Flaque	Dépression	Echancrure	Butte
Indice de dispersion (I_D)	3,33	3,75	1,10	4,20	2,10	1,95	1,65
Degré de liberté ($d.d.l$)	16	10	1	11	4	2	1
Test Chi-2 (X^2)	1,35x10 ⁷	2,39x10 ⁵	0,59	8,49x10 ⁹	177,22	229,74	19,54
p < 0.05	26,3	18,31	3,84	19,67	9,49	5,99	3,84
Test (Z_D)	4,67	4,18	0,07	4,92	1,27	0,80	0,40
p < 0.05	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96
Distribution	Ag	Ag	H ₀ acc	Ag	H ₀ acc	H ₀ acc	H ₀ acc

Tableau 3.10 : Paramètres statistiques de l'indice de dispersion pour le site de Portet-sur-Garonne. **Ag :** distribution agrégative ; **H₀ acc :** hypothèse H_0 non rejetée ; **H₀ acc~ :** hypothèse H_0 non rejetée de manière certaine car tests divergents.

- A Grenade (Tab. 3.11), les trous d'eau et les sillons présentent également une distribution agrégative avec des valeurs respectives de 2,92 et 5,94. Concernant, les flûtes, les dépressions et les échancrures, les résultats des tests ne permettent pas de rejeter H_0 ce qui suggère une répartition aléatoire de ces formes. Pour les flaques, si I_D indique une répartition agrégative avec une valeur de 1,56, les tests donnent des valeurs divergentes qui ne permettent pas de valider de manière certaine une répartition concentrée de ces formes et donc de rejeter H_0 .

Grenade	Trou d'eau	Sillon	Flûte	Flaque	Dépression	Echancrure	Butte
Indice de dispersion (I_D)	2,92	5,94	1	1,56	0,95	1,27	-
Degré de liberté ($d.d.l$)	7	23	1	2	1	2	-
Test Chi-2 (X^2)	358,30	1,55x10 ¹²	9,64x10 ⁻⁵	22,41	0,021	4,90	-
p < 0.05	14,07	35,17	3,84	5,99	3,84	5,99	-
Test (Z_D)	2,65	9,75	0	1,09	-0,04	0,84	-
p < 0.05	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	-
Distribution	Ag	Ag	H ₀ acc	H ₀ acc~	H ₀ acc	H ₀ acc	-

Tableau 3.11 : Paramètres statistiques de l'indice de dispersion pour le site de Grenade. **Ag :** distribution agrégative ; **H₀ acc :** hypothèse H_0 non rejetée ; **H₀ acc~ :** hypothèse H_0 non rejetée de manière certaine car tests divergents.

- A Beauzelle (Tab. 3.12), seuls les sillons ont un I_D supérieur à 1 avec une valeur de 2,93 indiquant une répartition agrégative de ces derniers et validée par les tests. Pour les trous d'eau, les dépressions et les buttes, les valeurs de I_D supérieures à 1 indiquent une distribution agrégative mais qui ne peut être entièrement validée en raison des résultats contradictoires des tests. Concernant les flaques et les échancrures, les résultats ne permettent pas de rejeter H_0 suggérant une distribution aléatoire.

Beauzelle	Trou d'eau	Sillon	Flûte	Flaque	Dépression	Echancrure	Butte
Indice de dispersion (I_D)	2,09	2,93	-	0,98	2,31	0,81	1,74
Degré de liberté ($d.d.l$)	3	4	-	1	4	1	2
Test Chi-2 (χ^2)	31,05	582,63	-	$4,18 \times 10^{-3}$	471,69	0,40	38,91
$p < 0.05$	7,81	9,49	-	3,84	9,49	3,84	5,99
Test (Z_D)	1,09	2,01	-	-0,02	1,47	-0,14	0,64
$p < 0.05$	1,96	1,96	-	1,96	1,96	1,96	1,96
Distribution	$H_0 \text{ acc} \sim$	Ag	-	$H_0 \text{ acc}$	$H_0 \text{ acc} \sim$	$H_0 \text{ acc}$	$H_0 \text{ acc} \sim$

Tableau 3.12 : Paramètres statistiques de l'indice de dispersion pour le site de Beauzelle. **Ag** : distribution agrégative ; **$H_0 \text{ acc}$** : hypothèse H_0 non rejetée ; **$H_0 \text{ acc} \sim$** : hypothèse H_0 non rejetée de manière certaine car tests divergents.

1.4.2.2. Le test de l'indice de Morisita

L'indice de Morisita (I_δ) à l'image de celui de dispersion (I_D) pour l'analyse globale des formes, se comporte de la même manière avec pour une distribution aléatoire un indice $I_\delta = 1$ qui peut être testé suivant une loi du χ^2 à $n-1$ degrés de liberté sous l'hypothèse H_0 « distribution aléatoire ».

Le calcul de l'indice I_δ présente également des valeurs significativement supérieures à 1 pour les sites de Portet (*i.e.* $2,08 > 1$) et Grenade (*i.e.* $2,44 > 1$), indiquant une distribution spatiale agrégée des formes d'érosion (Tab. 3.13). Le test de I_δ avec le test du χ^2 au risque $\alpha = 0,05$ indique que les résultats sont significatifs et permettent de rejeter l'hypothèse H_0 « distribution aléatoire » confirmant la distribution agrégative des formes. Les valeurs calculées pour une maille de 15 m montrent également des résultats très proches et allant dans le même sens (Tab. 3.13). Pour le site de Beauzelle, les résultats du calcul de l'indice varient suivant la taille de la maille. En effet, si la valeur est de 1,28 pour une maille de 10 m, elle n'est que de 1,03 pour une maille de 15 m. Le test de I_δ permet ainsi de rejeter l'hypothèse H_0 « distribution aléatoire » dans le premier cas, suggérant une distribution spatiale à tendance agrégative mais ne peut être rejetée dans le second cas. Néanmoins, au vu du résultat des différents indices, la distribution spatiale des formes peut être qualifiée de non aléatoire malgré des résultats plus contrastés.

	Portet		Beauzelle		Grenade	
	10 m	15 m	10 m	15 m	10 m	15 m
Indice de Morisita (I_δ)	2,077	2,082	1,285	1,026	2,440	2,483
Degré de liberté ($d.d.l$)	12	31	8	8	15	30
Test Chi-2 (χ^2_δ)	653,99	567,30	84,06	49,35	918,75	835,50
$p < 0.05$	21,03	44,99	15,51	15,51	25	43,77

Tableau 3.13 : Paramètres statistiques de l'indice de Morisita.

1.5. Conclusion

L'analyse spatiale des seuils a mis en évidence deux organisations distinctes entre d'un côté Portet-sur-Garonne et Grenade et de l'autre Beauzelle. Les deux premiers sites présentent, de manière simplifiée et à petite échelle, un schéma assez similaire en entonnoir. Cela se traduit par le passage d'un chenal d'écoulement occupant la largeur du lit mineur à un chenal central étroit bordé de part et d'autre de vastes affleurements rocheux et/ou d'atterrissements avant de s'élargir à nouveau pour reprendre une largeur équivalente à celle du lit mineur. Ces sites présentent ainsi une symétrie dans leur organisation. A l'inverse, le site de Beauzelle montre une dissymétrie qui se traduit par le passage d'un chenal d'écoulement avec une largeur équivalente à celle du lit mineur, à un chenal étroit mais « plaqué » en rive gauche, bordé par un vaste affleurement que d'un côté, avant de reprendre une largeur correspondant au lit mineur. Cette différence d'organisation peut être mise en relation avec la situation des seuils qui pour Portet-sur-Garonne et Grenade, se trouvent dans une section plutôt rectiligne de la Garonne à l'inverse de celui de Beauzelle qui est situé dans une section en courbe. L'inertie de l'écoulement est ainsi susceptible de jouer un rôle majeur dans le processus de chenalisation secondaire du seuil.

L'analyse morphométrique des trous d'eau de type circulaire et des sillons qui représentent les formes les plus communes et courantes, a également montré l'existence d'une corrélation significative entre « diamètre vs. profondeur » pour les trous d'eau et entre « largeur vs. longueur » pour les sillons. Concernant les trous d'eau, cela se traduit par une profondeur qui augmente plus rapidement que le rayon avec un allongement plus important de la forme par rapport à son développement latéral. Par ailleurs, le ratio diamètre/profondeur laisse suggérer une dynamique latérale plus importante pour les formes se développant sur substrat rocheux tendre que sur substrat dur. Les résultats tendent également à montrer que l'érosion sommitale des trous d'eau par translation verticale (*i.e.* enfoncement du chenal) pourrait n'être qu'un facteur secondaire de l'érosion des seuils. Ainsi, les processus liés au développement des microformes et leur évolution mécanique et/ou dissolution semblent être le facteur déterminant notamment au travers de leur développement latéral, ce que tend à soutenir la présence de nombreuses formes ayant fusionné entre elles. Pour les sillons, la relation se traduit par une largeur augmentant moins rapidement que la longueur ce qui entraîne une élongation plus importante par rapport au développement latéral de la forme donnant un aspect plus effilé.

L'inventaire de terrain des formes d'érosion a permis de relever une cinquantaine de types de formes différents, répartis au sein de sept grandes familles, traduisant une grande diversité morphologique de ces dernières associées à des processus physiques et des contextes (*i.e.*

topographie, écoulement, etc.) également variés. La distribution des formes d'érosion dans l'espace, a mis en évidence de manière globale et pour chaque site une répartition « agrégative » de ces dernières, c'est-à-dire non homogène avec des densités pouvant être fortement contrastées selon les secteurs indiquant l'existence de zones préférentielles à leur développement. L'analyse par catégorie de formes et leur mise en relation avec le contexte (*i.e.* topographie, écoulement, rugosité, etc.) dans lequel elles peuvent s'inscrire, confirme cela. Pour les sillons par exemple, leur présence coïncide souvent avec la présence d'écoulements secondaires dont l'orientation est similaire à ces derniers avec une présence de sédiments suggérant un développement guidé par la direction locale des écoulements associés et une érosion par abrasion. Pour les flaques ou encore les dépressions, ces formes se retrouvent préférentiellement dans des secteurs à la topographie plutôt plane et présentant fréquemment de l'eau stagnante ce qui laisse penser que leur évolution se fait essentiellement selon une érosion par dissolution et que l'impact de la charge sédimentaire y serait réduite comme en témoigne leur faible présence dans ces secteurs. Concernant les trous d'eau, leur situation coïncide plutôt avec des secteurs pour lesquels la rugosité de surface peut être importante et où il est noté la présence d'écoulements pouvant être turbulents (*i.e.* convergences de flux, rugosité du lit) suggérant des formes qui évoluent préférentiellement sous l'effet de processus comme la cavitation (*i.e.* courant tourbillonnant) et l'abrasion avec la présence fréquente de sédiments.

Chapitre 2. Quantification de l'érosion *in situ* à l'aide de plaquettes

Il s'agit ici d'une démarche préliminaire et exploratoire pour laquelle de multiples facteurs pouvant entrer en ligne de compte dans la dégradation de la molasse, n'ont pas été pris en compte, au travers d'un protocole simple (*i.e.* perte de masse) faisant abstraction d'une manière précise de la quantification des différents processus et facteurs (*i.e.* dégradation chimique, mécanique et biomécanique) en jeu dans l'altération/érosion de la molasse. Il s'agit par exemple de la mesure *in situ* de la température et du pH de l'eau ou encore du rôle des algues et des biofilms, etc. L'objectif premier est donc d'obtenir un ordre de grandeur quant au rôle de l'érosion de la molasse dans l'incision du lit de la moyenne Garonne. Seul le site de Beauzelle a été choisi en raison de sa configuration permettant une mise en place des plaquettes selon différentes situations. En effet, le seuil présente, à l'inverse des autres (*i.e.* Portet-sur-Garonne et Grenade), une section transversale avec : **(1)** un dénivelé plus important entre la berge et le chenal d'écoulement principal permettant d'échantillonner différentes altitudes, **(2)** de petits chenaux secondaires en eau au sein même du seuil et donc différents faciès d'écoulement (*i.e.* plat courant, radier, rapide, etc.) et **(3)** une plus grande diversité morphologique. Au total, 26 plaquettes de molasses ont été mises en place sur le site de Beauzelle afin de quantifier la dégradation de la roche sous l'effet de la dissolution et de l'érosion physique. Sur ces 26 échantillons, seuls 16 sont exploitables pour un traitement quantitatif en raison de perte et de casse de plaquettes qui n'ont pu être intégrées à l'analyse.

2.1. Conditions hydrologiques et météorologiques

La mise en place des plaquettes sur le terrain s'est faite le long d'un transect perpendiculaire au chenal, de la berge vers l'écoulement principal de manière à obtenir différentes conditions topographiques et hydrodynamiques (Fig. 3.51).

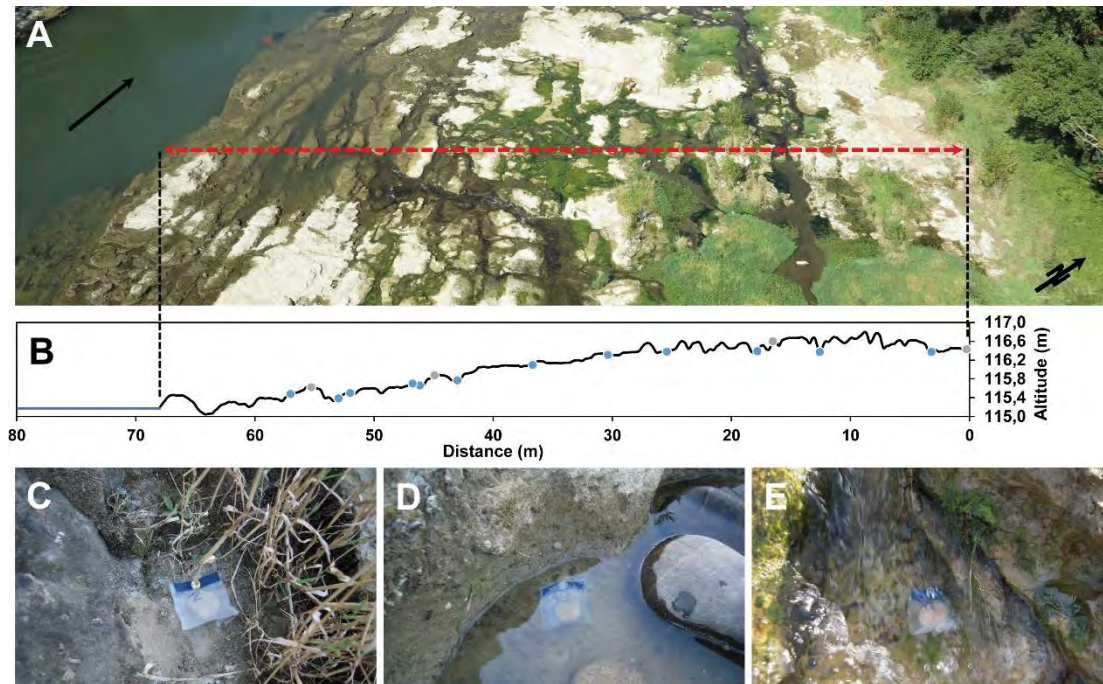


Figure 3.51 : (A) et (B) Localisation des 16 plaquettes analysées selon différents contextes. Les points bleus représentent les plaquettes en eau et en gris celles qui sont à l'air libre. (C) Plaquette hors d'eau. (D) Plaquette en écoulement calme. (E) Plaquette en écoulement rapide.

Durant l'expérimentation, la chronique des débits journaliers à la station de Portet-sur-Garonne met en évidence une activité hydrologique faible, avec l'occurrence d'aucune crue morphogène sur la période, le débit maximal enregistré n'étant que de $865 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tab. 3.14 ; Fig. 3.52). Toutefois, les deux périodes durant lesquelles les plaquettes ont été implantées sur le terrain, montrent une activité hydrologique différente. La première période présente un module de $169 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour un débit maximal de $865 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ tandis que pour la seconde période, le module et le débit maximal ne sont que de $108 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $418 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivement (Tab. 3.14). La première période correspondrait ainsi aux moyennes eaux tandis que la seconde s'apparente aux basses eaux mais sans pouvoir parler d'étiage dont le débit se situe vers $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La prise régulière de photographies sur le terrain, pour différents débits, a permis d'estimer le nombre de jours d'immersion pour chaque plaquette en fonction de leur temps passé *in situ* (Fig. 3.53).

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	Nb jours
Période 1	44	865	169	104	254
Période 2	37	418	107	64	320

Tableau 3.14 : Caractéristiques des débits ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) journaliers (Banque Hydro). **Nb jours :** durée d'observation pour chaque période.

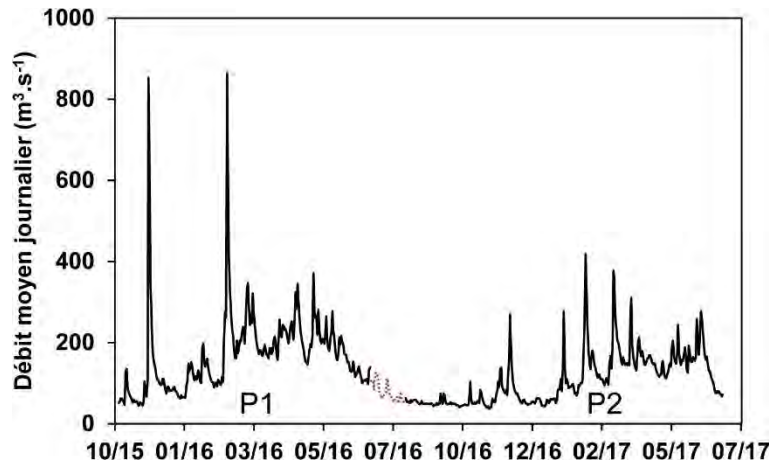


Figure 3.52 : Chronique des débits journaliers à la station de Portet-sur-Garonne (Banque Hydro). Les pointillés rouges représentent la période durant laquelle les plaquettes ont été retirées du terrain pour traitement en laboratoire. P1 : période 1 ; P2 : période 2.

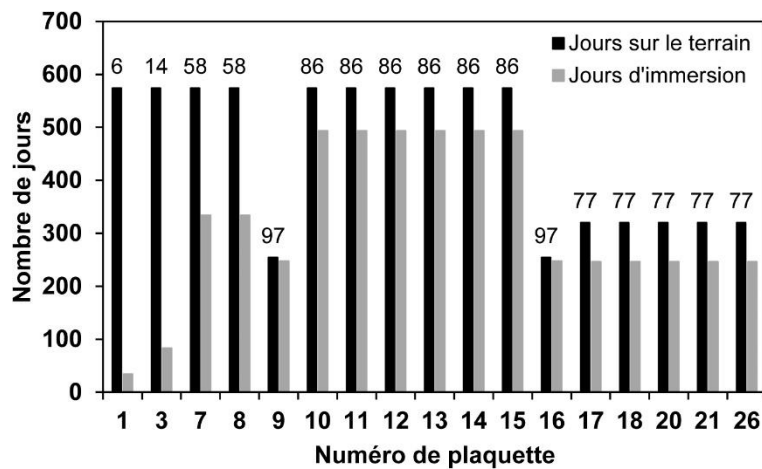


Figure 3.53 : Nombre de jours passés sur le terrain et durée d'immersion estimée. Les nombres au-dessus des histogrammes représentent la part d'immersion en pourcentage.

Concernant les conditions climatiques sur l'ensemble du suivi, la température moyenne est de 13,3 °C pour un cumul de précipitation de 850 mm, soit une moyenne journalière de 1,5 mm (Fig. 3.54). Il apparaît également que les conditions sont plus ou moins équivalentes entre les deux périodes. Néanmoins, la seconde période présente un cumul de précipitations et une température moyenne un peu plus importante avec 438 mm et 14 °C contre 412 mm et 12,5 °C pour la première période (Tab. 3.15 ; Fig. 3.54). De plus, l'occurrence journalière de précipitations y est plus importante avec une fréquence de 0,71 contre 0,58 pour la première période. Il est à préciser que les températures issues de la station météorologique de Blagnac (*i.e.* hauteur au sol de 1,5 m) sont différentes de la température des eaux de la Garonne et ne sont donc pas représentatives.

	Température Air (°C)			Précipitation (mm)		
	Minimum	Maximum	Moyenne	Minimum	Maximum	Moyenne
Période 1	-3,3	31,9	12,5	0,0	24,1	1,6
Période 2	-6,7	38,3	13,9	0,0	40,0	1,4

Tableau 3.15 : Caractéristiques météorologiques à la station de Blagnac (Météo France).

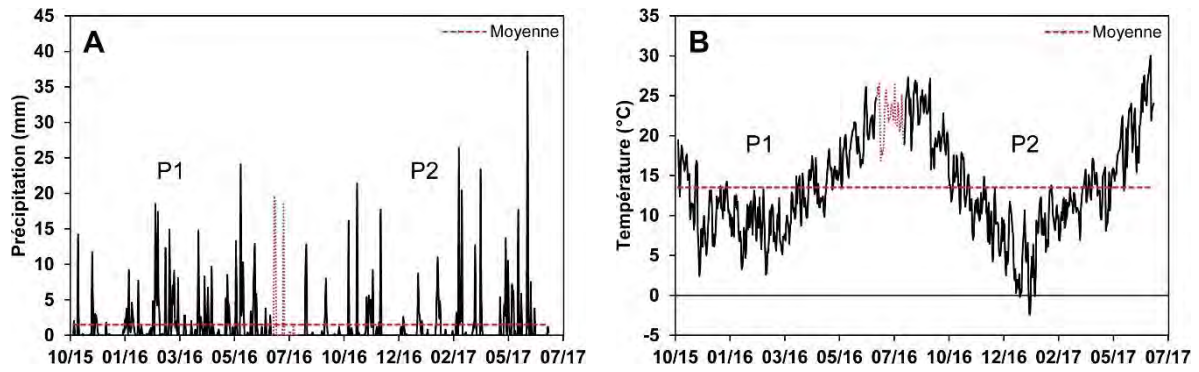


Figure 3.54 : Chronique des précipitations journalières (A) et des températures (B) à la station Blagnac (Météo France). Les pointillés rouges représentent la période durant laquelle les plaquettes ont été retirées du terrain pour traitement en laboratoire. P1 : période 1 ; P2 : période 2.

2.2. Dégradation de la molasse

2.2.1. Quantification de la dégradation

La quantification de la dégradation des plaquettes a permis d'estimer une perte de masse moyenne de $0,312 \text{ g.an}^{-1}$ pour un minimum et un maximum qui sont respectivement de $0,049$ et $0,997 \text{ g.an}^{-1}$ (Tab. 3.16 ; Fig. 3.55A). Des valeurs d'ablation ont également été calculées avec une densité moyenne de 2,23, donnant une moyenne de $0,089 \text{ mm.an}^{-1}$ pour des valeurs comprises entre $0,012$ et $0,239 \text{ mm.an}^{-1}$ (Fig. 3.55B). Les résultats indiquent également une différence entre la première et la seconde période avec des pertes de masses moyennes qui sont respectivement de $0,452$ et $0,199 \text{ g.an}^{-1}$. Cette différence entre période, peut s'expliquer de plusieurs manières :

- **La première période** présente une activité hydrologique plus importante que la seconde avec des modules qui sont respectivement de $169 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et $108 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. De plus, deux pics de hautes eaux, le premier de $850 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (*i.e.* novembre 2015) et le second de $865 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (*i.e.* février 2016), se sont produits lors de la première période tandis que le pic le plus important durant la seconde période n'est que de $418 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (*i.e.* février 2017). Ainsi, les plaquettes lors de la première période ont été mises en eau plus fréquemment que lors de la seconde période avec respectivement un temps d'immersion rapporté à la durée de la période de 80 % contre 64 %.
- **La seconde période** présente plusieurs plaquettes qui ont été retrouvées enfouies et/ou recouvertes de biofilm. Si l'enfouissement peut être un facteur pouvant réduire l'influence d'une part des conditions hydro-climatiques (*i.e.* variation de température et d'humidité) et d'autre part de l'effet de la dissolution en période d'immersion, l'influence du développement de biofilm n'est pas certaine. Le développement important d'algues au cours de la seconde période peut potentiellement s'expliquer par des températures plus élevées avec une

moyenne de 13,9 °C pour un maximum de 38,3 °C contre 12,5 °C et 31,9 °C respectivement pour la première période.

N° plaquette	Perte de poids (g.a ⁻¹)	Ablation (mm.a ⁻¹)
1	0,059	0,022
3	0,156	0,057
7	0,129	0,026
8	0,049	0,019
9	0,767	0,146
10	0,273	0,101
11	0,393	0,153
12	0,997	0,187
13	0,648	0,239
14	0,521	0,198
15	0,181	0,063
16	0,451	0,173
17	0,062	0,012
18	0,144	0,027
20	0,282	0,054
21	0,080	0,015
26	0,121	0,023
Moyenne	0,312	0,089
Minimum	0,049	0,012
Maximum	0,997	0,239
Ecart-type	0,280	0,077

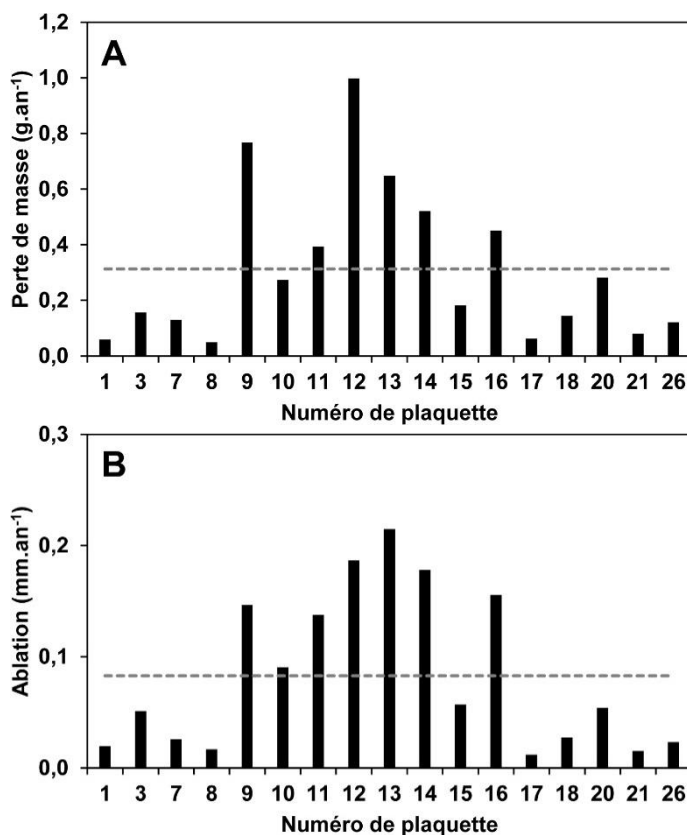


Tableau 3.16 : Valeurs de perte de masse et d'ablation pour l'ensemble des deux périodes.

Figure 3.55 : Valeurs de perte de masse (A) et d'ablation (B) pour l'ensemble des deux périodes. la ligne en pointillés gris représente la moyenne.

Afin de pouvoir comparer les résultats obtenus avec ceux établis dans d'autres études, un taux de perte de masse annuel a été calculé (Tab. 3.17). Parmi les quelques études sur la dissolution en rivière, les résultats obtenus sur la moyenne Garonne (0,32-6,45 %. a^{-1} / 0,01-0,22 $\text{mm}.\text{a}^{-1}$) présentent des valeurs proches : 0,19-5,72 %. a^{-1} pour des calcaires sur un plateau karstique au Japon (Hattanji et al., 2014) ; 0,05 $\text{mm}.\text{a}^{-1}$ pour des gypses dans une rivière souterraine en Espagne (Calaforra, 1996). Il est intéressant aussi de noter que les valeurs obtenues dans cette étude sur la Garonne moyenne sont proches de celles (0,07 à 0,10 $\text{mm}.\text{a}^{-1}$) obtenues par Probst (1986) pour la vitesse moyenne de dissolution de la molasse carbonatée sur le bassin versant du Girou, sous-affluent rive droite de la moyenne Garonne.

Localisation <i>contexte</i>	Type de roche	Perte de masse (%.an ⁻¹ / mm.an ⁻¹)	Références
France			
Moyenne Garonne <i>Rivière</i>	Molasse	0,32 – 6,45 <i>0,01 – 0,24</i>	Présente étude
Girou <i>Rivière</i>	Molasse	0,07 – 0,10	Probst, 1986
Angleterre			
Whitewell Wood <i>Versant</i>	Calcaire	0,10 – 0,60	Crabtree et Trugdill, 1985 Trugdill et al., 1994
Ukraine			
Sol exposé précipitation	Gypse	0,25	Klimchouk et al., 1991
Espagne			
Sol exposé précipitation	Gypse	0,28	Calaforra, 1996
Lac souterrain	Gypse	0,03	
Rivière souterraine	Gypse	0,05	
Siphon caverne	Gypse	0,02	
Suède			
Vallée Kärkevagge <i>Sol végétalisé</i>	Dolomite	0,01 – 3,04	Thorn et al., 2006
Japon			
Montagne Abukuma <i>Versant / karst</i>	Calcaire	0,08 – 3,70	Matsukura et al., 2007
Croatie			
Ile de Vis <i>Sol / karst</i>	Calcaire	0,10 – 0,23	Krklec et al., 2013
Japon			
Montagne Abukuma <i>Rivière / karst</i>	Calcaire	0,19 – 5,72	Hattanji et al., 2014
Espagne			
Vallée Tietar <i>Sol / karst</i>	Dolomite	0,36 – 0,54	Krklec et al., 2016

Tableau 3.17 : Valeurs de dénudation obtenues par l'utilisation de plaquettes de roche standardisées pour différents environnements.

2.2.2. Estimation du volume érodé à l'échelle du linéaire

La quantification de la dégradation de la molasse par perte de masse, a également permis d'estimer une production sédimentaire moyenne annuelle de 1 827 kg.ha⁻¹.an⁻² soit 834 m³.ha⁻¹.an⁻². Sur la base de l'estimation de la surface des affleurements molassiques établie en 2007 par Delmouly et al. (2007) entre Toulouse et l'amont de la retenue de Malause, une surface affleurante de 624 ha a pu être établie donnant un volume érodé d'environ 520 622 m³ sur l'année. Rapporté à la surface totale du chenal, l'ablation du fond rocheux du lit peut être estimée à 4,3 cm.an⁻¹. Par comparaison avec les valeurs d'incision obtenues le long de la Garonne à partir de données topographiques, la valeur obtenue à l'aide des plaquettes est du même ordre de grandeur (Tab. 3.18). De plus, entre 1982 et le milieu des années 1990 période où la couverture alluviale au niveau du seuil a déjà été évacuée antérieurement, la comparaison de profile en travers dans la partie aval du seuil au niveau de l'implantation des plaquettes permet d'estimer un enfoncement de 0,98 m soit une vitesse d'incision

de 7 cm.an^{-1} dans la molasse. Cela tend à montrer que malgré le changement de processus, les vitesses d'enfoncement évoluent peu et donc que la dynamique d'incision semble peu affectée par la transition entre l'évacuation de la charge alluviale et l'incision de la molasse aujourd'hui. Une continuité est donc observée entre les processus et qui n'implique pas de rupture dans la dynamique d'incision en termes quantitatifs. Il est à noter néanmoins, que les résultats ont été obtenus en échantillonnant les niveaux carbonatés (*i.e.* encroûtement calcaire) dont la vitesse d'érosion physique est plus faible que les niveaux sableux et cela en raison de leur dureté plus importante. Le choix d'investiguer uniquement les niveaux indurés, outre la difficulté technique de tailler des plaquettes standardisées en partie sableuse de la molasse, a été fait selon l'hypothèse que les niveaux indurés stabilisent le seuil en raison d'une certaine résistance à l'érosion. De fait, le volume érodé en prenant en compte les niveaux sableux pourrait être plus important mais non quantifié ici.

Station - PK (km)	Période	Variation (cm.an^{-1})
Blagnac (vieux pont) - 690,46	1967-1988	1,6
Ondes - 713,62	1981-1987	10,1
Mauvers - 721,20	1957-1987	5,5
Verdun-sur-Garonne - 727,46	1960-1990	3,7
Bourret (vieux pont) - 743,81	1959-1987	5,1
Belleperche (voie ferrée) - 750,75	1967-1987	5,6
Belleperche (pont routier) - 750,96	1967-1987	8,9
Très-Cassés - 756,90	1961-1987	2,5
Moyenne	1960-1990	5,4
Beauzelle (plaquette) - 696,86	2007	4,3
Beauzelle (topographie)	1982-1995	7,0

Tableau 3.18 : Comparaison entre les valeurs d'incision au droit d'ouvrages d'art obtenues le long de la Garonne à partir de la comparaison de données topographiques et la valeur obtenue à partir de plaquettes de roche.

Une incision moyenne a également été estimée au niveau du seuil à partir de deux profils transversaux levés vers 1995, l'un dans la partie amont et l'autre dans la partie aval du seuil (Fig. 3.56). La topographie au moment du découverture de la molasse n'étant pas connue, l'altitude du point le plus haut de la molasse affleurante en berge a été relevée par DGPS, en considérant cette altitude comme son niveau d'origine une fois mise à nue par évacuation de la charge solide (Fig. 3.57). Il s'agit ici d'une simplification puisque la surface de départ est considérée comme plane chose qui n'était pas le cas dans les faits, mais qui permet d'estimer l'incision dans la molasse et de comparer la valeur obtenue avec celle issues des plaquettes. Ainsi, entre 1970 (*i.e.* année vers laquelle apparaît la molasse au niveau du seuil) et 1995, les valeurs d'enfoncement obtenues sont de $-1,81 \text{ m}$ (7 cm.an^{-1}) pour le profil aval et $-1,06 \text{ m}$ ($4,1 \text{ cm.an}^{-1}$) pour le profil amont, soit une moyenne de $-1,43 \text{ m}$ pour une vitesse de $5,5 \text{ cm.an}^{-1}$. Si l'on compare la vitesse moyenne d'érosion obtenue ($5,5 \text{ cm.an}^{-1}$) à celle issue des plaquettes ($4,3 \text{ cm.an}^{-1}$), les résultats sont du même ordre de grandeur. Il est à noter concernant la section aval que les vitesses d'incision obtenues entre 1982-1995 et 1970-1995, à partir des deux méthodes évoquées précédemment, sont similaires. La différence de vitesse d'érosion de l'ordre de 3

cm.an⁻¹ obtenue à partir des plaquettes et des profils topographiques, peut s'expliquer par le fait que les plaquettes ont été réalisés dans un niveau molassique induré donc résistant et non dans un niveau marno-sableux plus tendre et qui de fait s'érode plus facilement.

De 1995 à nos jours, en prenant comme base une vitesse moyenne de 4,9 cm.an⁻¹ et en la considérant constante dans le temps, le chenal a continué de s'enfoncer de -1 m, qui ajouté à une incision moyenne estimée à -3,6 m entre 1964 et 1982 donne une incision totale de -4,6 m depuis les années 1960. Le volume érodé pour le seuil a également été quantifié. En considérant une largeur moyenne et une longueur de tronçon de 148 et 400 m et une incision de -1,43 m correspondant à la première période, le volume de matériaux érodés entre les années 1960 et 1990 est de 84 656 m³. Durant la seconde période, des années 1990 à 2017, et pour une incision de -1 m, le volume obtenu est de 59 200 m³. Au total depuis les années 1960, ce sont donc environ 143 856 m³ de matériaux qui ont été érodés soit 2 700 m³.an⁻¹.

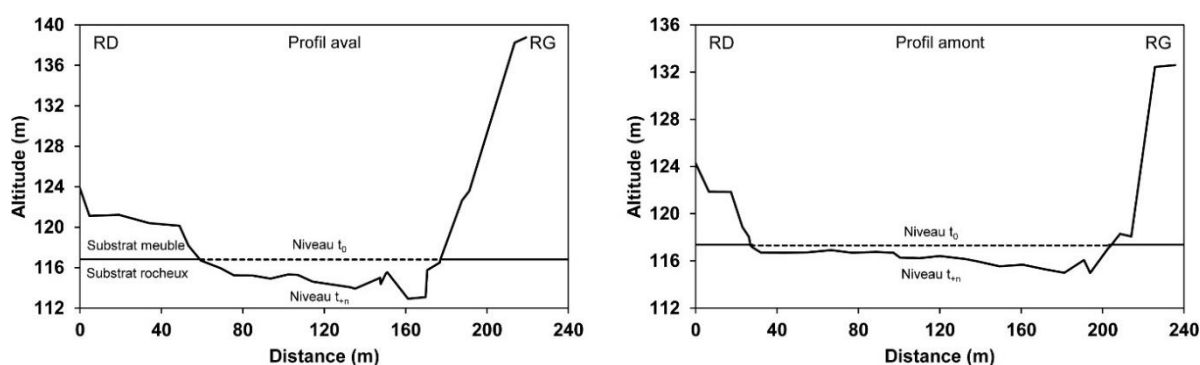


Figure 3.56 : Profils en travers au niveau du seuil, à partir desquels l'incision a été estimée (DDT 31).



Figure 3.57 : Photo représentant le niveau initial de la molasse (pointillés blancs) une fois mise à nue par décapage de la charge alluviale. L'altitude mesurée sert de niveau de référence (T_0) pour l'estimation de l'incision.

Des observations de terrain mettent également en évidence une production sédimentaire pouvant être importante avec la formation de dépôts d'épaisseur pluri-centimétrique issue de dégradation physico-chimique, mécanique ou encore biomécanique de la molasse correspondant aux niveaux sablo-calcaires (Fig. 3.58). Ces dépôts peuvent se former par la production de petits fragments

de taille millimétrique à centimétrique qui une fois détachés vont s'accumuler en pied de forme, constituant des « tabliers d'éboulis » facilement mobilisables lors de petites crues de faible intensité (Fig. 3.58A). Les cycles d'humidification et dessiccation entraînent également un processus de desquamation en produisant un écaillage superficiel de la molasse par production de plaques d'épaisseur millimétrique (Fig. 3.58B). Il est également observé la formation de biofilm recouvrant finement la molasse qui en séchant se craquèle par desquamation. Cependant, le rôle du facteur biomécanique dans l'altération de la molasse n'a pas été étudié et reste donc difficile à cerner. Toutefois, cette production sédimentaire semble assez variable d'une année à l'autre. En effet, l'année 2017 semble particulièrement productive avec la formation de larges dépôts, à l'exemple du site de Grenade (Fig. 3.58), tandis qu'au cours de l'année précédente (*i.e.* 2016) de tels dépôts n'ont pas été observés. Sans certitude, ce contraste peut s'expliquer par des conditions hydro-climatiques différentes entre les deux années (Tab. 3.19). Si la température moyenne paraît être relativement similaire d'une année à l'autre avec seulement -0,4 °C d'écart, les extrêmes (*i.e.* amplitude thermique) sont plus marqués en 2017 avec des valeurs minimales et maximales qui sont respectivement de -6,7 et 38,3 °C contre -2,3 et 35,5 °C en 2016. L'ensoleillement est également plus important en 2017 qu'en 2016 avec 83 h en plus. A l'inverse, le cumul de précipitations est plus important en 2016 avec 611 mm contre 561 mm en 2017. Concernant l'hydrologie, les débits moyens sont sensiblement similaires avec un écart de 17 m³.s⁻¹, mais le débit maximal instantané le plus important est observé en 2016 avec 1030 m³.s⁻¹ contre 495 m³.s⁻¹ en 2017. Ainsi, les conditions climatiques observées en 2017 apparaissent plus favorables à la dégradation de la molasse par météorisation (*i.e.* dissolution, thermoclastie, hydroclastie, bioclastie) alors que la dynamique hydrologique est moins importante qu'en 2016.

	Tmin-ex (°C)	Tmoy (°C)	Tmax-ex (°C)	NJ<0°C	Pr (mm)	En (h)	Qmoy (m ³ .s ⁻¹)	Qmax-i (m ³ .s ⁻¹)
2016	-2,3	14,6	35,5	14	611,2	2104	129	1030
2017	-6,7	15,0	38,3	27	561,1	2187	112	495

Tableau 3.19 : Caractéristiques climatiques et hydrologiques pour les années 2016 et 2017 (Météo France, Banque Hydro). **Tmin-ex** : température minimale extrême ; **Tmax-ex** : température maximale extrême ; **Tmoy** : température moyenne ; **NJ<0°C** : nombre de jours inférieurs à 0°C ; **Pr** : précipitation ; **En** : ensoleillement ; **Qmoy** : débit moyen ; **Qmax-i** : débit maximal instantané.

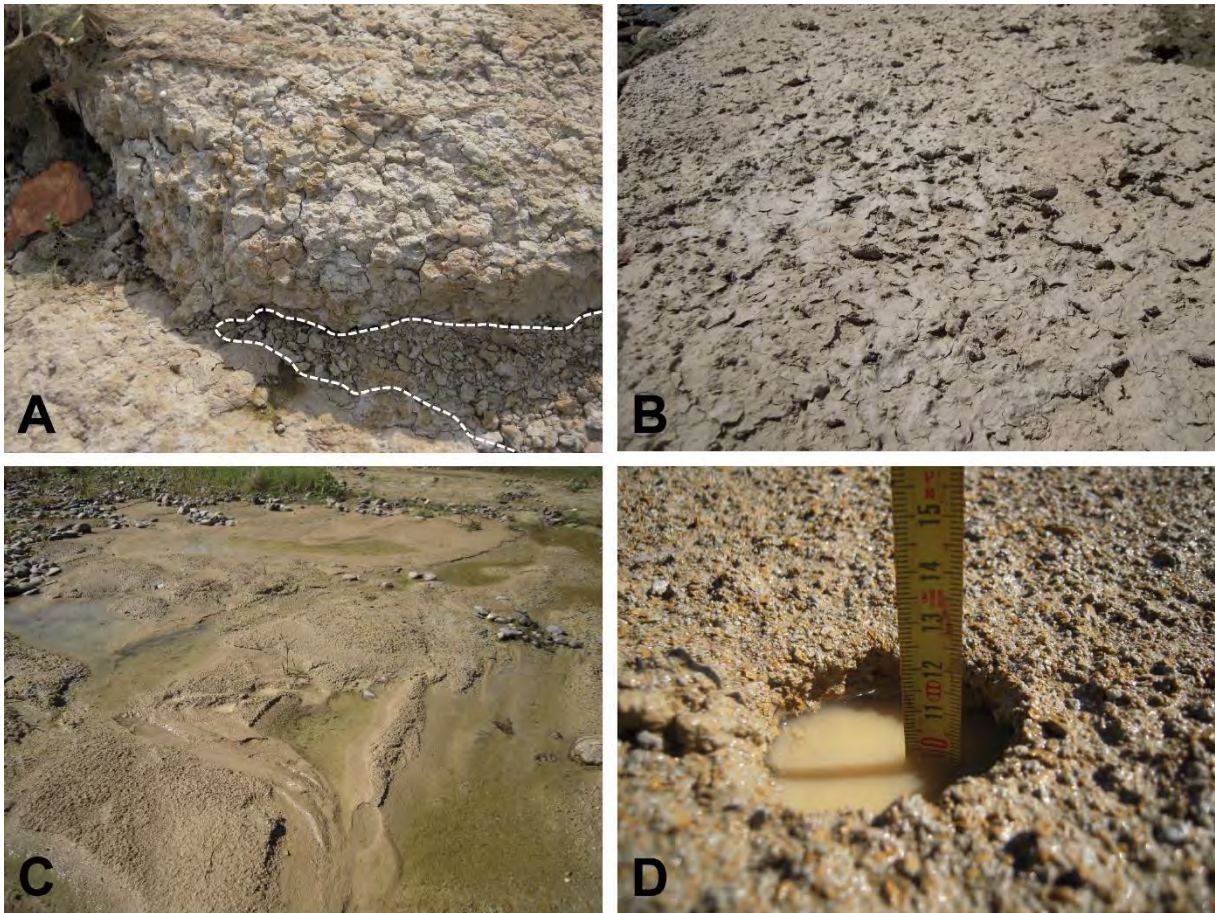


Figure 3.58 : (A) Désagrégation de la molasse avec production de fragments (*i.e.* nodules) de taille millimétrique à centimétrique s'accumulant en pied de forme pour constituer de petits « tabliers d'éboulis » (pointillés blancs) facilement mobilisables lors de crues de faible intensité. (B) Phénomène de desquamation par écaillage superficiel de la molasse par plaques d'épaisseur millimétrique sous l'effet de l'humidification/dessiccation. (C) et (D) Formation de dépôts de sédiments fins et grossiers issus de dégradation chimique et mécanique de la molasse. Photo prises à Grenade en juillet 2017.

2.3. Facteurs influençant la dégradation

La forte hétérogénéité des résultats entre plaquettes, peut s'expliquer selon deux principaux facteurs qui sont **(1)** le contexte de mise en situation sur le terrain et **(2)** les caractéristiques physiques des plaquettes elles-mêmes. Pour plus de précision sur les caractéristiques de la molasse (*i.e.* type de faciès, teneur en carbonate, etc.) se référer au paragraphe 2.2.1. du chapitre 2 de la 1^{ère} partie).

2.3.1. Le contexte de mise en situation

L'analyse de la dégradation des plaquettes selon leur mise en situation (*i.e.* hors d'eau, eau stagnante, eau courante, eau turbulente), montre qu'en moyenne les plaquettes implantées hors d'eau sont celles ayant la perte de masse la moins importante tandis que celles en eau présentent des valeurs plus élevées, la différence de temps d'immersion pouvant expliquer cela (Fig. 3.59). Il apparaît

également que la dynamique de l'écoulement (*i.e.* débit, vitesse) peut être un facteur favorisant la dégradation, ce qui se traduit par une perte moyenne de masse plus importante en eau courante ($0,569 \text{ g.an}^{-1}$) qu'en eau stagnante ($0,374 \text{ g.an}^{-1}$). Toutefois, les plaquettes en eau turbulente présentent une dégradation moyenne moindre ($0,254 \text{ g.an}^{-1}$) par rapport à celles en eau stagnante ($0,374 \text{ g.an}^{-1}$) alors que l'on devrait s'attendre à une dégradation plus importante en raison de l'augmentation de la force de frottement induite par la turbulence de l'écoulement sur la roche. Cependant, pour la dissolution l'eau stagnante favorise le temps de contact eau/molasse qui sera plus important qu'en eau courante, ce qui peut expliquer une perte de poids supérieure. Cette faible dégradation en eau turbulente, outre le temps de contact molasse/eau moins important qu'en eau stagnante, peut s'expliquer par la présence d'algues sur 4 pochons sur 6, dont l'effet a pu avoir pour conséquence de protéger en partie les plaquettes de la dégradation inhibant dans une certaine mesure l'impact de l'écoulement sur ces dernières, les algues agissant comme une sorte de « film protecteur ». De plus, il est à noter que seuls les niveaux d'encroûtement ont été échantillonnés puisque les niveaux trop sableux étaient trop fragiles pour être taillés de manière standardisée. Les valeurs sont donc à relativiser dans la mesure où elles ont été obtenues à partir d'un seul type de molasse (*i.e.* niveau d'encroûtement).

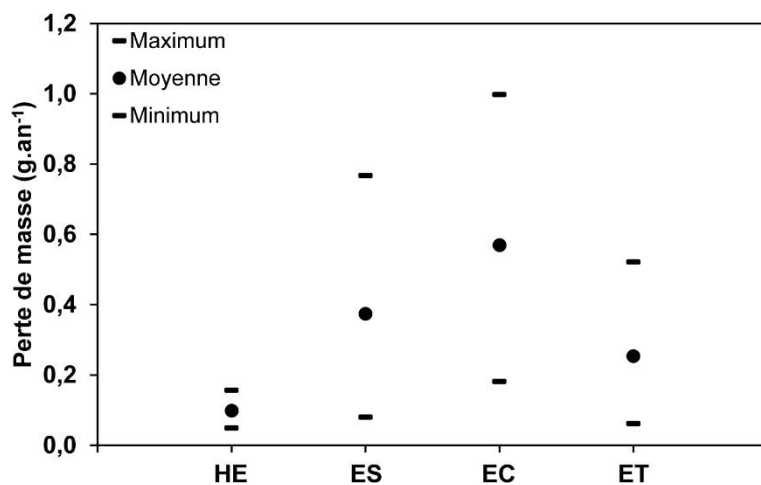


Figure 3.59 : Valeurs de perte de masse par classe de situation sur le terrain. **HE** : hors d'eau ; **ES** : eau stagnante ; **EC** : eau courante ; **ET** : eau courante turbulente.

2.3.2. Caractéristiques physiques et structure de la roche

L'observation de la surface des plaquettes après l'expérimentation, montre une dégradation hétérogène selon les échantillons. La visualisation des surfaces, met en évidence des formes d'altération, telles que des fosses de dissolution (Fig. 3.60) et des détachements de grains (Fig. 3.61) (Krklec et al., 2016). Cela traduit une perte de masse pendant l'exposition sur le terrain qui est la résultante de deux processus : **(1)** la dissolution de la matrice carbonatée et **(2)** le déchaussement mécanique de grains. En effet, la molasse gréseuse de nature détritique, présente des inclusions de

grains dans une matrice carbonatée, qui préparés par la dissolution en leur périphérie peuvent se déchausser et être érodés mécaniquement par le courant d'eau (Fig. 3.61). L'altération de la matrice par dissolution par rapport aux grains rend la cohésion de la roche moins importante favorisant ainsi le détachement de ces derniers (Krklec et al., 2013). Il est ainsi possible de suggérer que lorsqu'un grain se détache, la contribution de l'altération mécanique devienne plus importante que le processus chimique (Yokoyama et Matsukura, 2006). L'évolution des surfaces montre aussi une altération préférentielle là où la roche présente des faiblesses structurelles telles que des cavités et des fissures (Fig. 3.60 - 3.62).



Figure 3.60 : Dégradation de la plaquette 13 par dissolution (*i.e.* en surface et sous forme de puits) et par effet mécanique avec rupture d'un morceau au niveau d'une fissure. **(A)** état initial à t_0 et **(B)** état final à t_{+2} .

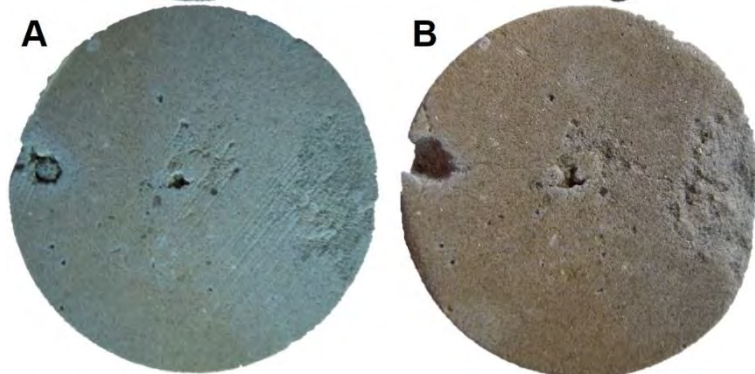


Figure 3.61 : Dégradation de la plaquette 8. **(A)** Etat initial à t_0 et **(B)** état final t_{+2} .

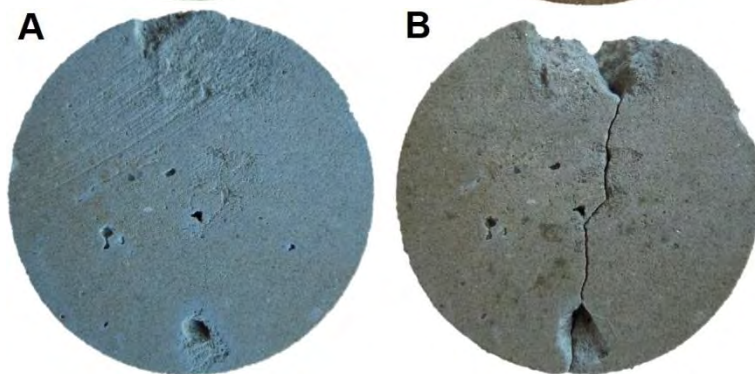


Figure 3.62 : Présence d'une fissure ayant entraîné la rupture en deux parties de la plaquette 5. **(A)** état initial à t_0 et **(B)** état final à t_{+1} .

Visuellement, les plaquettes présentent également entre elles des différences significatives de porosité avec pour certaines la présence de nombreux vides. Ainsi une porosité élevée induit une surface de contact entre l'eau et la roche plus importante ce qui a pour conséquence de favoriser

l'interaction entre les deux avec l'augmentation de la surface d'érosion et par conséquent l'effet de la dissolution (Fig. 3.63).

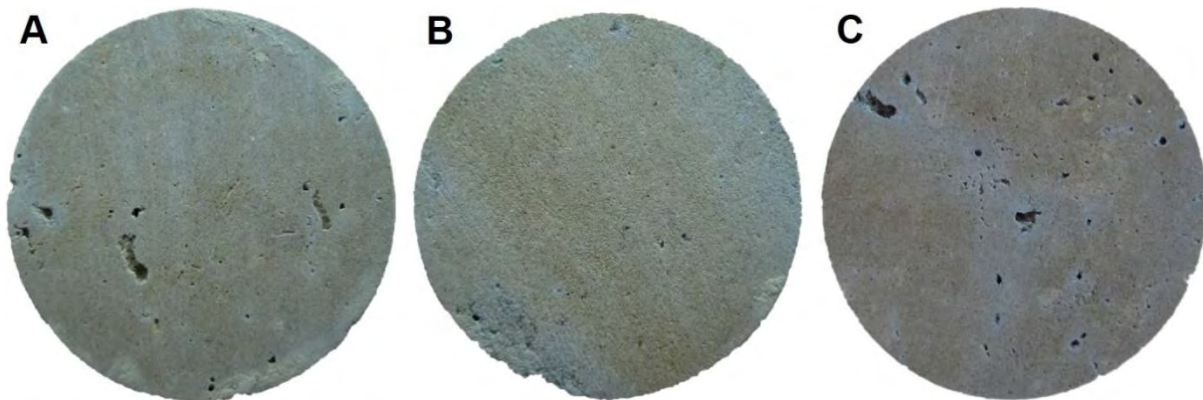


Figure 3.63 : Différence de porosité entre plaquettes dans leur état initial à t_0 . (A) Plaquette 7, (B) plaquette 16 et (C) plaquette 21.

2.4. Conclusion

L'expérimentation par perte de masse à partir de plaquettes de roche molassique, a mis en évidence un rôle important de la dégradation de la molasse dans l'incision du substratum rocheux. En effet, la comparaison entre d'une part, les vitesses d'érosion lors de la phase d'évacuation de la charge solide en différents secteurs de la Garonne entre les années 1960 et 1990 et d'autre part, la vitesse d'érosion obtenue lors de l'expérimentation sur la base d'une estimation de la surface des affleurements de molasse en 2007, donne des valeurs de vitesse d'érosion du même ordre, soit autour de 5 cm.an^{-1} . Quantitativement, la dynamique d'incision semble ainsi peu affectée par la transition entre évacuation de la charge alluviale et l'incision de la molasse aujourd'hui.

L'analyse a également montré une forte variabilité des résultats entre échantillons. Au vu des observations visuelles, les caractéristiques physiques et la structure de la roche (*i.e.* présence de grains, de fissures, de cavités en plus ou moins grand nombre) apparaissent comme étant des facteurs clés dans la variabilité de la dégradation de la molasse, favorisant ainsi de manière plus ou moins importante les processus chimiques et/ou mécaniques. Cette variabilité des résultats se retrouve également entre les périodes de suivi, pour lesquelles le contexte hydrologique était sensiblement différent, avec une première période correspondant aux moyennes eaux et une seconde correspondant aux basses eaux.

Il apparaît également que la dégradation n'est pas seulement due à l'un ou l'autre des processus (dissolution vs. érosion mécanique) mais est issue de la combinaison des deux, le premier étant souvent le prélude au deuxième. La part respective entre altération chimique et physique paraît

très difficile à déterminer sur la base d'une expérimentation de terrain en première approche. Afin de quantifier la part propre du processus de dissolution en l'isolant de l'altération mécanique, une expérimentation en milieu contrôlé en laboratoire pourrait être intéressante à mener afin de préciser le rôle de la dissolution. Ainsi, en comparant les résultats de la dissolution obtenus en laboratoire avec les résultats de la dégradation globale (*i.e.* dissolution + mécanique) obtenus sur le terrain, il peut être envisagé d'estimer un rapport d'efficacité entre les deux processus lorsque la roche est en condition d'immersion continue dans l'eau. Toutefois, il semble difficile en situation d'immersion discontinue d'estimer un rapport d'efficacité en raison de la prédominance de facteurs climatiques multiples et non maîtrisés (*i.e.* alternance humidification-dessiccation, variation thermique, végétation, etc.). La présence de biofilm en quantité importante pose également la question de son rôle dans la dégradation de la molasse et qui pourrait ne pas être négligeable. Cependant, en raison de l'aspect préliminaire et exploratoire de la démarche expérimentale menée (*i.e.* quantification globale et non différenciée des processus), le facteur biomécanique n'a pas été pris en compte et de fait reste mal appréhendé. Ce point est donc également à éclaircir au travers d'un protocole spécifique restant à définir.

Au vu des observations de terrain, il apparaît également que la météorisation sous l'effet des conditions climatiques (périodes de gel ou d'intenses précipitations), puisse jouer un rôle important dans la fragilisation de la molasse, rendant plus efficient l'effet mécanique d'une crue (*i.e.* diminution de la contrainte de cisaillement) avec le détachement de particules, ou en contribuant directement à la désagrégation de la roche et cela pour des débits pouvant être faibles. Toutefois, ce point n'a pas fait l'objet d'une quantification mais pourrait être envisagé au travers d'une réflexion sur un protocole expérimental de terrain restant à préciser.

Chapitre 3. Mobilité de la charge de fond par traçage sédimentaire

La mobilité de la charge grossière de fond au niveau des seuils rocheux de Portet-sur-Garonne, Beauzelle et Grenade a été étudiée à partir d'un suivi par traçage RFID (*Radio Frequency Identification*). La surface de ces seuils étant caractérisée par une topographie irrégulière en raison de la présence de nombreuses formes d'érosion au profil concave (*i.e.* sillon, trou d'eau, mouille, etc.), l'objectif est de déterminer dans quelle mesure les seuils contribuent ou non au piégeage de la charge grossière et ainsi à un compartimentage de la dynamique sédimentaire le long du cours d'eau.

3.1. Conditions hydrologiques du suivi

Le principal événement hydrologique qui s'est produit durant le suivi qui s'est déroulé de juin 2016 à septembre 2017, a atteint un débit de pointe de $495 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne (Fig. 3.64). Ainsi, la période considérée ne voit aucun événement exceptionnel se produire, la crue du 8 février 2017 étant bien inférieure au débit à plein bord (*i.e.* crue morphogène) estimé pour les trois sites et qui sont de $1\,600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Portet-sur-Garonne, $2\,700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Beauzelle et de $2\,900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Grenade, correspondant à des puissances spécifiques respectives de 160, 400 et $280 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Tab. 3.20). Les résultats obtenus représentent donc des valeurs de déplacement courant de la charge de fond.

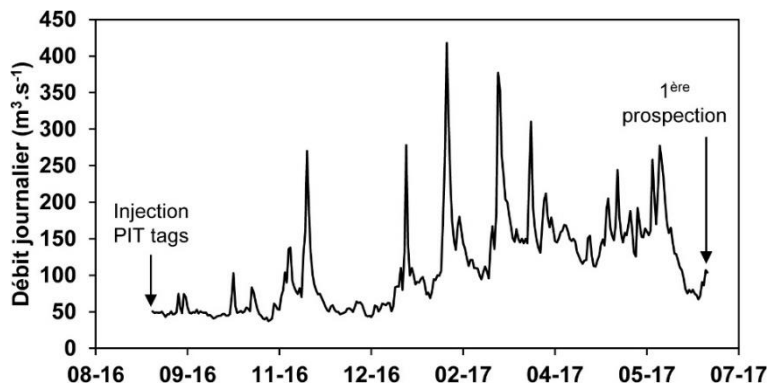


Figure 3.64 : Hydrogramme des débits journaliers à la station limnimétrique de Portet-sur-Garonne entre le juin 2016 et septembre 2017 (Banque Hydro).

	S_m (m^2)	R_h (m)	S ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$)	L_{pb} (m)	Q_{pb} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	ω_{pb} ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)
Portet	-	4,4*	0,0018	170	1600	160
Beauzelle	657	4,7	0,0020	134	2700	400
Grenade	777	5,2	0,0014	146	2900	280

Tableau 3.20 : Caractéristiques géométriques et hydrauliques des sites. S_m : section mouillée ; R_h : rayon hydraulique ; s : pente ; L_{pb} : largeur à plein bord ; Q_{pb} : débit à plein bord ; ω_{pb} : puissance spécifique à plein bord.

Calcul du débit et de la puissance spécifique à plein bord

A Portet-sur-Garonne, l'estimation du débit à plein bord s'est faite à partir des données hydrologiques enregistrées à la station limnimétrique située 300 m en amont du site et d'une observation de terrain le 28 février 2015 qui a permis de déterminer la valeur. Pour Beauzelle et Grenade aucune station limnimétrique ne se trouvant à proximité immédiate des sites, les débits à plein bord ont été estimés indirectement à partir de l'équation de Manning-Strickler. Les paramètres nécessaires au calcul ont été déduits de profils en travers relevés au droit des sites et de la granulométrie des matériaux de fond de lit. La formule utilisée est la suivante :

$$Q = \frac{R_h^{2/3} s^{1/2} S_m}{n}$$

Avec Q : débit ($m^3.s^{-1}$) ; R_h : rayon hydraulique (m) ; s : pente ($m.m^{-1}$) ; S_m : section mouillée (m^2) ; n : coefficient de rugosité de Manning.

Afin de déterminer le coefficient de Manning (n), ce dernier a été calculé à partir de deux formules issues de celle de Strickler mais reprises sous une forme différente et développées pour des rivières à galets. Les formules utilisées sont les suivantes :

$$n = 0,048 D_{50}^{1/6} \quad (\text{Richards, 1982})$$

$$n = 0,047 D_{75}^{1/6} \quad (\text{Lane et Carlson, 1954})$$

Avec D : diamètre de la particule (m).

Les deux formules donnent des coefficients relativement similaires avec une différence moyenne de 0,002 soit 0,029 (Richards, 1982) et 0,031 (Lane et Carlson, 1954) donnant un écart de débit d'environ $200 m^3.s^{-1}$. La valeur retenue pour le calcul des débits à plein bord pour les sites de Beauzelle et Grenade, correspond à la moyenne des deux coefficients soit 0,030 (Tab. 3.21).

	n (Richards)	Q ($m^3.s^{-1}$)	n (Lane et Carlson)	Q ($m^3.s^{-1}$)	n (moyenne)	Q ($m^3.s^{-1}$)
Beauzelle	0,029	2 839	0,031	2 656	0,030	2 744
Grenade	"	3 042	"	2 846	"	2 941

Tableau 3.21 : Variation du coefficient de rugosité (n) et du débit en fonction de l'équation utilisée.

Les puissances spécifiques à plein bord ont également été calculées à partir de la formule suivante :

$$\omega = \frac{\rho g Q s}{L}$$

Avec ω : puissance spécifique (W.m^{-1}) ; ρ : masse volumique de l'eau ($1\,000\text{ kg.m}^{-3}$) ; g : accélération de la gravité (m.s^{-2}) ; Q : débit considéré ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) ; s : pente (m.m^{-1}) ; L : largeur du chenal au débit considéré (m).

3.2. Traçage des éléments grossiers

3.2.1. Mobilité et distances de transport des traceurs

La recherche des traceurs a donné un taux de retour global très élevé avec 170 traceurs retrouvés sur un total de 182, soit 93 %. Par site, les taux de retours sont variables mais importants : 87 % pour Portet-sur-Garonne, 93 % pour Beauzelle et 100 % pour Grenade (Tab. 3.22). Les distances de transports indiquent une dispersion variable des traceurs entre sites. En effet, si globalement la distance moyenne est faible (18 m), cette dernière varie fortement avec 30 m à Portet-sur-Garonne pour seulement 6 m à Beauzelle (Tab. 3.22). Au sein de chaque site, la dispersion peut être également importante ce qui traduit une forte variabilité des déplacements (Tab. 3.22). Il est aussi à noter que le taux de particules mobiles entre les sites présente une certaine hétérogénéité avec seulement 11 % à Beauzelle tandis que Portet-sur-Garonne et Grenade ont des taux similaires avec 51 et 57 % respectivement.

	Nb P	Pr (%)	Pm (%)	D Pm _{min} (m)	D Pm _{moy} (m)	D Pm _{max} (m)	σ
Portet	61	87 (53)	51 (27)	4	30	82	23
Beauzelle	61	93 (57)	11 (6)	1	6	16	6
Grenade	60	100 (60)	57 (34)	2	18	62	17
Total	182	93 (170)	37 (67)	-	-	-	-

Tableau 3.22 : Taux de retour et mobilité des traceurs. **Nb P** : nombre de particules équipées ; **Pr** : particules retrouvées ; **Pm** : particules mobiles ; **D Pm** : distance parcourue des particules mobiles ; σ : écart-type. Entre parenthèses est indiqué le nombre de traceurs correspondants. Le taux de retours des traceurs mobiles est calculé par rapport au nombre de traceurs retrouvés et non au total mis en place.

La mise en relation du diamètre (*i.e.* axe B) des particules avec les distances parcourues par ces dernières indique une absence de relation ($R^2 = 0,03$) traduisant une distance de transport indépendante de la taille des particules (Fig. 3.65). Cependant, la relation D entre la mobilité et les gammes granulométriques en mouvement, indique une mobilité plus importante pour la classe granulométrique correspondant aux matériaux de faible diamètre (45-65 mm) et décroît de manière

plus prononcée avec l'augmentation de la taille des particules (Fig. 3.66). Au regard de la relation avec les distances de transport, la tendance est moins nette avec une diminution moins prononcée lorsque la taille des particules augmente mais traduit tout de même une relation assez forte ($R^2 = 0,72$) ainsi qu'un transport sélectif qui semble s'opérer pour un événement d'intensité faible c'est-à-dire hors transport généralisé sans distinction de taille de particule (Lenzi, 2004 ; Michler et al., 2016).

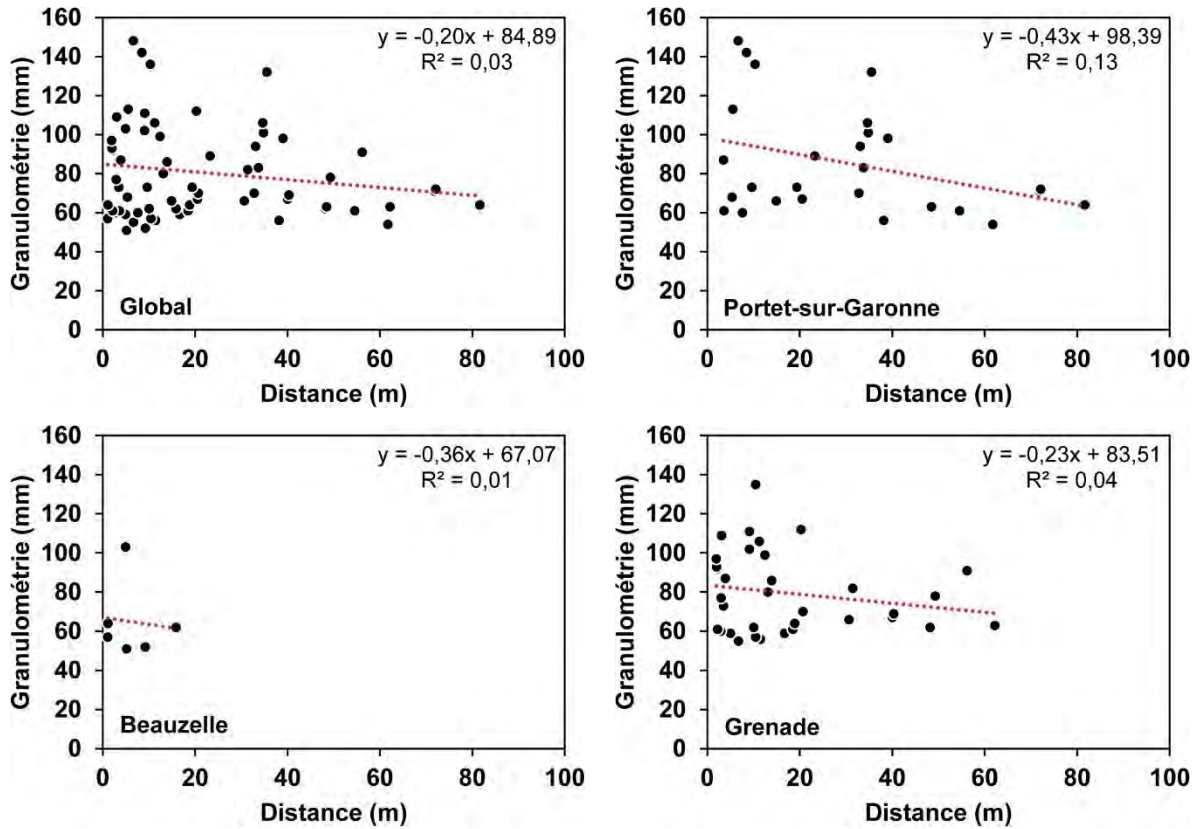


Figure 3.65 : Distance parcourue des traceurs en fonction de leur diamètre.

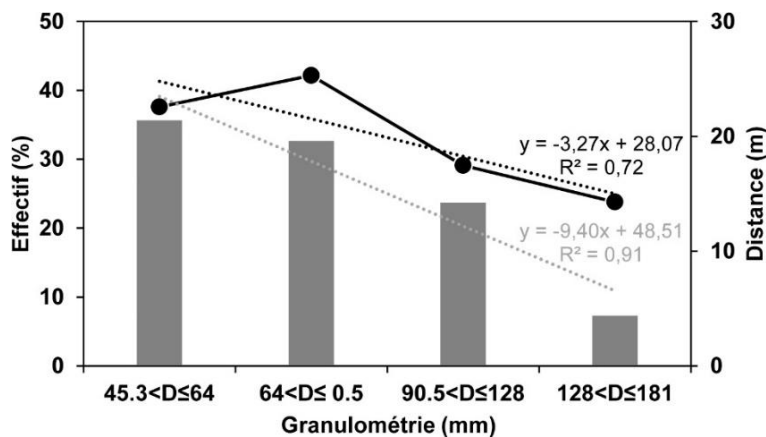


Figure 3.66 : Mobilité des traceurs en fonction de la granulométrie et de la distance de transport.

La mise en relation du poids des galets avec les distances parcourues par ces dernières indique également une absence de relation ($R^2 = 0,05$) traduisant une distance de transport indépendante du poids des particules (Fig. 3.67).

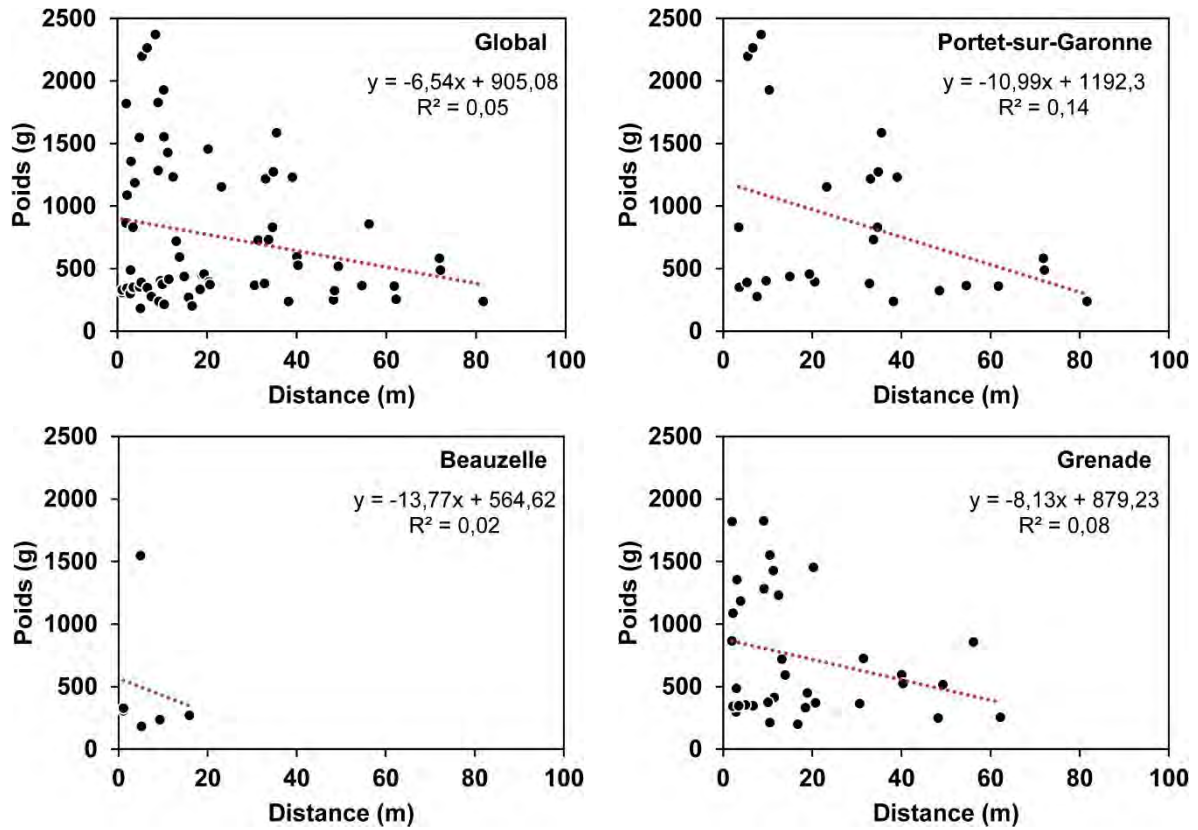


Figure 3.67 : Distance parcourue des traceurs en fonction de leur poids.

La fréquence des distances parcourues des traceurs mobiles met aussi en évidence une distribution de type exponentielle (Fig. 3.68).

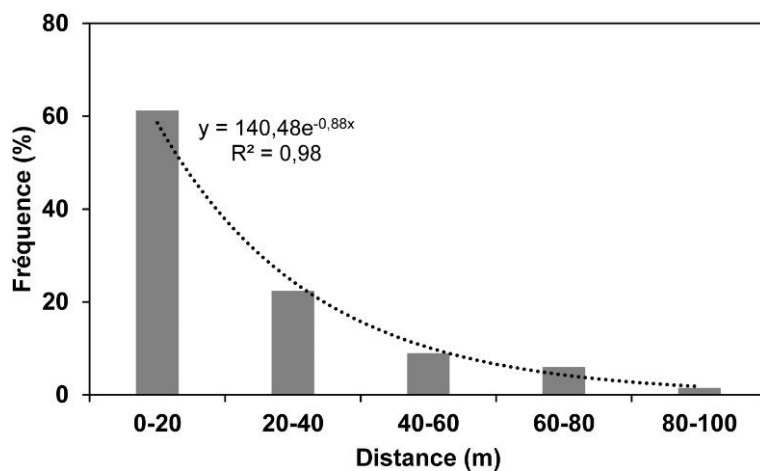


Figure 3.68 : Fréquences des distances parcourues par les traceurs.

3.2.2. Trajectoire des traceurs

Portet-sur-Garonne

L'observation de la trajectoire des traceurs indique une mobilité générale dans le sens de l'écoulement principal du chenal (Fig. 3.69). Seuls quelques traceurs en bord de seuil, montrent une trajectoire en oblique. Cela peut s'expliquer par l'existence d'un écoulement secondaire de biais (*i.e.* nord-ouest/sud-est) par rapport à l'écoulement principal du chenal (*i.e.* ouest/est) lors de la mise en eau progressive du seuil avant que ce dernier ne soit entièrement immergé (Fig. 3.70). En effet, l'incision du lit a entraîné un encaissement du chenal sous forme de « gorge » de plusieurs mètres de profondeur donnant au seuil une situation « perchée » par rapport au chenal en eau en période de basses eaux. Il apparaît également que les traceurs en bord du chenal incisé dans la molasse, présentent une distance moyenne parcourue moindre (26 m) que ceux se trouvant proche de la berge (33 m) alors que l'on pourrait supposer une mobilité plus importante à proximité du chenal en eau en raison de contraintes hydrauliques plus importantes (*i.e.* hauteur d'eau, vitesse de l'écoulement). La taille moyenne des galets étant similaire (85 mm), cette différence peut s'expliquer par une rugosité de surface plus importante dans la partie proche du chenal avec la présence en grand nombre de formes concaves prononcées (*i.e.* trou d'eau, sillon, etc.) formant des obstacles à la circulation des éléments grossiers mais aussi en complexifiant la dynamique d'écoulement (*i.e.* turbulences, flux secondaires). En partie amont du seuil, les traceurs sont restés immobiles mais ceci ne semble pas être dû aux conditions d'injection puisqu'ils sont répartis à part égale dans et en dehors de formes d'érosion et se caractérisent par une taille moyenne (80 mm), inférieure à celle des galets en secteur mobile. Il peut donc être avancé que la rugosité (*i.e.* formes d'érosion) ne joue pas de rôle dans le piégeage des galets.

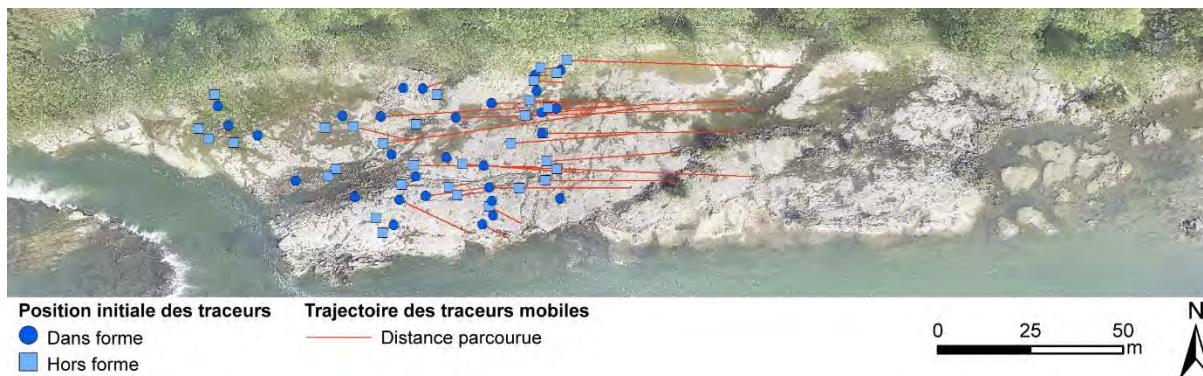


Figure 3.69 : Mobilité et trajectoire des traceurs à Portet-sur-Garonne.



Figure 3.70 : Photographie du seuil de Portet-sur-Garonne en période de hautes eaux. La flèche bleue représente le chenal et le sens de l'écoulement et les flèches noires représentent l'écoulement oblique par rapport au chenal lors de la mise en eau du seuil pendant une crue (Photo personnelle).

Beauzelle

Beauzelle se caractérisant par une très faible mobilité des galets, seuls 6 traceurs ayant bougé, aucune particularité concernant leur trajectoire n'a pu être mise en évidence. Pour l'ensemble des traceurs en mouvement leur trajectoire coïncide soit avec la direction principale de l'écoulement soit avec la direction locale de l'écoulement (Fig. 3.71). Cependant, l'échantillon étant trop restreint aucune observation pertinente ne peut être faite sur la mobilité des traceurs.

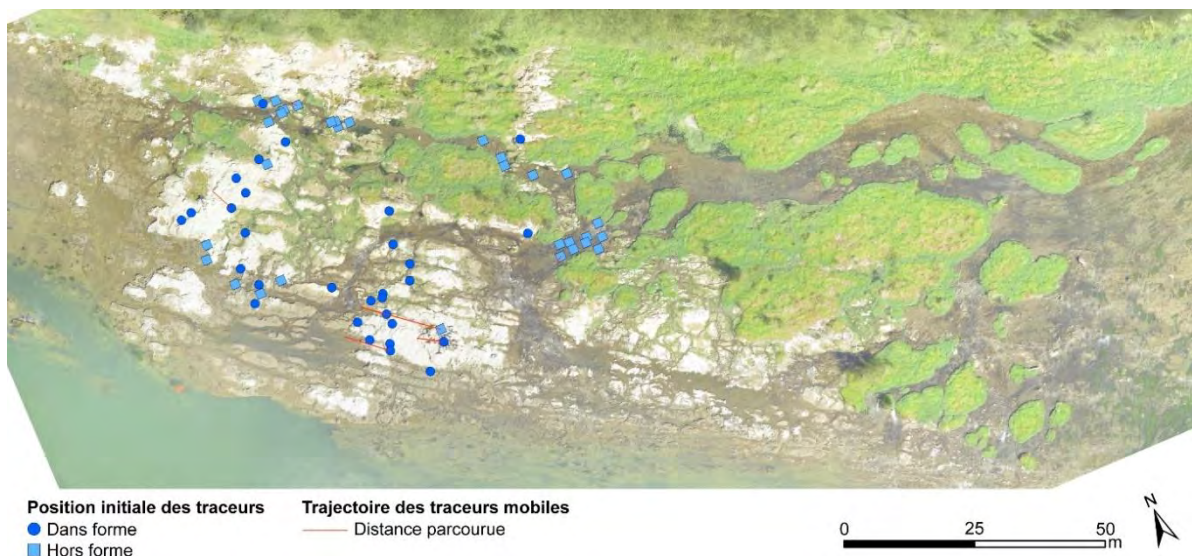


Figure 3.71 : Mobilité et trajectoire des traceurs à Beauzelle.

Grenade

A l'instar de Portet-sur-Garonne, la trajectoire des traceurs montrent une mobilité des galets dans le sens de l'écoulement principal du chenal (Fig. 3.72). En partie rive gauche du seuil, trois secteurs peuvent être identifiés pour lesquels la mobilité des traceurs diffère. Les galets localisés en bord de berge présentent une distance moyenne de transport de 17 m pour une taille moyenne de 93 mm, ce qui peut expliquer leur mobilité réduite comparée aux autres secteurs (*i.e.* centrale et en bord

de chenal). Au centre, les traceurs présentent une distance moyenne parcourue supérieure (28 m) mais la taille moyenne des galets mobiles est plus faible (81 mm) qu'en bord de berge. En bord de chenal, la distance moyenne de transport est sensiblement équivalente au bord de berge (19 m) mais la taille moyenne des galets mobilisés est inférieure (75 mm) par rapport aux deux autres secteurs (*i.e.* bord de berge et central). Un groupe de traceurs se dégage également des autres en se caractérisant par une absence de mobilité. Cela peut s'expliquer par une taille moyenne importante (100 mm) et par l'imbrication des traceurs dans des amas de galets et pour certains, par leur implantation dans des formes d'érosion, rendant leur mobilisation difficile. La dynamique de l'écoulement étant probablement non homogène (*i.e.* vitesse d'écoulement, contrainte de cisaillement) en raison d'une topographie irrégulière, ce facteur joue très probablement un rôle significatif en plus de la caractéristique des galets.

En partie rive droite du seuil, les traceurs présentent une moindre mobilité, la distance moyenne parcourue étant de seulement 8 m pour une taille moyenne des galets de 75 mm (Fig. 3.72). Les traceurs localisés en bord de berge sont ceux qui ont été les moins mobiles. Leurs distances de parcours sont plus faibles. Cette différence peut s'expliquer par la présence d'une accumulation de galets mais aussi à une surface très irrégulière qui contribuent toutes deux à l'augmentation de la rugosité.

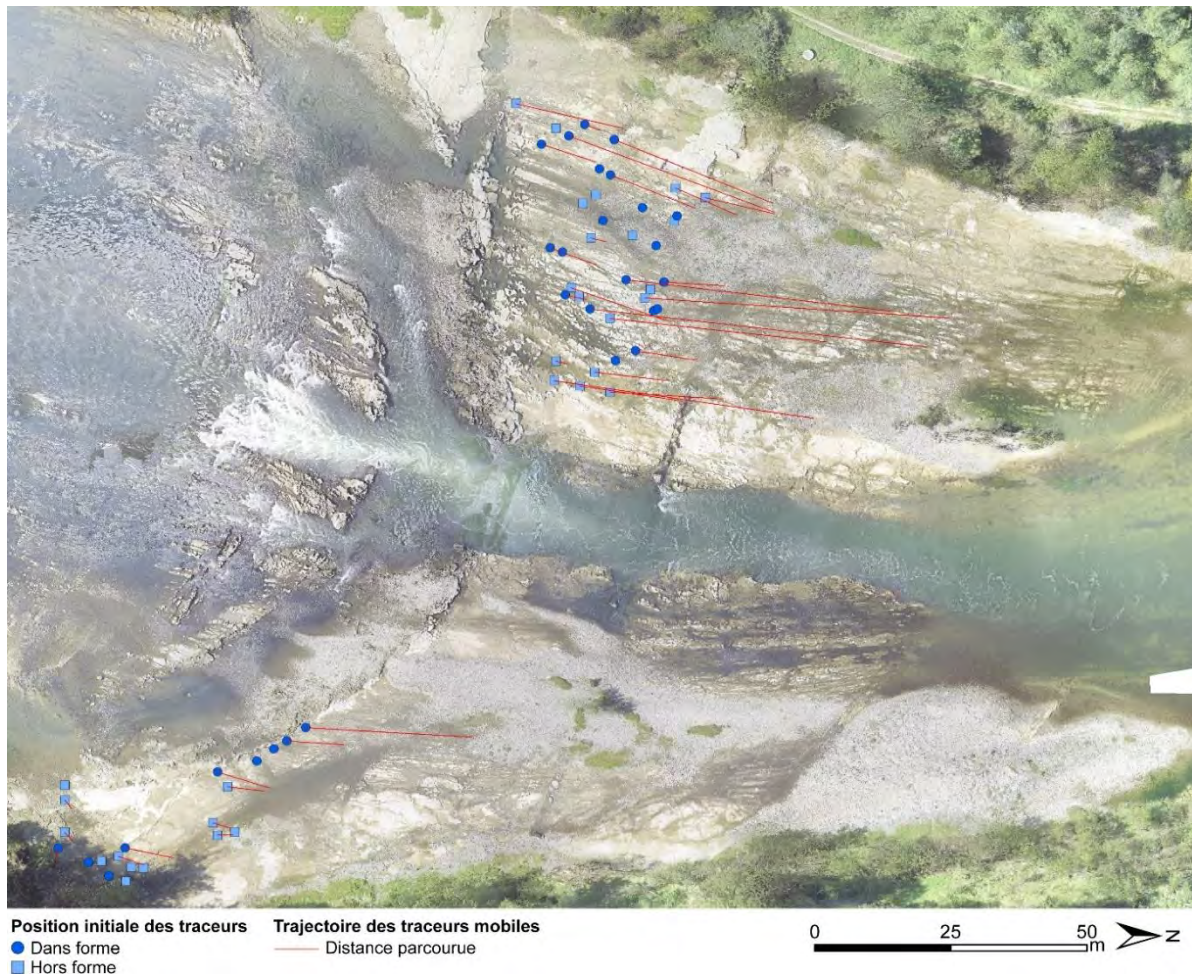


Figure 3.72 : Mobilité et trajectoire des traceurs à Grenade.

3.2.3. Puissance spécifique et contrainte de cisaillement de fond

Afin d'expliquer la variabilité de la dispersion des traceurs entre chaque site, plusieurs paramètres ont été calculés concernant la crue du 8 février 2016 qui a atteint un débit de pointe de $495 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne, événement le plus important durant la période de suivi.

- La puissance spécifique (ω)

La puissance spécifique caractérise les potentialités dynamiques du cours d'eau dont l'ajustement est en grande partie fonction de ce paramètre (Malavoi et Adam, 2007). Cette dernière a été estimée selon la formule suivante :

$$\omega = \frac{\rho g Q s}{L}$$

Avec ω : puissance spécifique ($W.m^{-1}$) ; ρ : masse volumique de l'eau ($1\,000\text{ kg.m}^{-3}$) ; g : accélération de la gravité ($m.s^{-1}$) ; Q : débit considéré ($m^3.s^{-1}$) ; s : pente ($m.m^{-1}$) ; L : largeur du chenal au débit considéré (m).

- La force tractrice de fond (τ_0)

Le début d'entraînement d'un galet s'opère lorsque la force tractrice s'exerçant sur le fond du lit excède une valeur seuil. Cette dernière correspond à la tension tangentielle exercée par une colonne d'eau sur les parois du chenal, force qui résulte du frottement du liquide en mouvement sur les parois du chenal. La force tractrice de fond a été estimée à partir de la formule suivante :

$$\tau_0 = \rho g R_h s$$

Avec τ_0 : force tractrice ($N.m^{-2}$) ; ρ : masse volumique de l'eau ($1\,000\text{ kg.m}^{-3}$) ; g : accélération de la gravité ($m.s^{-1}$) ; R_h : rayon hydraulique ou hauteur (m) ; s : pente ($m.m^{-1}$).

Le rayon hydraulique (R_h) correspond dans le cas présent à la hauteur d'eau du pic de crue au niveau des seuils et a été estimée à partir de repères (*i.e.* arbustes, niveau à la berge) photographiés lors de l'événement puis mesurés sur le terrain postérieurement. Les photographies ont été prises avec un appareil mis en place sur chaque site et prenant des photos de manière automatique à intervalles réguliers. Chaque photographie a ensuite été mise en relation avec les données hydrologiques (*i.e.* débit et hauteur) issues de la station de Portet-sur-Garonne afin d'identifier les photos correspondant au pic de crue sur chaque site.

- La force tractrice critique (τ_c)

La force tractrice critique correspond à la force nécessaire pour la mise en mouvement des galets dans le fond. Ainsi, un galet est mis en mouvement lorsque la force d'entraînement due à l'écoulement du fluide (τ_0) dépasse la force de frottement due au poids du galet, soit $\tau_0 > \tau_c$. La force tractrice critique a été estimée à partir de la formule suivante :

$$\tau_c = 0,08 (\rho_s - \rho) D_{50}$$

Avec τ_c : force tractrice critique (N.m^{-2}) ; ρs : masse volumique du galet ($2\,650\text{ kg.m}^{-3}$) ; ρ : masse volumique de l'eau ($1\,000\text{ kg.m}^{-3}$) ; D_{50} : diamètre du galet (m).

Les puissances spécifiques (ω) obtenues, caractérisent des potentialités dynamiques plus importantes à Beauzelle avec 81 W.m^{-2} alors que la mobilité des galets y est la plus faible avec seulement 11 %. A l'inverse, à Portet-sur-Garonne et à Grenade où les puissances spécifiques sont les plus faibles avec respectivement 66 et 51 W.m^{-2} , la mobilité des galets y est plus importante avec 51 et 57 % respectivement (Tab. 3.23). Pour ce qui est des forces tractrices critiques calculées à partir du D_{50} les résultats entre sites sont relativement similaires oscillant entre 6 et 7 N.m^{-2} pour des forces tractrices de fond dépassant ces dernières de trois ordres et comprises entre 16 et 20 N.m^{-2} (Tab. 3.23). Si la puissance spécifique (ω) ne semble pas expliquer la forte hétérogénéité de la mobilité des galets entre d'un côté Beauzelle (11 %) et de l'autre Portet-sur-Garonne (51 %) et Grenade (57 %), la force tractrice de fond (τ_0) permet d'expliquer les valeurs plus élevées de mobilisation des galets pour ces deux derniers sites, puisque les valeurs de forces tractrices de fond sont plus importantes.

	D_{50} (mm)	s (m.m ⁻¹)	He (m)	ω (W.m ⁻²)	τ_0 (N.m ⁻²)	τ_c (N.m ⁻²)
Portet	45,3	0,0018	1,1	66,1	19,1	6,0
Beauzelle	51,1	0,0020	0,8	81,4	15,8	6,7
Grenade	53,6	0,0014	1,4	51,2	19,5	7,1

Tableau 3.23 : Puissances spécifiques et forces tractrices lors de la crue du 8 février 2017. D_{50} : diamètre du galet ; s : pente ; He : hauteur d'eau ; ω : puissance spécifique ; τ_0 : force tractrice de fond ; τ_c : force tractrice critique.

Cependant, la puissance spécifique et la force tractrice de fond ne constituent pas les seuls facteurs pouvant expliquer la différence de mobilité entre les sites. Le contexte dans lequel ont été injectés les traceurs, à savoir dans des formes d'érosion ou non (*i.e.* trou d'eau, sillon, surface plane, etc.), peut jouer un rôle important dans la mise en mouvement de la charge de fond en conditionnant les forces hydrodynamiques appliquées aux particules.

3.2.4. Conditions locales d'injection des traceurs

L'analyse de la mobilité des galets en fonction de leur contexte d'injection (*i.e.* trou d'eau, sillon, surface plane, etc. - Fig. 3.73), indique que globalement les galets se trouvant dans des formes d'érosion sont moins mobiles (30 %) par rapport aux galets se trouvant en dehors de forme d'érosion (40 %), traduisant dans une certaine mesure un effet de piégeage des formes (Tab. 3.24). Dans les deux contextes de mise en situation, les D_{50} sont relativement proches avec 77 mm pour les galets hors

forme et 73 mm pour ceux dans des formes. Cette différence de granulométrie, quoique faible, peut expliquer la distance moyenne de transport plus importante observée pour les galets implantés dans des formes (25 m) par rapport à ceux se trouvant initialement en dehors de formes (19 m). Sur les sites de Portet-sur-Garonne et Grenade, la dynamique est similaire avec des galets moins mobiles lorsqu'ils ont été mis en place dans des formes mais avec des distances de parcours plus importantes (Tab. 3.24).



Figure 3.73 : Exemple de surface à forte rugosité liée à la présence de nombreuses formes d'érosion (*i.e.* trou d'eau, sillon, forme ondulée, etc.) sur le site de Grenade.

	Hors forme (%)	D ₅₀ (mm)	Distance (m)	Dans forme (%)	D ₅₀ (mm)	Distance (m)
Portet	50	86	28	38	72	34
Beauzelle	10	75	6	10	77	6
Grenade	61	55	14	52	59	23
Total	40	77	19	30	73	25

Tableau 3.24 : Mobilité et distance de transport des traceurs selon leur contexte d'injection.

Le site de Beauzelle fait exception par rapport aux deux sites précédents. La mobilité y est très faible avec six traceurs mobilisés seulement et répartis de manière égale dans des formes d'érosion et en dehors. Ces données ne permettent pas de dégager une analyse particulière (Tab. 3.24). La puissance spécifique, la force tractrice de fond et le contexte d'injection n'expliquant pas de manière satisfaisante la faible mobilité, cette dernière pourrait être due à la configuration du site en lui-même. Cette dernière diffère de celle de Portet-sur-Garonne et Grenade qui présentent tous les deux une organisation similaire avec un chenal central formant une « gorge » incisée de plusieurs mètres (*env.* 3 m) bordée de chaque côté d'affleurements « perchés » en période d'étiage et qui s'inscrivent dans des sections faiblement courbées du cours d'eau (Fig. 3.74).



Figure 3.74 : Photographies aériennes de 2010 des sites à l'étiage de (A) Portet-sur-Garonne, (B) Beauzelle et (C) Grenade (IGN).

A l'inverse, le site de Beauzelle se caractérise par un chenal s'écoulant à l'étiage contre la rive gauche, formant également une gorge d'une profondeur pouvant atteindre plusieurs mètres (*env.* 3 m). Ce chenal est bordé en rive droite d'un affleurement important et s'inscrit dans une section de la Garonne formant un coude avec un dévers de 1,5 à 2 m (Fig. 3.975A-C). De fait, la force exercée par le courant est plus importante en extrados, creusant le chenal et affouillant le pied de berge, qu'en intrados où le courant moins important induit une érosion plus faible avec une tendance au dépôt de matériaux. Le site de Beauzelle présente donc une dissymétrie avec une berge concave et abrupte en rive gauche (*i.e.* chenal en gorge), où le point le plus profond du chenal se trouve en aval du point de courbure maximale, et une rive droite convexe dont la pente est plus douce (Fig. 3.75B). De plus, les galets présents dans les chenaux secondaires (Fig. 3.71), où a été injectée une partie des traceurs, forment en certains endroits une couche stable dite « d'armurage » composée de matériaux grossiers (Fig. 3.75D) dont la mise en mouvement ne se ferait que pour un débit critique correspondant à une crue de fréquence annuelle à biennale (Malvoi et al., 2011) ce qui ne s'est pas produit durant la période de suivi. Cet armurage suggère donc un seuil de mise en mouvement correspondant à des contraintes tractrices plus élevées et donc à un débit plus important, toutefois ça granulométrie n'a pas été caractérisée. A cela s'ajoutent également la présence significative de végétation et d'une surface très irrégulière (Fig. 3.71-3.75E) entraînant une rugosité de fond importante. Les traceurs ayant été injectés dans l'intrados, là où la force du courant et les contraintes hydrauliques sont plus faibles et la rugosité plus importante (*i.e.* végétation, topographie disséquée, armurage), ce contexte peut expliquer la très faible mobilité des galets, les conditions d'écoulement durant la crue du 8 février 2017 n'étant pas suffisantes pour une mise en mouvement significative des traceurs.

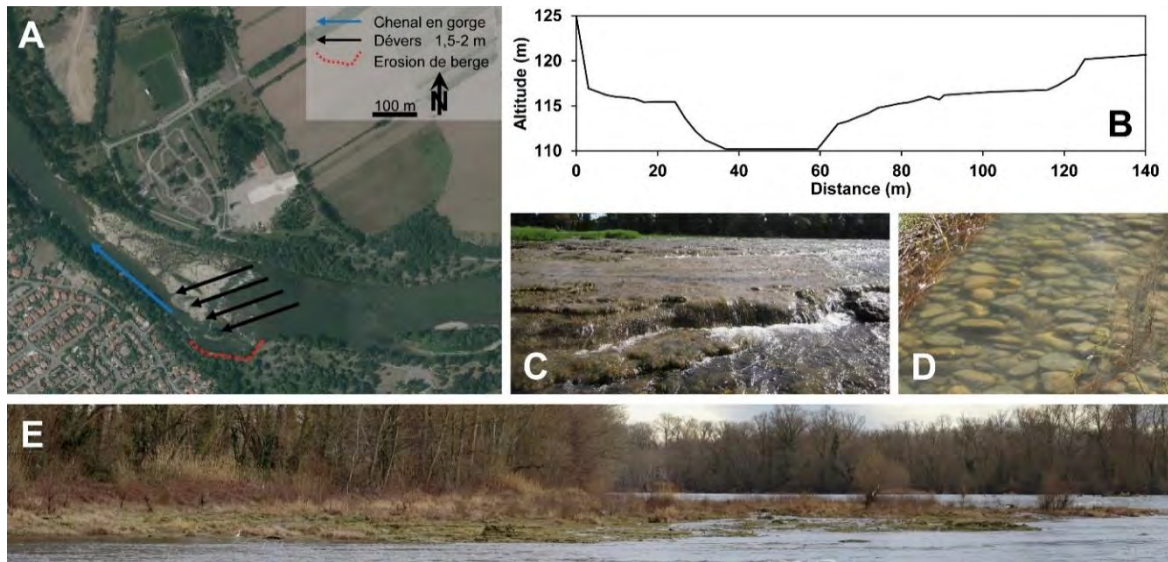


Figure 3.75 : (A) Photographie aérienne du seuil de Beauzelle en 2010 (IGN). (B) Profil en travers montrant la dissymétrie du chenal au niveau du seuil (DDT 31). (C) Photographie montrant le dévers entre la rive droite et la rive gauche vu de l'aval vers l'amont (Photo personnelle). (D) Photographie montrant l'armurage du fond des chenaux secondaires présent sur le seuil (Photo personnelle). (E) Photographie du seuil vue depuis l'aval (Photo personnelle).

3.3. Conclusion

Le traçage de galets par méthode RFID et PIT tags a permis de mettre en évidence une certaine mobilité de la charge de fond au niveau des seuils et cela pour un événement hydrologique courant de faible ampleur. Les résultats permettent ainsi d'infirmer l'hypothèse de départ qui était de considérer un transit relativement faible de la charge de fond en raison d'une topographie disséquée liée à la présence de nombreuses formes d'érosion (*i.e.* trou d'eau, sillon, mouille, etc.) pouvant piéger durablement la charge grossière ou du moins faire obstacle à des distances importantes de transport. Or il apparaît que 38 % des traceurs, sur la totalité injectée, ont été mobiles avec des distances pouvant atteindre jusqu'à 80 m avec néanmoins une forte disparité inter-sites (Tab. 3.22). Il apparaît donc que la charge solide résiduelle sur les seuils se renouvelle et que ces derniers ne représentent pas un obstacle au transfert amont-aval des éléments grossiers, impliquant une certaine transparence de ces derniers.

Globalement, plusieurs observations ont ainsi pu être faites sur une période caractérisée par une dynamique hydrologique faible avec des valeurs de mobilité de la charge grossière de fond pouvant être considérées comme ordinaires :

- Les galets injectés dans des formes d'érosion présentent une mobilité non négligeable (*i.e.* 30 %) par rapport aux galets injectés hors formes (*i.e.* 40 %) traduisant un effet de piégeage des formes limité ;

- Les galets présents initialement dans des formes d'érosion ont une distance moyenne de transport plus importante (*i.e.* 25 m) que ceux se trouvant en-dehors (*i.e.* 19 m) ;
- Les galets se trouvant à proximité du chenal principal d'écoulement présentent des distances de transport moins importantes qu'à proximité de la berge alors que la dynamique hydraulique y est plus importante (*i.e.* hauteur d'eau et vitesse d'écoulement plus élevées). Cette observation peut s'expliquer par une rugosité plus élevée à proximité du chenal principal d'écoulement due à une présence plus importante de formes concaves (*i.e.* trou d'eau, sillon, etc.) en raison de contraintes hydrauliques plus importantes. La turbulence de l'écoulement au fond du lit y est plus importante tandis qu'en s'éloignant du chenal principal l'écoulement devient plus laminaire et homogène en raison d'une rugosité de surface moindre.

Toutefois, ces résultats sont à relativiser dans la mesure où le principal événement hydrologique a été de faible ampleur et non morphogène. Il est ainsi possible d'envisager une mobilité de la charge grossière de fond bien plus importante dans des conditions de contraintes hydrauliques largement supérieures au seuil de mise en mouvement des galets lors d'une crue morphogène et donc un transport grossier de fond significatif.

En ce qui concerne le site de Beauzelle, la très faible mobilité et distance de transport des traceurs rendent difficile l'interprétation des résultats. De plus, la caractérisation de la dynamique sédimentaire qui semble différer significativement des sites de Portet-sur-Garonne et Grenade, n'a pu être appréhendée de manière claire à partir des paramètres étudiés (*i.e.* puissance spécifique, force tractrice, condition d'injection, etc.). En effet, il s'agit de paramètres hydrauliques moyens établis pour une section en travers mais qui ne sauraient décrire de manière fine la variabilité des facteurs hydrauliques à l'ensemble de la surface des seuils et qui dépendent largement de la morphologie du chenal (*i.e.* topographie) et des conditions locales.

Afin d'appréhender plus finement la dynamique de la charge grossière de fond au niveau de ces seuils ainsi que les modalités de la mobilité de cette charge à l'échelle du galet, une modélisation hydraulique serait intéressante à réaliser. Cela permettrait de préciser la variabilité de la distribution spatiale des contraintes de cisaillements mais également de voir le lien qu'il peut exister entre la mobilité des galets et la morphologie des seuils notamment l'influence des micro et macro-formes. En effet, les sites se caractérisent par une variabilité de leur morphologie qui s'explique entre autres par la complexité des écoulements liés à une topographie hétérogène. Des différences significatives de morphologie peuvent apparaître entre une surface régulière et irrégulière (*i.e.* disséquée). Dans le premier cas, le chenal présente une section en travers plus ou moins plane avec une forme s'apparentant à une parabole, la présence d'un chenal interne étant peu marquée. La section

d'écoulement étant large est peu profonde, les contraintes hydrauliques sont faibles. A l'inverse dans les lithologies fragiles et disséquées, comme c'est le cas pour les seuils présents sur la moyenne Garonne, la présence d'un chenal interne est fréquente (Shepherd et Schumm, 1974 ; Wohl et Ikeda, 1997) et favorise la concentration de l'écoulement dans des irrégularités de surface où les contraintes hydrauliques vont être plus prononcées. En effet, les différentes formes constituant le fond (*i.e.* trou d'eau, sillon, etc.) vont favoriser l'apparition de flux secondaires divergents du flux principal donnant lieu à des zones où localement les contraintes hydrauliques sont plus fortes avec des turbulences et des contraintes de cisaillement importantes. De plus, la modélisation des écoulements permettrait de comprendre plus finement la trajectoire des galets suivis. La difficulté voir l'impossibilité d'obtenir des données hydrauliques lors d'une crue pourrait également être contournée par la modélisation afin d'appréhender l'organisation des écoulements en crue (*i.e.* vitesse d'écoulement, contrainte de cisaillement) et de manière plus large à l'hétérogénéité spatiale de l'érosion des seuils.

Chapitre 4. Synthèse et discussions

4.1. Evolution des seuils de molasse

4.1.1. Des modèles d'organisation différenciés

L'analyse de l'organisation des seuils étudiés met en évidence deux configurations spatiales distinctes entre d'un côté Portet-sur-Garonne et Grenade (*i.e.* configuration 1) et de l'autre Beauzelle (*i.e.* configuration 2). Les configurations sont les suivantes :

- La configuration 1** (Fig. 3.76) présente en partie amont, un écoulement unique occupant toute la largeur du lit mineur (*i.e.* profondeur et vitesse faibles) se scindant en trois écoulements distincts suivant un arc de cercle apparenté à un « fer à cheval » qui s'est développé par incision dans la molasse. Le flux central dans l'axe du chenal (*i.e.* hauteur d'eau faible et vitesse importante), emprunte un faciès de rapides tandis que les flux latéraux d'axe oblique par rapport au chenal (*i.e.* hauteur d'eau faible et vitesse modérée), empruntent des faciès en radier. La partie centrale du « fer à cheval » correspond à un secteur de convergence des écoulements où l'énergie de ces derniers se dissipe (*i.e.* fosse de dissipation) entraînant un affouillement du chenal (*i.e.* profondeur importante et vitesse faible). Plus en aval, l'écoulement redevenu unique se fait dans un chenal en gorge issu d'une forte incision (*i.e.* profondeur importante et vitesse modérée). Ce chenal en gorge est bordé de part et d'autre d'affleurements rocheux immergés en période d'étiage. Dans le cas de Portet-sur-Garonne, il s'agit d'un affleurement rocheux sans sédiments en rive gauche et d'un atterrissement de galets avec quelques affleurements rocheux en rive droite, traduisant une épaisseur alluviale faible. Dans le cas de Grenade, il s'agit en rive gauche et droite d'affleurements rocheux sur lesquels sont présents des accumulations sédimentaires. Plus en aval, l'écoulement reprend toute la largeur du lit mineur avec une profondeur redevenant équivalente à la partie amont et correspondant à un faciès de type plat (*i.e.* vitesse faible).

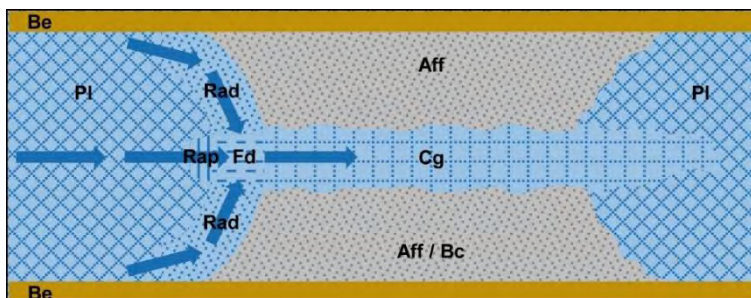


Figure 3.76 : Schéma simplifié de la configuration des sites de Portet-sur-Garonne et Grenade. **Be.** Berge ; **Pl.** plat lentique ; **Rad.** Radier ; **Rap.** Rapide ; **Fd.** Fosse de dissipation ; **Aff.** Affleurement rocheux ; **Cg.** Chenal en gorge ; **Bc.** Banc de galets.

- La configuration 2** (Fig. 3.77) s'inscrit dans un chenal courbure et en dévers avec une absence de morphologie en « fer à cheval » observée sur les autres sites. En partie amont, l'écoulement (*i.e.* profondeur et vitesse faibles) dont l'emprise est équivalente à la largeur du lit mineur se fait de manière oblique et correspond à un faciès de plat. Ce dernier est suivi d'un radier (*i.e.* hauteur d'eau faible et vitesse modérée). En raison de la courbure, l'écoulement principal est dirigé contre la rive gauche donnant un aspect dissymétrique au seuil avec un vaste affleurement localisé en rive droite. La largeur du chenal principal se réduit fortement (*env.* 30 m), notamment en étiage, et se caractérise par une profondeur importante (*i.e.* plusieurs mètres) formant une gorge. Dans la partie amont du chenal, en pied de radier, se trouve une zone de dissipation. Côté rive gauche du chenal en gorge, se trouve un affleurement de faible largeur, perché en période d'étiage, avec un rebord abrupt, tandis qu'en rive droite le chenal est bordé par un affleurement important incliné en sa direction et en partie végétalisé dans sa partie amont. Cet affleurement se voit traversé par plusieurs chenaux secondaires plus ou moins étroits dans lesquels se trouvent par endroits des dépôts de galets. Cette unité présente également un étagement avec des ruptures de pente, notamment en partie aval, de faible hauteur mais abrupte donnant un aspect en paliers.

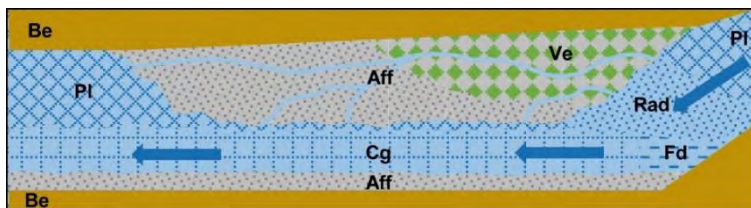


Figure 3.77 : Schéma simplifié de la configuration du site de Beauzelle. **Be.** Berge ; **Pl.** plat lentique ; **Rad.** Radier ; **Rap.** Rapide ; **Fd.** Fosse de dissipation ; **Aff.** Affleurement rocheux ; **Cg.** Chenal en gorge ; **Bc.** Banc de galets.

L'étude des seuils n'a porté que sur trois sites, toutefois d'autres seuils sont présents sur la moyenne Garonne ou encore en amont du secteur étudié ainsi que sur l'Ariège à l'amont immédiat de la confluence avec la Garonne. Ainsi afin de nuancer et/ou de compléter la typologie ci-dessus, il serait intéressant d'étudier d'autres sites afin de mettre en évidence d'éventuelles configurations qui différencieraient de celles établies.

4.1.2. Une distribution spatiale préférentielle des formes d'érosion

A l'échelle des seuils, la distribution des formes d'érosion appréhendée par la méthode des quadrats, a mis en évidence pour chaque site une répartition de type « agrégative » des types de formes, soit une distribution non homogène avec des densités contrastées selon les secteurs. Ce résultat suggère que certaines zones présentent une probabilité plus importante d'occurrences de

certaines formes d'érosion. Cette distribution peut être mise en lien avec la situation des affleurements (*i.e.* topographie, organisation spatiale, etc.) et le niveau des contraintes hydrauliques dans l'espace (*i.e.* hauteur d'eau, vitesse d'écoulement, etc.), tant à l'échelle générale que locale. Globalement, il apparaît que les fortes densités s'observent préférentiellement à proximité du chenal d'écoulement principal et en tête de seuil, là où les contraintes hydrauliques sont potentiellement les plus élevées (*i.e.* hauteur d'eau et vitesse importante en crue), tandis que les zones moins denses se localisent davantage en bordure de berge et en queue de seuil où les conditions hydrauliques sont moins favorables au développement de formes avec des contraintes plus faibles. Les conditions locales d'écoulement (*i.e.* flux secondaires, rugosité du fond, etc.) en lien avec la micro-topographie, joue également un rôle important pouvant expliquer la présence très localisée de « noyaux » à forte concentration de formes au sein d'un espace faiblement dense. Les facteurs lithologiques ne semblent pas déterminants dans un contexte où les plans topographiques se développent sur des strates homogènes.

Par ailleurs, la répartition des formes pour chaque catégorie montre également une localisation préférentielle, en lien avec des caractéristiques hydro-géomorphologiques (*i.e.* topographie, écoulement, rugosité de surface, etc.) et des processus physiques (*i.e.* dissolution, abrasion, etc.) différenciés. Il est ainsi possible de dégager les observations générales suivantes :

- **Les trous d'eau** se présentent en général dans des zones de convergence d'écoulements et/ou dans des secteurs où la topographie présente des irrégularités marquées avec une rugosité importante favorable à la formation de courants turbulents. La présence de sédiments piégés dans les formes est également courante. Ainsi les trous d'eau sont entretenues principalement par l'action de flux tourbillonnants, leur morphologie favorisant cela, et l'action des sédiments par abrasion (*i.e.* charge en suspension et charriée). Cependant dans certains cas, comme à Portet-sur-Garonne, le développement des trous d'eau peut également résulter, en étiage, d'une érosion par dissolution avec la présence fréquente d'eau stagnante.
- **Les sillons**, longitudinaux et d'orientation similaire à l'écoulement (*i.e.* principal ou secondaire), coïncident dans la grande majorité des cas avec la présence d'un écoulement secondaire. C'est le cas notamment pour les sites de Portet-sur-Garonne et Grenade. Ces formes ont pour effet à faible niveau d'eau, de canaliser l'écoulement avec une hauteur d'eau plus importante et une vitesse plus élevée par rapport à l'écoulement sur les surfaces adjacentes, accentuant l'effet érosif de l'écoulement. Par ailleurs, les sillons s'accompagnent très fréquemment d'une présence de sédiments grossiers suggérant également une érosion par abrasion sous l'effet du transport solide (*i.e.* fin et grossier).

- **Les flaques et les dépressions** sont essentiellement localisées dans les secteurs à la topographie faiblement disséquée, où de l'eau stagnante est présente régulièrement. Par ailleurs, on note une absence de piégeage sédimentaire dans le cas des flaques. De forme étalée, à la surface peu rugueuse et de faible profondeur, les flaques semblent se développer essentiellement sous l'effet de la dissolution. Il peut en être de même pour les dépressions, dont on peut penser que ces dernières correspondent à un stade d'évolution plus avancé de flaques.
- **Les échancrures** sont principalement observées au niveau de rebords d'érosion qui correspondent à des ruptures de pentes abruptes, à l'interface entre deux niveaux pouvant être une alternance entre roche dure et tendre. Les échancrures se forment généralement dans le sens de l'écoulement et peuvent traduire un processus d'érosion régressive. Cela s'observe notamment sur le site de Beauzelle.

Ainsi, les facteurs locaux (*i.e.* topographie, écoulement, etc.) semblent déterminants dans l'apparition, l'évolution et la morphologie des formes mineures d'érosion du lit.

4.1.3. Morphométrie des formes d'érosion

Parmi les formes relevées, les plus répandues sont les sillons et les trous d'eau avec respectivement 41 et 38 % du total des formes inventoriées. Leur analyse morphométrique montre l'existence d'une corrélation significative entre « largeur vs. longueur » (*i.e.* $R^2 = 0,65$) pour les sillons et entre « rayon vs. profondeur » (*i.e.* $R^2 = 0,66$) pour les trous d'eau. Ces corrélations sont traduites par une loi de puissance qui concernant les trous d'eau, a également été mise en évidence par Abbott et Pottratz (1965) à Hawaii, Springer et al. (2005, 2006) en Afrique du Sud et Pelletier et al. (2015) aux Etats-Unis. Ce résultat permet de faire le constat suivant :

- **Pour les sillons**, il apparaît que la largeur augmente moins rapidement que la longueur avec une élongation plus importante par rapport au développement latéral de la forme donnant un profil plus effilé. Entre sites, il est observé un allongement des formes plus important à Portet-sur-Garonne et Beauzelle par rapport à Grenade.
- **Pour les trous d'eau**, la relation « rayon vs. profondeur » indique une profondeur qui augmente plus rapidement que le rayon avec un allongement plus important de la forme par rapport à son développement latéral. A Portet-sur-Garonne, les formes présentent un allongement plus important qu'à Grenade. Ce développement plus rapide de la composante verticale par rapport à la composante latérale est aussi observé par Springer et al. (2005, 2006). Ce constat est également suggéré par le calcul du ratio « diamètre / profondeur » qui

est plus élevé à Grenade avec 1,5 contre 1,1 à Portet-sur-Garonne, ce qui tend à montrer que la dynamique latérale est plus importante sur le premier site.

Cette différence d'évolution entre composante latérale et verticale peut s'expliquer par le rôle de la lithologie. Les ratios tendent à être plus élevés à Grenade où les trous d'eau s'inscrivent surtout dans un niveau marno-sableux tendre à l'inverse de Portet-sur-Garonne où les formes se trouvent en grande partie dans un niveau marno-calcaire résistant. Cette observation du rôle de la lithologie confirme les travaux de Abbott et Pottratz (1969). En effet, la nature tendre et stratifiée du substrat marno-sableux semble favoriser l'extension latérale avec l'érosion des parois sous l'effet d'abrasion des sédiments tandis que le substrat marno-calcaire plus résistant, homogène et non stratifié, favorise l'érosion du fond des formes par rapport à celle des parois.

L'analyse morphométrique des trous d'eau individuels tend également à montrer que l'érosion de ces derniers par translation verticale, sous l'effet de l'incision, pourrait n'être qu'un facteur secondaire de l'érosion des seuils. En effet, les processus liés au développement des microformes et leur évolution mécanique et/ou par dissolution semblent être le facteur déterminant, notamment de par leur développement latéral au travers de la fusion des formes entre elles par processus de coalescence. La présence de nombreuses formes issues de la fusion de plusieurs formes et parfois même de types différents, semble confirmer cette hypothèse. Selon Hancock et al. (1998), les formes représentent un indicateur important de l'érosion des chenaux rocheux. Par ailleurs, ces auteurs soulignent que l'apparition et la disparition de formes par érosion répond à un phénomène aléatoire qui aboutit à un enfoncement du lit.

4.2. L'érosion du substratum molassique

4.2.1. Dynamique d'enfoncement peu affectée par le changement de processus d'incision

L'expérimentation par perte de masse à partir de plaquettes de roche molassique, a mis en évidence un rôle important de la dégradation de la molasse dans l'incision du substratum rocheux. En effet, la comparaison entre d'une part, les vitesses d'érosion lors de la phase d'évacuation de la charge solide en différents secteurs de la Garonne entre les années 1960 et 1990 et d'autre part, la vitesse d'érosion obtenue lors de l'expérimentation sur la base d'une estimation de la surface des affleurements de molasse en 2007, donne des valeurs de vitesse d'érosion du même ordre, soit autour de 5 cm.an⁻¹. Cela tend à indiquer qu'une fois le substratum rocheux dégagé de la charge alluviale, l'incision du chenal dans la molasse reste active. Loin de bloquer et de stabiliser le fond du lit, celui-ci poursuit sa dynamique d'incision sans rupture majeure en termes de vitesse, mais avec des processus

d'une autre nature. Cependant, la valeur obtenue doit être relativisée dans la mesure où il a été obtenu dans une section courbée et à forte pente où l'incision a été particulièrement active en raison d'extractions massives.

Malgré le changement de processus d'incision, c'est-à-dire le décapage de la charge alluviale dans un premier temps puis l'attaque du substratum molassique dans un second temps, la dynamique d'enfoncement du chenal semble peu affectée et les vitesses d'érosion évoluent peu. Il existe une certaine continuité entre les vitesses d'incision n'impliquant pas de rupture dans la dynamique du chenal après le décapage.

4.2.2. Les facteurs de dégradation de la molasse

Les résultats et les observations visuelles des échantillons après expérimentation ont permis de mettre en évidence différents facteurs ayant un rôle dans la dégradation de la molasse mais aussi une forte hétérogénéité entre échantillons en raison de l'interaction plus ou moins importante entre facteurs. Ces derniers sont les suivants :

- **La mise en situation** : en moyenne, les plaquettes implantées hors d'eau ont eu une perte de masse moins importante et inversement pour celles en eau, cela pouvant s'expliquer par le temps d'immersion ou encore la dynamique de l'écoulement.
- **Les caractéristiques physiques** : la molasse de nature détritique présente des inclusions de grains enveloppés d'une matrice carbonatée. Ainsi la perte de masse résulte dans un premier temps de la dissolution de la matrice carbonatée en périphérie des grains qui une fois préparés, vont se déchausser par effet mécanique.
- **La structure de la roche** : une altération préférentielle a été observée aux endroits où la roche présente des faiblesses structurelles telles des cavités et des fissures, qui favorisent l'effet de la dissolution.
- **La porosité de la roche** : une différence importante de porosité a été observée entre les échantillons. De fait, une porosité élevée induit une surface de contact eau-roche plus importante et donc une surface d'érosion plus grande susceptible d'augmenter l'effet de la dissolution.

Ainsi, il apparaît que la dégradation de la molasse répond à l'influence de plusieurs facteurs pouvant agir de manière concomitante et se traduit par la combinaison de processus d'altération qui sont **(1)** la dissolution et **(2)** l'érosion mécanique, le premier étant souvent le prélude au second. Le

rôle de l'abrasion n'a pas été mesuré à ce stade mais des indications sont fournies par la mobilité de la charge de fond grossière.

4.3. La mobilité de la charge de fond

4.3.1. Une mobilité faiblement impactée par la rugosité de surface

Le traçage de galets par méthode RFID et PIT tags a permis de mettre en évidence la mobilité de la charge de fond au niveau des seuils et cela pour un événement hydrologique courant de faible ampleur. Les résultats permettent ainsi d'infirmer l'hypothèse de départ qui considérait que le transit de la charge de fond était limité en raison de l'obstacle topographique constitué par le seuil d'une part et de la topographie disséquée liée à la présence de nombreuses formes d'érosion (*e.g.* trou d'eau, sillon, mouille, etc.) d'autre part. Ces derniers étaient supposés piéger durablement la charge grossière ou du moins faire obstacle à des distances importantes de transport. Or il apparaît que 38 % des traceurs, sur la totalité injectée, ont été mobiles avec des distances pouvant atteindre jusqu'à 80 m avec néanmoins une forte disparité inter-sites.

Globalement, plusieurs observations ont ainsi pu être faites sur une période caractérisée par une dynamique hydrologique faible avec des valeurs de mobilité de la charge grossière de fond pouvant être considérées comme ordinaires :

- Les galets injectés dans des formes d'érosion concave présentent une mobilité non négligeable (*i.e.* 30 %) par rapport aux galets injectés hors forme (*i.e.* 40 %) ce qui traduit un effet de piégeage limité des formes ; la charge grossière est donc piégée en fin d'épisode de transport, mais est remobilisées lors des événements suivants. Leur rôle individuel dans le creusement peut donc être questionné.
- Les galets présents initialement dans des formes d'érosion ont une distance moyenne de transport plus importante (*i.e.* 25 m) que ceux se trouvant en-dehors (*i.e.* 19 m) ; Ceci résulte probablement d'une conséquence de l'effet de piégeage en fin de crue. En effet, lors de l'événement transportant suivant, les galets libérés des formes en creux se déplacent sur la surface peu rugueuse et franchissent le seuil dans sa totalité.
- Les galets se trouvant à proximité du chenal principal d'écoulement présentent des distances de transport moins importantes qu'à proximité de la berge alors que la dynamique hydraulique y est plus importante (*i.e.* hauteur d'eau et vitesse d'écoulement plus élevées). Cette observation peut s'expliquer par une rugosité plus élevée à proximité du chenal principal d'écoulement due à une présence plus importante de formes concaves (*i.e.* trou d'eau, sillon,

etc.) en raison de contraintes hydrauliques plus importantes. La turbulence de l'écoulement au fond du lit y est plus importante tandis qu'en s'éloignant du chenal principal l'écoulement devient plus laminaire et homogène en raison d'une rugosité de surface moindre.

Cependant, en ce qui concerne le site de Beauzelle, la très faible mobilité et la distance de transport des traceurs rendent difficile l'interprétation des résultats. Les conditions de la mobilité semblent différer significativement des sites de Portet-sur-Garonne et Grenade. Ainsi, la dynamique sédimentaire n'a pu être appréhendée clairement à partir des paramètres étudiés (*i.e.* puissance spécifique, force tractrice, condition d'injection, etc.). En effet, il s'agit de paramètres hydrauliques moyens établis pour une section en travers mais qui ne sauraient décrire de manière fine la variabilité des facteurs hydrauliques à l'ensemble de la surface du seuil et qui dépendent de la morphologie du chenal (*i.e.* topographie) et des conditions locales particulières.

Globalement, ces résultats doivent être considérés comme des données moyennes voir de basse fréquence, dans la mesure où le principal événement hydrologique a été de faible ampleur et non morphogène. Il est ainsi probable que la mobilité de la charge grossière de fond est plus importante pour des contraintes hydrauliques bien supérieures au seuil de mise en mouvement des galets lors d'une crue morphogène.

4.3.2. Des seuils « transparents » au transit sédimentaire amont-aval

La mobilité de la charge grossière ayant été mise en évidence, il apparaît ainsi que la charge résiduelle sur les seuils se renouvelle, comme l'atteste la présence de bancs. Les marquages de galets indiquent un approvisionnement depuis l'amont. En effet, les secteurs où se trouvent les seuils sont dépourvus de zone d'érosion en berge, ce qui exclut un renouvellement de la charge solide des seuils qui se ferait par des apports latéraux (*i.e.* présence d'enrochements, berges fortement végétalisées). De plus, l'observation en amont, à hauteur et en aval des seuils, des accumulations sédimentaires, traduit un transfert et un renouvellement de la charge solide. Ainsi, les seuils n'entraînent pas de discontinuité dans le transfert des sédiments grossiers le long du gradient amont-aval et ne contribuent pas à un compartimentage du cours d'eau (Fig. 3.78). Ils sont transparents y compris à la charge la plus grossière.



Figure 3.78 : Exemple du site de Grenade sur lequel des atterrissements (flèches) sont observés le long du tronçon (Google Earth).



Conclusion générale et perspectives

1. Conclusion générale

Ce travail de thèse s'inscrit dans la continuité de travaux précédents ayant abordé l'incision du lit de la moyenne Garonne (Beaudelin, 1989 ; Lalanne-Bertoudicq et al., 1989 ; Steiger et al., 2000). Au regard de ces travaux, il apparaît que l'estimation de l'incision à l'échelle du linéaire était centrée sur le XX^e siècle et contrainte par une faible résolution spatiale et temporelle. Par ailleurs, la question des seuils rocheux apparus en réponse à l'incision du chenal n'avait pas été abordée jusqu'à présent. Ainsi, l'analyse menée dans le cadre de cette thèse avait plusieurs objectifs :

- **A l'échelle du linéaire**, il s'agissait de couvrir une période, la plus longue possible et de préciser : **(1)** à quelle date débute le phénomène d'incision et proposer une périodisation des ajustements, **(2)** quelle est l'intensité du processus et sa variabilité spatio-temporelle, **(3)** l'influence des différents facteurs de contrôle impliqués dans le phénomène d'incision,
- **A l'échelle des seuils rocheux**, il s'agissait de savoir : **(1)** si l'incision est toujours active une fois le substratum molassique affleurant et quelle en est sa vitesse, **(2)** quelle est l'influence de ces seuils rocheux dans le fonctionnement géomorphologique du cours d'eau, **(3)** s'ils sont des structures transitoires ou pérennes et **(4)** quels sont leurs mécanismes de formation.

Les phases d'ajustements géomorphologiques au cours des deux derniers siècles

L'analyse des changements hydro-géomorphologiques de la moyenne Garonne toulousaine depuis le début du XIX^e siècle, a mis en évidence un profond changement de sa dynamique hydro-sédimentaire. Sur la période considérée, de 1830 à nos jours, trois grandes phases d'ajustements ont ainsi été identifiées :

- Une **première phase** de 1830 aux années 1860, durant laquelle le chenal connaît un exhaussement (0,6 m - 1,9 cm.an⁻¹) et un élargissement de sa bande fluviale. Cet épisode était jusqu'alors mal connu,
- Une **deuxième phase** des années 1860 à 1920, pendant laquelle l'aggradation du chenal (1,9 m - 3,2 cm.an⁻¹) se poursuit tandis que la bande fluviale entame une phase de contraction, comme cela avait été mis en évidence par David (2016) et David et al. (2016),
- Une **troisième phase** de 1920 aux années 2000, au cours de laquelle le chenal s'incise (1,7 m - 2,6 cm.an⁻¹) et la contraction de la bande fluviale se poursuit. Au sein de cette phase à partir

de la seconde moitié du XX^e siècle, une rupture nette est identifiée avec une forte accélération des processus d'incision ($1 \text{ m} / 3,6 \text{ cm.an}^{-1}$) et de contraction.

Les facteurs de forçages impliqués

L'analyse des facteurs naturels et anthropiques montre des contextes de forçages qui diffèrent au cours du temps. Si l'activité hydro-climatique semble guider les ajustements hydro-géomorphologiques durant le XIX^e siècle, les activités humaines prennent clairement le pas sur cette dernière au cours du XX^e siècle et notamment à partir des années 1950.

- Le **XIX^e siècle (phases 1 et 2)**, correspond à la phase terminale du PAG et s'inscrit dans un contexte général de forte activité hydro-sédimentaire avec l'occurrence fréquente de crues majeures sur la moyenne Garonne toulousaine jusqu'à la fin du XIX^e siècle. Par ailleurs, le transit sédimentaire qui peut être exacerbé par l'activité hydrologique intense, se voit renforcé par l'exploitation des versants en tête de bassin avec le déboisement et l'activité agro-pastorale, favorisant l'érosion des sols et la fourniture sédimentaire (Métailié, 1987 ; Bartoli et Tierle, 1998 ; Métailié, 2006). Concernant les interventions à l'échelle du lit mineur au travers de tentatives de fixation du cours d'eau alors très instable, ces dernières présenteront une efficacité limitée et perdront de leur intérêt à partir de la seconde moitié du XIX^e siècle avec l'abandon de la navigation (Gazelle et Valette, 2000) même si dans certains cas ces derniers ont contribué localement à la modification durable du cours d'eau (*i.e.* fermeture de bras morts par exemple). Ainsi, les ajustements hydro-géomorphologiques du XIX^e siècle semblent essentiellement guidés par le contexte hydro-climatique auquel viennent s'ajouter dans une moindre mesure les activités anthropiques à l'échelle du bassin versant et du lit mineur.
- Le **XX^e siècle (phase 3)**, s'inscrit dans un contexte de calme hydrologique avec la sortie du PAG ce qui se caractérise par une rupture nette dans l'intensité et la fréquence des grandes crues. En parallèle, l'occupation du sol en amont du bassin versant change avec l'augmentation du couvert forestier et la réduction des terres labourables liées aux travaux de stabilisation des versants par les services RTM (Bartoli et Tierle, 1998) et la déprise agro-pastorale dans les Pyrénées (Gibon et Balent, 2005). C'est également une période durant laquelle se mettent en place les premiers barrages pyrénéens. Ainsi, la première moitié du XX^e siècle marque potentiellement une diminution des apports sédimentaires et une discontinuité dans le transit amont-aval de la charge solide sous l'effet de modifications d'origines anthropiques du milieu couplées à une réduction naturelle de la dynamique hydrologique. La seconde moitié du XX^e

siècle, marque l'intensification des activités anthropiques directes en lit mineur, se surimposant aux facteurs évoqués précédemment. Ces activités sont : **(1)** les travaux de chenalisation entre 1960-1984 (Steiger et al., 2000 ; Valette, 2014) et **(2)** les extractions massives de granulats entre 1960-1990 (Beaudelin, 1989 ; Steiger et al., 2000 ; Jantzi et al., 2017b). Ces deux activités étant directement corrélées à l'accélération des processus d'incision et de contraction observés à partir de 1960.

Les extractions de granulats : principal facteur d'incision à partir de 1960

De par leur ampleur et leur concomitance avec l'accélération de l'incision à partir de la seconde moitié du XX^e siècle, les extractions massives de granulats en lit mineur, des années 1960 aux années 1980, peuvent être identifiées comme le principal facteur d'enfoncement du lit, les travaux de fixation ne venant que renforcer cette dynamique de dégradation. Avec environ 20 M de tonnes extraites sur l'ensemble de la moyenne Garonne, la contribution des prélèvements de granulats représente une épaisseur décapée moyenne d'environ 0,8 m. En comparaison de l'incision moyenne estimée à 1 m durant la période, l'activité a contribué à elle seule jusqu'à 80 % du phénomène, mettant clairement en évidence le rôle majeur des extractions dans l'enfoncement du lit (Jantzi et al., 2017a,b). A l'échelle stationnelle, les sites de Beauzelle et Grenade sont un exemple de l'ajustement rapide et brutal du cours d'eau sous l'effet des extractions avec une réponse morphologique très rapide au travers d'ajustements qui se sont principalement produits en l'espace d'une décennie dans les années 1970.

Une dynamique d'enfoncement peu affectée par le changement de processus d'incision

La dégradation du chenal durant le XX^e siècle sous l'effet de son incision et notamment durant la période d'extraction, a induit un fort déficit sédimentaire sur la moyenne Garonne. L'enfoncement du lit a entraîné un décapage quasi intégral du matelas alluvial en de multiples secteurs, laissant apparaître des affleurements molassiques et la formation des seuils rocheux. Les processus d'incision changent alors de nature passant d'une évacuation de la charge alluviale à l'érosion du substratum. Ainsi la seconde moitié du XX^e siècle marque une transition avec un cours d'eau qui se voit passer d'un chenal alluvial à un chenal à fond rocheux ou mixte en de nombreux secteurs. Dans les années 2000, ces affleurements sont estimés à 50 % de la surface totale et du chenal contre 30 % dans les années 1990 (Delmouly et al, 2007). Par ailleurs, la comparaison des vitesses d'érosion lors de la phase d'évacuation de charge alluviale avec la vitesse d'érosion de la molasse obtenue lors de l'expérimentation par plaquettes ou encore à partir de données topographiques une fois la molasse affleurante, montrent des valeurs d'érosion du même ordre de grandeur. Cela tend ainsi à montrer

que malgré le changement de processus d'incision, c'est-à-dire le décapage de la charge alluviale dans un premier temps puis l'attaque du substratum molassique dans un second temps, les vitesses d'érosion évoluent peu. Il peut donc être suggéré une certaine continuité entre les processus n'impliquant pas de rupture dans la dynamique d'incision en termes quantitatif. Contrairement à l'idée reçue, la mise à l'affleurement de la molasse ne constitue pas une rupture dans la dynamique d'incision qui se poursuit à une vitesse qui semble proche de celle de la période antérieure.

Développement et influence des seuils rocheux

L'étude des seuils rocheux de Beauzelle et Grenade en aval de Toulouse, a montré que l'apparition de ces derniers a été induite dans les deux cas par une forte incision sous l'effet d'extractions de granulats à leur proximité et par érosion progressive et régressive. A Beauzelle, le seuil est apparu suite à une évacuation du matelas alluvial par un phénomène d'érosion régressive induit par des extractions en aval tandis que l'apparition de celui de Grenade a été induite par une érosion progressive liée à des extractions en amont. Concernant celui de Portet-Sur-Garonne, son apparition étant antérieure aux années 1950, il n'a pas été possible de déterminer par quel processus exact il s'est formé en raison d'un manque de données.

La quantification de la dégradation de la molasse à partir de la méthode des plaquettes et de profils en travers sur le site de Beauzelle, a aussi permis de montrer que même une fois le substratum rocheux dégagé de la charge alluviale, l'incision dans la molasse reste active avec une vitesse moyenne estimée entre 4 (*i.e.* données plaquette) et 7 cm.an⁻¹ (*i.e.* donnée topographique). Par ailleurs, les seuils étant inscrits dans un substratum rocheux alternant entre niveaux durs (*i.e.* marno-calcaire) et niveaux plus tendres (*i.e.* marno-sableux), il peut être suggéré que les vitesses d'érosion ne sont pas constantes dans le temps. Ainsi, celles-ci seraient plus élevées pour des couches tendres et inversement pour des couches plus dures, entraînant des périodes d'accélération et de décélération des vitesses d'érosion. Cependant, si les seuils continuent d'évoluer verticalement en s'érodant, ces derniers semblent rester stables ou du moins évoluer lentement d'un point de vue en plan. En effet, l'analyse de photographies aériennes à différents pas de temps depuis leur apparition ne montre pas de retrait significatif vers l'amont suivant le modèle des knickpoints. Il semblerait donc que les seuils soient des formes transitoires destinées à s'effacer principalement par abaissement et diminution de la pente.

L'analyse de la distribution spatiale des formes d'érosion sur les seuils, a montré selon les types de formes, des répartitions préférentielles en fonction de conditions hydro-géomorphologiques locales (*i.e.* topographie, écoulements, etc.). Par ailleurs, certaines formes étant associées à des processus d'érosion particuliers (*i.e.* dissolution, abrasion, cavitation, etc.), il a pu être observé que le

développement des seuils ne se faisait pas de manière homogène, avec un modelé de surface évoluant préférentiellement à certains processus d'érosion. Ainsi, les facteurs locaux (*i.e.* topographie, écoulement, etc.) sont déterminants dans la nature de l'érosion du lit. Par ailleurs, la morphométrie des trous d'eau a également mis en évidence un rôle de la coalescence (*i.e.* fusion de plusieurs formes entre elles) comme facteur prépondérant de l'érosion des seuils, tendant à montrer que l'érosion par translation vertical (*i.e.* enfoncement du lit) est un facteur secondaire dans le développement des seuils rocheux.

Concernant une éventuelle influence des seuils comme obstacle au transit sédimentaire, l'étude de la mobilité de la charge grossière a permis de montrer que malgré une topographie disséquée, composée de nombreuses formes d'érosion concaves susceptibles de piéger les sédiments plus ou moins durablement et malgré leur configuration spatiale, les seuils n'apparaissent pas comme étant un obstacle à la mobilité des sédiments. La charge solide résiduelle sur les seuils se renouvelle et ces derniers présentent une certaine transparence et ne créent pas de discontinuité dans le transfert amont-aval des éléments grossiers.

Evolution conceptuelle des seuils rocheux

L'analyse de l'incision du lit de la Garonne, passant d'une évacuation de la charge alluviale dans un premier temps à une érosion du substratum molassique dans un second temps, a permis d'appréhender les modalités d'apparition puis de développement des seuils rocheux étudiés. De manière synthétique, la périodisation de l'évolution des seuils et les processus associés peuvent être récapitulés schématiquement par les figures 4.1 - 4.2 ci-dessous.

Conclusion générale et perspectives

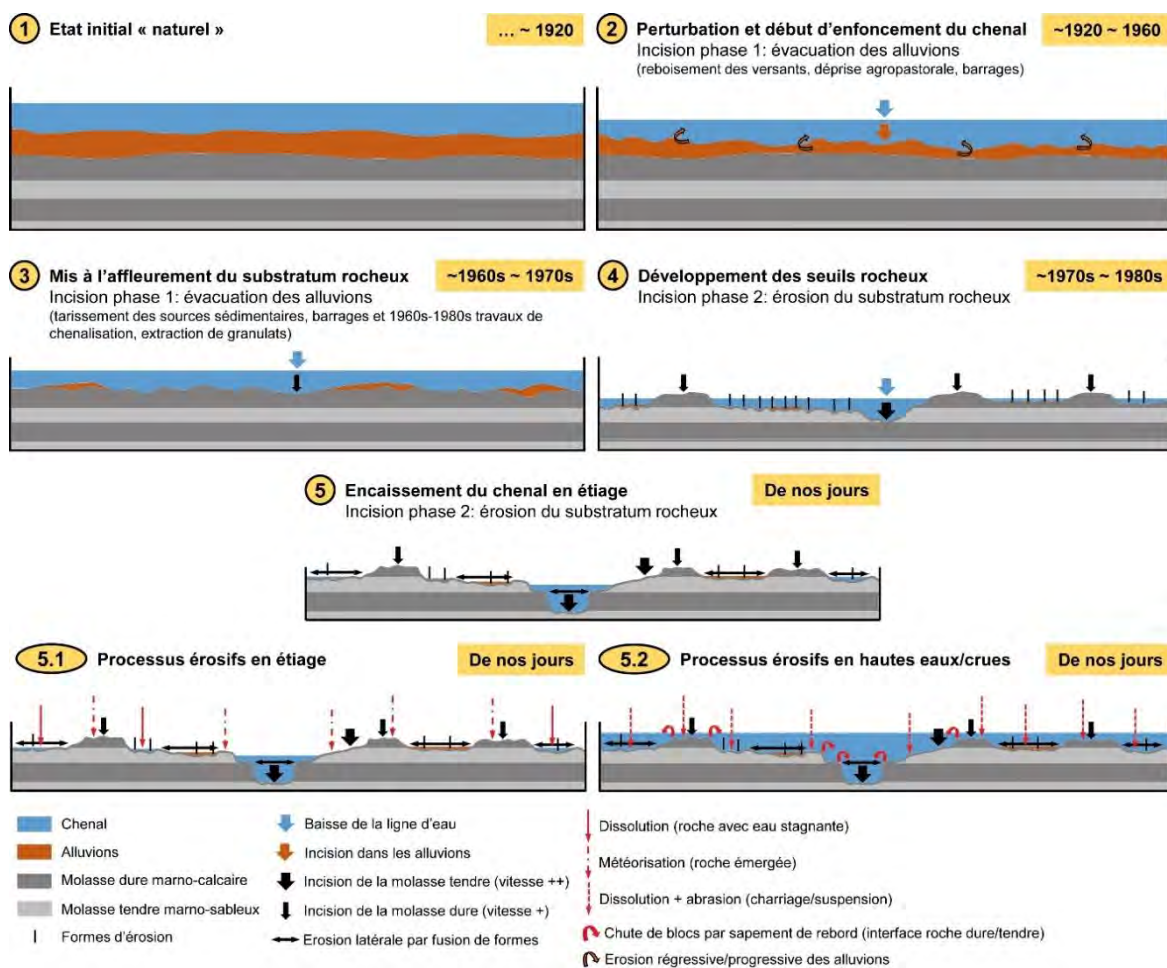


Figure 4.1 : Schéma conceptuel de l'évolution des seuils rocheux d'après une vue en travers.

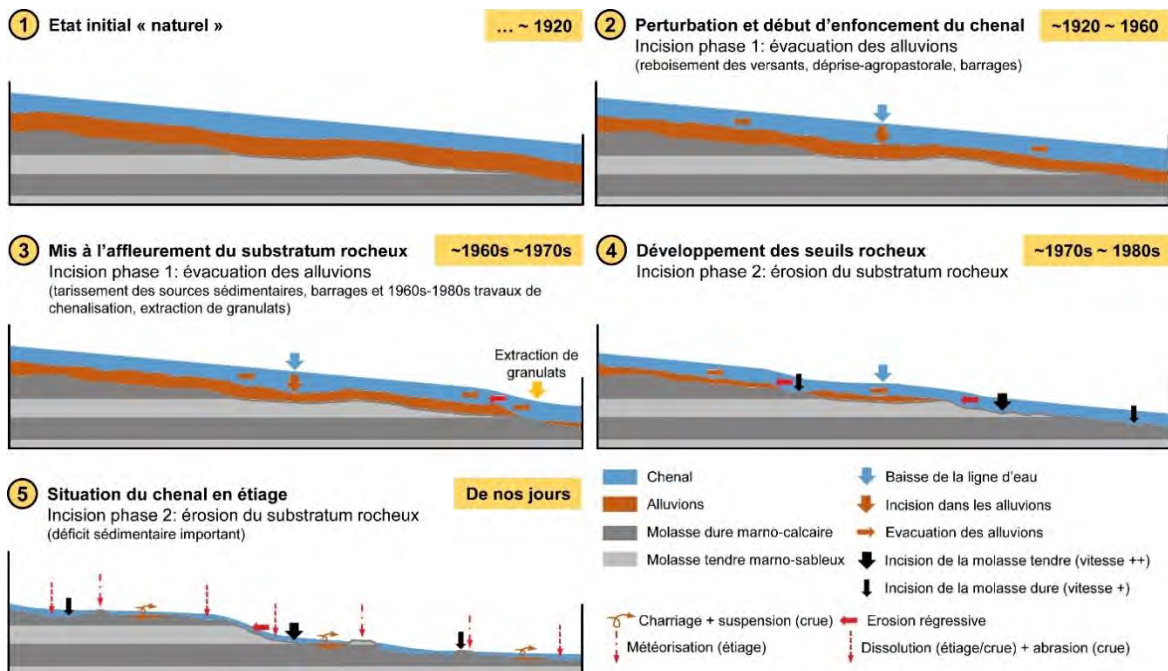


Figure 4.2 : Schéma conceptuel de l'évolution des seuils rocheux d'après une vue longitudinale.

2. Perspectives

Au terme de ce travail, certains points n'ont pu être suffisamment précisés en raison du temps et des moyens impartis, faisant également apparaître de nouveaux questionnements qu'il conviendrait de pouvoir éclaircir au travers de travaux ultérieurs. Ces questionnements portent sur : **(1)** l'aspect géohistorique de l'évolution contemporaine de la moyenne Garonne et **(2)** les expérimentations de terrain qui pour certaines n'ont été qu'exploratoires ou n'ont pu aboutir.

Concernant l'évolution contemporaine de la moyenne Garonne et les facteurs de contrôle associés, plusieurs points ont été mis en évidence mais n'ont pu être approfondis en raison du manque de données disponibles :

- **Affiner la chronologie du processus de contraction entre 1868 et les années 1940** dont la période de début reste incertaine en raison de l'absence de données sur cette période. La contraction du lit qui aurait débutée à partir de 1868 alors même que ce dernier poursuit son aggradation, pose question sur le décalage temporel important entre les deux phénomènes. Certains indices laissent envisager que la contraction apparaîtrait plus tardivement, voire de manière concomitante à l'incision observée au début du XX^e siècle. L'activité hydrologique importante de la fin du XIX^e siècle et le net changement d'occupation du sol qui n'intervient qu'au début du XX^e siècle, sont compatibles avec cette hypothèse. De plus, l'éloignement de la moyenne Garonne par rapport aux sources sédimentaires en amont du bassin versant, induit un temps de réponse lié au temps de transit de la charge sédimentaire dans la réponse du cours d'eau face à la réduction de l'activité hydrologique et au tarissement des sources sédimentaires, ce qui se traduit dans la chronologie de l'incision du chenal.
- **Affiner la part respective entre forçages naturels et anthropiques** dans l'ajustement du chenal et qui à ce jour est encore mal appréhendée, notamment pour la période antérieure à la seconde moitié du XX^e siècle. Si la contribution du facteur hydro-climatique et du changement d'occupation du sol est avérée, leur contribution respective en termes quantitatif n'a pas encore été estimée et reste toutefois difficile à appréhender. De plus, si l'impact des barrages sur le transit des sédiments fins a déjà été déterminé antérieurement (Maneux et al., 2001), le piégeage de ces derniers sur la charge grossière n'a pas encore fait l'objet d'une quantification et mériterait d'être précisé.
- **Déterminer le transport solide grossier sur la moyenne Garonne.** Si des mesures du flux solide grossier ont été réalisées ponctuellement en partie amont de la Garonne, dans le secteur du plan d'Arem par exemple, ce dernier reste méconnu entre les confluences de l'Ariège et du

Tarn. Seule une quantification du transit des matériaux en suspension a été réalisée sur le secteur (Mamoudou, 2008). La quantification du charriage, complétée par l'estimation du piégeage de la charge grossière par les barrages permettrait également de préciser leur impact réel sur la réduction du transit sédimentaire et d'estimer ce que seraient les volumes en transit sans la présence des barrages.

- **Préciser l'historique de l'évolution de la confluence Ariège-Garonne.** Dans le cas du seuil de Portet-sur-Garonne, il n'a pas été possible de définir précisément par quel processus (*i.e.* érosion régressive, progressive, etc.) et forçage (*i.e.* naturel et/ou anthropique), ce dernier s'est développé en raison de lacunes dans les données. Son apparition, plus précoce que ceux de Beauzelle et Grenade, pose donc question ainsi que le rôle éventuel du déplacement de la confluence de l'Ariège en 1940 qui se trouvait alors à proximité de l'actuel seuil.

Concernant les expérimentations menées sur le terrain, des perspectives peuvent être envisagées afin de compléter les résultats obtenus jusqu'ici. Ainsi plusieurs points seraient à éclaircir où à développer :

- **Finaliser la quantification de l'érosion de la molasse par lasergrammétrie.** Ce volet du travail de thèse n'a pas pu être finalisé pour des raisons de blocage des moyens techniques durant trois mois. La finalisation de ces traitements permettra d'obtenir à partir d'une méthode différente de celle des plaquettes, une nouvelle approche de la quantification de l'érosion de la molasse et de comparer les valeurs obtenues à l'échelle inter-annuelle à partir des deux méthodes afin de voir si les estimations obtenues sont du même ordre.
- **Préciser le rôle et quantifier les différents processus/facteurs d'altération de la molasse.** L'expérimentation sur la perte de masse de la molasse à l'aide de plaquettes avait une fonction exploratoire et son objectif premier était d'avoir un ordre de grandeur quant au rôle de l'érosion de la molasse dans l'incision du lit. Différents paramètres entrant en ligne de compte dans la dégradation de la molasse, n'ont pas été pris en compte. Ainsi, différents points sont à préciser et à quantifier : **(1)** la part propre au processus de dissolution, **(2)** l'impact du facteur biomécanique avec la présence de biofilm, **(3)** l'impact de la météorisation dans la fragilisation de la molasse, **(4)** l'influence de la microtopographie avec la présence de faiblesses structurelles comme des cavités ou des fissures.
- **Préciser l'influence de la topographie des seuils dans la mobilité de la charge grossière.** Afin d'appréhender plus finement à l'échelle du galet, l'influence des conditions locales d'écoulement induites par la topographie hétérogène des seuils, une modélisation hydraulique de ces derniers serait intéressante à réaliser. Cela permettrait de mettre en

évidence le lien entre la mobilité de la charge grossière et la morphologie des seuils notamment l'influence des micro et macro-formes qui de par leur présence, induisent l'apparition de flux secondaires et divergents par rapport à l'écoulement principal donnant lieu localement à des contraintes hydrauliques élevées (*i.e.* turbulence, contrainte de cisaillement) et une dynamique complexe à appréhender. La modélisation des écoulements permettrait également de préciser plus finement la trajectoire des galets en lien avec des flux très localisés.

- **Déterminer la vitesse de recul des seuils.** La comparaison de photographies aériennes depuis la mise à l'affleurement des seuils, ne semble pas indiquer de recul significatif de ces derniers. Cependant ce type de données ne permet pas une analyse suffisamment précise, les vitesses de retrait étant potentiellement faibles. Dans le cas de Portet-sur-Garonne par exemple, il a pu être observé durant trois ans des chutes de « blocs » de taille plus ou moins importante (*i.e.* ~10-20 cm) au niveau des marges abruptes à l'interface seuil/chenal. Ces marges sont formées d'une alternance de roche dure et tendre qui par érosion différentielle entraîne un sapement des couches tendres qui dans le temps finissent par aboutir, par gravité, à la chute des niveaux indurés en surplomb. La poursuite du monitoring de ces marges, par photogrammétrie ou lasergrammétrie terrestre, permettra ainsi de quantifier leur recul et le rôle des processus de chute de blocs. Par ailleurs, mais peut-être sur une échelle de temps plus longue en raison de la résolution plus faible comparée aux méthodes terrestres précédentes, il peut être envisagé d'effectuer une seconde campagne de vol de drone afin de produire de nouveaux MNT permettant une comparaison et voir si un recul est observé.



Références bibliographiques

ABBOTT A.T., PROTTRATZ S.W., 1969 – « Marine pothole erosion, Oahu, Hawaii », *Pacific Science*, 23, 276-290.

ALEXANDER H.S., 1932 – « Pothole Erosion », *The Journal of Geology*, 40(4), 305-337.

ALLAN J.C., HART R., TRANQUILI J.V., 2006 – « The use of Passive Integrated Transponder (PIT) tags to trace cobble transport in a mixed sand-and-gravel beach on the high-energy Oregon coast, USA », *Marine Geology*, 232(1), 63-86.

ALLEN J.R.L., 1971 – « Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance », *Sedimentary Geology*, 5(3), 167-385.

ALLEN J.R.L., 1982 – *Sedimentary structures, their character and physical basis*. Elsevier Scientific, 663 p.

AMOROS C., PETTS G.E., 1993 – *Hydrosystèmes fluviaux*. Paris, Masson, 300 p.

ANTOINE J.-M., 2009 – « L'histoire du climat par ses extrêmes. Sources géohistoriques et inondations dans les Pyrénées depuis le Petit Age Glaciaire », *Archéologie du Midi Médiéval*, 27, 143-155.

ANTON L., RODES A., DE VICENTE G., PALLAS R., GARCIA-CASTELLANOS D., STUART F.M., BRAUCHER R., BOURLES D., 2012, – « Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations », *Geomorphology*, 165-166, 50-61.

ARINGOLI D., BUCCOLINI M., COCO L., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., GIACOPETTI M., MATERAZZI M., PAMBIANCHI G., 2015 – « The effects of in-stream gravel mining on river incision: an example from Central Adriatic Italy », *Zeitschrift für Geomorphologie*, 59(2), 95-107.

ARNAUD F., 2012 – *Approches géomorphologiques historique et expérimentale pour la restauration de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial aménagé : le cas du Vieux Rhin entre Kembs et Breisach (France, Allemagne)*. Thèse de doctorat, Lyon, France, Université Lumière, 280 p.

ASTRADE L., DUMONT A., 2000 – « L'évolution du profil en long d'un cours d'eau navigable sous l'effet des aménagements, la grande Saône du début du XIX^e siècle à aujourd'hui », *Géocarrefour*, 75(4), 317-326.

BARNES H.L., 1956 – « Cavitation as a geological agent », *American Journal of Science*, 254, 493-505.

BARROS P.L.C., MACHADO S.A., 1984 – « Aplicação de índices de dispersão em espécies de florestas tropicais da Amazônia brasileira », Curitiba : FUFEP, Série Científica, 44 p.

BARTOLI M., TIERLE G., 1998 – « Dynamiques et usages des espaces forestiers montagnards : l'exemple des Pyrénées françaises », *Revue Forestière Française*, 50, 37-45.

BATALLA R.J., VERICAT D., 2011 – « A review of sediment quantity issues: Examples from the River Ebro and adjacent basins (Northeastern Spain) », *Integrated Environmental Assessment and Management*, 7(2), 256-268.

BEAN T., SUMNER P., BOOJHAWON R., TATAYAH V., KHADUN A.K., HEDDING D., RUGHOOPUTH S., NEL W., 2017 – « Bedrock-incised gully erosion phenomena on Round Island, Mauritius », *Catena*, 151, 107-117.

- BEAUDELIN P., 1989 – « Conséquences de l'exploitation des granulats dans la Garonne », *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 60(4), 603-616.
- BEECHIE T.J., POLLOCK M.M., BAKER S., 2008 – « Channel incision, evolution and potential recovery in the Walla Walla and Tucannon River basins, northwestern USA », *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(5), 784-800.
- BISHOP P., HOEY T.B., JANSEN J.D., ARTZA I.L., 2005 – « Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland », *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(6), 767-778.
- BLANC X., PINTEUR F., SANCHIS T., 1989 – « Conséquence de l'enfoncement du lit de l'Arve sur les berges et les ouvrages. Bilan général des transports solides sur le cours d'eau », *La Houille Blanche*, 3-4, 226-230.
- BLANCHET C., BRISSAUD M., 1968 – « Evolution du lit du Drac dans la traversée de Grenoble », 10^{èmes} Journée de l'Hydraulique, Tome 2, Question 5, Rapport 8, Colloque Société Hydrotechnique de France, Paris, 7 p.
- BLANIC M., VERDET G., 1975 – « Quelques travaux de correction sur le cours de l'Isère », *La Houille Blanche*, 2-3, 191-198.
- BLEDSOE B.P., WATSON C.C., BIEDENHARN D.S., 2002 – « Quantification of incised channel evolution and equilibrium », *Journal of the American Water Resources Association*, 38(3), 861-870.
- BONNET J., 1986 – « La restauration des terrains en montagne, vue des Pyrénées », *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 57(2), 209-230.
- BOOTH D.B., 1990 – « Stream-channel incision following drainage basin urbanization », *Journal of the American Water Resources Association*, 26(3), 407-417.
- BOUCHAUD B., CLAVEL P., HAMON Y., ROMANEIX C., 1979 – « Incidences des extractions de matériaux alluvionnaires et de l'aménagement des cours d'eau sur l'écosystème aquatique », *Bulletin Français de Pisciculture*, 273, 137-156.
- BRANDT S.A., 2000 – « Classification of geomorphological effects downstream of dams », *Catena*, 40(4), 375-401.
- BRAVARD J.-P., 1989 – « La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Âge et à l'époque contemporaine », *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25, 145-147.
- BRAVARD J.-P., 1991 – « La dynamique fluviale à l'épreuve des changements environnementaux : Quels enseignements applicables à l'aménagement des rivières ? », *La Houille Blanche*, 7-8, 515-522.
- BRAVARD J.-P., 1994 – « L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles », *Revue de Géographie de Lyon*, 69(1), 5-10.
- BRAVARD J.-P., AMOROS C., PAUTOU G., BORNETTE G., BOURNAUD M., CHÂTELLIERS M.C. DES, GIBERT J., PEIRY J.-L., PERRIN J.-F., TACHET H., 1997 – « River incision in South-East France: morphological phenomena and ecological effects », *Regulated Rivers Research & Management*, 13(1), 75-90.
- BROOKES A., 1988 – *Channelized rivers: perspectives for environmental management*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 326 p.

- BURBANK D.W., LELAND J., FIELDING E., ANDERSON R.S., BROZOVIC N., REID M.R., DUNCAN C., 1996 – « Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas », *Nature*, 379, 505-510.
- CALAFORRA J.M., 1996 – « Some examples of gypsum karren », In: Fornós I.J., Ginés Á. (Eds.), *Karren landforms*, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca, p. 253-260.
- CALLE M., ALHO P., BENITO G., 2017 – « Channel dynamics and geomorphic resilience in an ephemeral Mediterranean river affected by gravel mining », *Geomorphology*, 285, 333-346.
- CAMPANA D., MARCHESE E., THEULE J.I., COMITI F., 2014 – « Channel degradation and restoration of an Alpine river and related morphological changes », *Geomorphology*, 221, 230-241.
- CAROZZA J.-M., VALETTE P., CAROZZA L., LLUBES M., FERDINAND L., EDOU OBAME S., SEVEGNES L., 2013 – « L'architecture morpho-sédimentaire de la basse plaine de la Garonne moyenne en aval de Toulouse : premiers résultats », *Quaternaire*, 24(4), 397-406.
- CARTER C.L., ANDERSON R.S., 2006 – « Fluvial erosion of physically modeled abrasion-dominated slot canyons », *Geomorphology*, 81(1), 89-113.
- CHAPUIS M., BRIGHT C.J., HUFNAGEL J., MACVICAR B., 2014 – « Detection ranges and uncertainty of passive Radio Frequency Identification (RFID) transponders for sediment tracking in gravel rivers and coastal environments », *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(15), 2109-2120.
- CHAPUIS M., DUFOUR S., PROVANSAL M., COUVERT B., LINARES M. DE, 2015 – « Coupling channel evolution monitoring and RFID tracking in a large, wandering, gravel-bed river: insights into sediment routing on geomorphic continuity through a riffle–pool sequence », *Geomorphology*, 231, 258-269.
- CHARRY J.-C., 1988 – « La restauration des terrains en montagne, vue des Pyrénées », *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 59(1), 29-34.
- CHRISTOPHOUL F., REGARD V., MARTINOD J., DARROZES J., 2014 – « Morphodynamics of the Upper Pleistocene Garonne River (SW France): conditions of braiding/meandering transition », Article non publié, p. 20.
- CHURCH M., 1996 – « Channel morphology and typology », dans PETTS G.E., CALOW P. (Eds.), *The rivers handbook*, Oxford, Blackwell Science, p. 126-143.
- CHURCH M., 2002 – « Geomorphic thresholds in riverine landscapes », *Freshwater Biology*, 47(4), 541-557.
- CINOTTI B., 1996 – « Evolution des surfaces boisées en France : proposition de reconstitution depuis le début du XIX^e siècle », *Revue Forestière Française*, 6, 547-562.
- CLAVEL P., CUINAT R., HAMON Y., ROMANEIX C., 1978 – « Effets des extractions de matériaux alluvionnaires sur l'environnement aquatique dans les cours supérieurs de la Loire et de l'Allier », *Bulletin Français de Pisciculture*, 268, 121-154.
- COOKE R.U., 1979 – « Laboratory simulation of salt weathering processes in arid environments », *Earth Surface Processes and Landforms*, 4(4), 347-359.
- CRABTREE R.W., TRUDGILL S.T., 1985 – « Chemical denudation on a magnesian limestone hillslope, field evidence and implications for modelling », *Earth Surface Processes and Landforms*, 10(4), 331-341.

CREPET F., 2000 – « Impact des aménagements hydrauliques sur le régime et la dynamique de la Loire amont. Implications pour la gestion du fleuve », *Géocarrefour*, 75(4), 365-374.

CROSBY B.T., WHIPPLE K.X., 2006 – « Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand », *Geomorphology*, 82(1), 16-38.

DAOWEI Y., 2013 – Genesis and evolution of bedforms on cohesive mud beds and simulated bedrock channels. Thèse de doctorat, Leeds, Angleterre, Université de Leeds, 337 p.

DAVID M., CAROZZA J.-M., VALETTE P., LLUBES M., PY V., GROPARU T., 2015 – « Evolution de la dynamique fluviale de la moyenne Garonne toulousaine : apport d'une approche multi-sources cartes historiques, stratigraphie et géophysique sur le site Grenade-Ondes », *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 21(1), 21-44.

DAVID M., 2016 – Dynamique fluviale de la Garonne à l'anthropocène : trajectoire d'évolution du tronçon fluvial compris entre les confluences de l'Ariège et du Tarn (Garonne toulousaine, 90 km). Thèse de doctorat, Toulouse, France, Université Jean Jaurès, 283 p.

DAVID M., LABENNE A., CAROZZA J.-M., VALETTE P., 2016 – « Evolutionary trajectory of channel planforms in the middle Garonne River (Toulouse, SW France) over a 130-year period: contribution of mixed multiple factors analysis (MFAmix) », *Geomorphology*, 258, 21-39.

DAVID M., VALETTE P., CAROZZA J.-M., COTTET M., 2017 – « La restauration des services écosystémiques le long de la Garonne toulousaine : premier état des lieux », *Sud-Ouest Européen*, 44, 139-153.

D.D.E 82, 1997 – « La réouverture des bras morts de la Garonne - Section comprise entre la limite avec le département de la Haute-Garonne et le confluent avec le Tarn », *Rapport Technique, SAACL / BEPO, D.D.E Tarn-et-Garonne*, 65 p.

DEAN W.E., 1974 – « Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods », *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242-248.

DÉCAMPS H., FORTUNÉ M., GAZELLE F., PAUTOU G., 1988 – « Historical influence of man on the riparian dynamics of a fluvial landscape », *Landscape Ecology*, 1(3), 163-173.

DELMOULY L., MOREAU N., CROZE N., LE BARTHE R., 2007 – « Cartographie du substrat de la Garonne (de la retenue de St-Nicolas-De-La-Grave à Toulouse) et influence sur le comportement de saumons atlantiques en remontée », *Rapport, RA07.05, GHAAPPE*, 111 p.

DESCROIX L., GAUTIER E., 2002 – « Water erosion in the southern French Alps: climatic and human mechanisms », *Catena*, 50(1), 53-85.

DOUEZ O., 2007 – Réponse d'un système aquifère multicouche aux variations paléoclimatiques et aux sollicitations anthropiques : approche par modélisation couplée hydrodynamique, thermique et géochimique. Thèse de doctorat, Bordeaux, France, Université Montaigne, 308 p.

DUMAS D., 2009 – « Estimation de l'influence de la couverture forestière sur les pluies en montagne : exemple du massif de la Chartreuse », *Revue Forestière Française*, 60(6), 711-726.

DUNNE T., 1990 – « Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow », In: Higgins C.G., Coates D.R. (Eds.), *Groundwater geomorphology: the role of subsurface water in earth-surface processes and landforms*. Geological Society of America, Special Paper, 252, 1-28.

- ERSKINE W.D., 1990 – « Environmental Impacts of Sand and Gravel Extraction on River Systems », In: Davie P., Stock E., Low Choy D. (Eds.), *The Brisbane River: a source book for the future*. Australian Littoral Society & Queensland Museum, 295-302.
- ERSKINE W.D., WARNER R.F., 1998 – « Further assessment of flood and drought-dominated regimes in south-eastern Australia », *Australian Geographer*, 29(2), 257-261.
- FERGUSON R.I., 1981 – « Channel form and channel changes », In: *British rivers*, Allen and Unwin, London, Lewin, J., p. 90-211.
- FINNEGAN N.J., ROE G., MONTGOMERY D.R., HALLET B., 2005 – « Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock », *Geology*, 33(3), 229-232.
- FRISSELL C.A., LISS W.J., WARREN C.E., HURLEY M.D., 1986 – « A hierarchical framework for stream habitat classification: viewing streams in a watershed context », *Environmental Management*, 10(2), 199-214.
- FRYIRS K.A., BRIERLEY G.J., 2013 – *Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. Chichester, John Wiley & Sons, Ltd, 345 p.
- GALHARAGUE J., ROBERT J., 1978 – « Dragages en rivière dans la région Midi-Pyrénées », *Rapport Technique, CETE-BRGM*, 112 p.
- GALAY V.J., 1983 – « Causes of river bed degradation », *Water Resources Research*, 19(5), 1057-1090.
- GARDNER T.W., 1983 – « Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material », *Geological Society of America Bulletin*, 94, 664-672.
- GASOWSKI Z., 1994 – « L'enfoncement du lit de la Loire », *Revue de Géographie de Lyon*, 69(1), 41-45.
- GAUTIER E., 1994 – « Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine - L'exemple du Buëch (Alpes du sud) », *Revue de Géographie de Lyon*, 69(1), 57-62.
- GAZELLE F., VALETTE P., 2000 – « L'impact des sociétés du XVIII^e et du XIX^e sur les paysages garonnais », *Géocarrefour*, 75(4), 337-345.
- GIBON A., BALENT G., 2005 – « Landscapes on the French side of the western and central Pyrennees », In: Pinto-Correia T., Bunce R.G.H., Howard D.C. (Eds.), *Landscape ecology and management of Atlantic mountains*, IALE / IALE UK Publ., p. 65-73.
- GILBERT G.K., 1877 – « The geology of Henry Mountains », U.S. Geological Survey, Monograph, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 160 p.
- GILBERT G.K., 1896 – « Niagara falls and their history », National Geographic Society, *The Physiography of the United States*, The American Book Co., New York, p. 203-236.
- GILBERT G.K., 1914 – « The transportation of debris by running water », U.S. Geological Survey, Professional Paper, 86, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 263 p.
- GROSPRETRE L., 2011 – *Etude et gestion des impacts hydrogéomorphologiques de la périurbanisation. L'exemple du bassin de l'Yzeron dans l'Ouest lyonnais*. Thèse de doctorat, Lyon, France, Université Lumière, 302 p.

GURNELL A.M., CORENBLIT D., GARCÍA DE JALÓN D., GONZÁLEZ DEL TÁNAGO M., GRABOWSKI R.C., O'HARE M.T., SZEWCZYK M., 2016 – « A Conceptual Model of Vegetation–hydrogeomorphology Interactions Within River Corridors », *River Research and Applications*, 32(2), 142-163.

HANCOCK G.S., ANDERSON R.S., WHIPPLE K.X., 1998 – « Beyond power: bedrock river incision process and form », In: TINKLER K.J., WOHL E.E. (Eds). *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union, Washington, p. 35-60.

HATTANJI T., UEDA M., SONG W., ISHII N., HAYAKAWA Y.S., TAKAYA Y., MATSUKURA Y., 2014 – « Field and laboratory experiments on high dissolution rates of limestone in stream flow », *Geomorphology*, 204, 485-492.

HAYAKAWA Y., MATSUKURA Y., 2003 – « Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation », *Earth Surface Processes and Landforms* 28(6), 675-684.

HEIRI O., LOTTER A.F., LEMCKE G., 2001 – « Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results », *Journal of Paleolimnology*, 25(1), 101-110.

HESSE R., 2010 – « LiDAR-derived Local Relief Models – a new tool for archaeological prospection », *Archaeological Prospection*, 17(2), 67-72.

HOOKE J.M., 2006 – « Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region », *Geomorphology*, 319, 311-335.

HOWARD A.D., 1980 – « Thresholds in river regimes », In: Coates D.R., Vitek J.D. (Ed.), *Thresholds in geomorphology*, Allen Unwin, Boston, p. 227-258.

HOWARD A.D., 1994 – « A Detachment-Limited Model of Drainage-Basin Evolution », *Water Resources Research*, 30(7), 2261-2285.

HOWARD A.D., DIETRICH W.E., SEIDL M.A., 1994 – « Modeling fluvial erosion on regional to continental scales », *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13971-13986.

HOWARD A.D., 1998 – « Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion and sediment transport », In: Tinkler K.J, Wohl E.E. (Eds.), *River over rock: fluvial processes in bedrock channels*, Washington D.C, American Geophysical Union, p. 297-319.

HUANG M.-W., PAN Y.-W., LIAO J.-J., 2013 – « A case of rapid rock riverbed incision in a coseismic uplift reach and its implications », *Geomorphology*, 184, 98-110.

HUANG M.-W., LIAO J.-J., PAN Y.-W., CHENG M.-H., 2014 – « Rapid channelization and incision into soft bedrock induced by human activity – Implications from the Bachang River in Taiwan », *Engineering Geology*, 177, 10-24.

HUBSCHMAN J., 1975 – « Les terrasses récentes de la Garonne et leur évolution », *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 12(3), 137-147.

JAMES M., 1996 – *Le dépérissement des boisements riverains de la Garonne : évaluation à partir de données de structure forestière et de télédétection à haute résolution spatiale*. Thèse de doctorat, Toulouse, France, Université Paul Sabatier, 272 p.

IBÁÑEZ C., PRAT N., CANICIO A., 1996 – « Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro river and its estuary », *Regulated Rivers: Research & Management*, 12(1), 51-62.

JAMES L.A., 2017 – « Arrested geomorphic trajectories and the long-term hidden potential for change », *Journal of Environmental Management*, 202, 412-423.

JANTZI H., CAROZZA J.-M., PROBST J.-L., VALETTE P., 2017a – « Ajustements géomorphologiques du chenal de la moyenne Garonne en aval de Toulouse au cours des 200 dernières années (sud-ouest, France) », *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 23(2), 139-153.

JANTZI H., CAROZZA J.-M., PROBST J.-L., VALETTE P., 2017b – « Les extractions de granulats dans le lit mineur de la moyenne Garonne toulousaine durant la seconde moitié du XX^e siècle », *Sud-Ouest Européen*, 44, 83-96.

JOHNSON J.P., WHIPPLE K.X., 2007 – « Feedbacks between erosion and sediment transport in experimental bedrock channels », *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(7), 1048-1062.

JOLY D., BROSSARD T., CARDOT H., CAVAILHES J., HILAL M., WAVRESKY P., 2010 – « Les types de climats en France, une construction spatiale », *Cybergeo : European Journal of Geography*, p. 25.

KANYAYA J.I., TRENHAILE A.S., 2005 – « Tidal wetting and drying on shore platforms: an experimental assessment », *Geomorphology*, 70(1-2), 129-146.

KELLER E.A., 1972 – « Development of alluvial stream channels: a five-stage model », *Geological Society of America Bulletin*, 83(5), 1531-1536.

KLIMCHOUK A.B., 1991 – « The regime study of gypsum karst activity in the Western Ukraine », *Rapport (non publié)*, Institut de Géologie et des Sciences, Russie, 65 p.

KNIGHTON A.D., NANSON G.C., 1993 – « Anastomosis and the continuum of channel pattern », *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(7), 613-625.

KNIGHTON A.D., 1998 – *Fluvial forms and processes: a new perspective*. London, Arnold Publication, 404 p.

KOERNER W., CINOTTI B., JUSSY J.H., BENOIT M., 2000 – « Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIX^e siècle : identification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnés », *Revue Forestière Française*, 3, 249-269.

KONDOLF G.M., SWANSON M.L., 1993 – « Channel adjustments to reservoir construction and gravel extraction along Stony Creek, California », *Environmental Geology*, 21(4), 256-269.

KONDOLF G., 1994a – « Environmental planning in regulation and management of instream gravel mining in California », *Landscape and Urban Planning*, 29(2-3), 185-199.

KONDOLF G., 1994b – « Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining », *Landscape and Urban Planning*, 28, 225-243.

KONDOLF G., 1997 – « Hungry Water: effects of dams and gravel mining on river channels », *Environmental Management*, 21(4), 533-551.

KRKLEC K., MARIJANAC T., PERICA D., 2013 – « Analysis of “standard” (Lipica) limestone tablets and their weathering by carbonate staining and SEM imaging, a case study on the Vis Island, Croatia », *Acta Carsologica*, 42(1), 135-142.

KRKLEC K., DOMINGUEZ-VILLAR D., CARRASCO R.M., PEDRAZA J., 2016 – « Current denudation rates in dolostone karst from central Spain: implications for the formation of unroofed caves », *Geomorphology*, 264, 1-11.

LABORATOIRE REGIONAL DES PONTS ET CHAUSSEES DE TOULOUSE, 2007 – « Grand contournement autoroutier de Toulouse », Rapport Technique, 19 p.

LAITY J.E., MALIN M.C., 1985 – « Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau » *Geological Society of America Bulletin*, 96(2), 203-217.

LALANNE-BERTOUDICQ G., LAMBERT R., PLUS B., 1989 – Monographie des crues de la Garonne : du Pont du Roy au Bec d’Ambès. Toulouse, France, S.M.E.P.A.G., 168 p.

LAMARRE H., ROY A.G., 2008 – « The role of morphology on the displacement of particles in a step–pool river system », *Geomorphology*, 99(1), 270-279.

LAMB H.H., 1995 – *Climate, history and the modern world*. Routledge, London, 433 p.

LAMB M.P., FINNEGAN N.J., SCHEINGROSS J.S., SKLAR L.S., 2015 – « New insights into the mechanics of fluvial bedrock erosion through flume experiments and theory », *Geomorphology*, 244, 33-55.

LAMB L., 2004 – « Interactions between groundwater and surface water at river banks and the confluence of rivers », *Journal of Hydrology*, 288(3-4), 312-326.

LAMBERT R., 1989 – « Cartographie géomorphologique de la vallée de la Garonne », *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 60, 4, 637-648.

LANDON N., PIEGAY H., 1994 – « L’incision d’affluents méditerranéens du Rhône : la Drôme et l’Ardèche », *Revue de Géographie de Lyon*, 69(1), 63-72.

LANE E.W., CARLSON E., 1954 – « Some observations on the effect of particle shape on the movement of coarse sediment », *Transaction of American Geophysical Union*, 35, 453-462.

LAQUERBE M., 1997 – « Dynamique du paysage riverain des bords de la Garonne : effets anthropiques », *Bulletin de la Société d’Histoire Naturelle de Toulouse*, 133, 7-13.

LARNIER M., 1980 – « Effets mésologiques des extractions de granulats dans le lit mineur des cours d’eau », Rapport, CERIT-CTGREF, 20 p.

LELIEVRE F., SALA S., RUGET F., VOLAIRE F., 2011 – « Evolution climatique du Sud de la France 1950-2009 », *Projet CLIMFOUREL PSDR-3, Régions L - R, M - P, R - A, Série Les Focus PSDR3*, 12 p.

LENZI M.A., 2014 – « Displacement and transport of marked pebbles, cobbles and boulders during floods in a steep mountain stream », *Hydrological Processes*, 18(10), 1899-1914.

LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G., 1957 – « River channel patterns: braided, meandering, and straight », *U.S. Geological Survey, Professional Paper, 282-B, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office*, 39-85.

LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G., MILLER J.P., 1964 – *Fluvial processes in geomorphology*. New York, Dover Publication, 544 p.

LIEBAULT F., TAILLEFUMIER F., 2000 – « L'évolution contemporaine de la bande active des principaux affluents de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion (Préalpes du Sud, France) », *Géocarrefour*, 75(4), 327-336.

LIEBAULT F., 2003 – *Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies)*. Thèse de doctorat, Lyon, France, Université Lumière, 375 p.

LIÉBAULT F., BELLOT H., CHAPUIS M., KLOTZ S., DESCHÂTRES M., 2012 – « Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream », *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(4), 385-399.

LIRO M., 2017 – « Dam-induced base-level rise effects on the gravel-bed channel planform », *Catena*, 153, 143-156.

LORENC M.W., BARCO P.M., SAAVEDRA J., 1994 – « The evolution of potholes in granite bedrock, W Spain », *Catena*, 22(4), 265-274.

MACKIN J.H., 1948 – « Concept of the graded river », *Geological Society of America Bulletin*, 59(5), 463-512.

MAKASKE B., 2001 – « Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products », *Earth-Science Reviews*, 53(3), 149-196.

MALAVOI J.-R., ADAM P., 2007 – « La restauration hydromorphologique des cours d'eau : concepts et principes de mise en œuvre », *Ingénieries*, 50, 49-61.

MALAVOI J.-R., BRAVARD J.-P., 2010 – *Éléments d'hydromorphologie fluviale*. Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques, 228 p.

MALAVOI J.-R., GARNIER C.C., LANDON N., RECKING A., BARAN P., 2011 – *Éléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière*. Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques, 219 p.

MAMOUDOU M., 2008 – *Dynamique de transfert des matières organiques et inorganiques le long du continuum fluvial de la Garonne : impact de la retenue de Malause*. Thèse de doctorat, Toulouse, France, Institut National Polytechnique, 198 p.

MANEUX E., PROBST J.-L., VEYSSY E., ETCHEBER H., 2001 – « Assessment of dam trapping efficiency from water residence time: application to fluvial sediment transport in the Adour, Dordogne and Garonne River basins (France) », *Water Resources Research*, 37(3), 801-811.

MATSUKURA Y., HIROSE T., 2000 – « Five year measurements of rock tablet weathering on a forested hillslope in a humid temperate region », *Engineering Geology*, 55(1-2), 69-76.

MATSUKURA Y., HATTANJI T., OGUCHI C.T., HIROSE T., 2007 – « Ten years measurement of weight-loss of rock tablets due to weathering in a forested hillslope of a humid temperate region », *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(1), 27-40.

MARTÍN-VIDE J.P., FERRER-BOIX C., OLLERO A., 2010 – « Incision due to gravel mining: Modeling a case study from the Gállego River, Spain », *Geomorphology*, 117(3-4), 261-271.

MESTRE O., 2000 – Méthode statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques. Thèse de doctorat, Toulouse, France, Université Paul Sabatier, 233 p.

METAILIE J.-P., 1987 – « The degradation of the Pyrenees in the nineteenth century – an erosion crisis? », In: Gardiner V., (Eds.), *International geomorphology, Part One*, Wiley and Sons, Chichester, p. 533-544.

METAILIE J.-P., 2006 – « La "dégradation des montagnes" au XIX^e siècle dans les Pyrénées : surexploitation pastorale, crise catastrophique, mythe, ou crise perpétuelle ? », In: Beck C., Luginbühl Y., Muxart T. (Eds.), *Temps et espaces des crises de l'environnement : sociétés et ressources renouvelables*, Quae, p. 191-210.

MICHLER L., BROUSSE G., ARNAUD-FASSETTA G., CAROZZA J.-M., 2016 – « Dynamique de la charge de fond de l'Argent Double (affluent de rive gauche de l'Aude, France du sud) : approche croisée « technologie RFID / modélisation numérique du transport solide », *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 67, 59-75.

MILLER J.R., 1991 – « The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south-central Indiana », *Journal of Geology*, 99(4), 591-605.

MIRAMONT C., JORDA M., PICHARD G., 1998 – « Evolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est) », *Géographie Physique et Quaternaire*, 52(3), 381-392.

MOISSELIN J.-M., SCHNEIDER M., CANELLAS C., MESTRE O., 2002 – « Les changements climatiques en France au XX^e siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations », *La Météorologie*, 38, 45-56.

MONTGOMERY D.R., ABBE T.B., BUFFINGTON J.M., PETERSON N.P., SCHMIDT K.M., STOCK J.D., 1996 – « Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins », *Nature*, 381, 587-589.

MONTGOMERY D.R., BUFFINGTON J.M., 1997 – « Channel-reach morphology in mountain drainage basins », *Geological Society of America Bulletin*, 109(5), 596-611.

MORISITA M., 1962 – « I₀-Index, a measure of dispersion of individuals », *Researches on Population Ecology*, 4(1), 1-7.

MULLER E., GUILLOY-FROGET H., BARSOUM N., BROCHETON L., 2002 – « *Populus nigra* L. en vallée de Garonne : legs du passé et contraintes du présent », *Comptes Rendus Biologies*, 325(11), 1129-1141.

NANSON G.C., HUANG H.Q., 2016 – « Self-adjustment in rivers: Evidence for least action as the primary control of alluvial-channel form and process », *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(4), 575-594.

NEMEC W., LORENC M.W., ALONSO J.S., 1982 – « Potholed granite terrace in the Rio Salor valley, western Spain: a study of bedrock erosion by floods », *Tecniterrae*, 50, 6-21.

OWENS P.N., WALLING D.E., 2002 – « Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the River Tweed, Scotland, over the last 100 years: the impact of climate and land use change », *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(4), 403-423.

PARDE M., 1935 – « Le Régime de la Garonne », *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 6(2), 105-262.

- PARRROT E., 2015 – Analyse spatio-temporelle de la morphologie du chenal du Rhône du Léman à la Méditerranée. Thèse de doctorat, Lyon, France, Université Jean Moulin, 468 p.
- PEIRY J.-L., 1986 – « Dynamique fluviale historique et contemporaine du confluent Giffre-Arve (Haute-Savoie) », *Revue de Géographie de Lyon*, 69(1), 79-96.
- PEIRY J.-L., SALVADOR P.-G., NOUGUIER F., 1994 – « L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question », *Revue de Géographie de Lyon*, 69(1), 47-56.
- PELLETIER J.D., SWEENEY K.E., ROERING J.J., FINNEGAN N.J., 2015 – « Controls on the geometry of potholes in bedrock channels », *Geophysical Research Letters*, 42(3), 797-803.
- PETIT F., POINSART D., BRAVARD J.-P., 1996 – « Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhône river upstream of Lyon, France ("canal de Miribel") », *Catena*, 26(3-4), 209-226.
- PETTS G.E., GURNELL A.M., 2005 – « Dams and geomorphology: research progress and future directions », *Geomorphology*, 71(1), 27-47.
- PICKUP G., 1975 – « Downstream variations in morphology, flow conditions and sediment transport in an eroding channel », *Zeitschrift für Geomorphologie*, 19, 443-459.
- PIÉGAY H., WALLING D.E., LONDON N., HE Q., LIÉBAULT F., PETIOT R., 2004 – « Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France) », *Catena*, 55(2), 183-212.
- PHILANDRAS C.M., NASTOS P.T., KAPSOMENAKIS J., DOUVIS K.C., TSELIODIS G., ZEREFOS C.S., 2011 – « Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region », *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 3235-3250.
- PLAN L., 2005 – « Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian Alps », *Geomorphology*, 68(3-4), 201-212.
- PREVOST C., LAURIOL B., 1994 – « Variabilité de l'érosion actuelle et holocène : le cas des marbres de Grenville en Outaouais québécois », *Géographie Physique et Quaternaire*, 48(3), 297.
- PROBST J.L., 1986 – « Dissolved and suspended matter transported by the Girou river (France): mechanical and chemical erosion rates in a calcareous molasse basin », *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 61-79.
- RĂDOANE M., OBREJA F., CRISTEA I., MIHAILĂ D., 2013 – « Changes in the channel-bed level of the eastern Carpathian rivers: Climatic vs. human control over the last 50 years », *Geomorphology*, 193, 91-111.
- RAINATO R., MAO L., PICCO L., 2018 – « Near-bankfull floods in an Alpine stream: effects on the sediment mobility and bedload magnitude », *International Journal of Sediment Research*, 33(1), 27-34.
- RICHARDS K.S., 1982 – *Rivers, form and processes in alluvial channels*, Methuen, London & New York, 358 p.
- RICHARDSON K., CARLING P.A., 2005 – *A Typology of Sculpted Forms in Open Bedrock Channels*. Geological Society of America, 108 p.

- RINALDI M., SIMON A., 1998 – « Bed-level adjustments in the Arno River, central Italy », *Geomorphology*, 22(1), 57-71.
- RINALDI M., WYŻGA B., SURIAN N., 2005 – « Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives », *River Research and Applications*, 21(7), 805-828.
- ROLLET A.-J., 2007, Étude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain. Thèse de doctorat, Lyon, France, Université Jean Moulin, 305 p.
- ROSGEN D.L., 1994 – « A classification of natural rivers », *Catena*, 22(3), 169-199.
- ROUSSEAU P., 1990 – « L'évolution des forêts françaises métropolitaines d'après les statistiques forestières », *Revue Forestière Française*, 1, 56-68.
- ROVIRA A., BATALLA R.J., SALA M., 2005 – « Response of a river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain) », *River Research and Applications*, 21(7), 829-847.
- SCHUMM S.A., 1977 – *The fluvial system*. New York, Wiley, 376 p.
- SCHUMM S.A., 1981 – « Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications », *The Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists*, 31, 19-29.
- SCHUMM S.A., 1985 – « Patterns of alluvial rivers », *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13(1), 5-27.
- SCHUMM S.A., 1999 – « Causes and controls of channel incision », In: Darby S.E., Simon A. (Eds.), *Incised river channels, processes, forms, engineering and management*, Wiley, Chichester, p. 19-33.
- SCORPIO V., AUCELLI P.P.C., GIANO S.I., PISANO L., ROBUSTELLI G., ROSSKOPF C.M., SCHIATTARELLA M., 2015 – « River channel adjustments in Southern Italy over the past 150 years and implications for channel recovery », *Geomorphology*, 251, 77-90.
- SEGURA-BELTRAN F., SANCHIS-IBOR C., 2013 – « Assessment of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream since the early twentieth century. The Rambla de Cervera, eastern Spain », *Geomorphology*, 201, 199-214.
- SHARPE D.R., SHAW J., 1989 – « Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Cantley, Quebec », *Geological Society of America Bulletin*, 101(8), 1011-1020.
- SHEPHERD R.G., SCHUMM S.A., 1974 – « Experimental Study of River Incision », *Geological Society of America Bulletin*, 85(2), 257-268.
- SIMEONI-SAUVAGE S., 1999 – *Modélisation hydrobiogéochimique de la Garonne à l'étiage estival : cas de l'azote entre Toulouse et Agen (120 kilomètres)*. Thèse de doctorat, Toulouse, France, Institut National Polytechnique.
- SIMON A., HUPP C.R., 1986 – « Channel evolution in modified Tennessee channels », *Proceedings, Fourth Federal Interagency Sedimentation Conference*, 24-27 mars 1986, Las Vegas, USA, 2, p. 5-71 - 5-82.
- SIMON A., 1989a – « A model of channel response in disturbed alluvial channels », *Earth Surface Processes and Landforms*, 14(1), 11-26.

SIMON A., 1989b – « The discharge of sediment in channelized alluvial streams », *Journal of the American Water Resources Association*, 25(6), 1177-1188.

SIMON A., 1992 – « Energy, time, and channel evolution in catastrophically disturbed fluvial systems », *Geomorphology*, 5(3-5), 345-372.

SIMON A., DARBY S.E., 2002 – « Effectiveness of grade-control structures in reducing erosion along incised river channels: the case of Hotophia Creek, Mississippi », *Geomorphology*, 42(3-4), 229-254.

SIMON A., RINALDI M., 2013 – « Incised Channels: Disturbance, Evolution and the Roles of Excess Transport Capacity and Boundary Materials in Controlling Channel Response », In: Shroder J.F. (Ed.), *Treatise on geomorphology*, Academic Press, San Diego, p. 574-594.

SKLAR L.S., DIETRICH W.E., 1998 – « River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply », In: TINKLER K.J., WOHL E.E. (Eds.), *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union, p. 237-260.

SKLAR L.S., DIETRICH W.E., 2001 – « Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock », *Geology*, 29(12), 1087-1090.

SKLAR L.S., DIETRICH W.E., 2004 – « A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load », *Water Resources Research*, 40(6), 1-21.

SKLAR L.S., DIETRICH W.E., 2006 – « The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: Implications of the saltation-abrasion incision model », *Geomorphology*, 82(1-2), 58-83.

SMITH N.D., MOROZOVA G.S., PÉREZ-ARLUCEA M., GIBLING M.R., 2016 – « Dam-induced and natural channel changes in the Saskatchewan River below the E.B. Campbell Dam, Canada », *Geomorphology*, 269, 186-202.

SPRINGER G.S., TOOTH S., WOHL E.E., 2005 – « Dynamics of pothole growth as defined by field data and geometrical description », *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110, 1-10.

SPRINGER G.S., TOOTH S., WOHL E.E., 2006 – « Theoretical modeling of stream potholes based upon empirical observations from the Orange River, Republic of South Africa », *Geomorphology*, 82(1-2), 160-176.

STARKEL L., 1983 – « The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 years », In: Gregory K.J. (Ed.), *Background to paleohydrology*, Wiley, p. 213-237.

STEIGER J., GAZELLE F., 1994 – « Evolution contemporaine d'un paysage fluvial sous l'effet de la dynamique des crues et des impacts humains », 23^{èmes} Journée de l'Hydraulique, Colloque Société Hydrotechnique de France, Paris, 8 p.

STEIGER J., JAMES M., GAZELLE F., 1998 – « Channelization and consequences on floodplain system functioning on the Garonne River, SW France », *Regulated Rivers*, 14(1), 13-23.

STEIGER J., CORENBLIT D., VERVIER P., 2000 – « Les ajustements morphologiques contemporains du lit mineur de la Garonne, France et leurs effets sur l'hydrosystème fluvial », *Zeitschrift für Geomorphologie*, 122, 227-246.

- STOCK J.D., MONTGOMERY D.R., 1999 – « Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law », *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B3), 4983-4993.
- STOCK J.D., MONTGOMERY D.R., COLLINS B.D., DIETRICH W.E., SKLAR L., 2005 – « Field measurements of incision rates following bedrock exposure: Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows », *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 174-194.
- SUN X., BERNARD-JANNIN L., GARNEAU C., VOLK M., ARNOLD J.G., SRINIVASAN R., SAUVAGE S., SÁNCHEZ-PÉREZ J.M., 2016 – « Improved simulation of river water and groundwater exchange in an alluvial plain using the SWAT model », *Hydrological Processes*, 30(2), 187-202.
- SUMNER P.D., LOUBSER M.J., 2008 – « Experimental sandstone weathering using different wetting and drying moisture amplitudes », *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(6), 985-990.
- SUNYACH J., 1984 – « Formation molassiques du Bassin aquitain : cartographie géologique à l'aide des images prises par satellites », *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 55(1), 29-48.
- SURIAN N., RINALDI M., 2003 – « Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy », *Geomorphology*, 50(4), 307-326.
- SURIAN N., RINALDI M., PELLEGRINI L., AUDISIO C., MARAGA F., TERUGGI L., TURITTO O., ZILIANI L., 2009 – « Channel adjustments in northern and central Italy over the last 200 years », *Geological Society of America Special Papers*, 451, 83-95.
- THORN C.E., DIXON J.C., DARMODY R.G., ALLEN C.E., 2006 – « Ten years (1994-2004) of “potential” weathering in Kärkevage, Swedish Lapland », *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 992-1002.
- TINKLER K., 1997 – « Rockbed Wear At A Flow Convergence Zone in Fifteen Mile Creek, Niagara Peninsula, Ontario », *The Journal of Geology*, 105(2), 263-274.
- TINKLER K., WOHL E., 1998a – « A primer on bedrock channels », In: TINKLER K.J., WOHL E.E. (Eds), *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union, p. 1-18.
- TINKLER K., WOHL E., 1998b – « Field studies of bedrock channels », In: TINKLER K.J., WOHL E.E. (Eds), *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union, p. 261-277.
- TRUDGILL S.T., FERGUSON R.I., BALL J., CRABTREE R.W., GENT R., 1994 – « Ten year remeasurement of chemical denudation on a magnesian limestone hillslope », *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(2), 109-114.
- TURITTO O., BALDO M., AUDISIO C., LOLLINO G., 2010 – « A LiDAR application to assess long-term bed-level changes in a cobble-bed river: The case of the Orco River (North-Western Italy) », *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 33, 61-76.
- TUROWSKI J.M., HOVIUS N., MENG-LONG H., LAGUE D., MEN-CHIANG C., 2008a – « Distribution of erosion across bedrock channels », *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(3), 353-363.
- TUROWSKI J.M., HOVIUS N., WILSON A., HORNG M.-J., 2008b – « Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels », *Geomorphology*, 99(1-4), 26-38.
- VALETTE P., 2002 – *Les paysages de la Garonne : les métamorphoses d'un fleuve : entre Toulouse et Castets-en Dorthe*. Thèse de doctorat, Toulouse, France, Université Le Mirail, 554 p.

- VALETTE P., CAROZZA J.-M., SALLES D., DAVID M., SIMONET G., 2014 – « Construction géohistorique du « sauvage » de la Garonne toulousaine : quelle part de naturalité dans les paysages fluviaux ? », *Développement durable et territoires. Économie, géographie, politique, droit, sociologie*, 5(3).
- WASSON J.-G., MALAVOI J.-R., MARIDET L., SOUCHON Y., PAULIN L., 1998 – « Impacts écologiques de la chenalisation des rivières », *Rapport, Cemagref*, 158 p.
- WEATHERHEAD E.K., HOWDEN N.J.K., 2009 – « The relationship between land use and surface water resources in the UK », *Land Use Policy*, 26(1), 243-250.
- WELLS T., BINNING P., WILLGOOSE G., 2005 – « The role of moisture cycling in the weathering of a quartz chlorite schist in a tropical environment: findings of a laboratory simulation », *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(4), 413-428.
- WHIPPLE K.X., TUCKER G.E., 1999 – « Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs », *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674.
- WHIPPLE K.X., HANCOCK G.S., ANDERSON R.S., 2000a – « River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation », *Geological Society of America Bulletin*, 112(3), 490-503.
- WHIPPLE K.X., SNYDER N.P., DOLLENMAYER K., 2000b – « Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska », *Geology*, 28(9), 835-838.
- WHIPPLE K.X., 2004 – « Bedrock Rivers and the Geomorphology of Active Orogens », *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 151-185.
- WHITTAKER A.C., COWIE P.A., ATTAL M., TUCKER G.E., ROBERTS G.P., 2007 – « Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates », *Geology*, 35(2), 103-106.
- WILLIAMS G.P., WOLMAN M.G., 1984 – « Downstream effects of dams on alluvial rivers », *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 1286, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 83 p.
- WILSON A., HOVIUS N., TUROWSKI J.M., 2013 – « Upstream-facing convex surfaces: Bedrock bedforms produced by fluvial bedload abrasion », *Geomorphology*, 180-181, 187-204.
- WILSON A., LAVÉ J., 2014 – « Convergent evolution of abrading flow obstacles: Insights from analogue modelling of fluvial bedrock abrasion by coarse bedload », *Geomorphology*, 208, 207-224.
- WOHL E.E., 1992 – « Bedrock benches and boulder bars: Floods in the Burdekin Gorge of Australia », *Geological Society of America Bulletin*, 104(6), 770-778.
- WOHL E.E., 1993 – « Bedrock Channel Incision along Piccaninny Creek, Australia », *The Journal of Geology*, 101(6), 749-761.
- WOHL E.E., GREENBAUM N., SCHICK A.P., BAKER V.R., 1994 – « Controls on bedrock channel incision along nahal paran, Israel », *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(1), 1-13.
- WOHL E., IKEDA H., 1997 – « Experimental simulation of channel incision into a cohesive substrate at varying gradients », *Geology*, 25(4), 295-298.

- WOHL E.E., IKEDA H., 1998 – « Patterns of Bedrock Channel Erosion on the Boso Peninsula, Japan », *The Journal of Geology*, 106(3), 331-346.
- WOHL E., 1998 – « Bedrock channel morphology in relation to erosional processes », In: WOHL E.E., TINKLER K.J. (Eds), *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union, p. 133-151.
- WOHL E.E., MERRITT D.M., 2001 – « Bedrock channel morphology », *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1205-1212.
- WOHL E., 2015 – « Particle dynamics: The continuum of bedrock to alluvial river segments », *Geomorphology*, 241, 192-208.
- WOLMAN M.G., 1954 – « A method of sampling coarse river-bed material », *Transactions American Geophysical Union*, 35(6), 951-956.
- WYŻGA B., 2001 – « Impact of the channelization-induced incision of the Skawa and Wisłoka Rivers, southern Poland, on the conditions of overbank deposition », *Regulated Rivers: Research & Management*, 17(1), 85-100.
- YOKOHAMA T., MATSUKURA Y., 2006 – « Field and laboratory experiments on weathering rates of granodiorite: separation of chemical and physical processes », *Geology*, 34, 809-912.
- ZAWIEJSKA J., WYŻGA B., 2010 – « Twentieth-century channel change on the Dunajec River, southern Poland: Patterns, causes and controls », *Geomorphology*, 117(3-4), 234-246.
- ZEN E.-AN., PRESTEGAARD K.L., 1994 – « Possible hydraulic significance of two kinds of potholes: Examples from the paleo-Potomac River », *Geology*, 22(1), 47-50.
- ZILIANI L., SURIAN N., 2012 – « Evolutionary trajectory of channel morphology and controlling factors in a large gravel-bed river », *Geomorphology*, 173-174, 104-117.



Liste des figures

Partie 1 – Chapitre 1

Figure 1.1	Découpage conceptuel d'un bassin versant en trois secteurs (modifié d'après Schumm, 1977). Les processus dominants dans chacun des compartiments sont également précisés.	19
Figure 1.2	Schématisme des trois dimensions (1) longitudinale, (2) transversale et (3) verticale constituant l'hydrosystème fluvial (Amoros et Petts, 1993).	20
Figure 1.3	Représentation de la réponse du système à une perturbation des variables de contrôle (modifié d'après Fryirs et Brierley, 2013).	22
Figure 1.4	Représentation de la réponse du système à une perturbation des variables de contrôle (modifié d'après Fryirs et Brierley, 2013).	23
Figure 1.5	Echelle spatio-temporelle de l'ajustement des formes fluviales (d'après Knighton, 1998 in Liébault, 2003).	24
Figure 1.6	Classification des styles fluviaux selon les caractéristiques de la charge alluviale (adapté d'après Schumm, 1981, 1985 in Knighton, 1998).	25
Figure 1.7	Impacts des aménagements sur les cours d'eau (Brookes, 1988 dans Wasson et al., 1998).	28
Figure 1.8	(A) Production nationale de granulats tous types confondus au cours du XX ^e siècle. (B) Répartition de la production selon l'origine des matériaux (UNICEM).	29
Figure 1.9	Effet de l'extraction de granulats par fosse. (A) Situation initiale où la charge solide (Q_s) et la contrainte de cisaillement (T) sont continus dans le chenal. (B) Extraction créant un seuil en amont, piégeant et interrompant le transit sédimentaire. (C) Le seuil migre en amont par érosion liée à l'augmentation de la pente et de la force tractrice. En aval, l'eau appauvrie en sédiments, érode le lit afin de récupérer une partie de sa charge solide (modifié d'après Kondolf, 1997).	30
Figure 1.10	Schéma conceptuel de l'évolution d'un cours d'eau soumis à une perturbation (d'après Simon et Hupp, 1986 in Simon et Rinaldi, 2013).	33
Figure 1.11	Facteurs d'incision et effets géomorphologiques sur le chenal. Q_{BL} : transport par charriage ; Q_{FL} : débit de crue ; S : sinuosité ; s : pente ; W : largeur ; ω : puissance spécifique ; T : force tractrice ; \nearrow : augmentation ; \searrow : diminution ; \leftrightarrow : stable (Bravard et al., 1997).	35
Figure 1.12	Modèle conceptuel distinguant les chenaux de type alluvial et rocheux selon le rapport entre d'une part la quantité prélevée et d'autre part le stock et les apports sédimentaires disponibles. Q_s : débit solide ; T : contrainte de cisaillement ; ΔS : variation du stock sédimentaire.	40
Figure 1.13	Evolution conceptuelle d'un cours d'eau soumis à des extractions entraînant une transition entre rivière alluviale et rivière rocheuse. Q_s : débit solide ; T : contrainte de cisaillement ; ΔS : variation du stock alluvial.	41
Figure 1.14	Classification schématique selon la nature du substrat (d'après Turowski et al., 2008b). (A) rivière à fond rocheux entièrement confiné ; (B) rivière alluviale avec paroi rocheuse ; (C) rivière mixte avec fond rocheux et dépôts alluviaux.	43
Figure 1.15	Profil longitudinal d'un seuil (modifié d'après Gardner, 1983).	49

Figure 1.16	(A) Evolution de la contrainte de cisaillement de fond (T_o) et de la contrainte de cisaillement critique pour la mise en de particules (T_c). (B) Profil en long d'un seuil (modifié d'après Gardner, 1983).	50
Figure 1.17	Modèles d'évolution d'un seuil selon la résistance du substrat (modifié d'après Gardner, 1983). T_o : contrainte de cisaillement, T_c : contrainte de cisaillement critique pour initier une érosion.	50
Partie 1 – Chapitre 2		
Figure 1.18	Localisation du bassin versant de la Garonne et du terrain d'étude (BD ALTI® 75 m IGN).	51
Figure 1.19	Géologie au 1:1 000 000 du bassin versant de la Garonne (BRGM).	53
Figure 1.20	Typologie climatique du territoire français (modifié d'après Joly et al., 2010).	54
Figure 1.21	Répartition des principales terrasses le long de la vallée de la Garonne (modifié d'après Hubschman, 1975).	56
Figure 1.22	Coupe des terrasses de la Garonne de Toulouse à la forêt de Bouconne (LRPCT, 2007).	57
Figure 1.23	Carte géologique au 1:1 000 000 (BRGM).	57
Figure 1.24	Représentation triangulaire des différents faciès et types de molasses (LRPCT, 2007).	58
Figure 1.25	Sectorisation de la Garonne à partir d'un ajustement linéaire du profil en long du fond moyen de la Garonne (modifié d'après Steiger et al., 2000).	59
Figure 1.26	(A) seuil de Portet-sur-Garonne situé en aval de la confluence avec l'Ariège ; (B) seuil de Beauzelle situé 10 km en aval de Toulouse ; (C) seuil de Grenade situé 25 km en aval de Toulouse (SMEAG).	61
Figure 1.27	Débits mensuels moyens aux stations de Portet-sur-Garonne et Verdun-sur-Garonne pour lesquelles les périodes de références sont respectivement de 106 et 46 ans (Banque Hydro).	62
Figure 1.28	Chronique des débits minimaux à la station de Portet-sur-Garonne sur la période 1910-2017 (Banque Hydro). Le débit moyen annuel est de $191 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.	62
Figure 1.29	Répartition mensuelle des crues à la station de Portet-sur-Garonne sur la période 1910-2017 (Banque Hydro).	63
Figure 1.30	Chronique des débits maximaux instantanés à la station de Portet-sur-Garonne sur la période 1910-2017 (Banque Hydro). Le débit moyen annuel est de $191 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.	63
Figure 1.31	Inventaire des travaux de stabilisation du chenal dans le département du Tarn-et-Garonne (modifié d'après Valette et al., 2014).	65
Partie 1 – Chapitre 3		
Figure 1.32	Schéma d'analyse multiscalaire (Photo SMEAG).	72
Figure 1.33	Echelles temporelles couvertes pour l'analyse des ajustements morphologiques de la moyenne Garonne et les facteurs de contrôle.	73
Figure 1.34	Synthèse de la démarche méthodologique et de l'articulation entre les différentes méthodes mises en œuvre et les résultats attendus afin de répondre aux objectifs.	75
Figure 1.35	Visuels des cartes utilisées pour l'analyse de l'évolution des largeurs du lit.	77
Figure 1.36	Exemple d'une plaquette préparée pour l'expérimentation.	85

Figure 1.37	Localisation des 16 plaquettes initialement mises en place sur le terrain (A) avec leur situation le long du profil d'implantation (B). Les plaquettes ont été placées dans différents contextes hydro-dynamiques : (C) hors d'eau, (D) en eau stagnante ou en écoulement calme et (E) en eau en écoulement rapide-turbulent.	86
Figure 1.38	Distribution granulométrique des sédiments de surface.	88
Figure 1.39	(A) Forme en sillon à l'intersection d'un transect symbolisé par le fil avec orientation de cette dernière. (B) Lever de la position d'une forme par DGPS.	90
Figure 1.40	Drone octorotor (Mickrokopter Octo XL) avec appareil photo numérique embarqué (Canon PowerShot G1 X mark II).	95
Figure 1.41	Chaîne de traitement générale pour la production d'orthophotos et de Modèles Numériques de Terrain sous Photoscan.	96
Figure 1.42	(A) Modèle ombragé, (B) modèle local de relief. Le bleu et le rouge représentent respectivement la topographie négative et positive.	97
Partie 2 – Chapitre 1		
Figure 2.1	Evolution de la largeur moyenne de la bande fluviale entre 1830 et les années 2000.	102
Figure 2.2	Evolution de la largeur de la bande fluviale de 1830 aux années 2000. Le nombre d'observation est de 129.	102
Figure 2.3	Evolution longitudinale des largeurs et du taux de contraction de bande fluviale.	102
Figure 2.4	Evolution diachronique des bandes fluviales	104
Figure 2.5	Evolution des bandes fluviales entre 1830 et les années 2000. S1 : secteur 1, 23 observations ; S2 : secteur 2, 41 observations ; S3 : secteur 3, 33 observations ; S4 : secteur 4, 26 observations.	105
Figure 2.6	Variation de l'élévation du chenal entre 1830 et 1860.	109
Figure 2.7	Variation de l'élévation du chenal à hauteur de ponts entre 1920 et les années 1990s.	111
Figure 2.8	Variation de l'élévation du chenal entre les années 1960 et 1990.	112
Figure 2.9	Niveau de l'eau à l'étiage aux stations de (A) Portet-sur-Garonne et (B) Verdun-sur-Garonne (Banque Hydo). La ligne grise représente une moyenne mobile calculée sur 3 ans.	114
Figure 2.10	Proportion de la couverture alluviale par rapport à la superficie totale du chenal entre 1998 et 2006 (modifié d'après Delmouly et al., 2007).	115
Figure 2.11	Proportion d'affleurement molassique par rapport à la superficie totale du chenal par tronçon de 1 km en 2006 (d'après Delmouly et al., 2007).	115
Figure 2.12	Proportion d'affleurement molassique par rapport à la superficie totale du chenal par tronçon de 1 km en 2006 (d'après Delmouly et al., 2007). Les photographies proviennent du SMEAG.	116
Figure 2.13	Evolution des précipitations annuelles de 1875 à 2015 à Toulouse (Météo France). La ligne rouge en pointillés correspond à une tendance par ajustement linéaire.	118
Figure 2.14	Evolution des températures moyennes annuelles de l'air de 1927 à 2015 à Toulouse (Météo France). La ligne rouge en pointillés correspond à une tendance par ajustement linéaire.	118
Figure 2.15	Nombre d'inondations recensées dans les Pyrénées entre 1500 et 2000 (Antoine, 2009).	119

Liste des figures

Figure 2.16	Crues majeures recensées dans les Pyrénées entre 1500 et 2000 (Antoine, 2009).	119
Figure 2.17	Hauteur d'eau des crues de plus de 3 m enregistrées à Toulouse depuis le XVIII ^e siècle (Banque Hydro ; Voies Navigables de France). FDR : régime dominé par les crues ; DDR : régime dominé par les étiages (Erskine et Warner, 1998).	120
Figure 2.18	Evolution par décennie du nombre de jours où le débit est supérieur au débit de fréquence 1,5 an à la station de Portet-sur-Garonne.	120
Figure 2.19	Evolution par décennie du nombre de crues où le débit est supérieur au débit de fréquence 1,5 an à la station de Portet-sur-Garonne.	120
Figure 2.20	Répartition mensuelle des crues où le débit est supérieur au débit de fréquence 1,5 an à la station de Portet-sur-Garonne.	121
Figure 2.21	Chronique des débits maximaux instantanés de crue à la station de Portet-sur-Garonne (Banque Hydro). La ligne orange en pointillés correspond à une tendance par ajustement linéaire.	122
Figure 2.22	Evolution des débits de crue pour différents temps de retour par période de 20 ans à la station de Portet-sur-Garonne. Les valeurs sont calculées à partir des débits maximaux instantanés de crue.	122
Figure 2.23	Evolution de l'occupation du sol entre 1870 et 2010 dans les départements de l'Ariège et de la Haute-Garonne (Statistique Faré-Mathieu et Daubrée, cadastre, inventaire forestier national, annuaire statistique de la France, statistique agricole annuelle, recensement agricole).	124
Figure 2.24	Evolution du cheptel (<i>i.e.</i> ovins et bovins) entre 1870 et 2010 dans les départements de l'Ariège et de la Haute-Garonne (Annuaire statistique de la France).	124
Figure 2.25	Végétalisation d'un versant par les services RTM (arbres en vert foncé), dans le Vicdessos en Pyrénées Ariégeoise (Bonnet, 1986).	125
Figure 2.26	Barrage dont le but est de stabiliser le profil en long du torrent et de stopper le phénomène d'érosion régressif, dans le Vicdessos en Pyrénées Ariégeoise (Bonnet, 1986).	125
Figure 2.27	Evolution du nombre de barrage mis en service sur la Garonne amont et ses affluents entre 1880 et 2000 (Comité Français des Barrages et Réservoirs).	126
Figure 2.28	Evolution du chenal sous l'effet de la mise en place d'un barrage mobile dans le secteur de Cazères sur la Garonne amont entre (A) 1962 et (B) 1993 (IGN). Les deux photographies présentent des débits relativement proches qui sont respectivement de 128 m ³ .s ⁻¹ et 103 m ³ .s ⁻¹ .	126
Figure 2.29	Evolution des aménagements de la moyenne Garonne à partir de 1950 (DDT 31 et 82).	129
Figure 2.30	Coupes transversales d'ouvrages : (A) protection linéaire de berge, (B) barrage de bras vifs, (C) épi, (D) digue et tenon (DDT 82).	131
Figure 2.31	Localisation des berges stabilisées et des différentes tranches de travaux réalisées entre 1960 et 1984 en Tarn-et-Garonne (modifié d'après Valette, 2002).	132
Figure 2.32	Extraction de granulats dans les années 1970 par fosse immergée à l'aide d'une dragline dans les environs de Mas-Grenier (A) et par décapage d'un atterrissement à l'aide d'une pelle mécanique à Ondes (B) (DDT 82 et 31).	134
Figure 2.33	Localisation des atterrissements exploités entre 1960 et 1985 et estimation du tonnage extrait à partir des documents officiels.	135

Figure 2.34	Recensement du nombre d'atterrissement soumis à exploitation dans le département du Tarn-et-Garonne entre 1962 et 1985 (DDT 82). La ligne en pointillé représente la moyenne des atterrissements exploités sur la période.	137
Figure 2.35	Quantités de granulats prélevées dans le lit mineur. Dans le département du Tarn-et-Garonne les quantités sont en lacune entre 1965 et 1971 (actualisé et modifié d'après Beaudelin, 1989).	137
Figure 2.36	Relation entre la quantité de granulats prélevés et le nombre d'atterrissements exploités. La période considérée va de 1975 à 1985.	138
Figure 2.37	Part des extractions provenant du lit mineur par rapport à la production totale de granulats dans le département du Tarn-et-Garonne et nombre d'autorisation délivrées pour l'ouverture de carrières en site terrestre (DDT 82).	140
Partie 2 – Chapitre 2		
Figure 2.38	Cartographie de l'évolution des différentes unités morpho-sédimentaires composant le lit mineur de 1958 à 2010.	143
Figure 2.39	Évolution du site de Portet-sur-Garonne de 1958 à 2010 (IGN).	143
Figure 2.40	(A) Débit maximal instantané de crue. (B) Evolution de la surface du lit mineur. (C) Evolution annuelle des hauteurs d'eau à l'étiage. La ligne grise représente une moyenne mobile de 3 ans. Les pointillés correspondent à l'année à laquelle la station a été déplacée. (D) Evolution de la surface relative des unités géomorphologiques par rapport à la surface totale du lit mineur. AF : affleurement ; AFI : affleurement immergé ; ATN : atterrissement nu ; ATVN : atterrissement à végétation naissante ; ATVM : atterrissement à végétation mature.	147
Figure 2.41	Représentation schématique de la réponse fluviale et des ajustements morphologiques. Δ : variation ; Ql : débit liquide ; Qs : débit solide ; l : largeur ; p : profondeur.	148
Figure 2.42	Atterrissements localisés (A) dans la partie aval et (B) dans la partie amont du secteur de Portet-sur-Garonne vers 1920 (Observatoire des Paysages de la Garonne).	149
Figure 2.43	Photographies du lit de la Garonne à hauteur de l'ancien pont détruit après la crue de 1875, vers 1920 (A) et 2011 (B) puis à hauteur du bac vers 1920 (C) et 2013 (D). La photographie (C) montre l'ancienne confluence Garonne-Ariège, cette dernière se trouvant à gauche (Observatoire des Paysages de la Garonne).	150
Figure 2.44	Photographie du secteur en 1958 montrant le déplacement vers l'amont de la confluence Ariège-Garonne qui s'est produit en 1940 (IGN).	150
Figure 2.45	Cartographie de l'évolution des différentes unités morpho-sédimentaires composant le lit mineur de 1958 à 2010.	153
Figure 2.46	Évolution du site de Beauzelle entre 1958 et 2010 (IGN).	154
Figure 2.47	(A) Débit maximal instantané de crue. (B) Evolution de la surface du lit mineur. (C) Evolution verticale moyenne du chenal. Les pointillés représentent une tendance mais non quantifiée. (D) Evolution de la surface relative des unités géomorphologiques par rapport à la surface totale du lit mineur. AF : affleurement ; AFI : affleurement immergé ; ATN : atterrissement nu ; ATVN : atterrissement à végétation naissante ; ATVM : atterrissement à végétation mature.	158
Figure 2.48	Représentation schématique de la réponse fluviale et des ajustements morphologiques. Δ : variation ; Ql : débit liquide ; Qs : débit solide ; l : largeur ; p : profondeur.	159

Liste des figures

Figure 2.49	Cartographie de l'évolution des différentes unités morpho-sédimentaires composant le lit mineur de 1960 à 2010.	162
Figure 2.50	Evolution du site de Grenade de 1960 à 2010 (IGN).	163
Figure 2.51	(A) Débit maximal instantané de crue. (B) Evolution de la surface du lit mineur. (C) Evolution de la surface relative des unités géomorphologiques par rapport à la surface totale du lit mineur. AF : affleurement ; AFI : affleurement immergé ; ATN : atterrissement nu ; ATVN : atterrissement à végétation naissante ; ATVM : atterrissement à végétation mature.	165
Figure 2.52	Représentation schématique de la réponse fluviale et des ajustements morphologiques. Δ : variation ; Ql : débit liquide ; Qs : débit solide ; l : largeur ; p : profondeur.	166
Figure 2.53	Localisation des sites d'extraction dans les années 1970. La photographie aérienne date de 1976 (IGN).	167
Partie 2 – Chapitre 3		
Figure 2.54	Évolution simplifiée des ajustements hydro-morphologiques de la moyenne Garonne toulousaine et des facteurs de contrôle associés. (A) Ajustements du chenal. (B) Facteurs de contrôle anthropiques. (C) Facteurs de contrôle hydro-climatique.	171
Figure 2.55	Représentation schématique de l'évolution temporelle de la moyenne Garonne. Les tirets représentent des hypothèses établies sur la base de la chronologie des différents forçages identifiés. ΔQl : débit liquide ; ΔQs : débit solide ; ΔL : largeur du lit ; ΔZ : fond du lit.	176
Figure 2.56	Synthèse des ajustements hydro-géomorphologiques sous l'effet de forçages naturels et anthropiques et impacts sur le milieu. Qs : débit solide ; Ql : débit liquide ; Qc : débit de crue ; S : sinuosité ; P : pente ; ω : puissance spécifique ; τ : force tractrice ; ΔL : variation de la largeur du chenal ; ΔZ : variation altitudinale du fond du chenal ; \nearrow : augmentation ; \searrow : diminution.	177
Figure 2.57	Schéma synthétique de la chronologie des extractions de granulats et des ajustements morphologiques pour différents cours d'eau de France (Fr), d'Italie (It), d'Espagne (Es) et de Pologne (Po).	181
Partie 3 – Chapitre 1		
Figure 3.1	Image aérienne du seuil de Portet-sur-Garonne. Le débit au moment de la prise de vue est de $51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne.	187
Figure 3.2	Profil en travers du lit moyen de la Garonne au niveau du seuil.	188
Figure 3.3	Alternance de niveaux indurés marno-calcaire en gris et tendres marno-sableux en ocre dans la molasse stampienne. La photo présente la bordure de seuil en rive gauche le long du chenal central (Fig. 3.2)	189
Figure 3.4	Photo du seuil en période de hautes eaux moyennes. La flèche bleue représente la direction d'écoulement principal du chenal central et le sens de l'écoulement. Les flèches rouges représentent l'écoulement oblique par rapport au chenal central lors de la mise en eau du seuil pendant une crue. Ainsi se forment des rapides entraînant un affouillement de la bordure du seuil (Fig. 3.3). Le débit au moment de la prise de vue est de $117 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne.	189
Figure 3.5	Photographies aériennes du site de Portet-sur-Garonne en 2010. (A) zone amont ; (B) zone médiane avec seuil ; (C) zone aval. (SMEAG).	190

Liste des figures

Figure 3.6	Cartographie géomorphologique du site de Portet-sur-Garonne.	191
Figure 3.7	Image aérienne du seuil de Beauzelle. Le débit au moment de la prise de vue est de $51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne.	191
Figure 3.8	Photographies aériennes du site de Beauzelle en 2010. (A) zone amont et médiane avec seuil ; (B) zone aval (SMEAG).	193
Figure 3.9	Profil en travers du lit moyen de la Garonne au niveau du seuil.	194
Figure 3.10	Photographie du seuil de Beauzelle vu de l'aval vers l'amont, montrant les différents paliers et lignes de rupture de pente.	194
Figure 3.11	Cartographie géomorphologique du site de Beauzelle.	195
Figure 3.12	Image aérienne du seuil de Grenade. Le débit au moment de la prise de vue est de $51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Portet-sur-Garonne. Préciser sur la figure le sens d'écoulement de l'eau.	196
Figure 3.13	Profil en travers du lit moyen de la Garonne au niveau du seuil.	198
Figure 3.14	Profil en long en bordure amont du seuil perpendiculaire au chenal, côté rive gauche, montrant la situation en « marche » d'une hauteur avoisinant 1 m liée à une érosion différentielle entre niveaux résistant et tendre.	198
Figure 3.15	Photographie de l'amont du seuil de Grenade en 2016. Les lignes en pointillés rouge représentent les ruptures de pente entre couches résistante et tendre. Radiers et rapides sont signalés par des flèches orange et noire respectivement.	198
Figure 3.16	Cartographie géomorphologique du site de Grenade.	199
Figure 3.17	Effectifs des formes d'érosion par site.	202
Figure 3.18	Typologie des trous d'eau simple. (A) circulaire ; (B) ovale ; (C) en spirale avec sillon contre la paroi formant un surplomb ; (D) conique avec ré-augmentation du diamètre en partie inférieure format un surplomb ; (E) naissant de forme ovale ; (F) ovale avec bosse centrale.	204
Figure 3.19	Typologie des trous d'eau avec sillon. (A) avec sillon allongé et quasi rectiligne en entrée ; (B) avec sillon large en sortie ; (C) ouvert avec sillon court.	205
Figure 3.20	Typologie des trous d'eau composites. (A) avec sillons internes ; (B) avec sillons horizontaux à bords arrondis faiblement marqués ; (C) hiérarchique avec trou d'eau secondaire perché et en fond de forme primaire ; (D) complexe.	206
Figure 3.21	Typologie des trous d'eau avec rupture. (A) isolé en bord de chenal d'écoulement ; (B) coalescent avec reliques d'anciennes parois et structures secondaires en forme de sillon ; (C) coalescent en ligne de crête.	207
Figure 3.22	Typologie des sillons courts. (A) droit ; (B) courbé.	208
Figure 3.23	Typologie des sillons à faces parallèles. (A) droit fermé ; (B) courbé ouvert ; (C) sinueux ouvert ; (D) divergent avec un sillon se scindant successivement pour former trois sillons ; (E) convergent avec un ensemble de trois sillons n'en formant plus qu'un ; (F) avec dépressions régulières (sillon gauche) ; (G) en chute avec chenal d'écoulement principal en contre bas.	210
Figure 3.24	Typologie des sillons composites à faces parallèles. (A) régulier (sillon central) ; (B) irrégulier.	211
Figure 3.25	Typologie des sillons expansifs. (A) en entonnoir ; (B) bulbeux.	212
Figure 3.26	Typologie des flûtes. (A) large ; (B) étroite ; (C) avec arrête centrale ; (D) avec surplomb et large ; (E) avec structures secondaires externes et en échelon ; (F) jumelée avec arrête centrale.	213

Liste des figures

Figure 3.27	Typologie des flaques. (A) simple ; (B) multilobée.	214
Figure 3.28	Typologie des dépressions. (A) simple ; (B) multilobée avec structure interne ; (C) multilobée.	215
Figure 3.29	Typologie des formes échancrées. (A) en entonnoir à bords régulier ; (B) effilée bords sinueux.	216
Figure 3.30	Typologie des formes positives. (A) convexe elliptique ; (B) convexe effilée.	217
Figure 3.31	Typologie des formes ondulées. (A) formes ondulées longitudinales formant des cannelures ; (B) formes bosselées non-directionnelle.	217
Figure 3.32	Typologie des formes liées à la dissolution. (A) fosses circulaires peu profondes ; (B) fosses allongées ; (C) assemblage de micros sillons ; (D) fosse coalescente allongée.	219
Figure 3.33	Typologie des formes concaves avec surplomb sur surface verticale. (A) en alcôve ; (B) en sillon courbé ; (C) en porte-à-faux horizontal.	220
Figure 3.34	Exemple de trous d'eau dont l'ouverture est circulaire (A) et elliptique (B). La longueur du nord est de 16 cm.	221
Figure 3.35	Relation entre rayon (R) et profondeur (Z) avec droite d'ajustement de type puissance.	224
Figure 3.36	Distribution théorique avec trajectoire d'évolution (flèche) dans le cas de figure où les trous d'eau disparaissent lors de l'abaissement du lit (<i>i.e.</i> incision). La profondeur des trous d'eau diminuerait et leur approfondissement cesserait tandis que le rayon pourrait continuer à augmenter (d'après Springer et al., 2006).	225
Figure 3.37	Orientation des formes en sillon. L'unité principale est de 5.	227
Figure 3.38	Relation entre longueur (Lo) et largeur (La) avec droite d'ajustement de type puissance.	229
Figure 3.39	Carte de densité avec maillage de 10 m x 10 m (haut) et de 15 m x 15 m (bas). L'écoulement se fait de l'ouest vers l'est.	231
Figure 3.40	Carte d'altitude (A) et modèle de relief local (B) avec en arrière-plan un modèle d'ombrage.	232
Figure 3.41	Schéma représentant la variabilité spatiale de l'écoulement sur le site de Portet-sur-Garonne.	232
Figure 3.42	Carte de densité pour chaque catégorie de formes avec maillage de 15 m x 15 m. L'écoulement se fait de l'ouest vers l'est.	235
Figure 3.43	Carte de densité avec maillage de 10 m x 10 m (gauche) et de 15 m x 15 m (droite). L'écoulement se fait du sud-est vers le nord-ouest.	236
Figure 3.44	Carte d'altitude (A) et modèle de relief local (B) avec en arrière-plan un modèle d'ombrage.	237
Figure 3.45	Schéma représentant la variabilité spatiale de l'écoulement sur le site de Beauzelle.	238
Figure 3.46	Carte de densité pour chaque catégorie de formes avec maillage de 15 m x 15 m. L'écoulement se fait du sud-est vers le nord-ouest.	240
Figure 3.47	Carte de densité avec maillage de 10 m x 10 m (gauche) et de 15 m x 15 m (droite). L'écoulement se fait du sud vers le nord.	241
Figure 3.48	Carte d'altitude (A) et modèle de relief local (B) avec en arrière-plan un modèle d'ombrage.	242
Figure 3.49	Schéma représentant la variabilité spatiale de l'écoulement sur le site de Grenade.	243

Figure 3.50	Carte de densité pour chaque catégorie de formes avec maillage de 15 m x 15 m. L'écoulement se fait du sud vers le nord.	245
Partie 3 – Chapitre 2		
Figure 3.51	(A) et (B) Localisation des 16 plaquettes analysées selon différents contextes. Les points bleus représentent les plaquettes en eau et en gris celles qui sont à l'air libre. (C) Plaquette hors d'eau. (D) Plaquette en écoulement calme. (E) Plaquette en écoulement rapide.	252
Figure 3.52	Chronique des débits journaliers à la station de Portet-sur-Garonne (Banque Hydro). Les pointillés rouges représentent la période durant laquelle les plaquettes ont été retirées du terrain pour traitement en laboratoire. P1 : période 1 ; P2 : période 2.	253
Figure 3.53	Nombre de jours passés sur le terrain et durée d'immersion estimée. Les nombres au-dessus des histogrammes représentent la part d'immersion en pourcentage.	253
Figure 3.54	Chronique des précipitations journalières (A) et des températures (B) à la station Blagnac (Météo France). Les pointillés rouges représentent la période durant laquelle les plaquettes ont été retirées du terrain pour traitement en laboratoire. P1 : période 1 ; P2 : période 2.	254
Figure 3.55	Valeurs de perte de masse (A) et d'ablation (B) pour l'ensemble des deux périodes. la ligne en pointillés gris représente la moyenne.	255
Figure 3.56	Profils en travers au niveau du seuil, à partir desquels l'incision a été estimée (DDT 31).	258
Figure 3.57	Photo représentant le niveau initial de la molasse (pointillés blancs) une fois mise à nue par décapage de la charge alluviale. L'altitude mesurée sert de niveau de référence (T_0) pour l'estimation de l'incision.	258
Figure 3.58	(A) Désagrégation de la molasse avec production de fragments (<i>i.e.</i> nodules) de taille millimétrique à centimétrique s'accumulant en pied de forme pour constituer de petits « tabliers d'éboulis » (pointillés blancs) facilement mobilisables lors de crues de faible intensité. (B) Phénomène de desquamation par écaillage superficiel de la molasse par plaques d'épaisseur millimétrique sous l'effet de l'humidification/dessiccation. (C) et (D) Formation de dépôts de sédiments fins et grossiers issus de dégradation chimique et mécanique de la molasse. Photo prises à Grenade en juillet 2017.	260
Figure 3.59	Valeurs de perte de masse par classe de situation sur le terrain. HE : hors d'eau ; ES : eau stagnante ; EC : eau courante ; ET : eau courante turbulente.	261
Figure 3.60	Dégradation de la plaquette 13 par dissolution (<i>i.e.</i> en surface et sous forme de puits) et par effet mécanique avec rupture d'un morceau au niveau d'une fissure. (A) état initial à t_0 et (B) état final à t_{+2} .	262
Figure 3.61	Dégradation de la plaquette 8. (A) Etat initial à t_0 et (B) état final t_{+2} .	262
Figure 3.62	Présence d'une fissure ayant entraîné la rupture en deux parties de la plaquette 5. (A) état initial à t_0 et (B) état final à t_{+1} .	262
Figure 3.63	Différence de porosité entre plaquettes dans leur état initial à t_0 . (A) Plaquette 7, (B) plaquette 16 et (C) plaquette 21.	263
Partie 3 – Chapitre 3		
Figure 3.64	Hydrogramme des débits journaliers à la station limnimétrique de Portet-sur-Garonne entre le juin 2016 et septembre 2017 (Banque Hydro).	265

Liste des figures

Figure 3.65	Distance parcourue des traceurs en fonction de leur diamètre.	268
Figure 3.66	Mobilité des traceurs en fonction de la granulométrie et de la distance de transport.	268
Figure 3.67	Distance parcourue des traceurs en fonction de leur poids.	269
Figure 3.68	Fréquences des distances parcourues par les traceurs.	269
Figure 3.69	Mobilité et trajectoire des traceurs à Portet-sur-Garonne.	270
Figure 3.70	Photographie du seuil de Portet-sur-Garonne en période de hautes eaux. La flèche bleue représente le chenal et le sens de l'écoulement et les flèches noires représentent l'écoulement oblique par rapport au chenal lors de la mise en eau du seuil pendant une crue (Photo personnelle).	271
Figure 3.71	Mobilité et trajectoire des traceurs à Beauzelle.	271
Figure 3.72	Mobilité et trajectoire des traceurs à Grenade.	273
Figure 3.73	Exemple de surface à forte rugosité liée à la présence de nombreuses formes d'érosion (<i>i.e.</i> trou d'eau, sillon, forme ondulée, etc.) sur le site de Grenade.	276
Figure 3.74	Photographies aériennes de 2010 des sites à l'étiage de (A) Portet-sur-Garonne, (B) Beauzelle et (C) Grenade (IGN).	277
Figure 3.75	(A) Photographie aérienne du seuil de Beauzelle en 2010 (IGN). (B) Profil en travers montrant la dissymétrie du chenal au niveau du seuil (DDT 31). (C) Photographie montrant le dévers entre la rive droite et la rive gauche vu de l'aval vers l'amont (Photo personnelle). (D) Photographie montrant l'armurage du fond des chenaux secondaires présent sur le seuil (Photo personnelle). (E) Photographie du seuil vue depuis l'aval (Photo personnelle).	278
Partie 3 – Chapitre 4		
Figure 3.76	Schéma simplifié de la configuration des sites de Portet-sur-Garonne et Grenade. Be. Berge ; Pl. plat lentique ; Rad. Radier ; Rap. Rapide ; Fd. Fosse de dissipation ; Aff. Affleurement rocheux ; Cg. Chenal en gorge ; Bc. Banc de galets.	281
Figure 3.77	Schéma simplifié de la configuration du site de Beauzelle. Be. Berge ; Pl. plat lentique ; Rad. Radier ; Rap. Rapide ; Fd. Fosse de dissipation ; Aff. Affleurement rocheux ; Cg. Chenal en gorge ; Bc. Banc de galets.	282
Figure 3.78	Exemple du site de Grenade sur lequel des atterrissements (flèches) sont observés le long du tronçon (Google Earth).	289
Conclusion générale		
Figure 4.1	Schéma conceptuel de l'évolution des seuils rocheux d'après une vue en travers.	296
Figure 4.2	Schéma conceptuel de l'évolution des seuils rocheux d'après une vue longitudinale.	296



Liste des tableaux

Partie 1 – Chapitre 1

Tableau 1.1	Relations empiriques entre les variables de contrôle et de réponse (Schumm, 1977). Ql : débit liquide ; Qs : débit solide, w : largeur du chenal ; d : profondeur du chenal ; s : pente du chenal ; λ : longueur d'onde des méandres ; S : sinuosité du chenal, + : augmentation ; - : diminution ; +/- : en équilibre.	21
Tableau 1.2	Synthèse des valeurs d'incision observées pour plusieurs cours d'eau français.	37

Partie 1 – Chapitre 2

Tableau 1.3	Données caractéristiques du régime de la Garonne (Banque Hydro). Q _{ma} : débit moyen annuel ; Q _{sp} : débit spécifique.	55
Tableau 1.4	Faciès présents dans les molasses palustres (LRPCT, 2007).	58
Tableau 1.5	Caractéristiques géomorphologiques de la moyenne Garonne toulousaine. L : longueur ; SI : indice de sinuosité ; RC _m : rayon de courbure moyen de méandre ; LOM : longueur d'onde moyenne de méandre ; ω : puissance spécifique ; S _m : pente moyenne ; W _m : largeur moyenne ; Z _m : profondeur moyenne.	60
Tableau 1.6	Caractéristiques hydrologiques de la moyenne Garonne toulousaine (Banque Hydro). Q _m : module ; Q _{mna} : débit mensuel moyen sur une année hydrologique ; Q ₅ : débit instantané maximal de fréquence quinquennale ; Q ₁₀ : débit instantané maximal de fréquence décennale ; Q ₂₀ : débit instantané maximal de fréquence vicennale ; Q ₅₀ : débit instantané maximal de fréquence cinquantennale ; Q ₁₀₀ : débit instantané maximal de fréquence centennale ; Q _{sp} : débit spécifique.	62

Partie 1 – Chapitre 3

Tableau 1.7	Valeurs d'incision estimées le long de la moyenne Garonne toulousaine (d'après Steiger et al., 2000). Les valeurs kilométriques ont été modifiées pour correspondre au système kilométrique utilisé pour dans le cadre de la thèse. 1- Lalanne-Bertoudicq et al., 1989 ; 2- Beaudelin, 1989 ; 3- Steiger et Gazelle, 1994.	67
Tableau 1.8	Caractéristiques des cartes utilisées pour la détermination des largeurs de la moyenne Garonne (d'après David et al, 2015). L'astérisque correspond à la carte ayant servi de référentiel pour le géoréférencement des cartes anciennes.	76
Tableau 1.9	Liste et caractéristiques des profils en long utilisés. PL : profil en long ; PT : profil en travers ; He : hauteur d'eau ; Fd : fond. Les sources des données sont les suivantes : (1) anonyme, (2) Ponts et Chaussées, (3) Données établies par les Grandes Forces Hydrauliques à partir desquelles le fond du lit a été reconstitué par Lalanne-Bertoudicq et al (1989), (4-5-6-7-9) Direction Départementale des Territoires du Tarn-et-Garonne, (8) source inconnue, (10-11-12) Direction Départementale des Territoires de Haute-Garonne, (13) Electricité de France, Direction Départementale de l'Équipement de Haute-Garonne et du Tarn-et-Garonne, (14-15-16-17-18) Géomètres Aturins.	79
Tableau 1.10	Caractéristiques des stations limnimétriques présentes sur le linéaire étudié.	80
Tableau 1.11	Informations sur les photographies aériennes (IGN). NB : noir et blanc ; C : couleur ; PC : point de contrôle ; RMSE : erreur quadratique moyenne.	81

Liste des tableaux

Tableau 1.12	Inventaire des données hydro-climatiques utilisées.	83
Tableau 1.13	Documents pour l'analyse de l'évolution de l'occupation du sol.	83
Tableau 1.14	Distribution granulométrique des sédiments de surface. N : taille de l'échantillon.	88
Tableau 1.15	Caractéristiques des traceurs mis en place sur le terrain.	89

Partie 2 – Chapitre 1

Tableau 2.1	Evolution de la largeur de la bande fluviale par période.	101
Tableau 2.2	Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 1.	106
Tableau 2.3	Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 2.	106
Tableau 2.4	Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 3.	107
Tableau 2.5	Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 4.	108
Tableau 2.6	Evolution de la largeur de la bande fluviale par période en secteur 5.	108
Tableau 2.7	Variation de l'élévation du chenal à hauteur de ponts entre 1860 et 1920. Les valeurs sont calculées à partir du fond du chenal.	110
Tableau 2.8	Variation de l'élévation du chenal à hauteur de ponts entre 1920 et 2010. Les valeurs sont calculées à partir du fond du chenal ¹ et de la ligne d'eau à l'étiage ² . Les valeurs avec un astérisque proviennent de Lalanne-Bertoudicq et al. (1989).	113
Tableau 2.9	Répartition des différents types d'actions (d'après Valette, 2002).	127
Tableau 2.10	Volume de matériau mobilisé pour la fixation du lit en Tarn-et-Garonne (DDT 82). 1. Limite Haute-Garonne à Verdun-sur-Garonne ; 2. Verdun-sur-Garonne à Mas-Grenier ; 3. Mas-Grenier à Saint-Cassian ; 4. Saint-Cassian à Cordes-Tolosannes ; 5. Cordes-Tolosannes à Belleperche ; 6. Belleperche à Saint-Nicolas-de-la-Grave.	131

Partie 2 – Chapitre 2

Tableau 2.11	Evolution de la surface totale du lit mineur entre 1958 et 2010.	141
Tableau 2.12	Evolution de la surface relative (%) des unités morphologiques et sédimentaires de 1958 à 2010. AF : affleurement ; AFI : affleurement immergé ; ATN : atterrissement nu ; ATVN : atterrissement avec végétation naissante ; ATVM : atterrissement avec végétation mature ; SE : surface en eau.	142
Tableau 2.13	Evolution de la surface totale du lit mineur entre 1946 et 2010.	152
Tableau 2.14	Evolution de la surface relative (%) des unités morfo-sédimentaires de 1958 à 2010. AF : affleurement ; AFI : affleurement immergé ; ATN : atterrissement nu ; ATVN : atterrissement avec végétation naissante ; ATVM : atterrissement avec végétation mature ; SE : surface en eau.	152
Tableau 2.15	Volume des matériaux (m ³) prélevés dans le chenal d'après les données de la DDT 31.	156
Tableau 2.16	Evolution de la surface totale du lit mineur entre 1948 et 2010.	161
Tableau 2.17	Evolution de la surface relative (%) des unités morfo-sédimentaires de 1960 à 2010. AF : affleurement ; AFI : affleurement immergé ; ATN : atterrissement nu ; ATVN : atterrissement avec végétation naissante ; ATVM : atterrissement avec végétation mature ; SE : surface en eau.	161

Tableau 2.18	Tonnage des matériaux extraits dans le chenal d'après les données officielles (DDT 31).	167
Partie 3 – Chapitre 1		
Tableau 3.1	Synthèse de la typologie des formes observées.	201
Tableau 3.2	Effectifs des formes d'érosion par site.	202
Tableau 3.3	Caractéristiques géométriques des trous d'eau et granulométrie des particules présentes dans les formes. n : taille de l'échantillon ; RD : rive droite ; RG : rive gauche.	222
Tableau 3.4	Statistiques de la relation entre rayon et profondeur. n : taille de l'échantillon ; G : global ; RD : rive droite, RG : rive gauche.	223
Tableau 3.5	Caractéristiques géométriques des sillons et granulométrie des particules présentes dans les formes. n : taille de l'échantillon ; RD : rive droite ; RG : rive gauche.	226
Tableau 3.6	Statistiques de la relation entre longueur et largeur. n : taille de l'échantillon ; G : global ; RD : rive droite ; RG : rive gauche.	228
Tableau 3.7	Statistiques de la relation entre longueur et profondeur. n : taille de l'échantillon ; G : global ; RD : rive droite ; RG : rive gauche.	230
Tableau 3.8	Statistiques de la relation entre largeur et profondeur. n : taille de l'échantillon ; G : global ; RD : rive droite ; RG : rive gauche.	230
Tableau 3.9	Paramètres statistiques de l'indice de dispersion.	246
Tableau 3.10	Paramètres statistiques de l'indice de dispersion pour le site de Portet-sur-Garonne. Ag : distribution agrégative ; H ₀ acc : hypothèse H ₀ non rejetée ; H ₀ acc~ : hypothèse H ₀ non rejetée de manière certaine car tests divergents.	247
Tableau 3.11	Paramètres statistiques de l'indice de dispersion pour le site de Grenade. Ag : distribution agrégative ; H ₀ acc : hypothèse H ₀ non rejetée ; H ₀ acc~ : hypothèse H ₀ non rejetée de manière certaine car tests divergents.	247
Tableau 3.12	Paramètres statistiques de l'indice de dispersion pour le site de Beauzelle. Ag : distribution agrégative ; H ₀ acc : hypothèse H ₀ non rejetée ; H ₀ acc~ : hypothèse H ₀ non rejetée de manière certaine car tests divergents.	248
Tableau 3.13	Paramètres statistiques de l'indice de Morisita.	248
Partie 3 – Chapitre 2		
Tableau 3.14	Caractéristiques des débits (m ³ .s ⁻¹) journaliers (Banque Hydro). Nb jours : durée d'observation pour chaque période.	252
Tableau 3.15	Caractéristiques météorologiques à la station de Blagnac (Météo France).	253
Tableau 3.16	Valeurs de perte de masse et d'ablation pour l'ensemble des deux périodes.	255
Tableau 3.17	Valeurs de dénudation obtenues par l'utilisation de plaquettes de roche standardisées pour différents environnements.	256
Tableau 3.18	Comparaison entre les valeurs d'incision au droit d'ouvrages d'art obtenues le long de la Garonne à partir de la comparaison de données topographiques et la valeur obtenue à partir de plaquettes de roche.	257

Tableau 3.19	Caractéristiques climatiques et hydrologiques pour les années 2016 et 2017 (Météo France, Banque Hydro). Tmin-ex : température minimale extrême ; Tmax-ex : température maximale extrême ; Tmoy : température moyenne ; NJ<0°C : nombre de jours inférieurs à 0°C ; Pr : précipitation ; En : ensoleillement ; Qmoy : débit moyen ; Qmax-i : débit maximal instantané.	259
Partie 3 – Chapitre 3		
Tableau 3.20	Caractéristiques géométriques et hydrauliques des sites. S_m : section mouillée ; R_h : rayon hydraulique ; s : pente ; L_{pb} : largeur à plein bord ; Q_{pb} : débit à plein bord ; ω_{pb} : puissance spécifique à plein bord.	265
Tableau 3.21	Variation du coefficient de rugosité (n) et du débit en fonction de l'équation utilisée.	266
Tableau 3.22	Taux de retour et mobilité des traceurs. Nb P : nombre de particules équipées ; Pr : particules retrouvées ; Pm : particules mobiles ; D Pm : distance parcourue des particules mobiles ; σ : écart-type. Entre parenthèses est indiqué le nombre de traceurs correspondants. Le taux de retours des traceurs mobiles est calculé par rapport au nombre de traceurs retrouvés et non au total mis en place.	267
Tableau 3.23	Puissances spécifiques et forces tractrices lors de la crue du 8 février 2017. D_{50} : diamètre du galet ; s : pente ; He : hauteur d'eau ; ω : puissance spécifique ; τ_0 : force tractrice de fond ; τ_c : force tractrice critique.	275
Tableau 3.24	Mobilité et distance de transport des traceurs selon leur contexte d'injection.	276



Incision fluviale et transition d'une rivière alluviale vers une rivière à fond rocheux : formation et évolution des seuils molassiques de la moyenne Garonne toulousaine au cours du 20^e siècle.

La moyenne Garonne a vu sa morphologie et sa dynamique hydro-sédimentaire durant le XX^e siècle se modifier de manière significative, avec la contraction de la bande active et l'incision de son chenal. Cette thèse se propose d'analyser les ajustements verticaux du cours d'eau depuis 1830 et la dynamique d'évolution des seuils rocheux mis à l'affleurement sous l'effet de l'incision. L'étude se fonde sur une approche géohistorique et une approche de terrain, à trois échelles spatiales : (1) le linéaire de la moyenne Garonne, (2) trois tronçons et (3) les seuils inscrits dans les tronçons. A l'échelle du linéaire, trois phases d'ajustements sont identifiées : une première phase (1830-1860s) d'exhaussement ($1,9 \text{ cm.an}^{-1}$) et d'élargissement, une seconde phase (1860s-1920) d'aggradation ($3,2 \text{ cm.an}^{-1}$) et de contraction et une troisième phase (1920-2000s) d'incision ($2,6 \text{ cm.an}^{-1}$) et de contraction avec une accélération des processus d'incision ($3,6 \text{ cm.an}^{-1}$) et de contraction à partir des années 1960s. A l'échelle des tronçons, le rôle majeur des extractions de granulats est mis en évidence dans la mise à l'affleurement des seuils rocheux par érosion régressive et progressive et cela, de manière rapide durant les années 1970s. A l'échelle des seuils, la dégradation de la molasse montre qu'une fois dégagée de la charge alluviale, l'incision de la molasse reste active et que le cours d'eau poursuit son incision sans rupture majeure en termes de vitesse dans l'enchaînement entre les deux processus. Par ailleurs, l'étude des formes d'érosion dans la molasse a mis en évidence l'importance de la fusion de ces dernières dans l'érosion et l'évolution des seuils, ce qui tend à montrer que l'érosion verticale ne serait pas le facteur principal dans le développement des seuils rocheux. L'étude de la mobilité de la charge grossière montre que les seuils ne sont pas un obstacle à la mobilité des galets et sont transparents au transfert amont-aval.

Mots clés : *Garonne ; ajustements du chenal ; incision fluviale ; seuils rocheux ; extraction de granulats*

Fluvial incision and transition from alluvial channel to bedrock channel: formation and evolution of the molassic knickpoints of the middle Garonne River during the 20th century.

The middle Garonne River has seen its morphology and hydro-sedimentary dynamics change significantly during the 20th century, resulting in channel narrowing and incision. This thesis proposes to analyze the vertical adjustments of the river since 1830 and the dynamics of the evolution of the knickpoints released from the alluvial cover under the effect of the incision. The study is based on a geohistorical and field approach, at three spatial scales: (1) the length of the middle Garonne, (2) three sections and (3) the knickpoints present at each section. At the linear scale, three phases of adjustments are identified: a first phase (1830-1860s) of aggradation (1.9 cm.an^{-1}) and widening; a second phase (1860-1920) of aggradation (3.2 cm.an^{-1}) and narrowing; then a third phase (1920-2000s) of incision (2.6 cm.an^{-1}) and narrowing with an acceleration of the incision (3.6 cm.an^{-1}) and narrowing from the 1960s. At the section scale, the major role of in-stream mining has been highlighted with regard to the outcropping of knickpoints by regressive and progressive erosion operating rapidly during the 1970s. At the scale of the knickpoints, the degradation of the molasse shows that once the alluvial cover is released, the incision remains active and the river continues its incision without major break in terms of speed between the two processes. Furthermore, the study of the erosion forms in the molasse highlights the importance of the fusion of the forms for the erosion and the evolution of the knickpoints, and tends to show that vertical erosion would not be the main factor for the development of the knickpoints. The mobility of the coarse load has also shown that the knickpoints are not an obstacle to the mobility of the pebbles during downstream transfer.

Keywords : *Garonne River ; channel adjustments ; fluvial incision ; knickpoints ; in-stream mining*