



HAL
open science

La torrentialité dans les Pyrénées centrales : évolution depuis la fin du Petit Age Glaciaire, spécificités et dynamiques géomorphologiques actuelles

Johann Blanpied

► To cite this version:

Johann Blanpied. La torrentialité dans les Pyrénées centrales : évolution depuis la fin du Petit Age Glaciaire, spécificités et dynamiques géomorphologiques actuelles. Géographie. Université Toulouse le Mirail - Toulouse II, 2019. Français. NNT : 2019TOU20096 . tel-03199504

HAL Id: tel-03199504

<https://theses.hal.science/tel-03199504>

Submitted on 15 Apr 2021

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

En vue de **l'obtention** du

DOCTORAT DE **L'UNIVERSITÉ** DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse - Jean Jaurès

Présentée et soutenue par :

Johann BLANPIED

le 5 décembre 2019

Titre :

La torrentialité dans les Pyrénées centrales : évolution depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, spécificités et dynamiques géomorphologiques actuelles

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED TESC : Environnement et sociétés

Unité de recherche :

GEODE - UMR 5602 CNRS/UT2J

Directeurs de Thèse :

Jean-Marc Antoine - Maître de conférences - Université Toulouse Jean Jaurès (Directeur)

Jean-Michel Carozza - Professeur des Universités - Université de La Rochelle (Co-directeur)

Jury :

Laurent Astrade - Maître de conférences - Université Savoie Mont Blanc (Examineur)

Nathalie Carcaud - Professeur des Universités - AgroCampus Ouest, Angers (Rapporteure)

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

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

Remerciements

C'est avec grand plaisir que je me retourne pour regarder ces années de thèse et voir toutes les personnes ou structures qui ont contribué, de près ou de loin, à ce projet scientifique et universitaire. A tous, je vous dis simplement et sincèrement merci.

En premier, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mes deux encadrants Jean-Marc Antoine et Jean-Michel Carozza pour m'avoir fait confiance dans la réalisation de ce projet, Jean-Marc et sa connaissance sans faille du massif pyrénéen, sa disponibilité ; Jean-Michel pour ses conseils avisés et pertinents. Leurs suivis ont été précieux, bienveillants et complémentaires.

Ce projet n'aurait pas été possible sans le soutien financier de l'Université Toulouse Jean Jaurès, du laboratoire GEODE et de la région Occitanie, pour la bourse CDU et le programme DYNHAPYR, je leur adresse donc mes remerciements.

Cette thèse est issue de traitements de montagnes de données et d'informations acquises auprès de différentes personnes et structures que je remercie grandement : EDF, le service RTM, les Archives Départementales de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées, Ségolène Duchêne, chargée de mission Rivières à la Communauté de Communes Pyrénées Haut Garonnaises.

J'adresse également des remerciements appuyés :

- Au syndicat de bassin du Pays de Lourdes et des Vallées des Gaves et surtout à Rabab Yassine avec qui on partage les sédiments du gave de Pau, l'expérience du doctorat et accessoirement quelques données. Nos discussions ont toujours été un plaisir ;
- A l'Association Agréée de Pêche et de Protection du Milieu Aquatique (AAPPMA) de Bagnères-de-Luchon et surtout Daniel Estrade pour son intérêt vis-à-vis de mes travaux, l'organisation du colloque Scientifario et ses articles dans Point Rouge ;
- Au laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET) et surtout Lucia Seoane, Muriel Llubes et leur stagiaire Thiocary Hamadoun pour la mise à disposition du matériel de tomographie et de gravimétrie, le traitement des données et l'agréable moment passé sur le terrain ;
- A Hugues Barcet, Thomas Houet, Gilles Casonato et Eric Maire, actuels ou anciens membres du laboratoire GEODE, pour l'acquisition de données drone ;
- A Jean-Paul Métaillé pour ses photographies anciennes du massif.

Par ailleurs, je tiens à remercier deux personnes qui ont toujours fait de mon séjour en Pays Toy, un moment agréable. Yannick Lafon dont l'accueil à la Grange aux Bois a toujours été excellent et M.Soulet pour son accueil, l'accès à son terrain et sa gentillesse.

Un grand merci également à Frédérique Billoret d'avoir accepté de prendre de son temps pour rendre la lecture plus agréable de ce manuscrit.

Ces années passées à l'Université Toulouse Jean Jaurès et au laboratoire GEODE ont vu de nombreuses personnes contribuer à cette expérience. Je remercie l'équipe enseignante du département de Géographie et son ancien directeur Jean-Marc Antoine de m'avoir permis de faire deux ans de monitorat et de poursuivre en 2019/2020 avec un poste d'ATER. Enseigner a été, est et sera, je l'espère, toujours un plaisir.

Je remercie le laboratoire GEODE pour son accueil, les moyens mis à disposition des doctorants et plus globalement tous les membres du laboratoire dont :

- Sandrine et Emilie et leur bonne humeur. Elles ont toujours été réceptive à mes histoires souvent très fines ;
- Gilles et Franck et le partage de la même poésie ;
- L'équipe de l'axe 3 de GEODE, pour m'avoir permis d'intervenir dans leur projet OHM face aux enfants de l'école d'Esquièze-Serre ;
- Les différents stagiaires, qui vont et qui viennent, et dont certains sont venus me donner un coup de main sur le terrain : William, Margaux, Nicolas ;
- Les doctorants passés qui m'ont montré la voie, je pense surtout à Zoé et Yayé dont la gentillesse et les proverbes resteront ;
- Philippe pour son accueil et sa passion de la Garonne. Un grand merci de m'avoir permis d'intégrer les projets Feder TCV Pyr et RESCAU. Son sens du partage a vraiment été très apprécié ;

J'en arrive aux plus assidus, à ceux que j'ai tant chambré pendant ces années mais qui ont constitué le poumon de la thèse :

- Emilie et son professionnalisme, sa bonne humeur, son humour toujours bien placé et subtil et de m'avoir laissé gagner aux fléchettes, au badminton, au molkky (et au jeu du palet). Sans rancune Emilie ;
- Hugues, le garant du bon accueil des doctorants, un grand merci pour ton professionnalisme et ta réactivité lors des vols drone et des questions SIG mais surtout pour ton humour, ta culture sport et ton aide précieuse et régulière sur le terrain.

Dans ce poumon, j'inclus l'équipe doctorante du laboratoire dont certains ont déjà brillamment soutenu. Par ordre d'ancienneté, je remercie très sincèrement mes premiers amis toulousains Mélodie, Tibériu et Hugo. Je vous suis très reconnaissant de m'avoir si brillamment ouvert la voie, si bien accueilli au labo et pour avoir été dans le partage et l'écoute. Je remercie très sincèrement la relève, Léo d'être simplement lui-même c'est ce qui nous fait le plus rire, Romain de nous avoir montré que le tourisme n'était pas incompatible avec une thèse, Clara pour être de si bonne humeur et tout le temps motivée. Merci les amis.

J'adresse un remerciement très particulier, amical et sincère à celui avec qui j'ai partagé le bureau, des discussions techniques toujours fructueuses, des sorties terrain, des sorties en ville, de nombreux bons moments mais aussi les moments de doute. Merci pour tout Hugo.

Je voudrais également retourner un peu plus loin en arrière et adresser mes pensées amicales aux personnes avec qui j'ai passé mes meilleurs moments à l'université à Paris et à Grenoble et qui ont été un soutien important pendant la thèse. Lucie, Laurie et Océane, je vous remercie.

Pour finir, il me reste deux grandes pensées affectueuses à transmettre aux personnes sans qui je n'aurais pu parcourir ce chemin. Une première pensée à toute ma famille, mes grands-parents et surtout mes parents et mes petites sœurs qui m'ont toujours apporté un soutien sans faille. Merci à mes parents pour m'avoir transmis cette curiosité et ce goût de la montagne.

Et enfin, ma plus tendre pensée va à Chloë, ma compagne, qui a toujours été d'un soutien incroyable malgré les sacrifices que cette thèse a engendré. Elle a été présente dans les bons moments et a supporté mes inquiétudes. Sa bienveillance et son regard positif m'ont tellement aidé et permis de rendre tout plus simple. Merci à toi.

Table des matières

Remerciements	2
Acronymes.....	9
Préambule	10
Partie 1 : Introduction générale	14
1 - Cadre conceptuel	15
1.1 - Présentation du système torrentiel	15
1.2 - Les concepts de connectivité et cascade sédimentaire	19
1.3 - Facteurs de contrôle et trajectoires d'évolution.....	23
1.4 - Les ajustements du chenal torrentiel.....	30
1.5 - Les crues torrentielles	35
2 – Contexte géographique des Pyrénées centrales	41
2.1 - Cadre topographique, morpho-structural et géologique.....	41
2.2 - Contexte hydro-climatique et organisation du réseau hydrographique	48
2.3 - Occupation du sol et enjeux socio-économiques.	54
3 – Cadre de recherche	59
3.1 - La crue de juin 2013	59
3.2 - Enjeux de la dynamique torrentielle dans les Pyrénées centrales.....	67
3.3 - Démarche méthodologique et organisation de la thèse.....	70
Partie 2 : Organisation des systèmes torrentiels des Pyrénées centrales	74
1 – Introduction et site d'étude	75
1.1 - Introduction.....	75
1.2 - Site d'étude et choix des bassins versants	76
2 – L'analyse descriptive des caractéristiques morphométriques	79
2.1 - Variables topographiques	80
2.2 - Réseau hydrographique	85
2.3 - Les indices morphométriques	87
3 – Les analyses univariée et multivariée.....	91
3.1 - Présentation des variables annexes	91
3.2 - Les variables explicatives de la crue de juin 2013	92
3.3 - L'Analyse en Composantes Principales	94
3.4 - La Classification Ascendante Hiérarchique	95
4 – Typologie finale	99
4.1 - Morphotype 1 : tributaires latéraux de basses vallées	99

4.2 - Morphotype 2 : bassins versants torrentiels du domaine granitique des massifs du Balaitous, du Vignemale, du Néouvielle et du Luchonnais	101
4.3 - Morphotype 3 : bassins versants de fond de vallées	102
5 – Conclusion/Discussion	105
Partie 3 : Trajectoires hydro-sédimentaires et forçages associés dans les Pyrénées centrales : l'exemple des bassins du Luchonnais et du Bastan.....	
1 – Des approches croisées, géohistorique et hydrogéomorphologique	109
1.1 - Introduction.....	109
1.2 - Sites d'étude.....	109
1.3 - Méthodologie	114
2 – Approche comparative des crues majeures et variabilité hydro-climatique	118
2.1 - Situations météorologiques	118
2.2 - Variabilité hydro-climatique et dynamique hydro-sédimentaire des crues	120
3 – Une crise dans son contexte socio-environnemental	138
3.1 - De la fin du 18 ^{ème} siècle jusqu'au maximum démographique du milieu du 19 ^{ème} siècle	138
3.2 - De 1860 au début du 20 ^{ème} siècle.....	142
3.3 - 20 ^{ème} siècle : diminution progressive de la dynamique torrentielle et évolution lente des paysages	145
4 – Ajustements morphologiques des bandes actives et forçages associés	151
4.1 - Comparaison photographique sur la 1 ^{ère} moitié du 20 ^{ème} siècle.....	151
4.2 - Comparaison cartographique.....	156
5 - Des dynamiques spécifiques inhérentes à différents forçages.....	168
5.1 - Les scénarios d'évolution	168
5.2 - Comparaison avec les vallées adjacentes et avec d'autres massifs.....	175
5.3 - Les spécificités des Pyrénées centrales.....	177
Partie 4 : La connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales par l'analyse de la crue de juin 2013.....	
1 - Introduction et site d'étude	181
1.1 - Introduction.....	181
1.2 - Site d'étude	181
2 – Méthodologie	184
2.1 - Les formations superficielles.....	184
2.2 - Délimitation des sous-bassins et des zones actives de la crue de juin 2013.....	188
2.3 - Modélisation morphométrique.....	189
3 – Résultats	193
3.1 - La connectivité structurelle et fonctionnelle des bassins et sous-bassins versants	193
3.2 - La connectivité structurelle et fonctionnelle des formations superficielles.....	199

3.3 - Résultats de la TRE et de la Gravimétrie relative	206
4 – Discussion/Conclusion	217
4.1 - Les apports et les limites	217
4.2 - Facteurs de contrôle.....	218
4.3 - Les spécificités de la connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales.....	219
Partie 5 : La connectivité sédimentaire en fond de vallée et les ajustements morphologiques post-cruée 2013 de tronçons torrentiels.....	228
1 – Présentation des tronçons et des impacts morphologiques de la crue de juin 2013	230
1.1 - La plaine de Tournaboup (torrent du Bastan).....	230
1.2 - La plaine du Lys	235
2 – Mobilité de la charge de fond	240
2.1 - Introduction.....	240
2.2 - Méthodes du suivi	240
2.3 - Le suivi hydrologique.....	243
2.4 - La mobilité des traceurs	252
3 – Suivi de l'érosion.....	264
3.1 - Introduction.....	264
3.2 - La photogrammétrie aéroportée du chenal.....	266
3.3 - La photogrammétrie terrestre des berges et pieds de versant	277
3.4 - Interprétation/Discussion	282
4 – Synthèse et discussion.....	286
4.1 - Des tronçons aux dynamiques torrentielles différentes.....	286
4.2 - La connectivité sédimentaire de fond de vallée	291
Conclusion générale	296
Synthèse des principaux résultats.....	296
La connectivité sédimentaire spécifique des Pyrénées centrales.....	302
La pénurie sédimentaire dans les systèmes torrentiels des Pyrénées centrales.....	305
Mémoire du risque	311
Perspectives.....	312
Références bibliographiques	314
Liste des figures.....	336
Annexes	348
Résumé.....	352
Abstract	352



Acronymes

AAPPMA : Association Agréée de Pêche et de Protection du Milieu Aquatique

AD : Archives départementales

AOP : Appellation d'Origine Protégée

BD : Base de données

BFHM : Basse Fréquence Haute Magnitude

BRGM : Bureau de Recherche Géologique et Minière

CACG : Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne

DGPS : Differential Global Positioning System

DREAL : Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement

EDF : Electricité de France

GEODE : Géographie de l'Environnement

IGN : Institut National de l'information Géographique et forestière

MNT : Modèle Numérique de Terrain

MNE/MNS : Modèle Numérique d'Elevation ou de Surface

NMAD : Normalized Median Absolute Deviation

ONF : Office National des Forêts

PAG : Petit Âge Glaciaire

PIT tags : Passive Integrated Transponder

PLVG : Pays de Lourdes et des Vallées des Gaves (Syndicat de rivières)

PNR : Parc Naturel Régional

PPR : Plan de Prévention des Risques

RFID : Radio Frequency Identification

RTM : Restauration des Terrains de Montagne

SIG : Système d'Information Géographique

TRE : Tomographie de Résistivité Electrique

Préambule

Les massifs montagneux représentent 25 % de la surface des terres émergées (Stoffel et al., 2016) et concentrent une partie des aléas naturels *e.g.* avalanches, écoulement, glissement de terrain, crues torrentielles... Les crues torrentielles sont considérées comme un des aléas les plus dévastateurs et à juste titre comme un des plus redoutés en montagne. Depuis la catastrophe du Grand-Bornand en 1987 (Meunier, 1990), des crues torrentielles importantes se sont produites sur de larges territoires en France ou proche de ses frontières *e.g.* bassin de l'Aude et ses affluents torrentiels en 1999 et 2018, le haut-bassin Durancien (Guil, Ubaye) en 2000, le Val d'Aoste en 2000 pour ne citer que ces crues, et plus récemment dans les Pyrénées centrales en 2013.

Contrairement aux laves torrentielles qui ne se produisent que dans des bassins versants élémentaires en impactant généralement les infrastructures de leur cône de déjection, les crues torrentielles se produisent aussi dans les torrents ou les rivières torrentielles de fond de vallée. Situées à l'interface entre versant et fond de vallée plus large et constituant des axes de pénétration de la montagne, ces zones sont des lieux de concentration de la population, d'infrastructures où les enjeux sociétaux sont majeurs. Ce sont des « hotspots » de vulnérabilité où il faut concilier la gestion des milieux et des risques naturels avec l'aménagement du territoire. D'après l'approche systémique développée par Schumm (1977), les torrents et rivières torrentielles sont des objets intégrateurs des caractéristiques du paysage torrentiel et de leurs évolutions à l'échelle du bassin versant (Liébault, 2003). En effet, la forme du chenal, la fréquence et la dynamique de crues ainsi que les ajustements morphologiques sont révélateurs à la fois des dynamiques naturelles et des interventions anthropiques qui s'opèrent dans le bassin versant. Ainsi, en réponse aux apports sédimentaires importants des zones amont lors de la crue de 2000, la bande active du Guil s'est considérablement élargie et engravée notamment à hauteur des plaines alluviales (Arnaud-Fassetta et al., 2004). Ces mêmes plaines alluviales, qui avaient à l'inverse connu une dynamique de contraction depuis la crue de 1957, en raison de l'absence de crue majeure, de remblais, de chenalisation du lit mineur et de la recolonisation végétale (Arnaud-Fassetta et al., 2004).

Depuis les années 2000 et la Directive Cadre sur l'Eau, un regain d'intérêt se manifeste pour l'amélioration de la connaissance du fonctionnement hydromorphologique actuel et passé des cours d'eau de montagne. L'évolution du contexte hydro-sédimentaire et de ses facteurs de contrôle (climat, anthropisation, reboisement spontané...) ont été largement étudiés dans les Alpes, à l'échelle de grands bassins versants ou de massifs entiers *e.g.* vallée de la Guisane (Thenard, 2009), vallée de la Clarée (Garitte, 2006) massifs du Diois et des Baronnies (Liébault, 2003), vallée de Chamonix-Mont-Blanc (Berthet, 2016), Valais suisse (Bollschweiler, 2007 ; Stoffel et Bollschweiler, 2010)...

Le cadre spatial de ce travail de thèse concerne les Pyrénées centrales. Comparativement aux terrains alpins, les connaissances scientifiques sur la dynamique torrentielle dans cette zone sont très lacunaires. Les grandes trajectoires d'évolution du paysage, localement connues, ne sont pas originales comparées aux Alpes *e.g.* crise érosive en sortie de Petit Âge Glaciaire (Métailié, 1987), aménagements RTM à la fin du 19^{ème} siècle (Métailié, 1988), période de calme hydrologique depuis les années 1950 (Antoine, 2009) et recolonisation végétale spontanée importante en Ariège (Davasse et al., 2012) et dans les Pyrénées centrales espagnoles (Garcia-Ruiz et Lana-Renault., 2011), mais le lien avec la torrencialité a été très peu effectué. Comme chaque évènement exceptionnel, la crue de juin 2013, qui a affecté une large partie des Pyrénées centrales, a ravivé l'intérêt des études hydro-sédimentaires. Cette crue est, par son emprise et son intensité, comparable aux grandes crues historiques de la fin du Petit Âge Glaciaire. Mais elle s'est produite dans un contexte socio-économique et socio-biologique bien différent.

C'est dans ce contexte et dans la tradition des travaux géo-historiques du laboratoire GEODE depuis 30 ans dans les Pyrénées et son piémont, que s'est inscrite cette thèse. L'objectif principal est de caractériser la torrencialité dans les Pyrénées centrales selon une démarche géomorphologique systémique multi-scalaire. Cette démarche holistique mobilise différentes échelles spatiales allant d'un ensemble de bassins versants à la berge en passant par le bassin versant, le versant, le linéaire hydrographique, le tronçon. Elle a été mise en place pour améliorer la compréhension de la dynamique torrentielle actuelle et anticiper les trajectoires géomorphologiques à venir, à la lumière de la crue de juin 2013 et de l'évolution des systèmes torrentiels depuis la fin Petit Âge Glaciaire.

Après avoir posé les cadres scientifiques, géographiques et de recherche dans la partie 1, ce travail propose d'intégrer différents outils et méthodologies, pour répondre à des objectifs secondaires précis en suivant le plan suivant :

- la deuxième partie propose une description du cadre torrentiel des Pyrénées centrales et une typologie des bassins versants torrentiels qui repose sur l'analyse morphométrique des bassins versants à l'échelle de la zone d'étude ;
- la troisième partie est dédiée à l'évolution du contexte hydro-sédimentaire et de la connectivité sédimentaire ainsi que les changements morphologiques des bandes actives sur plusieurs bassins versants. Des méthodes géohistoriques et hydromorphologiques ont été utilisées et permettent d'identifier des facteurs de contrôle influençant la trajectoire d'évolution ;
- la quatrième partie est consacrée à l'analyse de la connectivité sédimentaire structurelle et fonctionnelle de quatre des principaux bassins versants. L'objectif est, d'une part, de décliner

cette approche à l'échelle de l'événement afin de mieux analyser la dynamique de crue de 2013 et, d'autre part, de modéliser les cascades sédimentaires dans les Pyrénées centrales afin d'identifier ses éventuelles spécificités ;

- la cinquième partie s'attache à comprendre la connectivité sédimentaire en fond de vallée puis à caractériser les ajustements post-crue grâce au monitoring terrain de deux sites sur une durée de plus de deux ans ;
- en fil rouge est réalisé un diagnostic géomorphologique de la crue de juin 2013 à différentes échelles pour améliorer la connaissance de la torrentialité dans les Pyrénées centrales et compléter la connaissance de la crue issue des diagnostics hydro-météorologiques.



Partie 1 : Introduction générale



Neste d'Ôo, Granges d'Astau, 2017.

1 – Cadre conceptuel

2 - Contexte géographique des Pyrénées centrales

3 – Cadre de recherche

1 - Cadre conceptuel

L'objectif de cette partie est de présenter le cadre théorique et les concepts mobilisés durant ce travail de thèse. Ils inscrivent notre approche dans une démarche plus géomorphologique qu'hydrologique de l'étude des systèmes torrentiels pyrénéens.

1.1 - Présentation du système torrentiel

1.1.1 - Le système torrentiel : un hydrosystème à part entière à l'amont du système fluvial

Au carrefour de la géographie physique, de l'hydrologie, de la géologie, de la sédimentologie et de l'hydraulique (Malavoi et Bravard, 2010), l'étude des cours d'eau de montagne est une composante de l'hydromorphologie fluviale. Elle étudie :

- les processus physiques qui contrôlent la dynamique du cours d'eau (les processus hydro-sédimentaires) ;
- les formes fluviales résultant de ces processus ;
- la réponse des cours d'eau aux forçages naturels et anthropiques sur le long terme ;
- l'impact potentiel de ces réponses sur le milieu naturel et sur les infrastructures humaines dans un contexte socio-environnemental défini.

L'approche hydromorphologique est basée sur deux concepts spatialement complémentaires : le système fluvial (Schumm, 1977) et l'hydrosystème fluvial (Amoros et Petts, 1993). De prime abord, le système fluvial désigne les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant (Schumm, 1977). Ce concept est centré sur l'organisation amont-aval des flux hydrologiques et sédimentaires et propose un découpage théorique du bassin versant en trois zones fonctionnelles (Fig. 1.1):

1. La zone de production des flux solides et liquides appelée également bassin de réception ou bassin de drainage. Elle est composée de l'ensemble des versants et des têtes de bassins. Les processus d'érosion y sont dominants et la puissance spécifique des cours d'eau élevée ;
2. La zone de transfert dans laquelle l'érosion et l'accumulation alternent et s'équilibrent. Son rôle est de transporter les sédiments vers l'aval. Dans un bassin versant torrentiel, on parle de chenal d'écoulement. Il peut prendre la forme de gorges mais il existe des variantes en fonction des conditions topographiques, géomorphologiques et géologiques notamment dans le cas de larges plaines alluviales ;
3. La zone de stockage en aval du bassin versant où le processus de dépôt domine sur l'érosion dès lors que la capacité de transport diminue suffisamment. Quand la topographie le permet,

c'est la zone d'installation des formes d'accumulations sédimentaires comme les cônes de déjection.

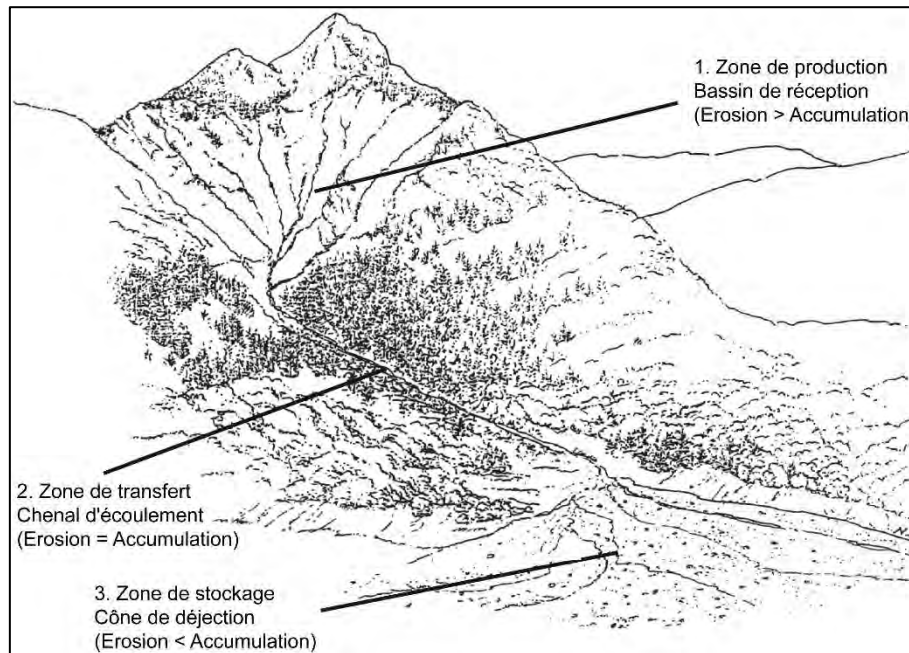


Figure 1.1 : Découpage schématique d'un bassin versant (modifié d'après Recking et al., 2013).

L'approche par hydrosystème fluvial repose sur une description en quatre dimensions pour étudier les échanges de matières et d'énergie entre le cours d'eau et sa plaine alluviale (Amoros et Petts, 1993) (Fig. 1.2) :

- la dimension longitudinale, qui reprend le concept de système fluvial, correspond au transfert des flux le long du gradient amont-aval ;
- les dimensions transversale et verticale correspondent au couplage bi-directionnel entre le chenal, les versants, les nappes souterraines et la plaine alluviale ;
- la dimension temporelle correspond à la variabilité hydrologique et la variabilité des échanges dans le temps.

L'hydrosystème fluvial a été conceptualisé principalement pour décrire les dynamiques écologiques (Amoros et Petts, 1993). Il intègre les processus hydrologiques, géomorphologiques et biologiques entre le cours d'eau et sa plaine alluviale, alors que le système fluvial est un concept essentiellement géomorphologique. Ces deux approches sont complémentaires et découpent spatialement le bassin versant en zones fonctionnelles aux processus morphodynamiques bien spécifiques. Selon l'approche amont-aval et suivant l'échelle spatiale à laquelle on se place, le système torrentiel est considéré à la fois comme l'amont d'un système fluvial (la zone dominée par la production) ou comme un système fluvial à part entière. Le système torrentiel est un composant majeur du système fluvial, c'est le garant

de l'équilibre morphologique des rivières en aval, notamment les rivières de piémont (Wohl, 2006). En effet, il en assure l'essentiel de la fourniture sédimentaire (Thénard, 2009) notamment en raison du fort couplage avec les chenaux et versants dans cette partie du système (Brummer and Montgomery, 2003 ; Chin et Wohl, 2005 ; Owens et Slaymaker, 1992 in Turowski et al., 2009). De ce fait, le transport solide y joue un rôle important.

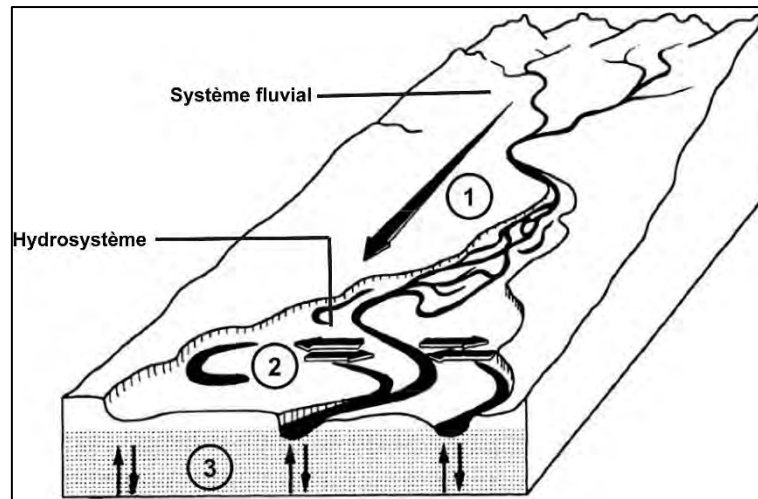


Figure 1.2 : Schéma de trois des quatre dimensions de l'hydrosystème fluvial (1 – Dimension longitudinale ; 2 – Dimension latérale ; 3 – Dimension verticale) (Amoros et Petts, 1993) et de l'emboîtement de l'hydrosystème dans le système fluvial (modifié d'après Liébault, 2003).

1.1.2 - Les cours d'eau de montagne, définitions, terminologie

En hydraulique torrentielle, selon la classification de Besson (1996) (Fig. 1.3), les cours d'eau de montagne se décomposent en torrents et rivières torrentielles. Leur distinction repose sur deux critères : la concentration du transport solide et la pente.

Les torrents sont le lieu de concentration du ruissellement et d'une importante production sédimentaire. En ce qui concerne la pente, le seuil de pente moyenne longitudinale d'un torrent doit être supérieure à 6 % et compris entre 1 et 6 % pour les rivières torrentielles d'après Ballandras (1997) et Besson (1996) (Fig. 1.3). A l'échelle du tronçon, lorsque la vallée s'élargit et la pente s'adoucit, par exemple dans un ombilic glaciaire, un torrent peut adopter une dynamique de rivière torrentielle mais reste un torrent à l'échelle du bassin versant et du segment. Les rivières torrentielles se forment dans les fonds de vallées principales.

Du point de vue hydrologique, le torrent, s'il présente le plus souvent un écoulement pérenne, possède une alimentation spasmodique en réponse à des événements pluviométriques intenses ou à la fusion nivale, qui se traduisent par des crues torrentielles dites rapides.

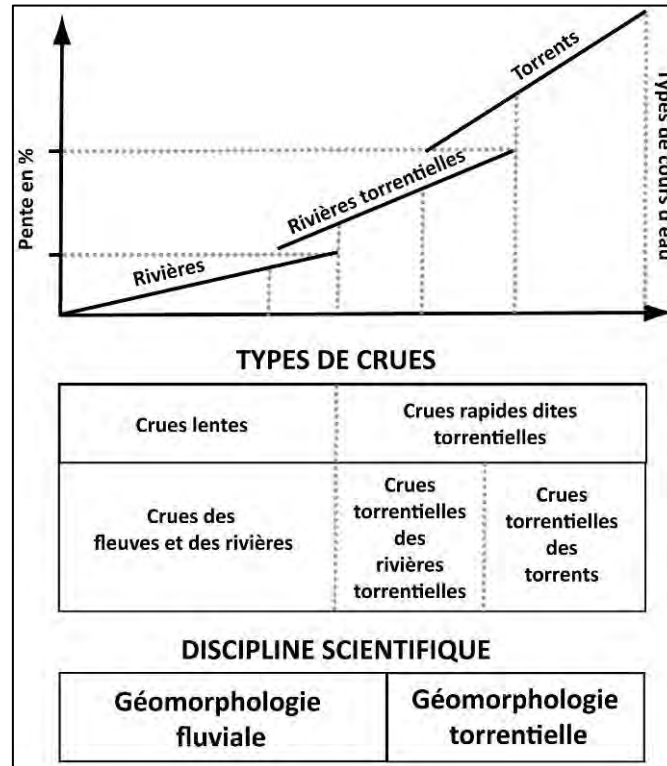


Figure 1.3 : La classification des types de rivières (modifié d'après Besson, 1996).

En France, différents auteurs se sont intéressés à la définition des torrents depuis le 19^{ème} siècle.

- Surell, (1841) : « Les torrents coulent dans des vallées très courtes, qui morcellent les montagnes en contre-forts ; quelquefois même, dans de simples dépressions. Leurs crues sont courtes, et presque toujours subites. Leur pente excède 6 centimètres par mètre, sur la plus grande longueur de leur cours : elle varie très vite, et ne s'abaisse pas au-dessous de 2 centimètres par mètre. Ils affouillent dans la montagne » ;
- Derruau, (1970) : « Les torrents sont des cours d'eau à régime spasmodiques, à forte pente et qui travaillent dans les matériaux faciles à affouiller » ;
- FAO, (1981) : « Petit cours d'eau de montagne, temporaire ou permanent à forte pente, à crues violentes et subites, au débit liquide et solide très variable, réalisant en général des charriages importants » ;
- Peiry, (1990) : « Le système torrentiel est constitué de l'ensemble des surfaces concentrant progressivement les flux d'eau et de débris en direction d'un talweg qui assure leur écoulement vers l'aval et leur épandage sur un cône de déjections. Le bassin versant torrentiel se caractérise par la vigueur des pentes sur les versants, la raideur du profil en long et la présence de trois zones bien individualisées : le bassin de réception, le chenal d'écoulement et le cône de déjection » ;

- Garitte, (2006) : « *Un torrent est un cours d'eau de montagne caractérisé par de fortes pentes et un écoulement parfois épisodique. Le torrent se divise en 3 secteurs aux comportements morphodynamiques distincts ; une zone dominée par l'érosion (le bassin de réception), une zone dominée par le transit sédimentaire (le chenal d'écoulement) et une zone de ralentissement dynamique propice à l'accumulation (le cône de déjection). La taille réduite des torrents à l'échelle des systèmes fluviaux, attribue au bassin de réception torrentiel une influence déterminante sur la morphologie des lits et des cônes de déjection et confère aux torrents une grande sensibilité aux modifications spontanées ou anthropiques de leur environnement* ».

Ces définitions montrent l'évolution de la conception des torrents depuis la crise érosive dans les Alpes au 19^{ème} siècle où les torrents ont été définis par les ingénieurs forestiers et des Ponts et Chaussées en fonction de critères de pentes, de types de crues et de leur pouvoir érosif. La révolution quantitative et la vision plus systémique des géomorphologues à partir de la seconde moitié du 20^{ème} siècle ont fait évoluer la définition et l'objet d'étude avec la prise en compte du système torrentiel dans son ensemble et des modalités du transport solide. Ce système torrentiel a été ensuite compartimenté en zones fonctionnelles aux comportements morpho-dynamiques distincts. Plus récemment, c'est l'étude des processus, des interactions, des dynamiques voire des rétroactions au sein de ces compartiments ou entre ces compartiments qui a fait évoluer la définition des cours d'eau de montagne.

1.2 - Les concepts de connectivité et cascade sédimentaire

1.2.1 - Le développement du concept de connectivité sédimentaire et définition

Le concept de connectivité est utilisé dans plusieurs disciplines comme la géomorphologie, l'écologie, la biogéomorphologie (Sandercock et Hooke, 2011). Il permet de décrire l'état d'un système dans une approche intégrant la dimension spatiale. C'est également un outil utilisé pour évaluer la réponse des systèmes environnementaux *i.e.* un chenal, un versant, une forêt... aux forçages naturels et anthropiques (Bourgeois et al., 2017). Dans le contexte du développement de la restauration des cours d'eau depuis le début des années 2000, le concept de connectivité sédimentaire connaît un engouement spectaculaire en géomorphologie. Cependant les bases théoriques de la connectivité hydro-sédimentaire et de la cascade sédimentaire sont anciennes et avaient déjà été posées par certains précurseurs dans les années 1970. Le système torrentiel était étudié comme un ensemble d'éléments paysagers couplés par des processus géomorphologiques (Chorley et Kennedy, 1971 ; Schumm, 1977) ; une représentation des dynamiques géomorphologiques et de la susceptibilité des pentes à l'érosion (Tricart, 1965) ; l'aptitude d'un hydrosystème à répondre aux forçages extérieurs

(Brunsden et Thornes, 1979). La connectivité sédimentaire était alors traitée en termes de volumes exportés du bassin et de rythmicité des signaux sédimentaires (Cossart et al., 2018) mais surtout, à l'image du système fluvial (Schumm, 1977), selon une vision amont-aval. Suivant l'évolution conceptuelle du système fluvial vers l'hydrosystème dans les années 1990-2000, le système torrentiel a ensuite été étudié selon une approche dans laquelle la connectivité sédimentaire était abordée en incluant la dimension latérale au travers de la conceptualisation du couplage versant/chenal (Harvey, 1991, 2001 ; Heckmann et Schwanghart, 2013). Ce couplage a été étudié comme un ensemble de liens élémentaires entre les unités géomorphologiques à l'échelle locale permettant de déboucher, à l'échelle du bassin versant, sur la formalisation du concept de connectivité sédimentaire. La connectivité sédimentaire se définit comme l'étude de l'agencement et du degré d'(in)efficacité (Harvey, 2002) des couplages élémentaires entre les sources sédimentaires et le chenal (Brierley et al., 2006 ; Hooke, 2003). Le bassin versant est alors étudié comme un système complexe dont les couplages élémentaires locaux expliquent la dynamique hydro-sédimentaire globale.

1.2.2 - Un concept multidimensionnel

L'intérêt grandissant des approches intégrant la dimension biologique et écologique, dans la gestion des cours d'eau au travers de la Directive Cadre sur l'Eau depuis le début du 21^{ème} siècle, a amené à considérer la connectivité sédimentaire comme un concept multidimensionnel (Fryirs et al., 2007 ; Fryirs, 2013). En effet, la connectivité sédimentaire présente une variabilité spatiale et temporelle (Harvey, 1997, 2002), c'est-à-dire des interactions entre les compartiments géomorphologiques qui s'enchaînent dans le temps et dans l'espace et dont les effets se propagent, éventuellement de manière non linéaire, vers l'amont ou vers l'aval au sein du bassin versant. Elle étudie la connectivité verticale, à savoir les échanges sédimentaires et géochimiques entre le lit et la subsurface dont l'intérêt est partagé avec les écologues (Stanford et Ward, 1993) ; la connectivité longitudinale, de la source sédimentaire à la zone de stockage (de l'amont à l'aval d'un hydrosystème) (Aalto et al., 2008) ; la connectivité latérale *i.e.* les apports latéraux des affluents et les apports en masse des versants *e.g.* les glissements de terrain au sens large et les glissements/érosions de berges (Walling et Owens, 2003).

1.2.3 - L'avènement de la cascade sédimentaire

Depuis les premières études sur le couplage et la connectivité sédimentaire (Caine et Swanson, 1989), les approfondissements ont porté sur la formalisation théorique et la modélisation de la connectivité, notamment au travers des Systèmes d'Information Géographique (Hooke, 2003 ; Croke et al., 2005). Ils ont permis un changement d'échelle, en partant de l'inventaire des liens locaux pour aboutir à la

compréhension de la cascade sédimentaire à l'échelle du bassin versant. La cascade sédimentaire est un ensemble de flux sédimentaires, de relais de processus depuis des zones sources vers des zones d'évacuation (exutoire) ou vers des zones de stockage plus ou moins durables (Cossart, 2016 ; Cossart et al., 2018 ; Fryirs et Brierley, 2001 ; Slaymaker et Spencer, 1998) (Fig. 1.4). Déjà étudiée dans les Alpes françaises (Carlier et al., 2018 ; Cossart et Fressard, 2017 ;), bavaroises (Schrott et al., 2003 et 2006), dolomitiques (Cavalli et al., 2016 ; Mao et al., 2009), autrichiennes (Götz et al., 2012 ; Heckmann et Schwanghart, 2013), suisses (Messenzehl et al., 2014 ; Schlunegger et al., 2009), elle permet de caractériser le couplage versant/lit et de conceptualiser la connectivité sédimentaire du système torrentiel.

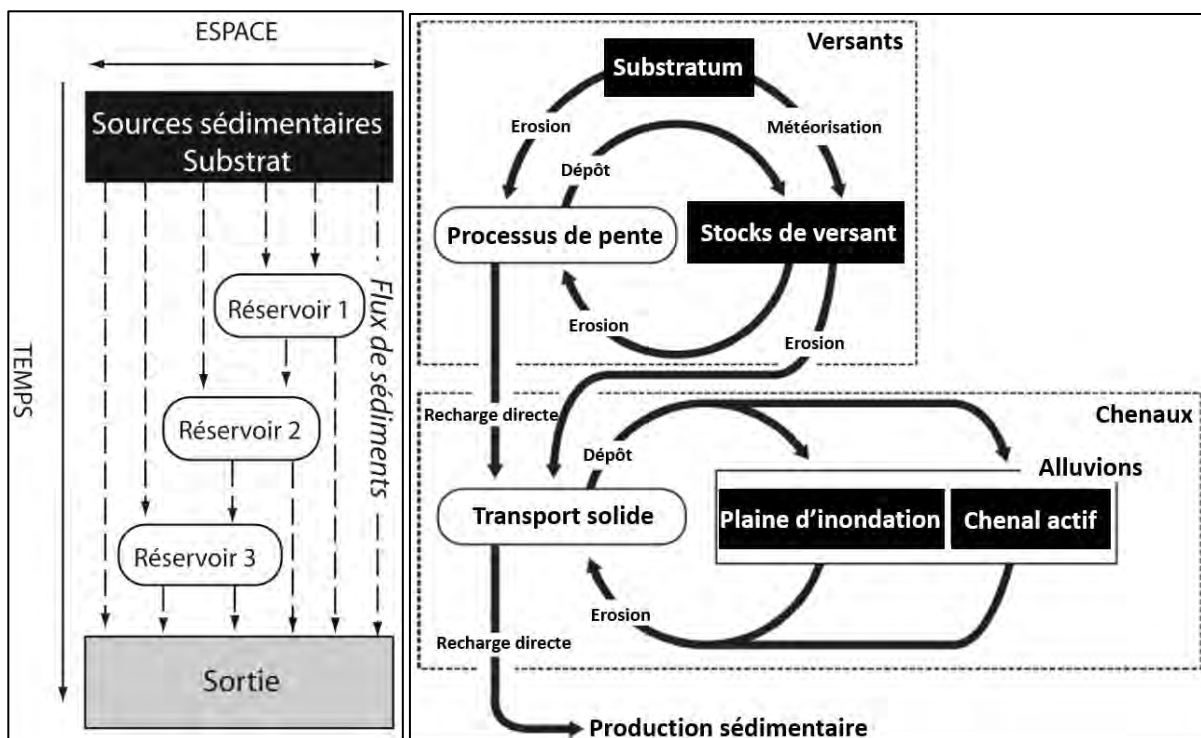


Figure 1.4 : Schémas conceptuels de la cascade sédimentaire (Jones, 2000 in Cossart et al., 2018) (traduit de Bel, 2017 in Recking et al., 2013).

Les analyses réseaux telle que la théorie des graphes ont été utilisées pour l'étude de l'organisation de la cascade sédimentaire en prenant en compte les stocks sédimentaires et les processus (Heckmann et Schwanghart, 2013 ; Heckmann et al., 2015 ; Cossart et Fressard, 2017). Cette approche mathématique s'appuie sur une analyse spatiale à partir de nœuds, de liens et de distances. Elle permet une analyse de la structure spatiale de la connectivité ou connectivité structurelle. Cette approche présente l'avantage de se baser sur des unités géomorphologiques identifiables et homogènes.

D'autres approches ont privilégié le calcul d'un indice géomorphométrique de connectivité sédimentaire (Borselli et al., 2008 ; Cavalli et al., 2013), basé sur le traitement d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Cette approche « à l'échelle du pixel » a été validée et son potentiel pour l'estimation de la connectivité sédimentaire à différentes échelles est aujourd'hui largement reconnu (Gay et al., 2015 ; Lopez-Vincente et al., 2016 ; Nicol et Brierley, 2016 ; Surian et al., 2016 ; Tiranti et al., 2016), particulièrement en zone de montagne où la topographie est le facteur de contrôle majeur de l'acheminement de sédiments au réseau hydrographique. Cet indice a été utilisé notamment pour l'étude de la cascade sédimentaire d'un bassin versant suisse à partir du croisement de l'indice de connectivité avec des toposéquences et des stocks sédimentaires (Messenzehl et al., 2014). L'indice de connectivité a également été utilisé pour effectuer une analyse diachronique de la connectivité des sources sédimentaires dans les Alpes italiennes (Cavalli et al., 2016). Il n'a cependant encore jamais fait l'objet d'une utilisation pour la compréhension du fonctionnement d'un événement hydrogéomorphologique majeur telle la crue de juin 2013 dans les Pyrénées centrales.

1.2.4 - La connectivité sédimentaire fonctionnelle, point d'entrée de l'étude de la connectivité sédimentaire

La connectivité théorique ou structurelle doit être distinguée de la connectivité réelle ou fonctionnelle. Cette terminologie issue de l'étude de la connectivité des écosystèmes (Merriam, 1984), a été étendue à la géomorphologie où la connectivité structurelle s'apparente à l'agencement des liens à l'échelle du bassin versant alors que la connectivité fonctionnelle s'intéresse aux interactions, aux processus qui existent plus localement et temporairement dans le bassin versant (Cossart et al., 2017). La connectivité sédimentaire structurelle sera analysée dans ce travail, tandis que l'étude de la connectivité sédimentaire fonctionnelle a été choisie comme point d'entrée pour caractériser la connectivité des Pyrénées centrales et ses spécificités.

Analyser la connectivité sédimentaire structurelle et/ou fonctionnelle à l'échelle du système torrentiel, et de la cascade sédimentaire permet de formaliser, de quantifier et de prédire la dynamique et les relations spatiales des transferts sédimentaires pour établir un budget sédimentaire (Warburton, 2010), identifier des unités géomorphologiques fonctionnelles (Recking et al., 2013 ; Theler, 2010 ; Wichmann et al., 2009), expliquer les changements morphologiques et les dynamiques du chenal (Chiverell et al., 2009 ; Harvey, 2012 ; Hooke, 2003) et, enfin, comprendre les changements paysagers sur le temps long (Wohl et al., 2017).

1.3 - Facteurs de contrôle et trajectoires d'évolution

Le degré d'efficacité de la connectivité sédimentaire actuelle est le résultat d'une co-évolution naturelle et sociale de longue durée, commandée par l'influence directe des interactions entre différents forçages *i.e.* le climat, le cadre morpho-structural, l'hydrologie, la variation de l'occupation du sol, les interventions anthropiques (Lenzi, 2001 ; Trevisani et al., 2010 ; Wohl, 2000), les processus, la distribution spatiale des discontinuités et des héritages sédimentaires et la résilience (Valette et Carozza, 2010). Dans cette partie seront présentés les principaux facteurs contrôlant l'évolution de la dynamique géomorphologique du système torrentiel avec en premier lieu les discontinuités sédimentaires, puis les processus et héritages sédimentaires du système torrentiel et pour finir les forçages naturels et anthropiques.

1.3.1 - Distribution spatiale des « barriers, buffers, blankets » et des zones contributives

En 1983, Walling, par l'étude de grands bassins versant, a identifié le "Sediment delivery problem" *i.e.* le faible taux d'exportation de sédiments aux regards de l'activité géomorphologique des zones sources productives en amont. Différents facteurs de contrôle influencent l'(in)efficacité spatiale et temporelle de la connectivité sédimentaire et altèrent la réponse géomorphologique du système à des perturbations. Ils jouent le rôle de barrière/seuil (barrages, embâcles...), de zones tampons (cônes, terrasses, plaine alluviale...) ou de couverture au transfert sédimentaire (matériaux fins dans le chenal qui comblent les interstices...), ensemble de notions traduites du concept de « barriers, buffers, blankets » (Fryirs et al., 2007 ; Fryirs, 2013). Ces « boîtes noires » ou discontinuités sédimentaires structurent le fonctionnement interne de la connectivité sédimentaire (Cossart et al., 2018). Un lac d'ombilic glaciaire est typiquement un puits sédimentaire, une barrière à la connectivité sédimentaire longitudinale. Le terme de « disconnectivity » est employé et traduit l'interruption de la cascade sédimentaire latérale, longitudinale ou de la connectivité verticale voire même la déconnexion de certains compartiments géomorphologiques du bassin. Le degré d'(in)efficacité de la connectivité sédimentaire dépend de la distribution spatiale et de la durabilité de ces obstacles topographiques, des réservoirs sédimentaires, et inversement de celles des zones contributives. Les zones contributives (Fig. 1.5) sont des zones qui contribuent au flux sédimentaire global à la différence des zones actives qui, si elles montrent une activité érosive, ne sont pas forcément connectées et ne participent pas obligatoirement à la genèse du flux sédimentaire (Ambroise, 1999). Des zones peuvent être considérées comme séparément actives lors d'une crue ou lors d'un glissement de terrain tout en étant considérées comme contributives au flux sédimentaire global. Par ailleurs, une zone tampon, comme une plaine alluviale, joue d'une part, le rôle de zone de stockage, de dépôt participant ainsi à

l'inefficacité de la connectivité et, d'autre part, le rôle de zone partiellement contributive par l'intermédiaire d'érosion de berges lors d'une crue.



Figure 1.5 : Zones contributives du Gave de Cauterets au Limaçon (2016).

1.3.2 - Les processus et héritages sédimentaires

Dans le système torrentiel, la cascade sédimentaire concerne différents étages morpho-climatiques et, de ce fait, des processus associés. Ces processus en relais ont construit au cours du temps des héritages glaciaires et post-glaciaires, qui influencent la dynamique hydro-sédimentaire.

Tout d'abord, les périodes glaciaires et paraglaciaires ont façonné de volumineuses formations superficielles *e.g.* des moraines de différents stades de désenglacement. En effet, la déglaciation est une période de crise morphogénique durant laquelle les héritages glaciaires ont été largement remaniés. Le paysage glaciaire s'est ajusté à ces nouvelles conditions non englacées (Ballantyne, 2008), dans un premier temps par des processus paraglaciaires (Berthet, 2016). Le concept de paraglaciaire représente l'ensemble des formes, processus, géosystèmes et paysages directement soumis à la glaciation et déglaciation (Ballantyne, 2002). Ce concept est à la fois considéré comme un ensemble de processus mais aussi comme une période (Mercier, 2007), durant laquelle les processus morphogéniques associés au recul glaciaire sont les plus efficaces. Après la déglaciation, au cours de l'Holocène, les processus périglaciaires (issus de l'effet du gel et du dégel (Feuillet, 2010)) aidés des processus ubiquistes (Cossart, 2014) *i.e.* dynamiques de versant, processus fluvio-torrentiels, ont formé les dépôts post-glaciaires. Ces formations superficielles *e.g.* les tabliers d'éboulis, les cônes de déjection... recouvrent, pour certaines, des dépôts glaciaires hérités de la dernière glaciation. Ces

formations superficielles glaciaires et post-glaciaires sont des stocks contributifs majeurs dans la cascade sédimentaire montagnarde, qui plus est dans le contexte géologique résistant que sont les Pyrénées centrales.

Par ailleurs, Cossart (2014) montre que la place des processus glaciaires et périglaciaires dans l'évolution géomorphologique des bassins versants montagnards et dans la formation de la fourniture sédimentaire est progressivement à nuancer dans le temps au profit des processus gravitaires (à déclenchement instantané ou chroniques) et fluvio-torrentiels comme les crues torrentielles. Les crues et phénomènes géomorphologiques isolés de type « pulse » *i.e.* les laves torrentielles, les avalanches, les glissements de terrain et les écroulements, sont des vecteurs de connectivité et des processus majeurs de la mobilisation de la fourniture sédimentaire. Leur distribution, leur fréquence et leur intensité sont, de fait, des facteurs de contrôle de la connectivité sédimentaire (Morche et al., 2007 ; Schrott et al., 2006). Heckmann et Schwanghart (2013) estiment dans leur étude sur les Alpes centrales autrichiennes que 65 % de la cascade sédimentaire active est connectée par les laves torrentielles. Les autres variables de contrôle de la connectivité sédimentaire sont les forçages naturels et anthropiques.

1.3.3 - Les forçages naturels

La morphologie *e.g.* la forme du bassin, de la vallée, du fond de vallée, du profil en long, et la géométrie du réseau hydrographique, est un des facteurs de contrôle de la connectivité (Brardinoni et Hassan, 2006 ; Cavalli et al., 2013 ; Cossart, 2016 ; Fryirs et Brierley, 2001 ; Kuo et Brierley, 2013 ; Hoffman et al., 2013). Ces paramètres peuvent contribuer à la genèse des discontinuités sédimentaires. Un profil en long en marches successives où les zones de replat occupées par des plaines alluviales ou des lacs, vont jouer le rôle de zone tampon ou de barrière. A l'inverse, un profil en long à fortes pentes sans rupture majeure est théoriquement un vecteur de connectivité sédimentaire efficace. La géométrie générale du bassin versant (forme et taille), comme le cadre morpho-structural sont *a priori* des données assez stables aux échelles de temps séculaires dans les Pyrénées.

En revanche, la variabilité spatio-temporelle des flux liquides et solides dépend des conditions hydro-climatiques à différentes échelles de temps (Brousse et al., 2011 ; Harbor et Warburton, 1992). Pendant les périodes froides du Pléistocène et de la période paraglaciale qui a suivi, les taux d'érosions et les apports sédimentaires des versants aux chenaux ont été plus importants qu'en période interglaciale (Harbor, 1995 ; Hinderer, 2001 ; Stange et al., 2014). En effet, Delmas et al. (2009) estiment des taux d'érosion plus importants en période paraglaciale, de l'ordre de 0,6 mm.an⁻¹ de taux de dénudation et 4,5 mm.an⁻¹ de taux de recul des parois dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales). En France, si les cours d'eau étaient plus calmes et plus incisés pendant l'Optimum

Climatique Médiéval (OCM, fin 9^{ème} -12^{ème} siècle, Xoplaki et al., 2011), la fin du Petit Âge Glaciaire, qui correspond également à sa phase paroxystique, autour des années 1850-1890 (Paasche et Bakke, 2010), est connu comme étant une période de fort hydrodynamisme et de fréquence des crues élevées ou « Flood Dominated Regime » (Antoine, 2009 ; Arnaud-Fassetta, 2002 ; Bravard, 1989 ; Bravard et Peiry, 1993 ; Peiry, 1987). La deuxième moitié du 20^{ème} siècle, est quant à elle, considérée comme une période de calme hydrologique dans les massifs pyrénéens et alpins (Antoine, 2009 ; Brousse et al., 2011). La question de la variabilité hydrologique induite par le réchauffement climatique actuel *i.e.* l'augmentation des phénomènes intenses, la diminution des précipitations moyennes dans le quart sud-ouest de la France, la fonte des glaciers et névés amenant la disparition progressive des régimes glaciaires, reste une question vive et encore discutée. Le désenglacement de la haute montagne depuis la fin du Petit Âge Glaciaire a provoqué une activité géomorphologique paraglaciale soutenue dans les massifs montagneux *e.g.* les Alpes. Cependant, la petite taille des glaciers pyrénéens a réduit l'étendue des processus paraglaciales durant le Petit Âge Glaciaire et n'a pas permis le développement d'une crise paraglaciale. Par ailleurs, certains forçages *e.g.* le réchauffement climatique ou le reboisement spontané des versants par la forêt, interviennent sur la dynamique torrentielle comme des forçages dits « naturels » mais sont en partie des réponses à d'autres forçages anthropiques (*i.e.* cas des émissions de gaz à effet de serre, la déprise agro-pastorale).

1.3.4 - Les forçages anthropiques

Les interventions et installations anthropiques sur le bassin versant influencent également les variations spatiales des apports sédimentaires ainsi que la variabilité des flux liquides. Les interventions sur les processus de versants comme les avalanches ou les laves torrentielles par correction ou stabilisation de profil en long, la reforestation, la déforestation ainsi que les travaux le long du réseau hydrographique affectent par exemple la connectivité.

Dès le Néolithique, les sociétés montagnardes ont façonné le système torrentiel avec les premières traces de présence de troupeaux et des défrichements attestés par la palynologie dans les forêts des Pyrénées centrales (Métailié, 1984). Le développement de la métallurgie dans certaines vallées a intensifié les défrichements dès le 16^{ème} siècle (Davasse, 2006). Mais il est difficile avant le 17^{ème} et 18^{ème} siècle de réellement quantifier l'impact des activités anthropiques sur les versants (Mercier, 2013). Le défrichement intensif démarre à la fin du 17^{ème} siècle dans les Alpes, et à la moitié du 18^{ème} dans les Pyrénées (Métailié, 1987, 2006). Cette sur-exploitation, associée à l'intensité des événements hydro-climatiques liés au second paroxysme du Petit Âge Glaciaire, a provoqué une crise érosive bien documentée dans les massifs français. La connectivité sédimentaire était alors plus efficace avec une

augmentation du nombre de zones contributives, une intensification de la fourniture sédimentaire et des processus relais récurrents entre les différents stocks. *A contrario*, la déprise agro-pastorale après la 1^{ère} Guerre Mondiale, l'abandon des terres cultivées et les mesures de reboisement et de stabilisation des versants et des lits menés par le service de Restauration des Terrains de Montagne (RTM) dans les Alpes (Liébault et Taillefumier, 2000 ; Piégay et al., 2004) et dans les Pyrénées (Bartoli et Tierle, 1998 ; Métaillé, 2006 ; Begueria et al., 2006), ont favorisé une dynamique de re-végétalisation et de stabilisation progressive des versants. Dans ces massifs, les reboisements spontanés et planifiés sont considérés comme les causes majeures de la contraction des bandes actives (Brousse et al., 2011), de la réduction des pics de crue et de la réponse hydrologique (Lopez-Moreno, 2006), du tarissement des sources sédimentaires (Garcia-Ruiz et al., 2008 ; Garcia-Ruiz et al., 2011 ; Liébault, 2003), et plus généralement de la réduction de l'activité torrentielle au cours du 20^{ème} siècle. En effet la recolonisation végétale modifie le taux d'interception, d'infiltration, le coefficient de ruissellement, diminue l'érodabilité des sols et indirectement le transport et les apports sédimentaires (Thornes, 2005). Elle est également considérée comme écrêteur des crues inférieures au seuil quinquennal (Cosandey, 1990).

D'autres facteurs anthropiques impactent la dynamique hydro-sédimentaire du système torrentiel et la morphologie du chenal :

- l'installation de barrages et de dérivations d'eau qui d'une part sont des entraves au transfert sédimentaire par diminution de la capacité de transport et d'autre part modifient le régime hydrologique (Kondolf, 1997). Certains barrages bloquent le transit de la charge sédimentaire grossière transportée par charriage, impactant la connectivité longitudinale. Les barrages engendrent donc un déficit sédimentaire en aval. Récemment, pour certains barrages, le transit sédimentaire est géré par l'intermédiaire de chasses, d'évacuateurs de crue, de déversoirs, voire de tunnels « by pass » ou d'opérations de déstockage sédimentaire mécanique (Guertault, 2015) ;
- l'aménagement du chenal par stabilisation du profil en long avec des seuils sur les ravines torrentielles ou de chenalisation par enrochement, endiguement des cours d'eau de fond de vallée. Ces aménagements affectent directement les variables internes du chenal (voir § suivant) et ont un impact d'une part, sur les pics de crue en augmentant les vitesses d'écoulement et d'autre part, sur les processus d'ajustements morphologiques (érosion et dépôt). Ils participent également à la modification de la connectivité sédimentaire longitudinale et verticale par accélération des flux, et latérale par la réduction des érosions de berge et d'élargissement de la bande active.

1.3.5 - La trajectoire d'évolution du système torrentiel

Ces facteurs de contrôle naturels et anthropiques sont des perturbations ou des pressions (Gramond, 2014), qui ont façonné le système torrentiel et expliquent les dynamiques hydro-sédimentaires actuelles. Ces perturbations sont selon la terminologie et le concept de « *landscape sensitivity* » proposée par Brunsdén et Thorne, (1979) :

- des perturbations pulsatives brutales (de type « *pulse* ») et/ou des événements de type Basse Fréquence Haute Magnitude *e.g.* les crues (Fryirs et Brierley, 2013) ;
- des perturbations graduelles, plus lentes (de type « *press* ») qui modifient le système de façon plus durable et progressive *e.g.* les variations des forçages naturels et anthropiques.

Ces perturbations conditionnent la trajectoire d'évolution du système torrentiel à travers la fluctuation des flux liquides (Ql) et solides (Qs). En géomorphologie fluviale, la trajectoire d'évolution ou évolution fluviale (*river change*) désigne un changement global de style fluvial et de régime comportemental associé (Fryirs et Brierley, 2013 *in* David, 2016). En géomorphologie torrentielle, la trajectoire d'évolution prend la forme de changement global de fourniture sédimentaire, de transport solide, de morphologie du chenal et de dynamique hydrologique (Owens et Walling, 2002 ; Descroix et Gautier, 2002). Sa compréhension est essentielle pour la mise en place d'une gestion concertée des risques torrentiels (Eaton et al., 2003 ; Hungr et al., 2005), pour une gestion durable de la charge sédimentaire et pour la compréhension de l'évolution paysagère (Savi et al., 2013).

Dans le cas où la perturbation est suffisamment importante et dépasse un seuil au-delà duquel le système n'est pas en mesure d'être résilient, cela provoque un changement d'état du système (Fryirs et Brierley, 2013). Cependant, il existe un décalage temporel variable entre la perturbation et la réponse morphologique (Gregory et Walling, 1973). La vitesse de la réponse est généralement un marqueur de l'efficacité de la connectivité sédimentaire et de l'intensité de la perturbation. Plus la réponse est rapide, plus la perturbation est importante et/ou la connectivité efficace. Ces changements sont parfois peu perceptibles à court terme, mais le sont beaucoup plus sur le long terme (Belletti et al., 2015 ; Bishop, 2007 ; Kirby et Whipple, 2012). Repositionner la dynamique actuelle dans une trajectoire d'évolution dynamique ou historique est un prérequis nécessaire à la mise en place d'une approche géomorphologique de la compréhension de la dynamique torrentielle et de la connectivité sédimentaire.

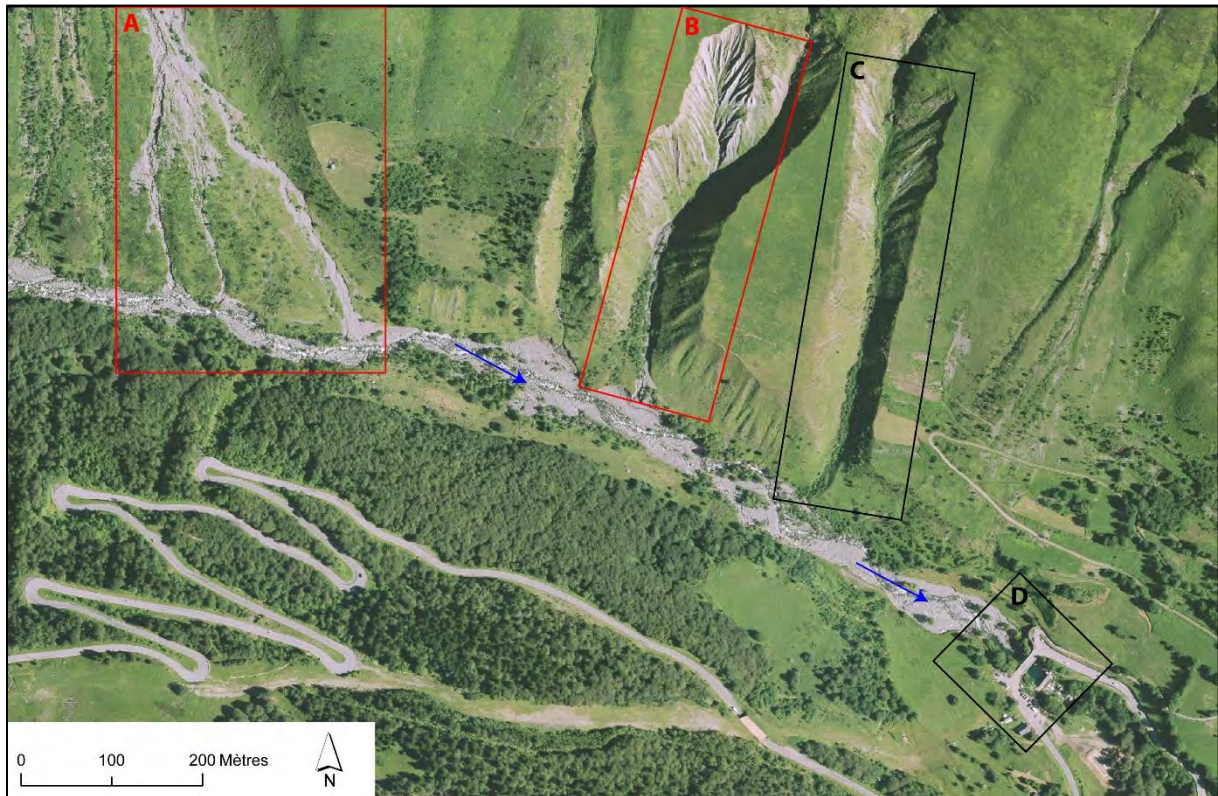


Figure 1.6 : L'(in)efficacité de la connectivité sédimentaire et les discontinuités de la Neste de Badet (réalisé d'après la BD Ortho 2013). A : Couloirs à laves torrentielles et cône de déjection ; B et C : Ravine stabilisée et en cours de stabilisation dans les moraines du Tardiglaciaire ; D : Barrage sur la Neste de Badet.

Cette figure 1.6 montre une approche synthétique concrète de la connectivité sédimentaire et de ses facteurs de contrôle associés dans le cas des Pyrénées centrales. Dans ce bassin, des moraines du Tardiglaciaire sont plaquées sur les versants et entaillées par des ravines ; un cône de déjection post-glaciaire et des dépôts torrentiels en fond de vallée sont ré-incisés. Cette orthophotographie, prise après la crue du 18/19 juin 2013 sur la Neste de Badet, montre une connectivité sédimentaire efficace, mais éphémère lors de la crue notamment dans le couloir à laves et son cône de déjection ainsi que dans les dépôts torrentiels de fond de vallée. Les dépôts glaciaires ravinés ont eu une connectivité différente face à la crue. Ces ravines mettent d'ailleurs en valeur l'évolution de la connectivité sédimentaire au cours du temps. Probablement très actives à la fin du Petit Âge Glaciaire, elles se sont en partie végétalisées. C'est ainsi que la ravine C n'a pas été contributive lors de la crue de 2013. Par ailleurs, le barrage sur la Neste de Badet est une discontinuité sédimentaire et un forçage anthropique qui impacte la connectivité longitudinale et la morphologie de la bande active. La bande active est large d'environ 50 mètres en amont alors qu'en aval de cette retenue, la morphologie du chenal s'apparente à un chenal unique de petite taille, bordé d'une ripisylve.

1.4 - Les ajustements du chenal torrentiel

Le degré d'efficacité de la connectivité sédimentaire à l'échelle du système torrentiel contrôle la perpétuelle recherche d'équilibre du chenal et explique la diversité morphologique des lits torrentiels.

1.4.1 - La notion d'équilibre dynamique

L'état d'équilibre dynamique du chenal, défini par Lane (1955), est un état moyen autour duquel le cours d'eau fluctue (Liébault, 2003) à la recherche d'un certain équilibre entre les variables de contrôle *i.e.* les flux liquides et solides (Malavoi et Bravard, 2010). Cette recherche s'effectue via des processus d'érosion ou de dépôt qui permettent au système et plus particulièrement au chenal de s'ajuster (Schumm, 1977) (Fig. 1.7).

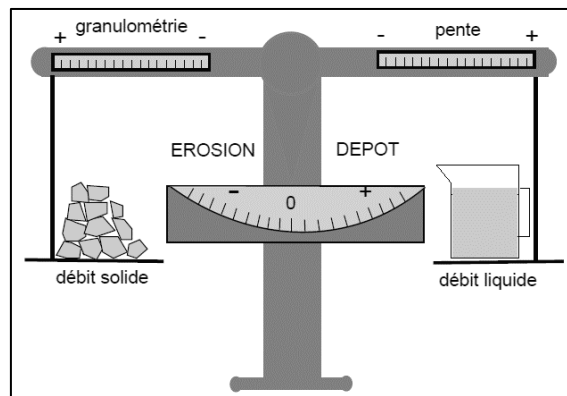


Figure 1.7 : Balance de Lane, 1955 (d'après Lane, 1955 in Guertault, 2015).

Cette représentation (Fig. 1.7) simplifiée du fonctionnement hydro-sédimentaire montre les modalités d'ajustement de la charge sédimentaire, sa granulométrie et sa pente, appelées variables internes ou de réponse. En réalité, les variables de réponse sont plus nombreuses et incluent *i.e.* la géométrie, la profondeur et la sinuosité du lit. L'ajustement de ces variables permet au chenal de maintenir une capacité de transport en fonction de la charge sédimentaire (Fig. 1.8).

Modification d'une variable de contrôle		Modification des deux variables de contrôle	
Variables de contrôle	Ajustements	Variables de contrôle	Ajustements
Q^+	l^+, z^+, λ^+, p^-	Q^+ et Q_s^+	$l^+, z^+, \lambda^+, p^+, l/p^-, Sl^+$
Q^-	l^-, z^-, λ^-, p^+	Q^- et Q_s^-	$l^-, z^-, \lambda^-, p^+, l/p^+, Sl^-$
Q_s^+	$l^+, z^+, \lambda^+, p^+, Sl$	Q^+ et Q_s^-	$l^+, z^+, \lambda^+, p^-, l/p^+, Sl$
Q_s^-	$l^-, z^-, \lambda^-, p^-, Sl^+$	Q^- et Q_s^+	$l^-, z^-, \lambda^+, p^+, l/p^-, Sl^+$

Figure 1.8 : Relations empiriques entre les variables de contrôle et de réponse (d'après Schumm, 1977 in David, 2016). Q : débit liquide ; Q_s : débit solide ; l : largeur du chenal ; z : profondeur du chenal ; λ : longueur d'onde des méandres ; p : pente ; l/p : ratio largeur/profondeur ; Sl : sinuosité.

Selon ces relations empiriques, un cours d'eau à charge solide forte et capacité de transport faible va avoir tendance à exhausser son lit afin d'augmenter sa pente et son énergie. En condition naturelle, ces relations théoriques et leur efficacité sont soumises à l'influence des aménagements dans le cours d'eau, à la résistance des matériaux des berges et du lit (présence de substrat au fond du lit, de berges friables...) (Thorne, 1982, 1992) et à la fréquence et l'intensité des crues (Bak et al., 2013). Comme les perturbations à l'échelle du bassin versant, les causes des changements morphologiques du chenal sont de type « *pulse* » ou « *press* » selon le modèle de Brunnsden et Thorne (1979).

1.4.2 - Les dynamiques des chenaux des cours d'eau de montagne

Les ajustements morphologiques des chenaux sont révélateurs des dynamiques, de l'évolution du degré de connectivité du système et des forçages associés. Depuis la sortie du Petit Âge Glaciaire en Europe, différents ajustements des chenaux torrentiels ont été observés.

La forte dynamique hydrologique couplée à une connectivité sédimentaire exacerbée, de la fin du Petit Âge Glaciaire jusqu'à la 1^{ère} moitié du 20^{ème} siècle, a façonné des lits torrentiels à larges bandes actives marquées par une tendance à l'exhaussement et une intensité accrue du tressage dans les Alpes (Peiry et al., 1994 ; Mercier, 2013) et les Pyrénées centrales espagnoles (Begueria et al, 2006 ; Garcia-Ruiz et al., 2011). Depuis, les torrents et rivières torrentielles ont subi de profondes modifications. La réduction contemporaine des apports et du transit sédimentaires a initié une tendance à la contraction et à l'incision des bandes actives. Les recherches font état d'une incision généralisée des profils en long et d'une contraction des bandes actives dans les Alpes françaises du Nord (Landon et al., 1998 ; Liébault et Piégay, 2001 ; Gautier, 1994 ; Miramont et Guilbert, 1997), dans les Alpes orientales italiennes (Surian, 1999) et dans les Pyrénées centrales espagnoles (Garcia-Ruiz et al., 1997). Peu de données sont disponibles sur ces évolutions dans les Pyrénées centrales françaises.

Dans les Alpes du Nord, l'incision de la confluence Giffre Arve a été estimée en moyenne entre 3 à 5 m et atteint localement jusqu'à 10m sur l'Arve (Peiry et al., 1994). Globalement, l'incision mesurée depuis la 2^{nde} Guerre Mondiale concerne surtout les plaines alluviales intra-montagnardes et les rivières torrentielles ou torrents de fond de vallée, mais très peu les torrents de haute montagne. Dans certains cas, l'incision et la contraction de la bande active ont provoqué un changement de style fluvial avec le passage de rivières torrentielles en tresses à rivières à chenal unique incisant dans leurs propres dépôts.

En terme de contraction des bandes actives, Brousse et al. (2011) observent une forte contraction des bandes actives sur les affluents de la rive gauche du Rhône entre 1948 et 1991. Liébault et al. (2002) montrent également une contraction de l'Eygues entre 1964 et 1993, comme de nombreux autres

auteurs sur différents cours d'eau. Cependant dans les Hautes-Alpes, Arnaud-Fassetta et Fort (2004) observent une alternance entre des phases de contraction progressive de la bande active et des phases d'élargissements brutaux provoquées par les crues Basse Fréquence Haute Magnitude. L'absence de crues Basse Fréquence Haute Magnitude est alors considérée comme un facteur explicatif de la contraction des bandes actives, qui s'accompagne généralement d'une végétalisation du lit majeur. Les études actuelles, dans ce contexte de tarissement des sources sédimentaires de versants et de diminution du transport, montrent que les érosions de berges et le matériel déjà présent dans le lit deviennent les sources sédimentaires principales en cas de crue (Kessler et al., 2013 ; Daly et al., 2015), surtout pour les lits établis dans leurs propres dépôts (Bak, 2013). Incision et contraction sont deux mécanismes actuellement à l'œuvre dans les rivières torrentielles et torrents de fond de vallées qui permettent au chenal d'ajuster sa pente et sa géométrie, et donc sa capacité de transport, aux nouvelles conditions hydrologiques et sédimentaires. Dans ce contexte, le transport solide des cours d'eau s'adapte également. Parallèlement à la contraction des bandes actives des cours d'eau alpins depuis la fin du 19^{ème} siècle, il est observé une réduction contemporaine du transport solide (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004 ; Flez et Garitte, 2006).

1.4.3 - Le transport solide

Les processus de transport solide sont les facteurs de contrôle des interactions entre les différents processus du lit *i.e.* l'érosion, le dépôt (Bak, 2013). Ils résultent de la combinaison entre la capacité de transport et la compétence (Berthet, 2016). La pente et le débit sont considérés comme les paramètres principaux de réglage de la capacité de transport. En revanche, la géométrie du profil en travers (Turowski, 2009) et le degré de recharge du lit (Recking, 2014) peuvent être à la fois considérés comme des variables d'ajustements ou résultant des conditions du transport solide du chenal. Dans le cas d'un couloir de lave torrentielle, la pente et la disponibilité en sédiments mobilisables sont clairement des variables de contrôle (Bovis et Jakob, 1999). *A contrario*, la recharge sédimentaire d'un torrent moins pentu de fond de vallée est dépendante de l'état de la connectivité sédimentaire du système mais surtout de la capacité des affluents et du chenal amont à acheminer le matériel vers l'aval.

Dans le domaine torrentiel (Besson, 1996 ; Surrel, 1841), les cours d'eau en crue présentent une forte concentration en matériaux solides qui sont transportés selon différentes modalités en fonction de leur concentration :

- les laves torrentielles sont considérées comme un aléa à part entière en zone de montagne. Ce type d'écoulement, à forte concentration solide, est la résultante de l'association entre énergie gravitaire et écoulement. Elles représentent un des vecteurs de transfert sédimentaire

parmi les plus importants en montagne (Sterling et Slaymaker, 2007 ; Heckmann et Schwanghart, 2013). Elles possèdent un fort potentiel morphogène qui traduit l'efficacité du couplage sédimentaire. Elles se produisent généralement dans des lits à forte pente où la recharge sédimentaire est abondante et facilement mobilisable. Elles prennent la forme d'une coulée de débris homogènes au comportement non newtonien où se mélangent sédiments fins et grossiers (Fig. 1.9). La lave torrentielle est le processus sur lequel les recherches concernant les systèmes torrentiels ce sont le plus focalisées, que ce soit à propos des caractéristiques hydrologiques ou plus récemment sur leur fonctionnement géomorphologique (Theler, 2010) ;

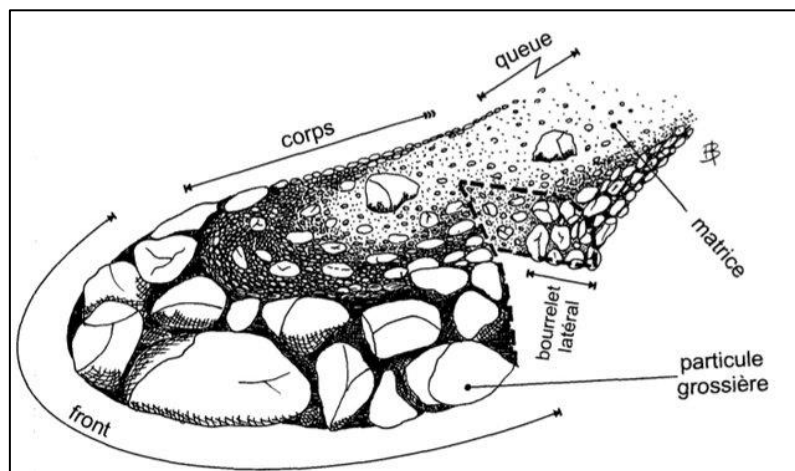


Figure 1.9 : Structure d'une lave torrentielle (Bardou, 2002).

- le charriage hyperconcentré, d'après Smart et Jaeggi (1983), s'opère lorsque « la distinction commune entre charriage et suspension n'est plus admissible ». Les particules ne sont dès lors plus en contact avec le fond du lit. Cet écoulement est multiphasique avec des vitesses différentes entre eau et matériaux et son comportement n'est plus newtonien. Takahashi (1987) parle de laves torrentielles immatures pour définir ce type de transport ;
- le charriage est le transport sur le fond d'éléments non cohésifs (Koulinski, 1993) par roulement, saltation ou glissement. Les particules se déplacent à une vitesse inférieure à celle de l'eau. Lorsque la composante de la vitesse turbulente est supérieure à la vitesse de chute, la particule passe en suspension. Au même titre que les laves torrentielles et le charriage hyperconcentré, le charriage influence la fourniture sédimentaire en aval (Liébault et al., 2016), la stabilité du chenal (Baewert et Morche, 2014), mais affecte également les zones de frayères et le cycle de vie des macro et micro-invertébrés (Wohl, 2015) ;
- La suspension. C'est le transport de grains qui se déplacent à la vitesse de l'eau au voisinage du grain.

1.4.4 - La diversité morphologique des chenaux torrentiels

La morphologie d'un cours d'eau est le résultat de l'ensemble des interactions entre les variables de contrôle globales, les variables de réponses locales (Bravard et Petit, 1997) et les forçages naturels et anthropiques. La morphologie des cours d'eau de montagne est très diversifiée (Recking et al., 2013). Au gré des évolutions de la géomorphologie, de l'hydrologie et/ou encore de la prise en compte des politiques de gestion des cours d'eau, différentes méthodes de classification des torrents et rivières ont vu le jour (Kondolf et Piégay, 2003). Elles sont considérées comme des outils de gestion et de compréhension des paysages et dépendent de l'angle d'étude (transport solide, habitats naturels...) de l'échelle et de l'objet d'étude (bassin versant, chenal, forme). Elles s'appuient généralement sur des aspects descriptifs (quantitatifs) ou sur des aspects conceptuels (Rosgen, 1994 ; Montgomery et Buffington, 1997). Historiquement, les systèmes fluviaux sont classés selon une organisation longitudinale permettant de faire le lien entre la morphologie et les processus (Amoros et Petts, 1963 ; Rosgen, 1994 ; Surell, 1841), ou selon l'ordre du tronçon (Horton, 1945 ; Strahler, 1957). A l'échelle du bassin de drainage, Wohl (2010) a effectué une synthèse des classifications en fonction du régime d'écoulement (Hannah et al., 2005), du degré de maturation du réseau hydrographique (Davis, 1899), ou de la forme du chenal (Schumm, 1985 ; Eaton et al, 2010). Sous l'influence de la Directive Cadre sur l'Eau de l'Union Européenne, ce sont les classifications par tronçon qui ont été popularisées.

En France, la classification de référence pour les torrents et rivières torrentielles est celle réalisée par Montgomery et Buffington (1997). Basée sur les processus, cette classification conceptuelle est centrée sur la morphologie des chenaux et a été reprise dans de nombreuses études *e.g.* Turowski et al. (2009) ; Wohl (2017) (Fig. 1.10).

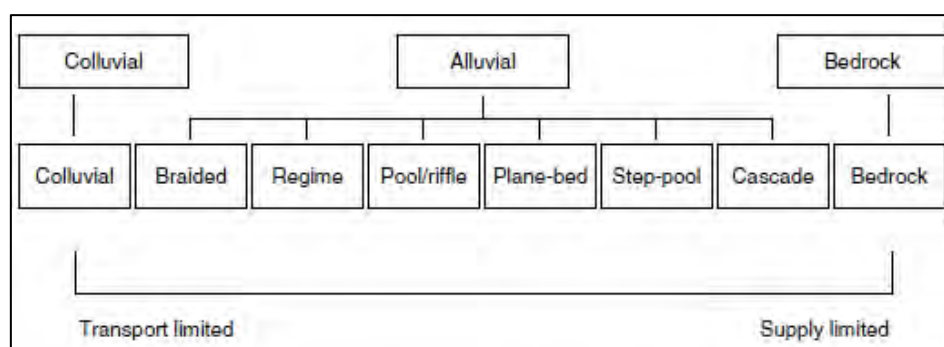


Figure 1.10 : Classification des types de chenaux (Montgomery et Buffington, 1997 in Kondolf et Piégay, 2003).

Dans cette classification, les différents types de chenaux sont classés selon leur capacité de transport d'une part et la disponibilité en matériaux d'autre part. Si la capacité de transport n'est pas en mesure de mobiliser le matériel dans le chenal, on parle d'un torrent « *transport limited* » (à capacité de transport limitante). A l'inverse, un torrent capable de mobiliser toutes les gammes granulométriques

et les volumes présents dans le chenal, est un torrent « *supply limited* » (à fourniture sédimentaire limitante) (Fig. 1.11). Les lits à graviers *i.e.* les chenaux en tresses (*braided*) jusqu'aux chenaux plans (*plane-bed*), sont des chenaux dans lesquels des formes *e.g.* nappes de charriage, témoignent d'une tendance excédentaire. Ils sont généralement situés en aval des sources majeures de versant *e.g.* couloirs à laves torrentielles (*colluvial*), et possèdent une compétence plus faible. S'ils sont en mesure de transporter toute la gamme granulométrique, ils ne peuvent, en revanche, mobiliser tout le volume de la charge de fond (Recking et al., 2013). D'autre part, les lits à blocs (*step-pool et cascade*) sont en général situés plus en amont dans des zones à fortes pentes et ressemblent à une alternance entre seuils et mouilles où la fourniture sédimentaire est considérée comme déficitaire (Lenzi, 2001). Lorsqu'un chenal est en capacité d'exporter toute la charge solide qui y transite, il s'écoule sur le substratum, c'est le type de chenal le plus déficitaire qui soit.

Théoriquement, la pente et la granulométrie diminuent le long du profil en long alors que les débits et la largeur du chenal en eau augmentent. Cependant, en raisonnant en tronçons homogènes, il existe le long du linéaire des zones de discontinuités (Schumm, 2005), de ruptures *e.g.* une confluence, où les apports liquides et solides, ainsi que la pente varient brutalement.

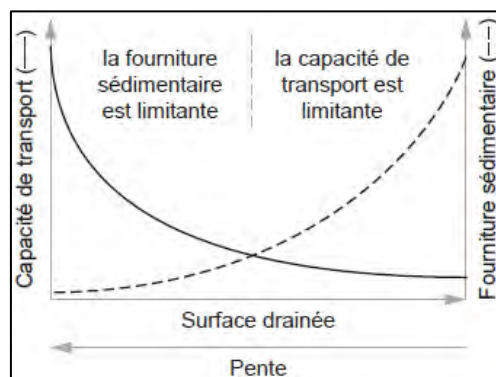


Figure 1.11 : Capacité de transport et fourniture sédimentaire (d'après Montgomery et Buffington, 1997 in Chapuis, 2012).

D'autres typologies ont été proposées dans les Alpes à l'échelle des systèmes torrentiels (Thenard, 2009 ; Garitte, 2006). Ces classifications prennent en compte la morphologie du chenal mais également les caractéristiques morphologiques et morphométriques des bassins versants et sont donc difficilement transposables à d'autres massifs.

1.5 - Les crues torrentielles

Le caractère brutal et morphogène des crues torrentielles impacte grandement la dynamique du système torrentiel. En effet, l'évolution du système est dirigée par des ajustements lents mais

également par des changements morphologiques brutaux induits notamment par les crues majeures (Lenzi et al., 2001 ; Mao et al., 2009). Les crues sont l'un des vecteurs majeurs de connectivité sédimentaire et sont un des objets d'étude centraux de notre travail.

1.5.1 - La crue torrentielle, un aléa dévastateur

« Les crues torrentielles sont associées à des bassins versants pour lesquels le temps de concentration des écoulements est généralement inférieur à 12 h » (georisques.gouv.fr). Ces crues violentes et soudaines se produisent à la suite de précipitations intenses sur le bassin versant. Les écoulements se concentrent dans les torrents et rivières torrentielles avec une forte capacité de transport et par conséquent un fort pouvoir érosif. Ces crues torrentielles sont un des aléas les plus dévastateurs en montagne pour les sociétés humaines, sur le système géomorphologique et sur l'environnement (Victoriano et al., 2016). En France, environ 4500 communes sont concernées par le risque torrentiel (laves torrentielles + crues torrentielles) et pas uniquement dans les Alpes ou les Pyrénées.

Les crues torrentielles extrêmes, appelées crues Basse Fréquence Haute Magnitude (BFHM, Arnaud-Fassetta et Fort, 2004) engendrent de nombreux dégâts pour les sociétés : destruction du réseau routier, de ponts, de campings, d'habitations et bâtiments divers mais également pertes de terres. En fond de vallées habitées, la concurrence pour l'espace est très forte. C'est un espace où doivent être conciliées gestion écologique du cours d'eau, expansion des activités humaines et gestion du risque naturel. Ce sont des territoires partagés. La dynamique spatio-temporelle d'évolution des plaines alluviales et des fonds de vallées a été souvent négligée dans les plans d'aménagement du territoire (Bravard et al., 2008 ; Brousse et al., 2011), qui plus est dans le contexte de réduction relative du risque torrentiel enregistré au cours du 20^{ème} siècle. Les variations brutales de la géométrie du lit *e.g.* incisions, exhaussements, dépôts de matériaux en lit majeur, élargissements de la bande active par érosion de berges ont donc un impact direct sur les aménagements environnants. La problématique des embâcles est par ailleurs souvent relevée durant ces événements (Gazelle, 2003 ; Wohl, 2010). En crue, des accumulations de matériaux (troncs d'arbres, gros blocs, voitures...) peuvent se former en amont d'ouvrages ou dans les parties plus étroites des chenaux, réduisant voire stoppant les écoulements. Lors de la débâcle, une vague morphogène et destructrice déferle vers l'aval augmentant les impacts de la crue. Les embâcles peuvent être également consécutives à des bouchons avalancheux ou des apports sédimentaires en masse d'un tributaire comme par exemple, quand une lave torrentielle a obstrué le lit de la Clarée, dans les Hautes-Alpes, en 1995 (Lahousse et Romelé, 2000).

1.5.2 – Les crues Basse Fréquence Haute Magnitude, un épisode de connectivité sédimentaire exacerbée

Les crues torrentielles majeures en montagne, sont des temps forts du déstockage et de la fourniture sédimentaires vers le torrent et vers l'aval. Ce sont des épisodes d'activation, certes éphémères, de la connectivité sédimentaire dans le bassin et au sein du réseau hydrographique : c'est le concept de « *Effective Timescales* » (Harvey, 2002). La fréquence et la magnitude de ces événements contrôlent la quatrième dimension de la connectivité sédimentaire, la dimension temporelle (Harvey, 2002 ; Schopper et al., 2019). Si la crue a un rôle déclencheur pour certains couplages sédimentaires, à l'inverse, le degré d'efficacité de la connectivité sédimentaire joue également un rôle dans le fonctionnement géomorphologique des crues BFHM. A la sortie du Petit Âge Glaciaire, les ravines, très actives sur les versants de Barèges, ont alimenté le Bastan, notamment lors de la crue de 1897 dont la dynamique a été proche de celle d'une lave torrentielle.

Les discontinuités sédimentaires de type « *buffers, barriers, blankets* » (Fryirs et al., 2007) contrôlent la connectivité selon l'intensité et la compétence de ces crues (Fig. 1.12). Leur effacement, temporaire, tend à rendre plus efficace la connectivité. Les couplages, initialement locaux, vont alors se développer et s'étendre. Dans le chenal, ces crues à fort transport solide déstabilisent et/ou détruisent la structure du lit provoquant ainsi une diminution de la rugosité du chenal et de fait, une augmentation de la capacité et de la distance de transport (Turowski et al., 2009).

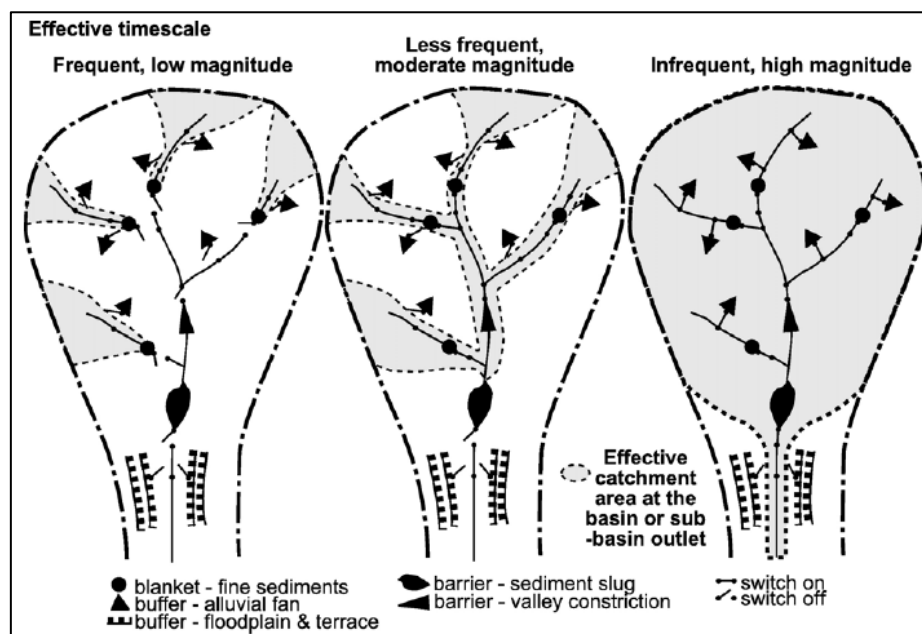


Figure 1.12 : Activation de la connectivité sédimentaire globale lors d'évènement BFHM (d'après Fryirs et al., 2007).

Recking (2014) a montré l'impact de ces crues dans les torrents à « *step-pool* ». Les marches, qui en période calme sont des potentielles discontinuités sédimentaires en fonction de leur hauteur et de la profondeur du bassin adjacent, ont tendance à s'effacer pendant la crue favorisant ainsi le transport de grosses particules. Un autre exemple est celui des plaines alluviales. Ce sont théoriquement des zones tampon qui ralentissent le transport solide par diminution de la pente du chenal d'une part et qui réduisent la connectivité sédimentaire longitudinale d'autre part. Or pendant une crue BFHM, la compétence du torrent peut être suffisante pour activer une connectivité longitudinale et même latérale (érosions de berges).

1.5.3 - La crue BFHM, marqueur des dynamiques du système

Les crues BFHM caractérisent les dynamiques du système torrentiel. De prime abord, elles sont le reflet des dynamiques hydro-sédimentaires. Lors de ces crues à charriage dominant, le transport solide est fortement lié à la magnitude de la crue mais également aux conditions d'apports sédimentaires (Beylich et Lante, 2015 ; Downs et al., 2016 ; Recking, 2012) et au degré d'efficacité du couplage versant/lit (Cavalli et al., 2013). Rainato et al. (2017a) ont étudié les crues BFHM sur le Rio Cordon dans les Dolomites et montrent que le transit sédimentaire est différent à chaque crue. La dynamique sédimentaire d'une crue dépend davantage des conditions des apports que de la magnitude de l'événement (Rainato et al., 2017b). Ces crues sont le révélateur de la connectivité sédimentaire du système et mettent en exergue les zones sources couplées au chenal torrentiel.

D'autre part, les crues BFHM mettent en lumière la relation Homme/Milieu (Despin, 1998) au sein du système torrentiel. En effet, la dynamique de crue dépend aussi des aménagements amont sur les versants et dans le lit. Mais ce sont surtout les dégâts occasionnés par une crue qui sont le reflet de la vision de la société face aux risques. La fréquence des crues influence la mémoire du risque des populations. C'est ainsi que pendant la période de calme hydrologique en France après la 2nd Guerre Mondiale (Antoine, 2009), l'absence de crue majeure a contribué à atténuer la mémoire du risque des populations. La pression de l'anthropisation en fond de certaines vallées étant devenue de plus en plus grande, le lit majeur est devenu un lieu potentiel d'installation. Les sociétés, rassurées par les aménagements de protection et par l'absence de crue majeure se sont petit à petit exonérées du risque torrentiel.

Les crues BFHM, par leur intensité et leur fréquence, sont également le reflet des dynamiques climatiques (Antoine, 2009). De la fin du Petit Âge Glaciaire et de l'alternance entre périodes normales et périodes de crise hydro-torrentielles, au réchauffement climatique susceptible de provoquer une augmentation des phénomènes climatiques extrêmes, en passant par la période de calme

hydrologique post 2nd Guerre Mondiale, la fréquence des crues torrentielles est un indicateur d'occurrence de phénomènes climatiques extrêmes.

1.5.4 - La crue Basse Fréquence Haute Magnitude, une rupture dans la dynamique du système

Si la recherche d'équilibre est influencée à l'échelle du temps long par les différents forçages, les crues peuvent être considérées comme des phases de rupture dans la dynamique du système ou comme des perturbations brutales dans la recherche de l'état d'équilibre. Le système répond par des ajustements pour tendre vers un nouvel équilibre selon des conditions souvent proches de l'état d'équilibre précédent : c'est la résilience (Liébault, 2003). Knighton (1998) (Fig. 1.13) décompose la réponse du système en trois temps : le temps de réaction et le temps de relaxation, qui ensemble constituent le temps de réponse, puis le temps d'ajustement aux nouvelles conditions. La récupération du système peut être rapide ou décalée dans le temps. Lorsque la perturbation a dépassé le seuil au-delà duquel le système est incapable de revenir à l'état antérieur, le système s'ajuste à de nouvelles conditions (Fryirs et Brierley, 2013).

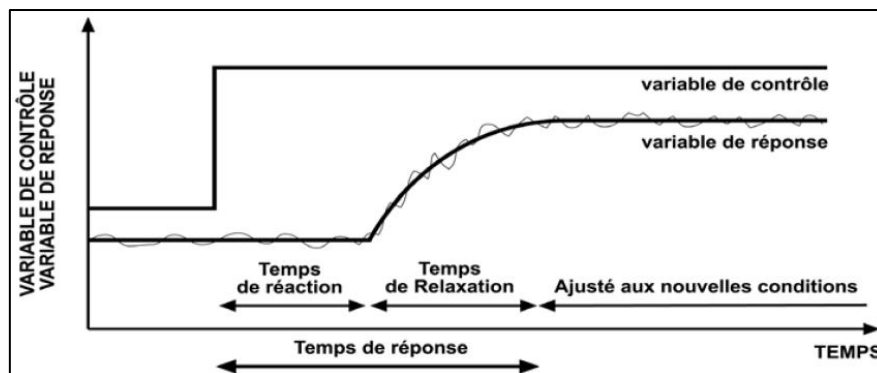


Figure 1.13 : Représentation théorique de la réponse à une modification brutale d'une variable de contrôle (d'après Knighton, 1998 in Liébault, 2003).

En effet, plusieurs travaux ont montré qu'à la suite d'une crue majeure, le transport solide augmente (par rapport à l'état initial) pendant plusieurs années (Lenzi, 2001 ; Lenzi et al., 2004 ; Recking, 2012 ; Turowski et al., 2009). L'instabilité du lit, des berges et la disponibilité des matériaux rendent le système productif et propice à un important transport solide. La rugosité du chenal a largement diminué pendant la crue avec l'arrachage de la structure du lit. L'évacuation de la charge fine ajoutée à la faible imbrication des particules, provoquent une forte instabilité de la charge grossière. De plus, l'incision du chenal et les érosions de berges récentes augmentent l'instabilité et les apports de berges ou de versants encore dénudées durant cette période (Schuerch et al., 2006). Turowski et al. (2009) établissent même un lien entre l'intensité de l'événement et la période pendant laquelle le transport

solide reste élevé. Avec le temps, les ajustements géométriques du chenal se produisent, la végétation recolonise la bande active et le transport solide diminue alors progressivement (Morche et al., 2008). Si l'attention est souvent portée sur les grosses crues, les petites crues ou crues ordinaires (Rainato et al., 2017a) jouent un rôle majeur dans les ajustements du chenal pendant cette période de relaxation *e.g.* la stabilisation du pavage.

2 – Contexte géographique des Pyrénées centrales

Avant d'aborder les questionnements scientifiques qui structurent ce travail, cette partie présente le terrain d'étude. Il s'agit de décrire les conditions morpho-structurales, topographiques, hydrologiques, climatiques et anthropiques qui commandent l'organisation des systèmes torrentiels actuels dans les Pyrénées centrales.

2.1 - Cadre topographique, morpho-structural et géologique

2.1.1 - La topographie

La chaîne pyrénéenne s'étend d'est en ouest sur 430 km du golfe de Gascogne à la Mer Méditerranée et sur 150 km selon un axe nord sud dans la partie centrale. Il existe une forte dissymétrie entre le versant français et espagnol qui s'explique en partie par les caractéristiques structurales. Le versant espagnol s'étale du nord au sud sur plus de 100 km en direction du bassin de l'Ebre. *A contrario*, le versant français est caractérisé par des pentes plus abruptes et courtes sur 50 km et domine le bassin Aquitain.

En France, les Pyrénées s'organisent, d'ouest en est, en trois unités topographiques (Fig. 1.14) :

- les Pyrénées basco-béarnaises dont les sommets dépassent rarement 2000 m ;
- les Pyrénées Centrales qui abritent les plus hauts sommets (le Pic d'Aneto à 3404 m en Espagne et le Vignemale à 3298 m en France). Elles s'étendent du Pic d'Anie (2504 m) à l'ouest au col de Puymorens (1917 m) à l'est ;
- les Pyrénées Orientales, légèrement plus basses que les Pyrénées Centrales. Cette partie des Pyrénées subit des influences climatiques plus méditerranéennes et culminent au Pic du Canigou (2785 m).

Ce travail est centré sur la haute-chaîne pyrénéenne, à cheval entre les Pyrénées bigourdanes (Hautes-Pyrénées) et les Pyrénées commingeoises (Haute-Garonne), sur une surface de plus de 2100 km². C'est le territoire où la crue de juin 2013 a été la plus morphogène. Cette partie des Pyrénées Centrales est d'une grande homogénéité topographique, géologique, climatique et hydrographique. Elle est composée des massifs les plus élevés de la chaîne pyrénéenne tels les massifs du Balaïtous, du Vignemale, du Mont Perdu, et du Luchonnais où les altitudes peuvent parfois dépasser les 3000 m. Les têtes de bassins, en cirques successifs aux parois très abruptes, débouchent sur cinq vallées principales orientées sud-nord : la vallée du Gave de Pau, la vallée des Nestes (Aure et Louron), la vallée de la Pique, de la Garonne supérieure et, dans une moindre mesure, la vallée de l'Adour (Fig. 1.15). Seules quelques vallées secondaires sont orientées est-ouest. La particularité du Val d'Aran, tête de bassin et source de la Garonne, est sa localisation en Espagne, frontière et ligne de crête ne coïncidant pas ici.

En effet la frontière n'a pas été tracée sur les crêtes mais coupe le fond de vallée à l'endroit où la Garonne possède déjà une dynamique de rivière torrentielle. Par souci d'homogénéisation des données et de la dynamique torrentielle, cette vallée a été exclue de notre analyse. De plus, les importants travaux de chenalisation et d'enrochement des berges effectués très rapidement après la crue de 2013 n'ont pas permis de trouver des tronçons propices à la mise en place du monitoring terrain.

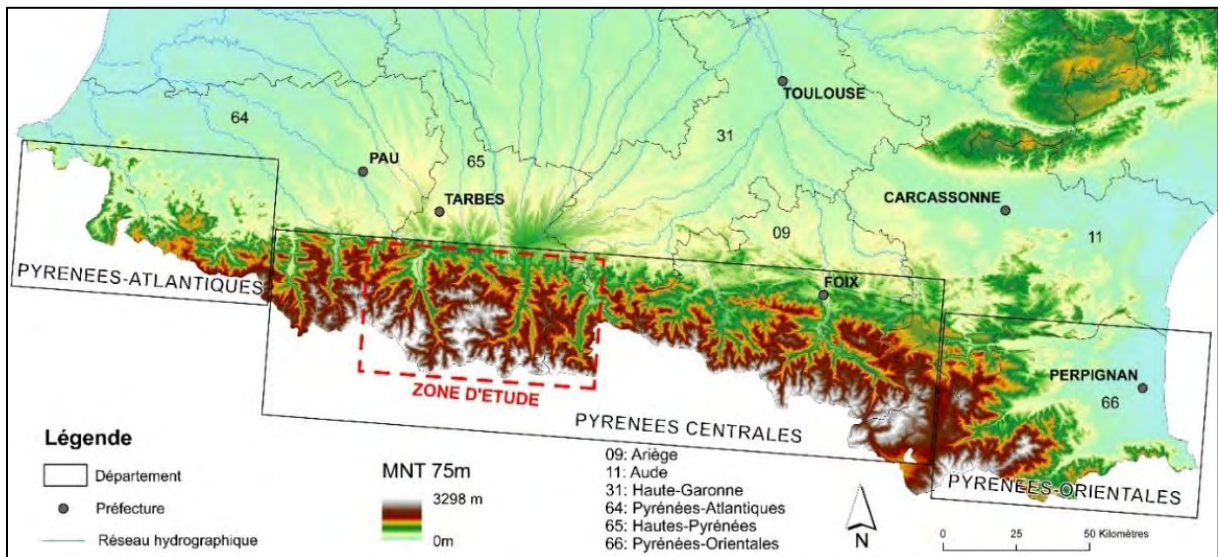


Figure 1.14 : Unités topographiques pyrénéennes et zone d'étude.

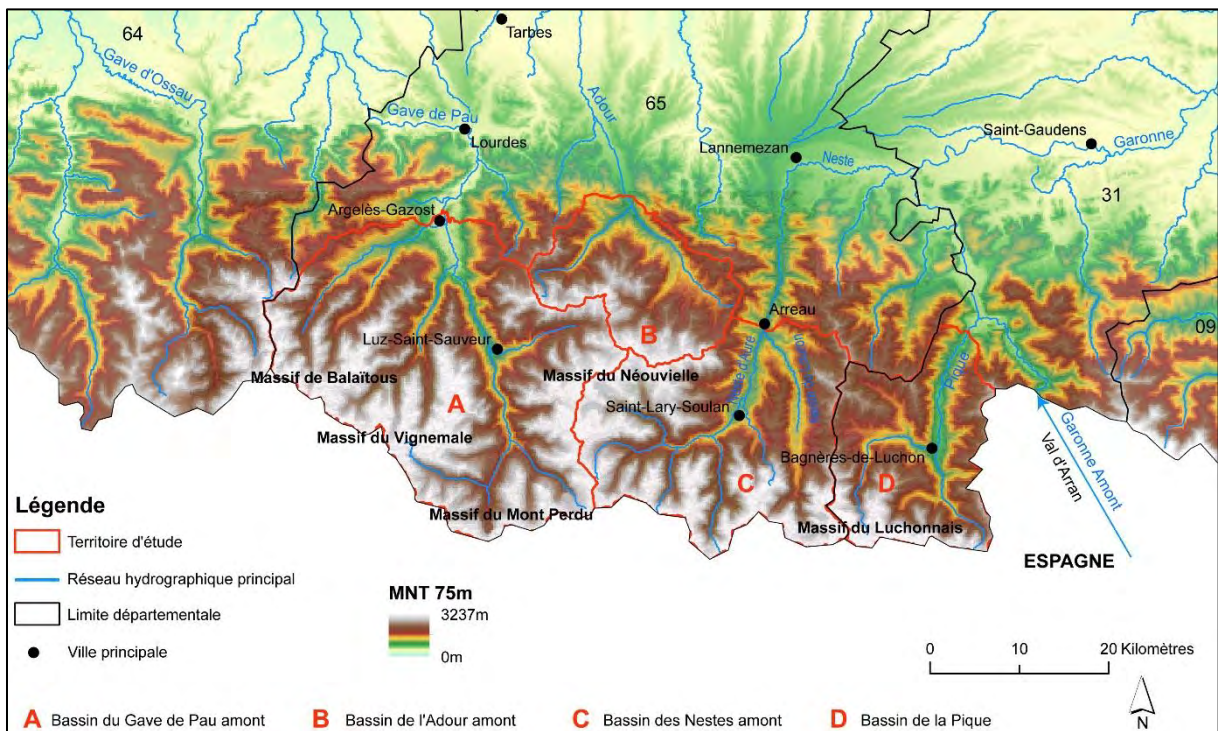


Figure 1.15 : Zone d'étude.

2.1.2 - Le cadre morpho-structural

Les Pyrénées sont la partie montagneuse d'un ensemble orogénique plus vaste limité à l'est par les plis du Bas-Languedoc et de la Provence et à l'ouest par les Monts Cantabriques. La chaîne pyrénéenne est une chaîne complexe de collision entre la plaque ibérique et la plaque européenne dans laquelle affleure donc une grande variété de roches d'âge Paléozoïque à Cénozoïque principalement. La formation de l'édifice actuel s'inscrit au début de l'orogénèse alpine et confère aux Pyrénées le statut de montagne jeune de plissement malgré la présence de terrains géologiques anciens. La complexité géologique pyrénéenne s'explique par la succession de deux périodes d'orogénèse :

- l'orogénèse hercynienne (-360 Ma à -290 Ma) ;
- l'orogénèse alpine (-85 Ma à -20 Ma).

En effet, entre -360 Ma à -290 Ma d'années, l'orogénèse hercynienne a métamorphisé et plissé les séries de l'Ordovicien et du Carbonifère pour former une chaîne beaucoup plus élevée que la chaîne actuelle. Une période de 200 Ma d'années a séparé l'orogénèse hercynienne de l'orogénèse alpine, pendant laquelle la chaîne hercynienne et son socle granitique ont été érodés et abaissés sous climat sub-tropical. S'en est suivie la formation d'une pénéplaine post-hercynienne puis une ouverture océanique des marges de cet édifice au Jurassique et au Crétacé Inférieur. Cette période de sédimentation a permis le dépôt de calcaires, de marnes et de dolomies. Elle s'est prolongée jusqu'à la surrection des Pyrénées actuelles survenue entre le Crétacé Supérieur et le Miocène Inférieur (Monod, 2014). La plaque ibérique est entrée en collision avec la plaque européenne selon un mouvement relatif ouest-est puis sud-ouest nord-est (Lévy, 2000). Suite à ces mouvements et à la tectonique entre le Pliocène et le Pléistocène, la chaîne présente aujourd'hui une structure en éventail centrée sur la faille Nord Pyrénéenne (Munoz, 1992), avec plusieurs zones structurales orientées est-ouest se succédant ainsi du nord au sud (Monod, 2014) (Fig. 1.16) :

- le Bassin Aquitain ou avant pays molassique, composé, comme son nom l'indique, de dépôts de molasses tertiaires issues essentiellement de l'érosion de la chaîne pyrénéenne et secondairement du Massif Central ;
- la zone sous-pyrénéenne, qui correspond aux Petites Pyrénées où affleurent des séries essentiellement calcaro-marneuses et juste soulevées du Crétacé Supérieur et du Paléogène ;
- la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), qui est une zone très plissée et très fracturée. Elle chevauche la zone sous pyrénéenne au nord et est chevauchée au sud par la zone primaire axiale d'âge hercynien. Elle est composée de séries secondaires du Jurassique et du Crétacé avec des intercalations de roches dolomitiques, volcaniques et de flyschs. Cette zone est localement

percée de massifs satellites paléozoïques, éléments de socle qu'on retrouve dans la zone suivante ;

- la Zone Axiale primaire (ZA) qui est séparée de la zone précédente par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP). Cette zone provient du bombement du socle paléozoïque plissé et métamorphisé pendant l'orogénèse hercynienne. Elle est composée essentiellement de roches magmatiques, fortement plissées et métamorphisées ainsi que de quelques séries sédimentaires calcaréo-schisteuses primaires. Elle constitue l'axe topographique et la partie la plus élevée des Pyrénées ;
- la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), chevauchante vers le sud. Elle est constituée de terrains mésozoïques et cénozoïques plissés, surmontés de nappes tectoniques (Gavarnie, Mont Perdu..., Lévy, 2000). Vers le sud, la ZSP se décline en sierras marginales puis en avant-pays du bassin de l'Ebre.

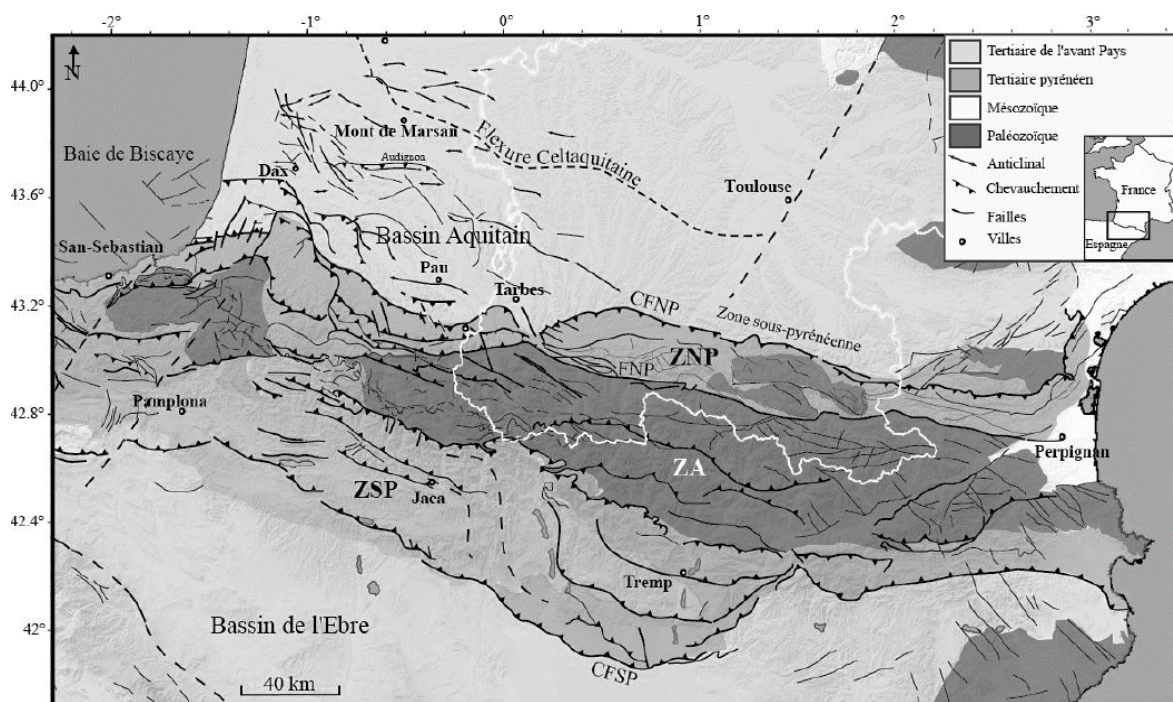


Figure 1.16 : Les grandes unités structurales des Pyrénées (modifié d'après Lacan, 2008 in Monod, 2014). CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; ZNP : Zone Nord Pyrénéenne ; FNP : Faille Nord Pyrénéenne ; ZA : Zone Axiale ; ZSP : Zone Sud Pyrénéenne ; CFSP Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen. En blanc est représentée la limite administrative de l'ancienne région Midi-Pyrénées.

Notre terrain d'étude s'inscrit essentiellement dans la Zone Primaire Axiale, composée (Fig. 1.17):

- de masses granitiques sur lesquelles s'appuient les plus hauts massifs des Pyrénées (massifs du Balaitous, du Vignemale, du Néouvielle, du Luchonnais (composé des massifs de Lis-Cailaouas et de Tramezaigues)) ;

- de schistes et de micaschistes plus ou moins indurés de l'Ordovicien et du Dévonien (dans le Luchonnais et la Neste d'Aure), de gneiss et de marbres dans la partie amont du Gave de Héas et de Gavarnie ainsi que de quartzite dans le Luchonnais ;
- d'enclaves de micaschistes dans les masses granitiques (Luchonnais) ;
- de calcaires répartis dans tout le massif et très présents dans la haute vallée des Gaves (Massif du Mont Perdu) ;
- d'argilite schisteuse et de grès pour le reste de la haute chaîne axiale.

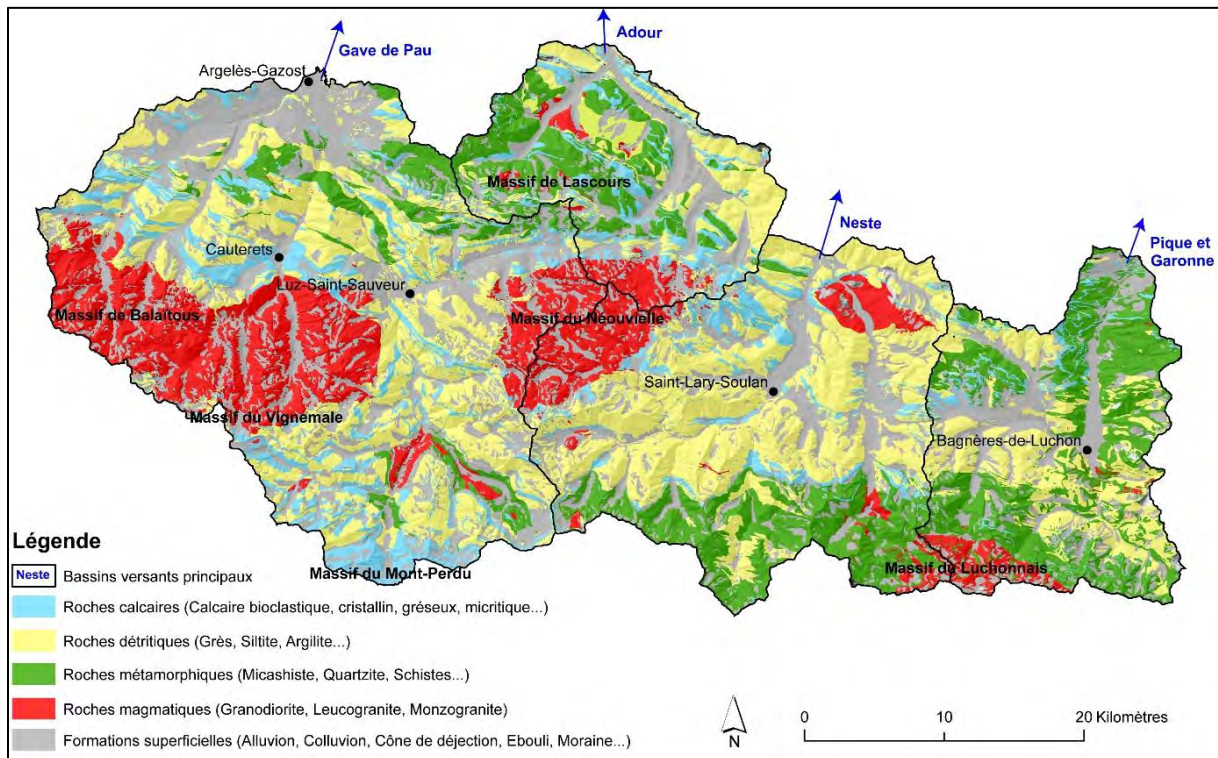


Figure 1.17 : Carte géologique du territoire d'étude découpée selon les principaux bassins versants (d'après données du BRGM harmonisées et vectorisées BRGM 1/50000, projet Garvemip).

2.1.3 - Les héritages sédimentaires

En montagne, la dynamique hydro-sédimentaire est également influencée par les différentes formations héritées des périodes glaciaires, paraglaciaires et post-glaciaires qui peuvent être destockées de manière intermittente, notamment lors d'épisodes paroxystiques. Dans les Pyrénées, l'extension maximale glaciaire Würmienne (LGM) a été datée pendant le stade isotopique 4 (Delmas, 2015). La figure 1.18 représente l'extension maximale des glaciers aux stades isotopiques 2, 3, 4 et une partie du 5, dernière phase d'englacement durable qu'a subie la chaîne. Le glacier de Lourdes et le glacier de la Garonne sont les deux glaciers qui ont le plus débordé sur le piémont au travers des vallées glaciaires majeures des Pyrénées centrales : vallée du gave de Pau, vallée des Nestes, vallée de la Garonne et de la Pique. La présence de complexes morainiques terminaux dans le paysage en atteste

notamment dans le bassin de Saint-Bertrand-de-Comminges et en Barousse pour le glacier de la Garonne et à proximité de Lourdes et Arudy pour le glacier de Lourdes. Ces deux glaciers de type alpin s'étendaient sur un linéaire de 60 à 80 km pour atteindre le piémont (Fernandes et al., 2017).

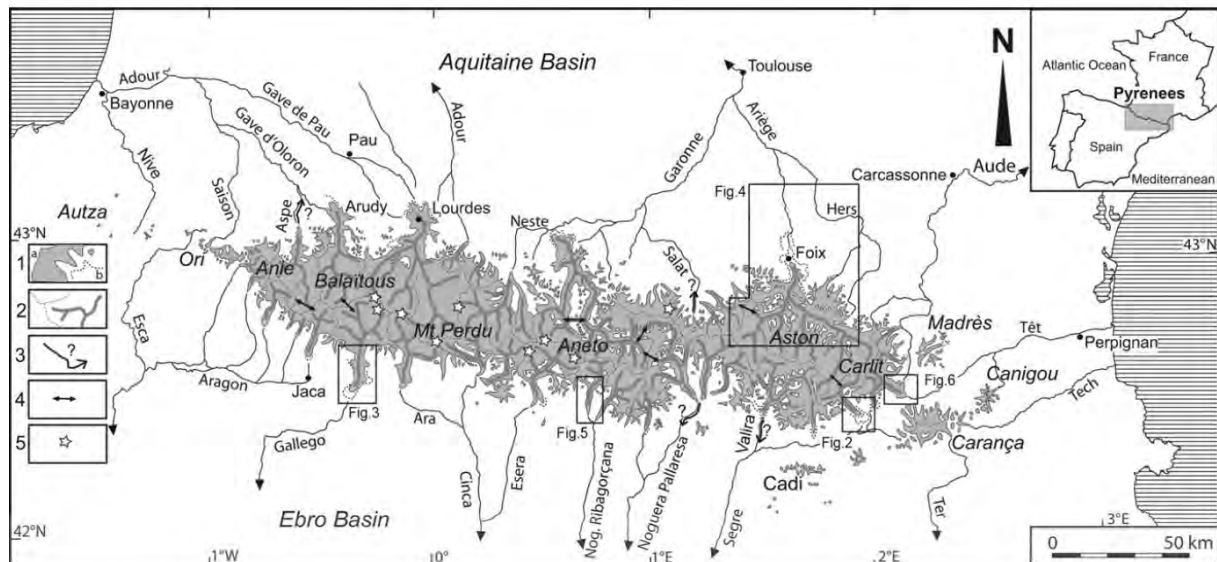


Figure 1.18 : L'extension maximale des glaciers au Pléistocène dans les Pyrénées (Calvet, 2004 ; Calvet et al., 2011).
Légende 1a : Extension des glaciers au Würm ; 1b : Extension des glaciers au Pléistocène Moyen. 2 : Crêtes supraglaciaires et principales langues glaciaires. 3 : extension possible des glaciers de vallées pendant le Pléistocène. 4 : diffusions glaciaires. 5 : Glaciers actuels.

Sur notre terrain d'étude, on retrouve des moraines liées aux différents stades de désenglacement. Les plus imposantes sont les moraines du Pléniglaciaire plaquées sur les versants, *e.g.* les versants de Barèges, et les dépôts fluvio-glaciaires de fond de vallée. *A contrario*, les moraines du Petit Âge Glaciaire sont de dimension décamétrique et se trouvent à une centaine de mètres des glaciers résiduels actuels (René, 2011) *e.g.* la moraine frontale d'Ossoue, les remparts morainiques de Barroude et Troumouse. L'extension maximale des glaciers au cours du Petit Âge Glaciaire a eu lieu au milieu du 19^{ème} siècle avant que leur fonte ne s'amorce. Dès 1860, Trutat (1876) observe la fonte des glaciers pyrénéens, lesquels ont perdu plus de 85 % de leur superficie entre 1850 et les années 2010 (San Roman, 2007 ; Arenillas et al., 2008 *in* René, 2011). Dans le même temps, les glaciers alpins n'en ont perdu « que » 40 %. La plus petite taille des glaciers pyrénéens ainsi que la position méridionale de la chaîne les ont rendus plus vulnérables au réchauffement climatique en cours. Ils ont reculé en moyenne de 725 m entre 1850 et 2007 pour une remontée du front du glacier de 2500 à 2750 m (René, 2011). Aujourd'hui, le massif du Vignemale est le massif des Pyrénées centrales le plus englacé avec le glacier d'Ossoue qui reste le seul glacier de langue. Les 3,5 km² de glaciers restant en 2007 (René, 2011) ont la singularité d'être les glaciers les plus méridionaux d'Europe.

Le domaine glaciaire et les processus paraglaciers associés s'étalent donc aujourd'hui sur une faible étendue. Si l'augmentation de l'activité torrentielle est considérée comme une conséquence du retrait glaciaire (Evans et Clague, 2013 *in* Berthet, 2016), ce lien n'a pas été confirmé dans les Pyrénées centrales pour l'instant. Il a par ailleurs été récemment remis en question dans la vallée de Chamonix (Berthet, 2016).

Contrairement au domaine glaciaire, l'étage périglaciaire est plus étendu. Composé des formes Pléistocène et actuelles liées aux effets du gel et du dégel et des processus nivaux (Feuillet, 2010), le domaine périglaciaire occupe l'espace supra-forestier au-dessus 2300 m (Feuillet et Sellier, 2008). Les processus périglaciaires associés à des processus ubiquistes (Cossart, 2014), *i.e.* dynamique de versant et processus fluvio-torrentiels, ont formé les stocks post-glaciaires au cours de l'Holocène.

En montagne, la cascade sédimentaire constitue un relais de processus entre les différents stocks sédimentaires car elle concerne différents étages morpho-climatiques et, de fait, différents processus. Dans les Pyrénées centrales, la marge proglaciaire du glacier des Oulettes en aval du Pic du Vignemale, est un exemple de relais de processus et de discontinuités sédimentaires (Fig. 1.19). Les alluvions glaciaires sont charriées par les eaux de fonte glaciaire puis transitent ensuite dans les dépôts fluvio-glaciaires du Gave des Oulettes de Gaube par processus torrentiels, quand ils ne sont pas piégés dans la plaine alluviale juste en aval. Alimentés ensuite par les matériaux issus des processus périglaciaires et gravitaires latéraux ainsi que des stocks post-glaciaires, le gave des Oulettes atteint une zone de stockage, le lac de Gaube.

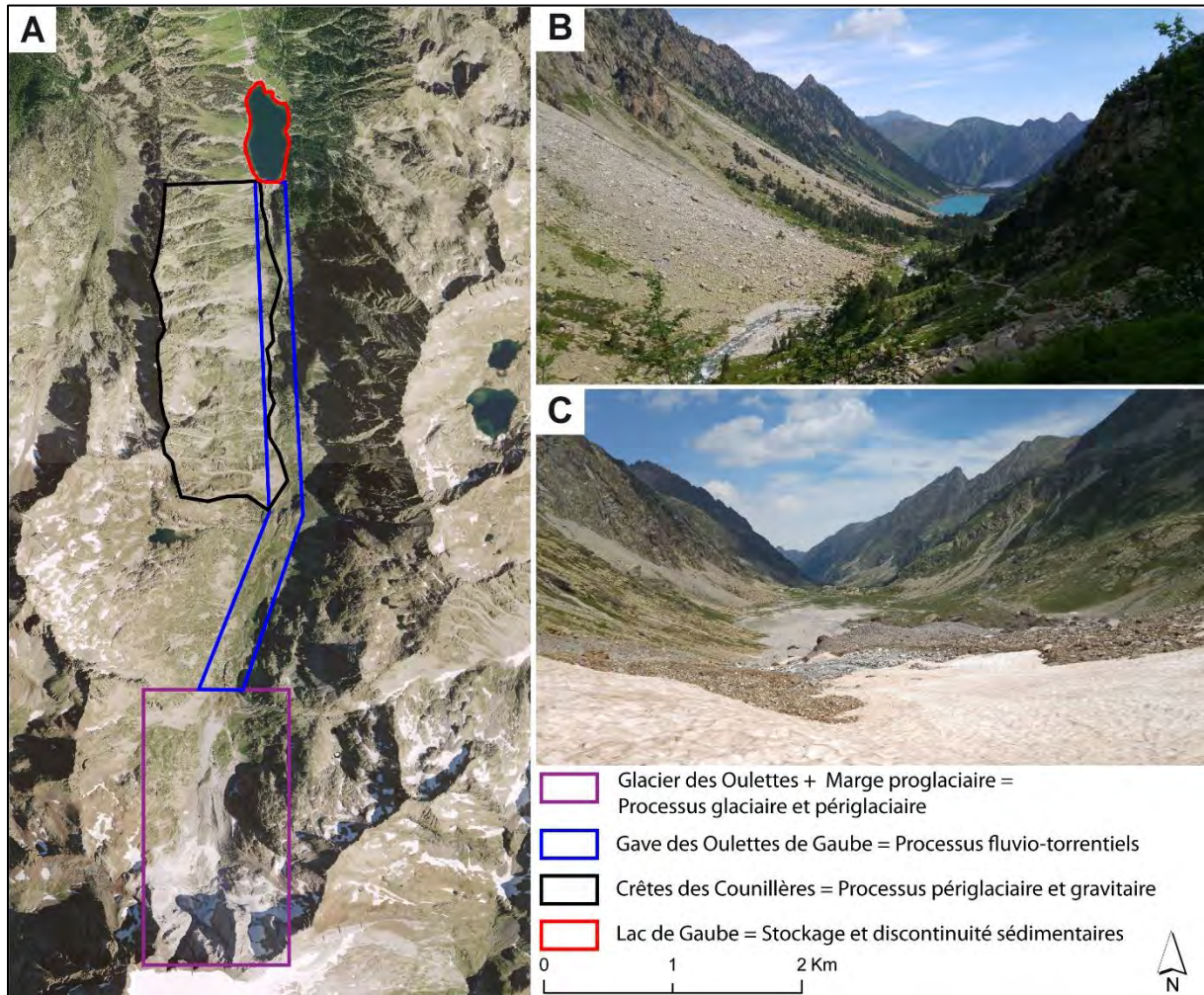


Figure 1.19 : Relais de processus entre le Pic de Vignemale, le glacier des Oulettes et le lac de Gaube. A : Orthophotographie 2013 © IGN ; B : Photographie de 2017 du lac de Gaube prise en amont (blog elkami.fr) ; C : Photographie de 2017 de la marge proglaciaire pris du glacier des Oulettes (blog elkami.fr).

2.2 - Contexte hydro-climatique et organisation du réseau hydrographique

2.2.1 - Le climat

Les Pyrénées sont au carrefour de diverses influences climatiques et jouent un rôle de barrière. La partie basco-béarnaise est soumise aux influences d'un climat tempéré océanique doux et humide alors que la partie orientale subit une forte influence méditerranéenne aux mécanismes météorologiques différents avec une saisonnalité plus marquée. Le centre de la chaîne est également marqué par cette double influence qui se superpose avec une tendance plus continentale (Fig. 1.20). Le versant sud espagnol est beaucoup plus ouvert aux influences méditerranéennes (Vigneau, 1986).

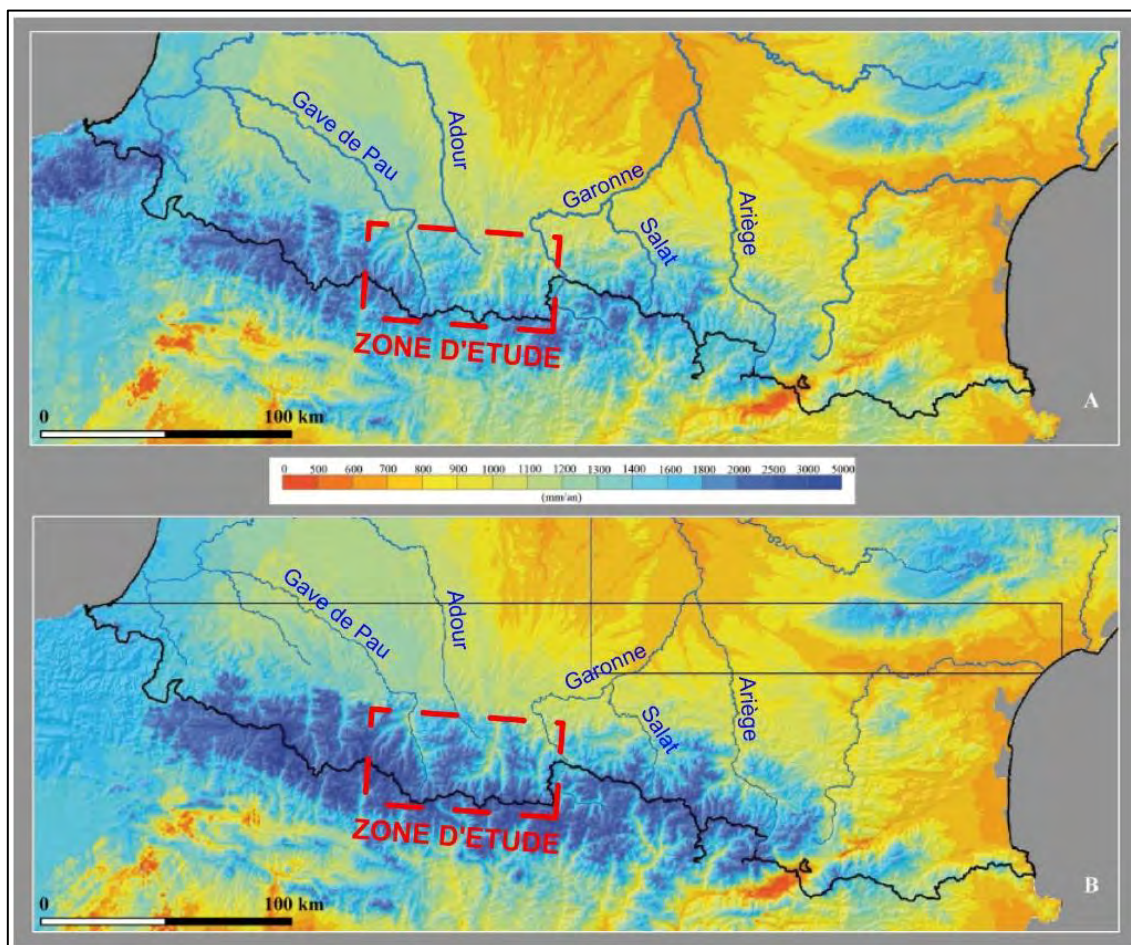


Figure 1.20 : Cartes des isohyètes annuelles de 1957 à 1973 (Gottardi, 2009). A. Sans la prise en compte de la neige. B. Avec la prise en compte de la neige.

Au cœur du massif, les Pyrénées Centrales possèdent, selon l'Observatoire Pyrénéen du Changement Climatique, un climat tempéré sub-océanique. Il est à tendance plus froide dans les zones amont du centre de la chaîne. Les flux d'ouest, parallèles à la chaîne, tendent à la longer en se déchargeant sur le Piémont et les Petites Pyrénées. Les flux de secteur nord-ouest s'y déchargent également (effet de front montagnard), et s'engouffrent ensuite dans les vallées. Les vallées principales, surplombées par des massifs dominants, sont également soumises aux perturbations océaniques de sud-ouest mais présentent de nombreux bassins d'abri, plus secs et marqués par une certaine continentalisation des conditions climatiques régionales. Les perturbations se déchargent sur les hauts versants français et/ou espagnols, les masses d'air débordant ensuite sur l'autre versant étant marqué par le foehn. Globalement, les flux d'ouest sont dominants en France, les versants et vallées exposés à l'est, au sud et au sud-est se trouvant par conséquent « sous le vent ».

Ce climat sub-océanique au centre de la chaîne est un climat montagnard où les températures et précipitations se caractérisent par un gradient altitudinal important. Il est marqué par une faible amplitude thermique annuelle, inférieure à 15 °C (Fig. 1.21). Les températures sont variables selon

l'influence de flux de nord plus froid ou de flux de sud (effet de foehn) plus chaud. Les précipitations moyennes annuelles s'échelonnent entre 900 et 2000 mm (Fig. 1.20). Elles s'abattent avec une plus grande fréquence au printemps lorsque les flux de nord-ouest sont dominants. En haute altitude, hors période estivale, elles tombent principalement sous forme de neige.

Ville (Altitude)	Totaux de précipitations annuels	Température moyenne annuelle	Moyenne du mois le plus chaud	Moyenne du mois le plus froid	Période
Saint-Lary-Soulan (820 m)	950 mm	9,7°	17,1°	2,7°	1959 - 1988
Luz-Saint-Sauveur (700 m)	1100 mm	10,5°	17,6°	4,2°	1959 - 1988
Barèges (1250 m)	1250 mm	8,5°	15,1°	2,3°	1959 - 1988
Cauterets (940 m)	1300 mm	9,2°	16,2°	3,2°	1959 - 1988
Pic du Midi de Bigorre (2877 m)	925 mm	-1,3°	6,9°	-7,5°	1951 - 1980

Figure 1.21 : Températures et précipitations moyennes (modifié d'après Feuillet, 2010, données MétéoFrance) (Localisation des lieux sur la figure 1.22).

2.2.2 - Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique actuel de la zone d'étude est fixé depuis le Miocène (Victoriano et al., 2016) et s'étend sur plus de 3450 km dont la majeure partie est constituée des tributaires de versants. Il s'articule autour des quatre vallées principales qui se succèdent d'est en ouest (Fig. 1.22) :

- la Pique est le premier grand affluent de la Garonne, en rive gauche. Elle prend sa source sous le Pic de la Mine et s'écoule sur plus de 30 km avant de rejoindre la Garonne à Cierp-Gaud/Marignac. Ses affluents principaux sont d'amont en aval, le Lys, l'One (formée par la confluence de la Neste d'Oô et de la Neste d'Oueil). A partir de Bagnères-de-Luchon (625 m), la largeur du fond de vallée augmente et la Pique prend la dynamique d'une rivière torrentielle avant de rejoindre la Garonne, 18 km plus en aval (Fig. 1.23).
- la Neste est également un affluent de la Garonne de rive gauche. Elle naît de la confluence de la Neste de Badet et de la Neste de la Géla en dessous du Pic de la Géla et du Pic Piau, à proximité de la station de ski de Piau-Engaly. Elle s'écoule ensuite sous le nom de Neste d'Aragnouet après la confluence et reçoit en rive droite les Nestes de Saux, de Couplan, du Moudang, du Rioumajou avant de devenir Neste d'Aure en amont de Saint-Lary-Soulan. L'élargissement de la vallée en auge glaciaire à partir de Saint-Lary-Soulan (800 m) sonne le glas de la dynamique purement torrentielle de la Neste d'Aure (Fig. 1.23). Alimentée ensuite principalement par le torrent de la Mousquère et du Lavedan, elle devient la Neste à sa confluence avec la Neste du Louron à Arreau.
- l'Adour prend son nom à la confluence à Sainte-Marie-de-Campan de l'Adour de Payolle, qui prend sa source dans le massif de l'Arbizon, et de l'Adour de Gripp, qui descend du Pic du Midi de Bigorre. En aval à Campan (660 m), l'Adour reçoit l'Adour de Lesponne et s'écoule alors selon une dynamique de rivière torrentielle (Fig. 1.23).

- le Gave de Pau est un des principaux affluents de l'Adour bien plus en aval sur le piémont des Pyrénées Béarnaises. En amont, il prend sa source dans le cirque de Gavarnie avant de recevoir le Gave de Héas, puis le Bastan à Luz-Saint-Sauveur, et les Gaves de Cauterets et d'Azun dans le bassin d'Argelès-Gazost. L'élargissement de la vallée à l'entrée de ce bassin à hauteur de Pierrefitte-Nestalas (470 m) marque la zone de transition pour le Gave de Pau entre une dynamique torrentielle et une dynamique de rivière torrentielle.

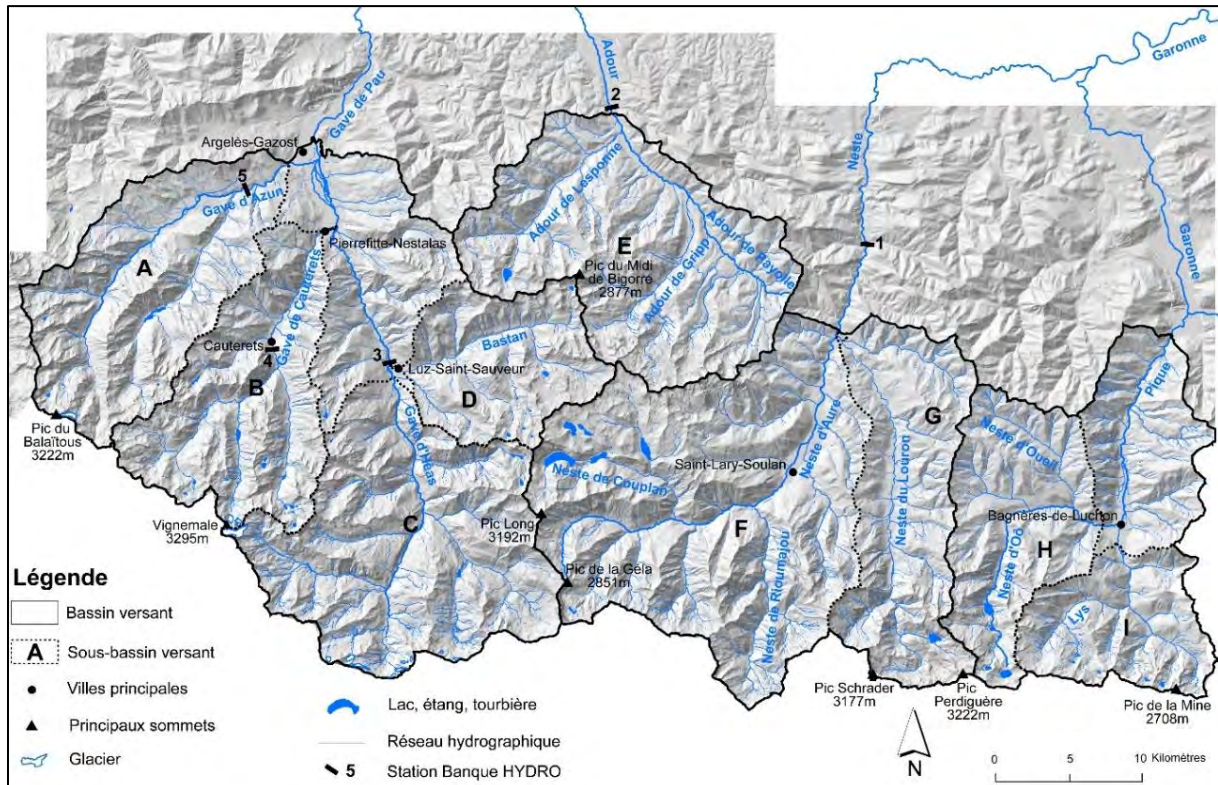
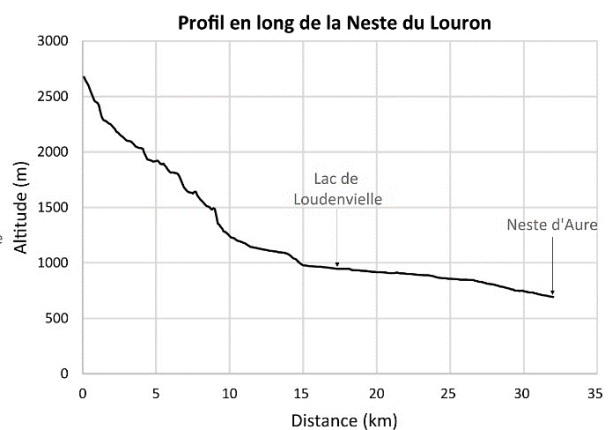
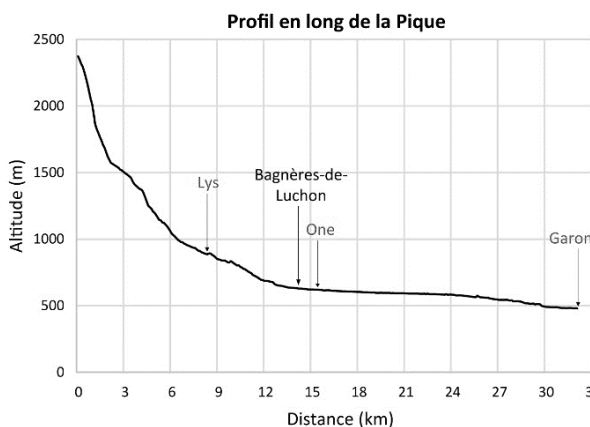


Figure 1.22 : Réseau hydrographique des vallées du Gave de Pau, de l'Adour, de la Neste et de la Pique et sous-bassins versants principaux délimités à partir de l'outil Arc Hydro sur le MNT 5m @ IGN. A : bassin du Gave d'Azun ; B : bassin du Gave de Cauterets ; C : bassin du Gave de Gavarnie/Héas ; D : bassin du Bastan et de l'Yse ; E : bassin de l'Adour ; F : bassin de la Neste d'Aure ; G : bassin de la Neste du Louron ; H : bassin de la Neste d'Oô/One ; I : bassin de la Pique Amont.



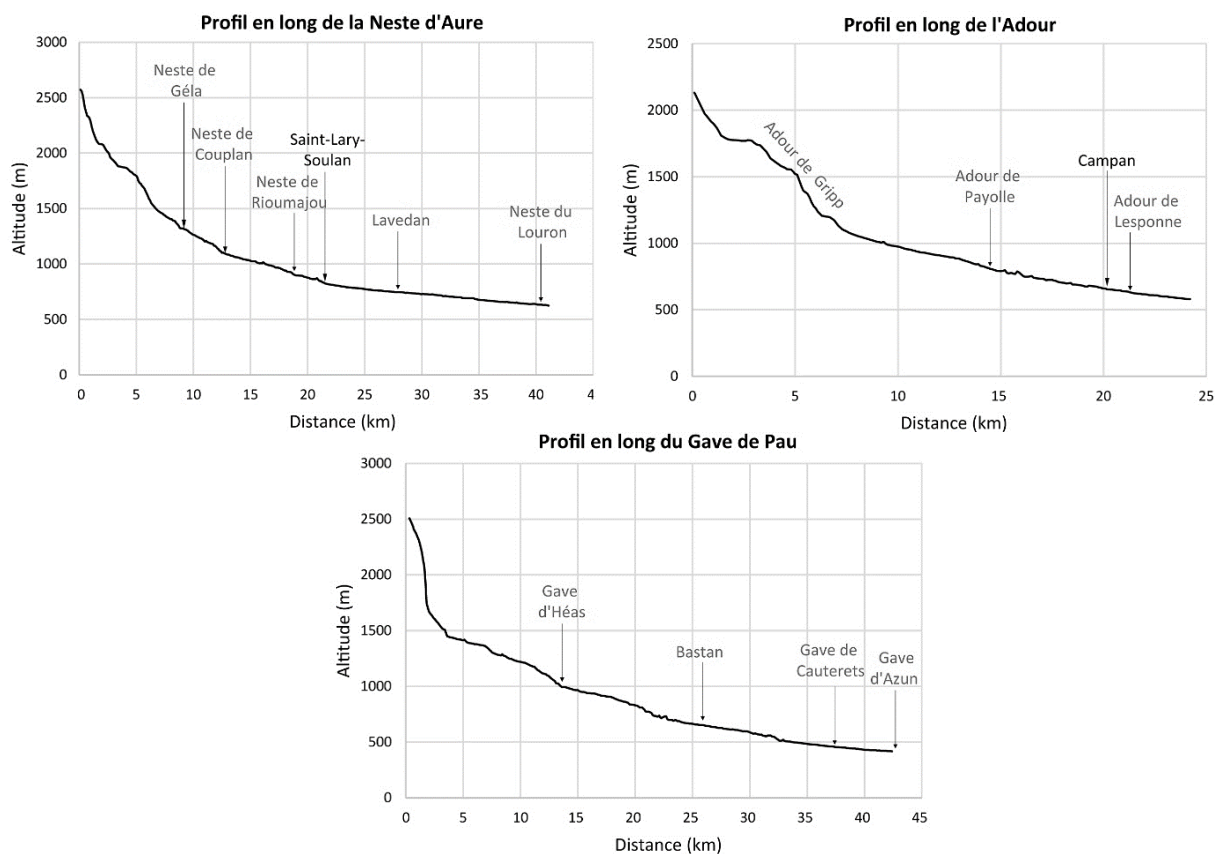


Figure 1.23 : Profils en long des collecteurs des cinq principales vallées (réalisés sous SIG à partir de la BD Carthage et du MNT 5 m © IGN).

Par ailleurs, les Pyrénées possèdent la plus forte densité de lacs des massifs montagneux d'Europe (Lévy, 2000). Ils sont généralement compris entre 1600 et 2300 m d'altitude. Une grande partie d'entre eux se situent dans les massifs granitiques et sont aménagés pour l'hydroélectricité. Les lacs de Gaube, d'Oô et du Néouvielle (Aubert, Aumar...) sont des sites hautement fréquentés par les touristes et sont un des symboles touristiques des Pyrénées.

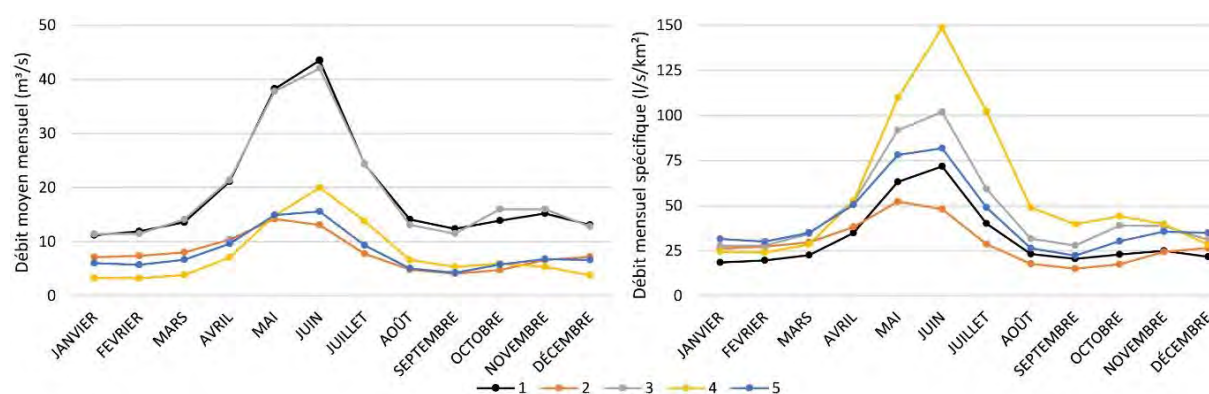
2.2.3 - Régime hydrologique

Le régime hydrologique des torrents de la zone d'étude est un régime nivo-pluvial déterminé par l'altitude du bassin de réception (Lévy, 2000). Les plus hauts débits s'écoulent au printemps quand la fonte nivale est augmentée d'un maximum pluvial printanier. Les débits diminuent dès les mois de juin/juillet jusqu'à l'étiage des mois d'août et septembre avant le retour des précipitations automnales. Le faible volume glaciaire ne permet pas à la fonte glaciaire de soutenir les débits pendant la période estivale (Fig. 1.24).

Les crues torrentielles dans les Pyrénées centrales sont provoquées par trois grands types de flux (Lambert, 1982 ; Pardé, 1935, 1953). Les perturbations d'ouest génèrent des averses et des crues dites « océaniques classiques » (Peteuil et al., 2010). Elles sont les plus fréquentes, se produisent le plus

souvent en hiver et vont provoquer des crues généralement marquées sur les cours aval et les rivières de piémont. *A contrario*, les bassins de fond de vallée plus abrités face à ces perturbations sont sujets aux crues initiées par les perturbations de sud-ouest qui débordent sur les crêtes françaises (averses et crues dites « océaniques pyrénéennes »). Elles se produisent généralement au printemps lors de la fonte nivale. Elles sont accompagnées de vents de nord-ouest à nord-nord-ouest et donnent des cumuls pluviométriques importants avec l'altitude. Le troisième type de crue *i.e.* les crues dites « méditerranéennes » est marginal pour notre terrain d'étude même si certaines grandes crues peuvent leur être associées *e.g.* crue de novembre 1982 par débordement des masses d'air chaudes et humides venant du sud-est.

En zone de montagne, les crues torrentielles majeures sont le fruit de la concomitance de plusieurs facteurs : des précipitations importantes pendant la période précédant la crue (saturation préalable des sols et les débits déjà bien soutenus) ; une fonte nivale importante ; une averse orageuse intense et brutale pour parapher la formation du pic de crue. Une autre catégorie d'averses à l'origine des crues remarquables dans les Pyrénées est donc l'averse orageuse, localisée ou non, et qui peut atteindre des intensités remarquables ($100 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Ces orages se forment grâce à l'apport thermique des versants sud espagnols. Les flux de sud s'élèvent et débordent sur les crêtes françaises en s'accompagnant d'orages localisés parfois intenses.



Station	Lieu	Altitude (m)	Surface du bassin amont (km ²)	Période d'enregistrement	Module (m ³ /s)
1 - Neste d'Aure	Sarrancollin	630	606	1961-2001	19,4
2 - Adour	Pont d'Asté	600	272	1912-2018	7,96
3 - Gave de Pau	Sassis	643	412	1960-2014	19,4
4 - Gave de Cauterets	Cauterets	915	137	1960-1987	7,79
5 - Gave d'Azun	Arras en Lavedan	659	191	1960-2014	8,05

Figure 1.24 : Débits moyens mensuels et module des cinq cours d'eau principaux du terrain d'étude (d'après données Banque HYDRO) (Localisation des stations sur la figure 1.22).

2.3 - Occupation du sol et enjeux socio-économiques.

Les interactions entre l'évolution conjointe de l'occupation du sol, des activités socio-économiques, des aménagements, des politiques... avec la dynamique hydro-sédimentaire seront développées dans la partie 3. L'objectif est ici de présenter seulement les grands traits qui caractérisent le territoire d'étude.

2.3.1 - Les grandes types d'occupation du sol

Les pelouses et pâturages naturels, les forêts de feuillus et de conifères, les zones à végétation clairsemée et les roches nues occupent plus de 80 % de la zone d'étude d'après la BD CORINE Land Cover 2012 (Fig. 1.25 et 26). Ces types d'occupation du sol que l'on retrouve tant sur les versants que dans les fonds de vallée, s'échelonnent selon le principe d'étagement bioclimatique régi par l'altitude et l'orientation des versants (Fig. 1.27). Le hêtre et le sapin y composent la plus grande partie des forêts. Logiquement, on trouve les roches nues à l'étage alpin, au-dessus de 2200 et 2400 m quand les conditions climatiques, les pentes et les sols excluent l'installation de toute végétation. L'étage subalpin est en partie constitué de forêt de pins mais surtout de landes ou de pâturages alors que l'étage montagnard et collinéen est occupé par des peuplements forestiers de conifères et de feuillus associés à des prés et des pâturages.

Les zones urbanisées et les infrastructures industrielles, commerciales et routières se situent principalement en fond de vallée. Dans cette région très rurale, les plus grands centres urbains sont des villes de petite taille. L'occupation du sol a largement évolué au cours des derniers siècles. Le paysage agro-pastoral avec de vastes surfaces pastorales, des terres cultivées et des lambeaux de forêts a atteint son extension maximale de la fin du 18^{ème} siècle au début du 19^{ème} siècle. La forte déprise agro-pastorale du 19^{ème} siècle et les travaux de Restauration des Terrains de Montagne ont depuis engendré une dynamique de recolonisation des versants par la forêt.

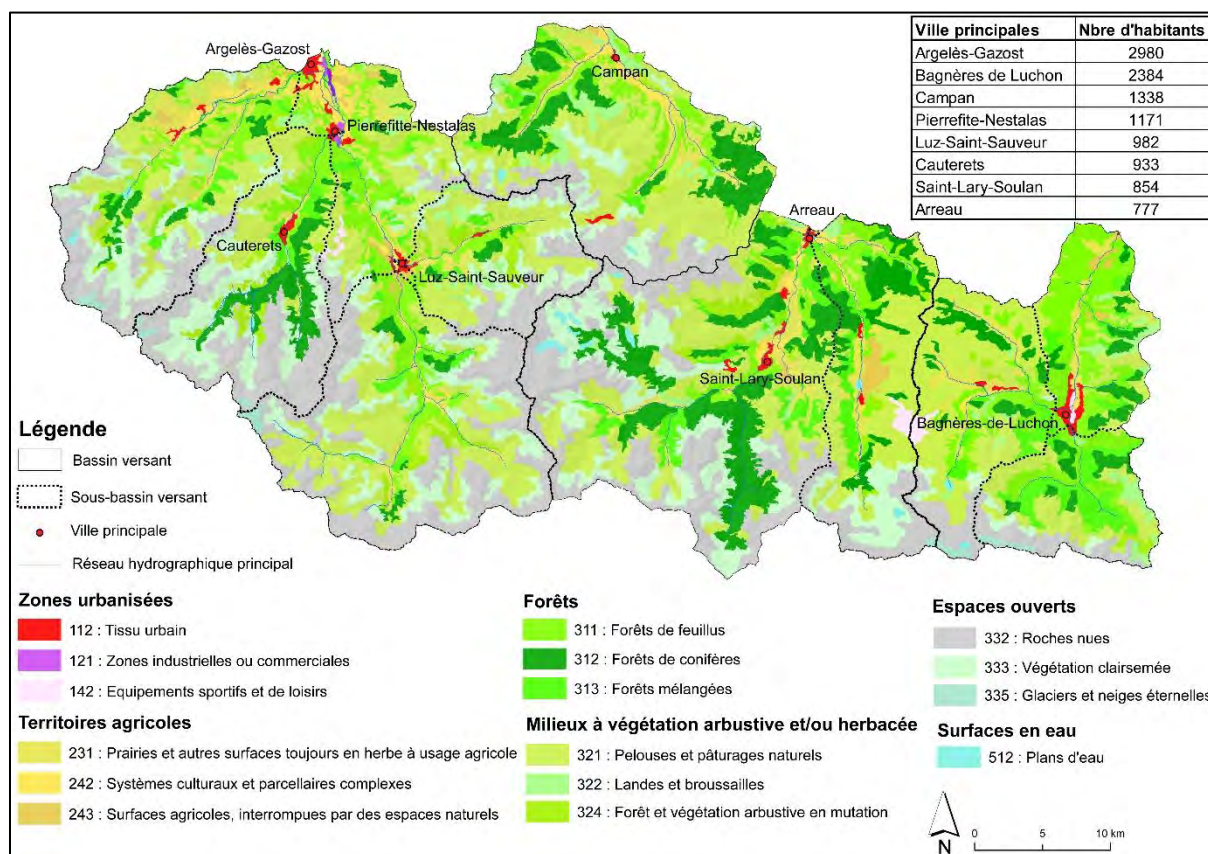


Figure 1.25 : Types d'occupation du sol (d'après données BD CORINE Land Cover 2012) et population des villes principales (d'après données INSEE 2013 et 2015).

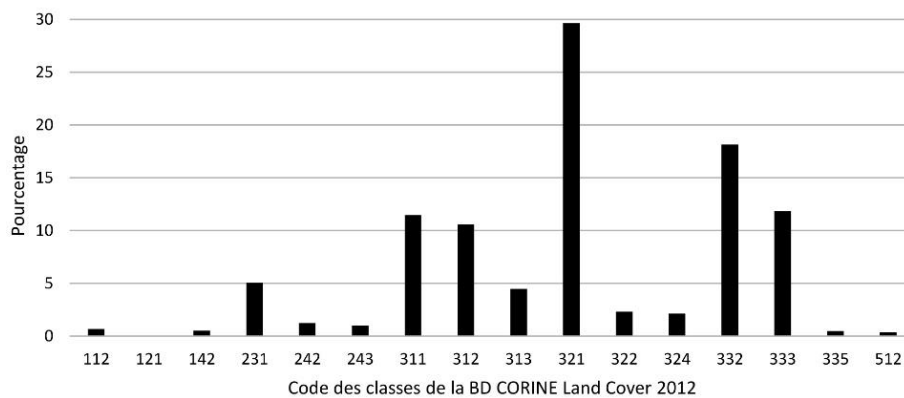


Figure 1.26 : Pourcentage des types d'occupation du sol (d'après données de la BD CORINE Land Cover 2012 et classe d'occupation du sol renseignées sur la carte ci-dessus).

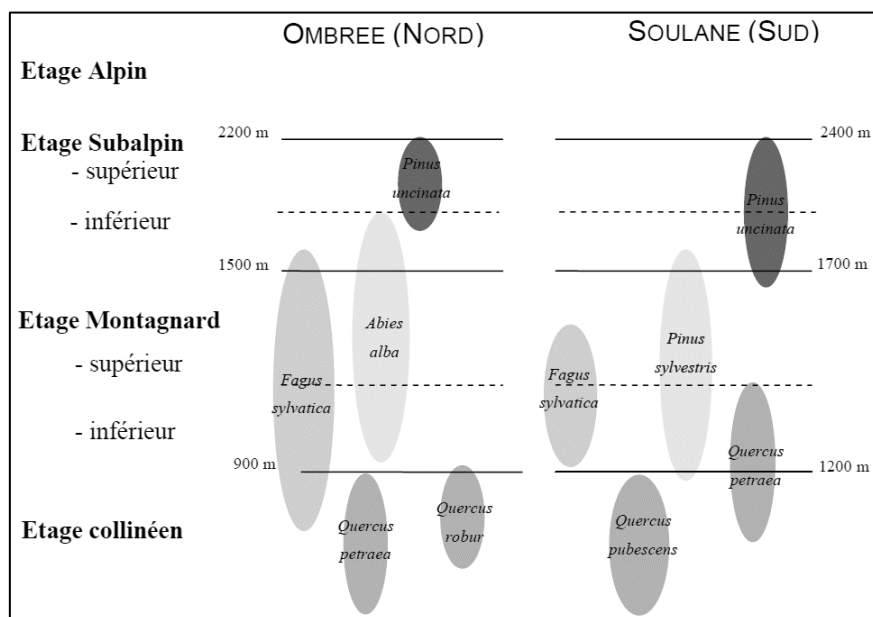


Figure 1.27 : Répartition altitudinale d'espèces forestières dans les Pyrénées centrales (d'après Rameau et al, 1993 ; Ozenda, 1985 in Vitasse, 2009).

2.3.2 - Les enjeux socio-économiques

Le massif pyrénéen est un territoire rural au sein duquel il est difficile de circuler. Sauf exception, le passage en Espagne ne peut s'effectuer que par des cols. Sur notre territoire, il est possible uniquement par le tunnel d'Aragnouet-Bielsa dans la vallée de la Neste d'Aure ou par le Val d'Aran et le tunnel de Viella plus à l'est. En France, la communication entre les vallées d'est en ouest est rendue possible par la présence de nombreux cols stratégiques, renommés en raison du passage régulier du Tour de France *e.g.* cols du Soulor, du Tourmalet, d'Aspin, d'Azet, de Peyresourde, du Portillon. Ces liaisons ont été aménagées durant l'âge d'or du thermalisme dans les Pyrénées, à la fin du 19^{ème} siècle lors de l'ouverture de la route thermique des Pyrénées *e.g.* les cols du Tourmalet, d'Aspin et de Peyresourde. Cette route a rendu plus carrossable et plus accessible ces cols afin d'améliorer la circulation et la sécurité des curistes. Ces cols sont pour la plupart situés au-dessus de 2000 m d'altitude et abritent aujourd'hui certaines des stations de ski les plus connues des Pyrénées *e.g.* station de ski du Grand Tourmalet au col du Tourmalet, de Peyragudes au col de Peyresourde.

Les deux activités économiques majeures du territoire sont l'agro-pastoralisme et le tourisme. Les Pyrénées centrales offrent une large palette d'activités avec de nombreux sites à renommée ou labels nationaux et internationaux (Fig. 1.28). Le Parc National des Pyrénées abrite des sites remarquables comme le Pont d'Espagne et le lac de Gaube, le Vignemale et les derniers glaciers pyrénéens, le cirque de Gavarnie (classé au patrimoine mondial de l'Unesco), le Pic du Midi de Bigorre et son observatoire, des réserves naturelles comme celle du Néouvielle qui possède la plus haute forêt de pins à crochets d'Europe. Dans ce parc se concentrent plus de 2500 espèces végétales supérieures, soit environ 40 %

de la diversité végétale de la France Métropolitaine (Données du Parc Naturel des Pyrénées). Cette richesse des milieux naturels et des paysages est un atout majeur dans le développement du tourisme estival.

Depuis le 18^{ème} siècle, le massif pyrénéen est reconnu nationalement comme un haut lieu de villégiature thermique. Bagnères-de-Luchon et Bagnères-de-Bigorre étant les deux stations phares de notre territoire et des Pyrénées. Si l'activité a commencé à décliner pendant l'entre-deux-guerres, elle s'est récemment réinventée avec l'aménagement de nombreux centres thermo-ludiques. Parallèlement à ce déclin, le tourisme de sports d'hiver s'est développé avec en premier lieu la création de domaines skiables à proximité des centres thermaux *e.g.* Barèges, Cauterets, Superbagnères, puis de stations de ski d'altitude *e.g.* Val Louron, Luz-Ardiden, La Mongie.

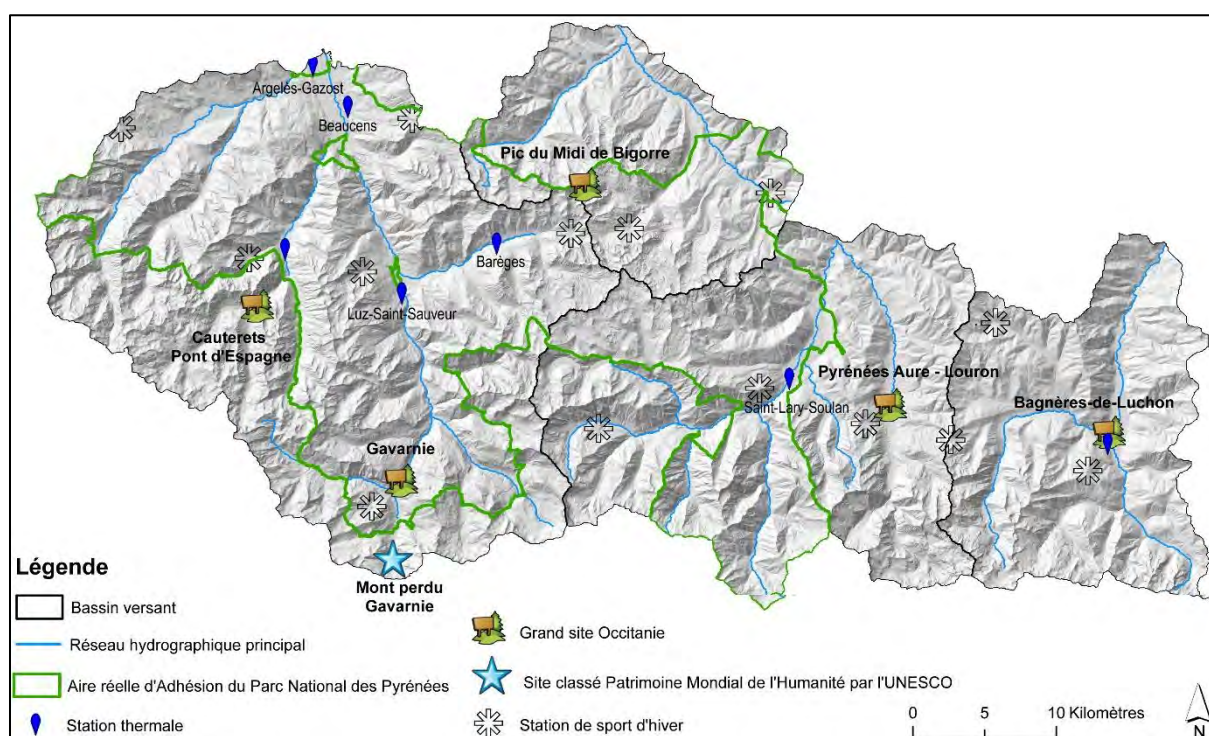


Figure 1.28 : Sites touristiques (d'après données de la région Occitanie Pyrénées-Méditerranée : Les chiffres clés du tourisme et des loisirs en Occitanie/Pyrénées – Méditerranée, laregion.fr).

L'activité hydroélectrique est également considérée comme une activité structurante du paysage pyrénéen avec une forte artificialisation du réseau hydrographique et des écoulements (Fig. 1.29). La pente hydraulique et la présence de nombreux lacs confèrent un important potentiel hydroélectrique au massif. Les schémas ci-après illustrent l'organisation du réseau de turbines, de dérivations d'eau et de barrages au sein d'une même vallée mais également entre les vallées. En outre, les Pyrénées jouent le rôle de château d'eau pour l'irrigation des bassins de la Garonne et de l'Ebre. C'est ainsi qu'en 1864

fut installé le premier barrage des Pyrénées, le barrage d'Oredon, afin de réguler et d'alimenter le canal de la Neste servant à l'irrigation du plateau de Lannemezan.

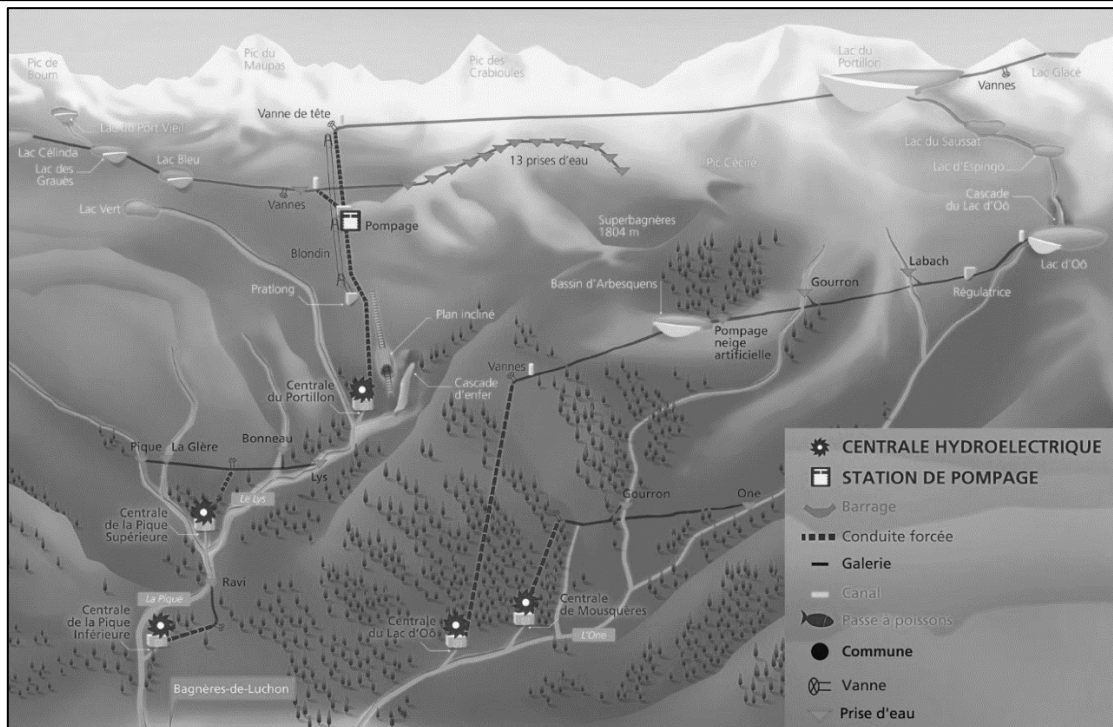
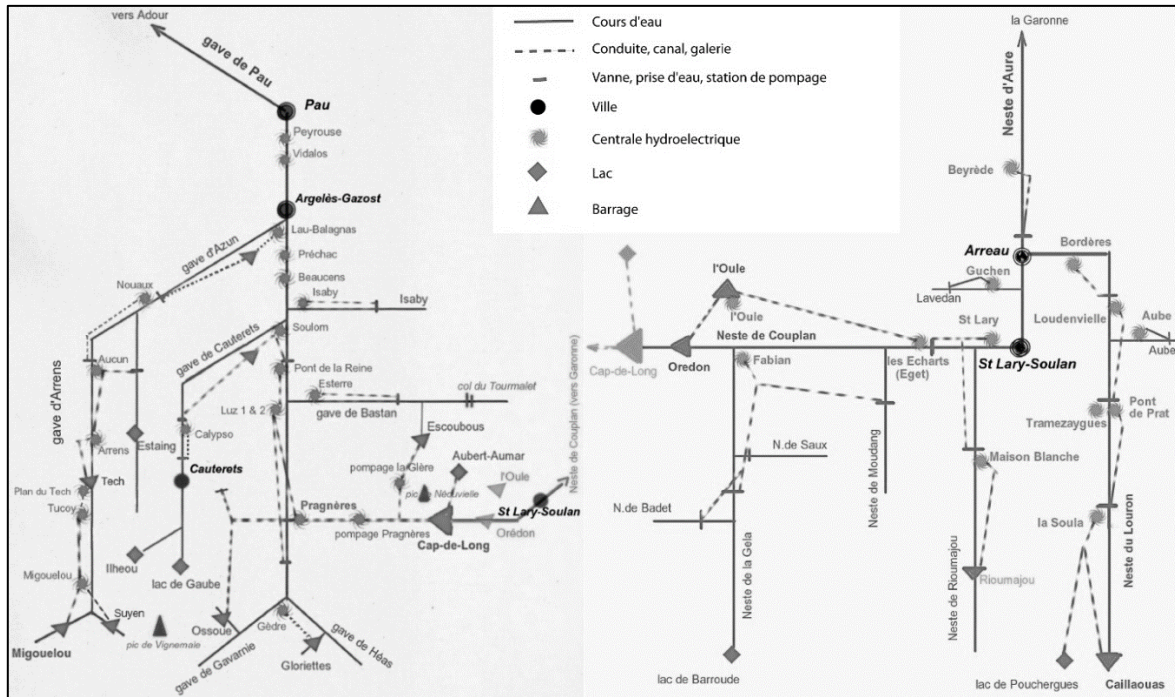


Figure 1.29 : Les installations hydroélectriques (d'après le site www.hydrelect.info et le groupement d'usine de Luchon-Cierp EDF).

Les conditions climatiques, géologiques et topographiques offrent aux Pyrénées une large mosaïque de paysages. Ce patchwork de paysages est une co-construction mobile entre dynamiques naturelles et anthropiques dans lequel a évolué la torrentialité.

3 – Cadre de recherche

Cette partie traite du cadre de recherche dans lequel s'est développé ce travail doctoral. Elle vise à présenter (i) la crue torrentielle de juin 2013 comme élément déclencheur du projet, (ii) les questionnements et les enjeux de la torrencialité dans les Pyrénées centrales, puis (iii) l'organisation et la démarche méthodologique de la réflexion.

3.1 - La crue de juin 2013

Le point de départ du projet de recherche et du projet de thèse est la crue majeure qui s'est produite dans les Pyrénées centrales les 18 et 19 juin 2013. Cette crue fait suite à une autre grosse crue survenue en octobre 2012 mais localisée sur le gave de Pau amont et le gave de Cauterets.

3.1.1 - Le phénomène hydro-météorologique

Le contexte hydro-météorologique de la crue de juin 2013 a été largement décrit dans les rapports post-crue (Sturma et al., 2017 ; Victoriano et al., 2016 ; Dreal, 2013 ; Geodiag, 2014) et est ici synthétisé. Un système dépressionnaire orienté sud-ouest nord-est, accompagné d'un flux de sud chaud, est à l'origine des précipitations abondantes génératrices de la crue du 18 et 19 juin 2013 (Fig. 1.30). En provenance d'Espagne, elles ont ensuite débordé sur les crêtes françaises encore abondamment enneigées pour un mois de juin (Fig. 1.31). La figure 1.31 présente les cumuls de précipitations de ces deux jours comparés aux cumuls de la crue d'octobre 2012. En octobre 2012, d'intenses précipitations se sont abattues en 48 h sur les bassins frontaliers. En comparaison, les cumuls de juin 2013 sont nettement plus faibles avec tout de même des totaux de plus de 100 mm en 48 h sur les hauts bassins.

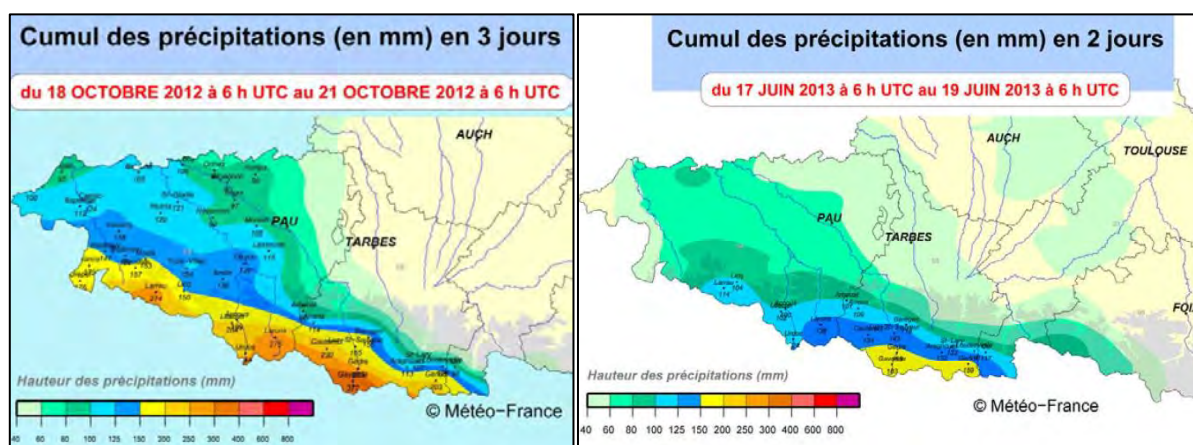


Figure 1.30 : Cartes des précipitations relatives aux crues d'octobre 2012 et de juin 2013 (d'après Météo-France in GeoDiag, 2014).

Cumul des précipitations (en mm)			
Bassin versant	station	octobre 2012	juin 2013
Gave de Pau amont	Cauterets	193	134
	Gavarnie	335	183
	Gèdre	209	122
	Barèges	140	103
	Luz-st-Sauveur	145	131
Nestes	St-Lary	91	92
	Loudenvielle	102	98
	Genos	173	165
	Aragnouet	169	127
Garonne amont	Luchon		88
	Hospice de France		133
	St-Paul d'Oueil		118
Val d'Aran	Vielha		112
	Bonaigua		100




Figure 1.31 : Cumuls de précipitations de la crue d'octobre 2012 et juin 2013 (Météo-France in GeoDiag, 2014) et Hauteur de neige sur le col du Tourmalet le 5 juin 2013 (La Dépêche du Midi).

Cette crue majeure est de l'ordre de la crue centennale pour le Bastan et cinquantiennale pour la Pique amont mais également pour la Neste de Couplan, la Neste de Rioumajou et le Gave d'Azun selon les débits journaliers du 18/19 juin 2013 de la banque Hydro (Fig. 1.32). Cette crue doit son intensité à la conjonction d'une série de facteurs exceptionnels. L'hiver 2012/2013 ainsi que les 5 premiers mois de l'année 2013 ont été largement excédentaires en précipitations pluvieuses et neigeuses comparées aux moyennes de précipitations interannuelles. Le mois de mai fut le plus froid depuis 1984 avec des cumuls de neige les plus importants depuis 1972 dans les Pyrénées pour un mois de juin. Pour ordre d'idée, il a été mesuré 3,70 m de hauteurs de neige à Luz Ardiden (2450m d'altitude) et plus de 2 m de neige à 2430 m dans le bassin de la Pique amont le 1^{er} juin (Station Nivose du Maupas). La fonte nivale a été très intense dans la semaine précédant la crue. Sur cette même station, on a estimé que la fusion nivale a abaissé le manteau neigeux de 94 cm dans les 5 jours précédant la crue (Sturma et al., 2017). Cette contribution nivale, provoquée par le flux chaud de secteur sud (limite pluie/neige supérieure à 3000m), a été estimée à 40 % du volume écoulé par la crue dans le Val d'Aran et la Garonne amont (Dreal, 2013 ; Victoriano et al., 2016) par gonflement des débits de base et augmentation des débits de crue. La couverture neigeuse (fonte nivale ajoutée au ruissellement sur la neige), la faible capacité d'infiltration des sols déjà gorgés d'eau ont déclenché une réponse hydrologique très rapide aux pluies intenses sur les hauts bassins versants comme en témoigne les hydrogrammes suivants.

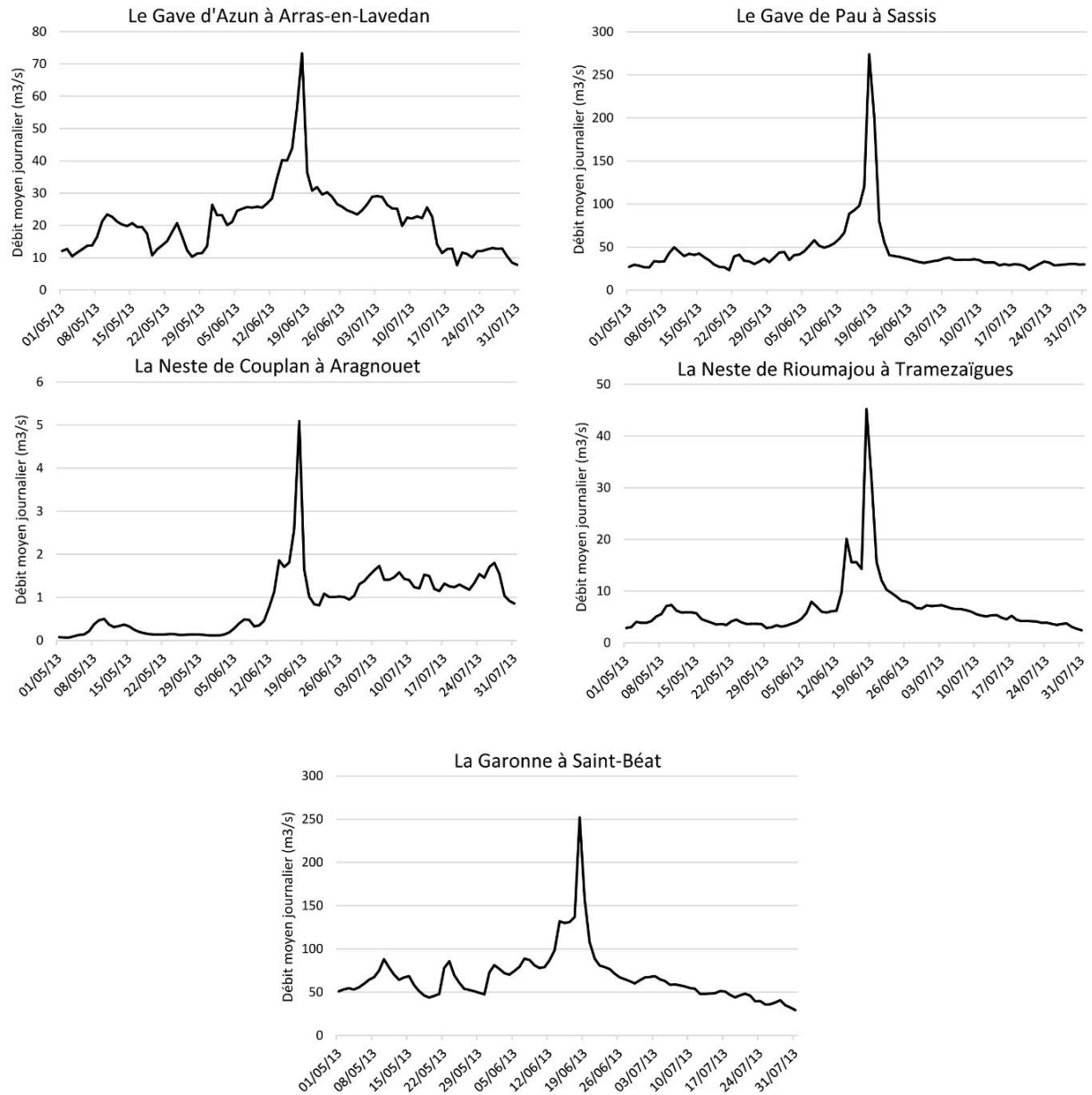


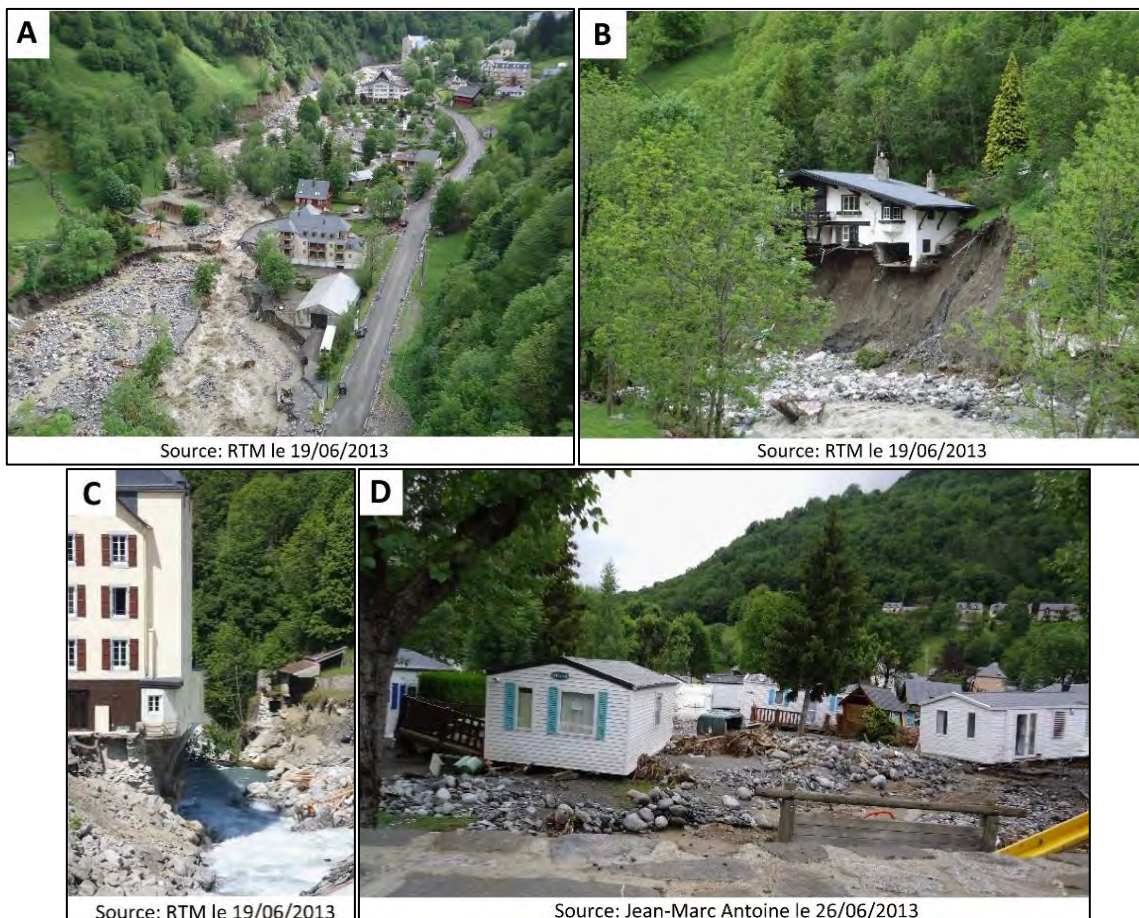
Figure 1.32 : Hydrogrammes de mai, juin, juillet 2013 de 5 stations des Pyrénées centrales (d'après données Banque HYDRO).

3.1.2 - Impacts morphologiques et matériels

La crue dont le bilan s'élève à 2 morts et plus de 2500 personnes évacuées, a affecté un large territoire, depuis le Val d'Aran à l'est jusqu'aux gaves de Caunterets et d'Azun à l'ouest. Des dégâts considérables ont endommagé les réseaux d'assainissement, d'électricité, la voirie, les installations privées et touristiques et les exploitations agricoles (Fig. 1.33). Les coûts de reconstruction ont été évalués à plus de 115 millions € pour les Hautes-Pyrénées et 35 millions € pour la Haute-Garonne (Sturma et al., 2017). Cette crue torrentielle a engendré des inondations par débordement notamment à Bagnères-de-Luchon (Fig. 1.33I), à Lourdes... Mais nous nous concentrerons ici davantage sur les impacts de la crue torrentielle liés à la mobilité des chenaux, à l'érosion et au transport solide plus en amont.

Dans le bassin du Bastan, la voirie entre Luz-Saint-Sauveur et Barèges a été détruite sur plus de 3 km coupant l'accès à Barèges, à la station de ski de Super-Barèges, au col du Tourmalet, et isolant 500 personnes, finalement évacuées car privées d'eau et d'électricité (Fig. 1.33A). Le col du Tourmalet a d'ailleurs été déneigé en extrême urgence afin de permettre un accès à Barèges par le versant bigourdan. Le parking de la station de ski de Super-Barèges a lui aussi été largement détruit par le torrent Dets Coubous, affluent du gave du Bastan. La route d'accès à la ville de Cauterets a été emportée au niveau de Limaçon par le glissement de terrain de Calypso (Fig. 1.33G). Dans le Luchonnais, le parking touristique de la cascade d'Enfer et l'auberge au fond de la vallée du Lys (Haute-Garonne) ont été emportés (Fig. 1.33J) comme certaines portions de route en amont de Bagnères-de-Luchon *e.g.* au niveau du couloir de laves torrentielles de Castelvielh.

Des infrastructures touristiques (les campings situés aux abords du Bastan (Fig. 1.33D)) et des maisons de particuliers ont également été impactés majoritairement dans les bassins du Bastan (Fig. 1.33B, C, E), de la Neste d'Oô et de la Pique amont (notamment dans la vallée du Lys) (Fig. 1.33J).



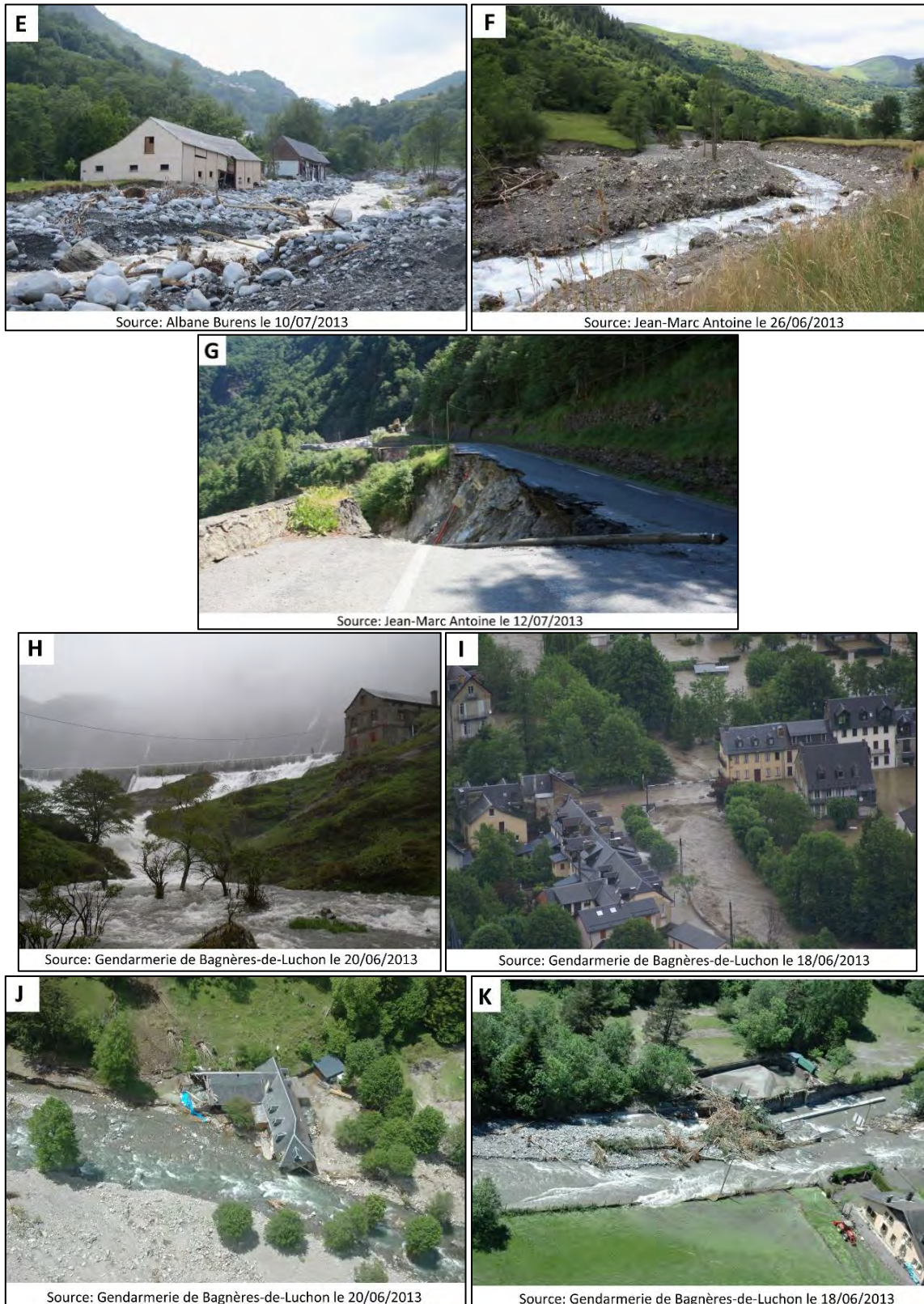


Figure 1.33 : Les dégâts de la crue de juin 2013. A : Bastan en aval de Barèges ; B : Affouillement d'une maison sur le Bastan ; C : Incision sous l'Hôpital militaire de Barèges ; D : Destruction d'un camping par la Bastan ; E : Destruction d'une grange à Betpouey avec l'élargissement du Bastan ; F : Erosion et élargissement de la Neste d'Oô à l'amont d'Oô ; G : Glissement de terrain et destruction de la route en aval de Cauterets ; H : Débordement du barrage d'Oô ; I : Inondation de Bagnères-de-Luchon par la Pique ; J : Destruction d'une maison dans la vallée du Lys ; K : Embâcle de la Pique au barrage de Ravi.

Par ailleurs, de nombreuses exploitations agricoles ont vu la superficie de leurs prés de fauche affectée (Fig. 1.33A, E, F). Les terres jouxtant les chenaux torrentiels en fond de vallée ont été largement érodées ou recouvertes par les dépôts de crue. Les chenaux se sont élargis formant des bandes actives de plus de 50 m de largeur à certains endroits (Oô, Bastan, Lys, Neste de Badet) (Fig. 1.33A, E, F, J). L'élargissement de la bande active a été particulièrement marqué dans la vallée du Bastan (Fig. 1.34). Verticalement, il semblerait d'après le rapport de GeoDiag, (2014) que certaines parties du Bastan aient été soumises à une forte incision d'environ 2 m, notamment à Barèges (Fig. 1.33C) et à Betpouey. Suite à la crue, des expropriations et des destructions de maisons et de granges, desquelles le torrent s'était dangereusement approché, ont eu lieu (Fig. 1.33A, B, E, J).

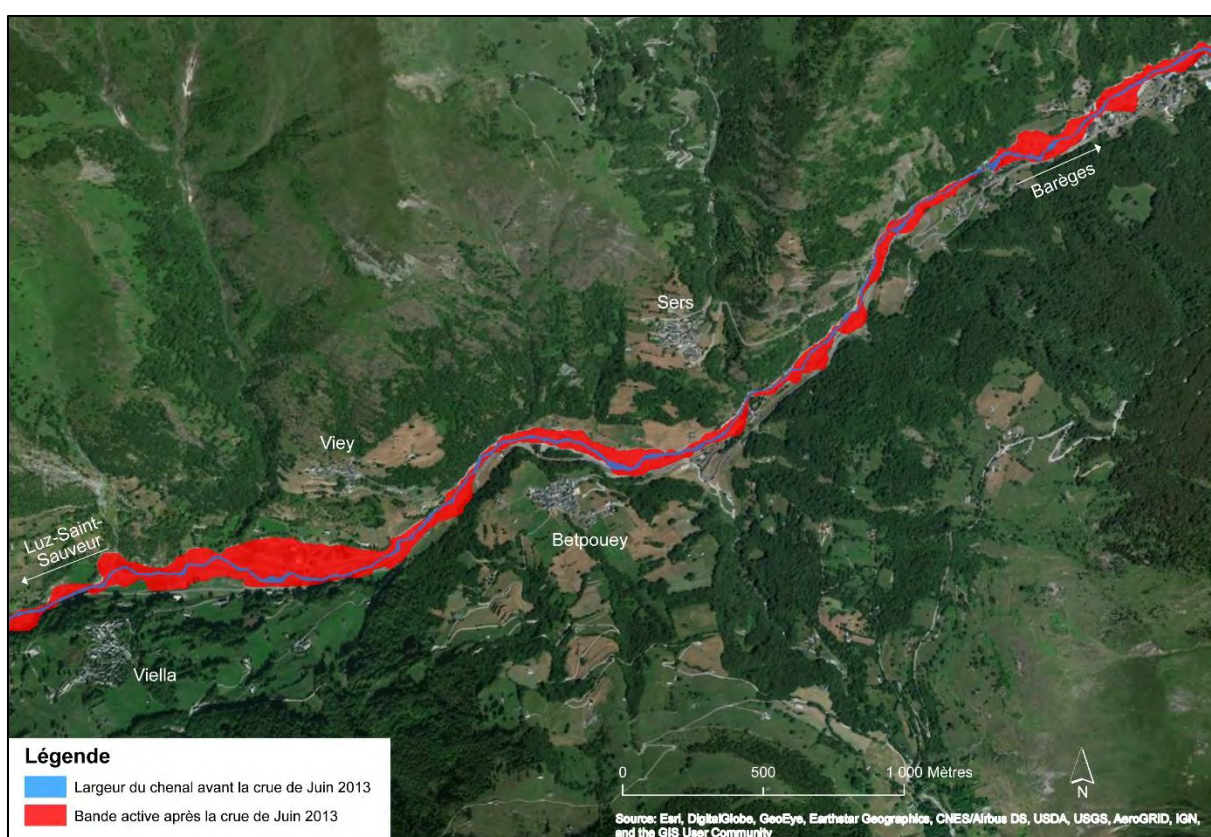


Figure 1.34 : Élargissement de la bande active du torrent du Bastan pendant la crue (réalisée d'après de la BD Ortho 2010 pour la vectorisation de la largeur du chenal avant la crue de juin 2013 et d'après les photographies aériennes post-crue du RTM pour la vectorisation de la bande active début juillet 2013).

La petite taille initiale des chenaux torrentiels avant la crue et la forte présence de ripisylve, ont entraîné la formation de nombreux embâcles. De plus, des dépôts avalancheux de l'hiver formaient encore des bouchons aux confluences avec certains couloirs. C'est le cas du ravin du Theil à Barèges qui avait été le siège d'une avalanche en février 2013 nécessitant l'évacuation d'une partie du village. Si de nombreux habitants du Pays Toy suspectent un débordement très hypothétique du barrage Dets

Coubous, ce fait est avéré dans le cas du barrage d'Oô (Fig. 1.33D) augmentant brutalement mais temporairement les débits de crue de la Neste d'Oô.

Du point de vue sédimentaire, cette crue des hauts bassins a été marquée par un transport solide important. Des ouvrages de sédimentation se sont comblés et ont dû faire l'objet de curages dans les mois qui ont suivi. C'est le cas des barrages du Luchonnais (Barrage de Sainte-Christine, du Lia, de Gouaux, de Castelvielh, de l'One), du barrage de l'Escalette sur la Neste de Rioumajou (Artelia, 2015)... La figure 1.35 synthétise ainsi les données de curage ou d'estimation d'apports sédimentaires lors de la crue dans le Luchonnais.

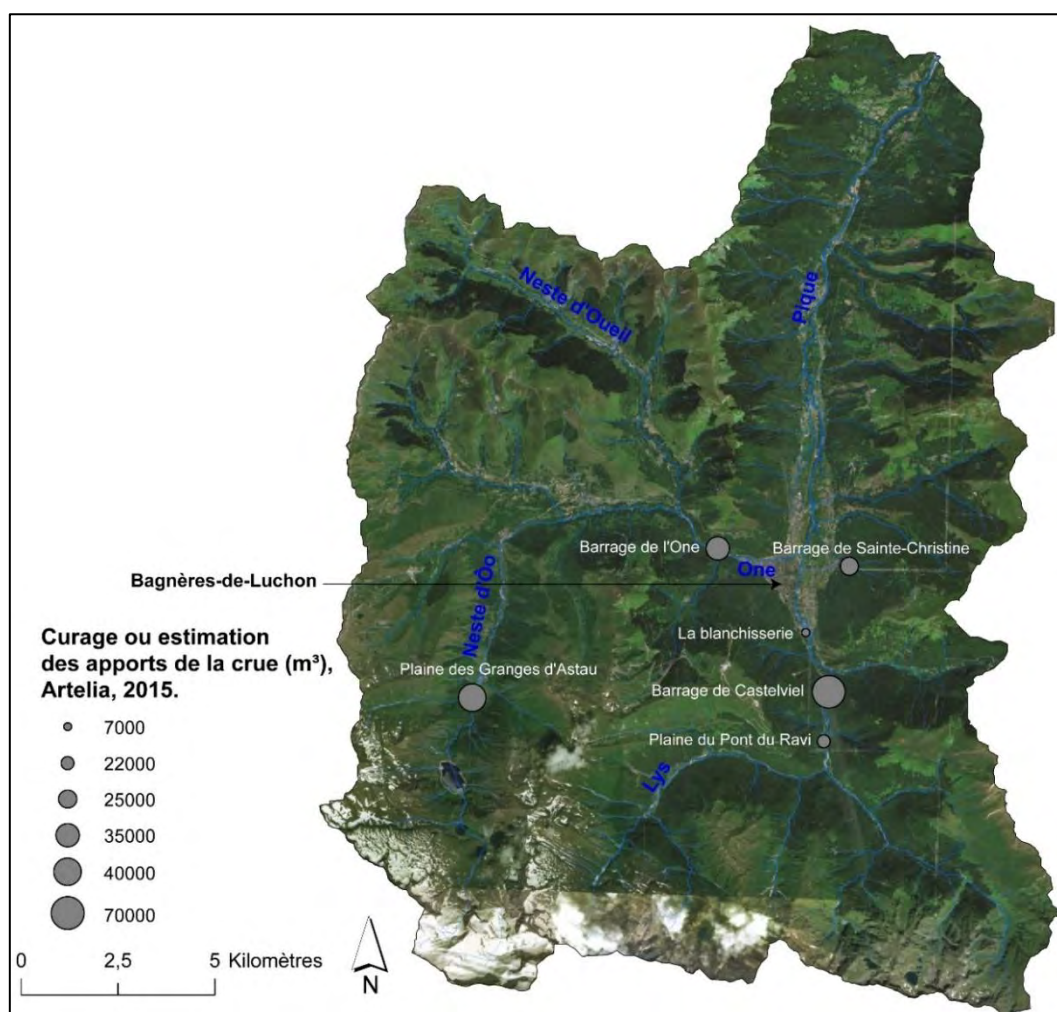


Figure 1.35 : Curages et estimations des apports de la crue de Juin 2013 (d'après les données Artelia, 2015 sur l'orthophotographie @ IGN 2013).

En remettant les crues de 2012 et 2013 dans le contexte de l'activité torrentielle des dernières décennies dans les Pyrénées, et en les comparant aux grandes crues historiques (1897, 1925, 1937, 1952, 1982...), de nombreuses questions se sont posées et ont relancé l'intérêt d'étudier la dynamique torrentielle dans les Pyrénées.

3.1.3 - Une crue, des questions

La crue de juin 2013 dans les Pyrénées centrales, a montré la forte réactivité des bassins versants à un événement hydrologique exceptionnel, et son impact sur les systèmes tant naturels que sociaux. Cette crue fait suite à une période de calme hydrologique généralisé sur le territoire lors de la seconde moitié du 20^{ème} siècle et s'apparente par son emprise et son intensité aux grandes crues historiques de la fin du 19^{ème} et du début du 20^{ème} siècle, période de fort hydrodynamisme de la fin du Petit Âge Glaciaire (Antoine, 2009 et 2011). Elle survient cependant dans un contexte socio-économique, socio-biologique et climatique bien différent. Le contexte général de reconquête forestière, d'enfrichement des terroirs à des vitesses plus ou moins rapides selon les bassins, n'était *a priori* pas favorable au déclenchement d'un tel événement, ou en tout cas, d'un événement d'une telle intensité. La dynamique fluviale et torrentielle avant la crue était considérée comme réduite avec des berges stables, une végétation rivulaire dense et une mobilité en plan très faible. Quelle peut être dans ce contexte la signification de la crue de juin 2013 ?

Doit-on considérer la succession des crues d'octobre 2012 et juin 2013 comme de simples accidents hydro-météorologiques, somme toute courants en montagne, ou bien alors comme les prémices d'une nouvelle période ouverte par le changement climatique (Planton et al., 2008 ; Dumas et al., 2013) ?

Les observations préliminaires réalisées semblent indiquer qu'à l'inverse des grandes crues des siècles passés, la crue de juin 2013 s'inscrit davantage dans une dynamique de déstockage sédimentaire de fond de vallée que dans une réactivation des têtes de bassins. L'étude d'Artelia (2015), en comparant des profils en long entre 1912 et 2015, met en exergue une incision de la Garonne et de la Pique aval mais ne relève pas d'incision dans les torrents et les rivières torrentielles. Cependant, la crue de Juin 2013 a été l'occasion d'une incision ponctuelle de certains torrents (Geodiag, 2014), mais aucune étude précise n'a encore été réalisée sur le sujet. Dans ce contexte, quelle a été l'évolution de la connectivité sédimentaire depuis la fin du Petit Âge Glaciaire qui expliquerait la dynamique torrentielle et la morphologie actuelles des chenaux? Et comment cette évolution a-t-elle pu conditionner les dynamiques des crues de 2012/2013 ?

Plus généralement, dans une vision de l'environnement le considérant comme le produit d'une co-évolution des systèmes sociaux et des systèmes naturels (Lévêque et al., 2003), un forçage « naturel » telle une crue majeure, peut-il entraîner un changement de trajectoire, une bifurcation du système hydrogéomorphologique ?

3.2 - Enjeux de la dynamique torrentielle dans les Pyrénées centrales

Cette partie présente d'abord le projet de recherche qui a soutenu une partie du travail doctoral puis le projet doctoral plus global sur la torrentialité et la connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales.

3.2.1 - Genèse du projet de recherche

Globalement, les connaissances scientifiques sur la dynamique torrentielle contemporaine dans les Pyrénées sont faibles. Depuis la fin du 19^{ème} siècle, les Alpes ont largement focalisé l'attention et les débats. En comparaison, peu de travaux ont été menés dans les Pyrénées. La fin des années 1980 constitue un regain d'intérêt pour le risque torrentiel (Métailié, 1987) et s'est concrétisé par des études monographiques de vallées (Têt/Tech, Desailly, 1990 ; Ariège, Antoine, 1992 ; vallée de Barège, CIMA, 1993). Ce regain n'a cependant pas débouché sur une appréhension régionale du phénomène torrentiel comme cela a été le cas dans les Alpes du sud (notamment Liébault, 2003 ; Thénard, 2009 ; Bertrand, 2014) ou les Alpes du nord (notamment Ballandras, 1997 ; Bollschweiler et Stoffel, 2010 ; Pavlova et al., 2014).

Bertrand et al. (2014) indiquent que le risque de déclenchement de lave torrentielle a été étudié dans 83 bassins versants dans les Alpes, alors que seuls 5 bassins versants pyrénéens ont fait l'objet de travaux sur cette thématique notamment dans les Pyrénées centrales espagnoles (Gomez-Villar et Garcia-Ruiz, 2000 ; Hurlimann et al., 2006 ; Lorente et al., 2002). De plus, la recherche sur les systèmes torrentiels s'est souvent focalisée sur les caractéristiques hydrologiques des laves torrentielles (magnitude, fréquence, mesure de charriage) alors que le fonctionnement géomorphologique du système torrentiel demeure en partie méconnu (Theler, 2010). Par ailleurs, de nombreux travaux dans les Alpes se sont intéressés à l'évolution des bandes actives et de la dynamique des systèmes torrentiels mais encore très peu dans les Pyrénées. Pourtant, le contexte géohistorique s'y prête puisqu'une dynamique globale de fermeture des paysages, qui peut être localement très rapide, est enregistrée, au détriment des milieux agro-pastoraux depuis la fin de la crise érosive du 19^{ème} siècle (Carré, 2010). Cette reconquête végétale peut être spontanée ou, plus localement, liée aux campagnes de reboisement RTM qui ont fait suite à la forte récurrence d'événements majeurs au 19^{ème} siècle (avalanches et crues torrentielles, Métailié, 2006 ; Antoine, 2009). Dès la fin du 18^{ème} siècle, les ingénieurs des Ponts et Chaussées ont identifié la « dégradation de la montagne » dans les massifs alpins et pyrénéens comme cause de l'engravement des lits fluviaux d'une part, et de la hausse de la fréquence et de l'intensité des crues torrentielles d'autre part (Métailié, 2006), suggérant une activité morphogénique plus importante à cette période. Dans les Pyrénées, la phase terminale du Petit Âge

Glaciaire (seconde moitié du 19^{ème} siècle) est clairement identifiée comme une phase de torrentialité intense (Métailié, 1993a et 2006 ; Antoine, 2009). Sur les cinquante dernières années, de nombreuses études ont été faites dans les Pyrénées espagnoles et font état d'une diminution de l'écoulement torrentiel *e.g.* augmentation de la contribution annuelle des faibles débits, baisse de la fréquence et de l'intensité des crues petites et moyennes (Begueria et al., 2003 ; Lopez-Moreno et al., 2006) sous l'impact de la revégétalisation des anciennes terroirs cultivés (Begueria et al., 2006 ; Garcia-Ruiz, 2011).

La crue de juin 2013 a été l'élément initiateur du projet de recherche DYNamiques Historiques et Actuelles du risque torrentiel dans les PYRénées (DYNHAPYR, 2015-2018) financé par la région Occitanie (à l'époque Midi-Pyrénées). Il a pour objectif d'apporter une compréhension scientifique interdisciplinaire de l'événement par l'intermédiaire d'une double approche biophysique et sociale. La problématique de départ est de savoir ce qui relève de la sphère biophysique et ce qui relève de la sphère sociale/sociétale dans la dimension catastrophique de la crue de juin 2013. Pour ce faire, le projet était organisé en 3 lots :

- Lot n°1 : Contexte hydrogéomorphologique de la torrentialité contemporaine,
- Lot n°2 : Construction de la vulnérabilité/résilience sociales et territoriales,
- Lot n°3 : Synthèse sur la mise en perspective historique.

Ce projet s'inscrit par ailleurs dans la lignée des travaux géohistoriques sur les risques naturels menés au laboratoire Geode (Géographie de l'Environnement) depuis les années 1990.

3.2.2 - Projet de thèse, problématiques et objectifs

Le projet de thèse s'inscrit en partie dans les problématiques liées aux lots n°1 et n°3 du projet DYNHAPYR. Plus globalement, ce travail a l'ambition d'avoir une approche globale de la torrentialité dans les Pyrénées centrales à travers une démarche géomorphologique multi-scalaire et comparative. Les Alpes et les territoires adjacents *i.e.* Ariège et Pyrénées centrales espagnoles ont fait l'objet d'études sur diverses thématiques liées à la torrentialité. L'objectif principal à travers cette approche globale est de caractériser les spécificités du cadre torrentiel pyrénéen, de la dynamique de crue BFHM, de la connectivité sédimentaire et de l'évolution du contexte hydro-sédimentaire des Pyrénées centrales.

Les objectifs de ce travail sont les suivants :

- caractériser le paysage torrentiel des Pyrénées centrales dans lequel se développe l'aléa crue torrentielle ;

- comprendre les évolutions du système torrentiel dans son ensemble depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. L'objectif est de mettre en perspective la crue de juin 2013 avec les grandes crues historiques de la fin du 19^{ème} et du début du 20^{ème} siècle dans leur contextes hydro-sédimentaires respectifs afin d'identifier les facteurs de contrôle de l'évolution de la connectivité sédimentaire et de la dynamique torrentielle pyrénéenne ;
- appréhender le rôle de la torrencialité non pas sous l'angle du processus hydrologique mais en tant qu'agent de remodelage/ajustement des milieux physiques par le biais des transferts sédimentaires. Aujourd'hui dans les Pyrénées centrales, il semble que les crues soient le vecteur de connectivité le plus actif. Après avoir étudié l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire, l'objectif est de caractériser la connectivité sédimentaire des Pyrénées centrales et les spécificités de la cascade sédimentaire à la lumière de la crue de juin 2013. L'hypothèse de la faible alimentation des têtes de bassins dans la constitution de la charge solide au profit d'une dynamique de déstockage sédimentaire des fonds de vallées met en exergue la nécessité de comprendre la répartition et le degré d'efficacité de la connectivité sédimentaire mais également le rôle des stocks sédimentaires hérités dans la constitution de la charge solide ;
- A l'échelle du tronçon et à la lumière de la compréhension de la connectivité sédimentaire actuelle dans les Pyrénées centrales, comment s'organise la connectivité sédimentaire en fond de vallée *i.e.* au sein du chenal, entre le chenal et les berges puis entre le chenal et le bas de versant ? Puis secondairement, quelles dynamiques et réponses morphologiques ont été initiées depuis la crue BFHM de juin 2013 ?

Sous l'angle plus opérationnel, les deux dernières crues majeures de 2012 et 2013 sont des réelles prises de conscience de l'importance du risque torrentiel contemporain pour les populations et les gestionnaires, surtout après une longue période de calme hydrologique. L'ambition de notre travail est d'effectuer un diagnostic géomorphologique de la crue puis, par la compréhension de la trajectoire d'évolution du système torrentiel, de sensibiliser à la mémoire du risque. En effet, dans des contextes d'aléas peu fréquents et de pressions anthropiques accrues dans des espaces concurrentiels *i.e.* les fonds de vallées, une mémoire du risque défaillante favorise l'augmentation de la vulnérabilité. D'autre part, la compréhension de la dynamique torrentielle contemporaine et de sa trajectoire géomorphologique à venir sont des éléments qui pourront être utiles dans la gestion du risque et l'aménagement du territoire notamment pour la mise en place d'un plan de gestion du transport solide, pour compléter par exemple un contrat de rivière.

3.3 - Démarche méthodologique et organisation de la thèse

Afin de répondre à ces objectifs, cette thèse a mobilisé des approches géomorphologiques diverses (statistique, cartographique et suivi terrain) et géohistoriques. En fil rouge, les résultats obtenus seront comparés aux caractéristiques alpines, pyrénéennes ariègeoises et espagnoles afin de mettre en évidence les spécificités de la torrencialité des Pyrénées centrales. La démarche méthodologique se décline en quatre parties selon une logique d'emboîtement d'échelles (Fig. 1.36 et 37) :

- à l'échelle de l'emprise de crue : le territoire concerné va des Gaves d'Azun et de Cauterets à l'ouest jusqu'à la Pique à l'est. L'analyse structurale de la torrencialité se fonde sur une analyse des caractéristiques géomorphométriques. La géomorphométrie a été définie par Chorley et al. (1957) comme une sub-discipline de la géomorphologie qui étudie les paysages d'un point de vue géométrique. Utilisée initialement à des fins purement descriptives, le développement de la morphométrie et la création d'indices morphométriques (Strahler, 1952 ; Schumm, 1956 ; Melton, 1957...) ont permis de faire le lien entre forme et processus. Plus récemment, Liébaud (2003) définit la morphométrie comme la mesure de la géométrie du bassin versant et de son réseau hydrographique. Elle permet de déboucher sur une typologie des bassins versants torrentiels et sur une première vision du contexte de la torrencialité pyrénéenne ;
- à l'échelle du bassin versant : les quatre bassins versants les plus impactés par la crue de juin 2013 ont été sélectionnés, à savoir les bassins du Bastan, de la Neste de Badet, de la Neste d'Oô et du Lys. Les trajectoires hydro-sédimentaires et des facteurs de contrôle associés y sont analysés à travers une démarche hydrogéomorphologique et géohistorique. La démarche géohistorique est une extension du champ de la géographie aux espaces du passé (Valette et Carozza, 2010). Selon Franchomme et al. (2014), l'objectif principal des approches géohistoriques est d'étudier « les rapports dialectiques entre l'évolution des milieux naturels et l'évolution des sociétés humaines en permettant de confronter les échelles spatiales et temporelles ». A travers la reconstitution des dynamiques et trajectoires des socio-éco systèmes, cette approche permet de replacer le bassin versant et le système fluvial et/ou torrentiel dans une évolution dynamique conjointe entre déterminants naturels et sociaux (Valette et Carozza, 2010). La démarche hydrogéomorphologique est davantage utilisée pour l'étude de l'évolution des bandes actives par l'analyse diachronique de photographies aériennes. La mise en relation des deux analyses couvre une période allant de la fin du 19^{ème} siècle jusqu'à aujourd'hui à l'échelle du bassin versant et du chenal ;
- à l'échelle des quatre bassins versants : l'analyse de la connectivité sédimentaire est réalisée par le croisement entre un indice morphométrique de la connectivité sédimentaire (Cavalli et al., 2013) avec, d'une part, la cartographie géomorphologique des formations superficielles et,

d'autre part, les zones actives lors de la crue de juin 2013. L'analyse est de prime abord effectuée par bassin et sous-bassin versant afin de comprendre la dynamique de chacun pour ensuite analyser le rôle des formations superficielles dans la constitution de la charge solide de la crue de 2013. Ces analyses permettent de caractériser la cascade sédimentaire des Pyrénées centrales ;

- à l'échelle du tronçon et de la forme, un monitoring terrain est mis en place et vise à effectuer un bilan sédimentaire pour caractériser la connectivité sédimentaire de fond de vallée. Dans un second temps, ce suivi vise à analyser les réponses du chenal suite à un évènement majeur. Il est réalisé par l'intermédiaire (i) d'un suivi de la mobilité de la charge grossière par transpondeurs passifs RFID (Radio Frequency Identification) et (ii) d'un suivi de l'érosion par photogrammétrie Sfm (Structure from Motion) aéroportée et terrestre.

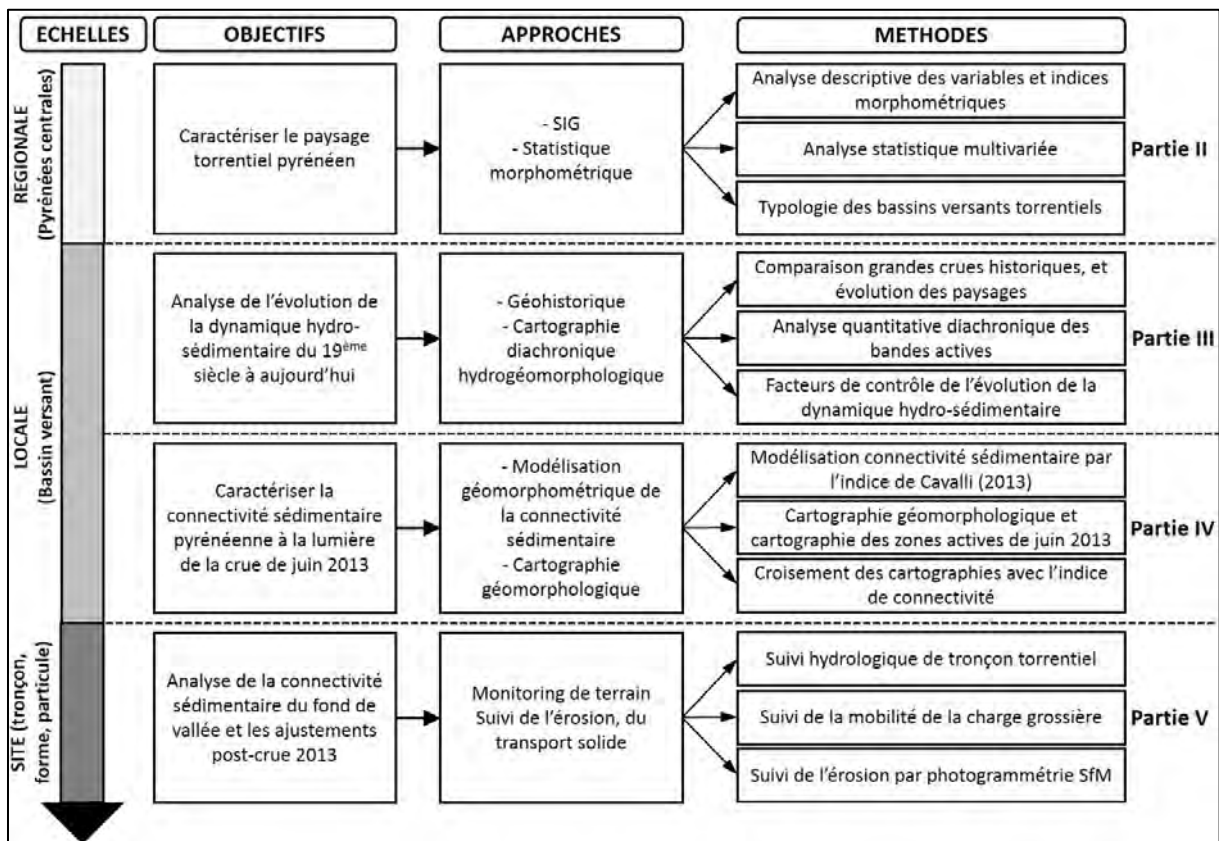


Figure 1.36 : Synthèse de la démarche méthodologique.

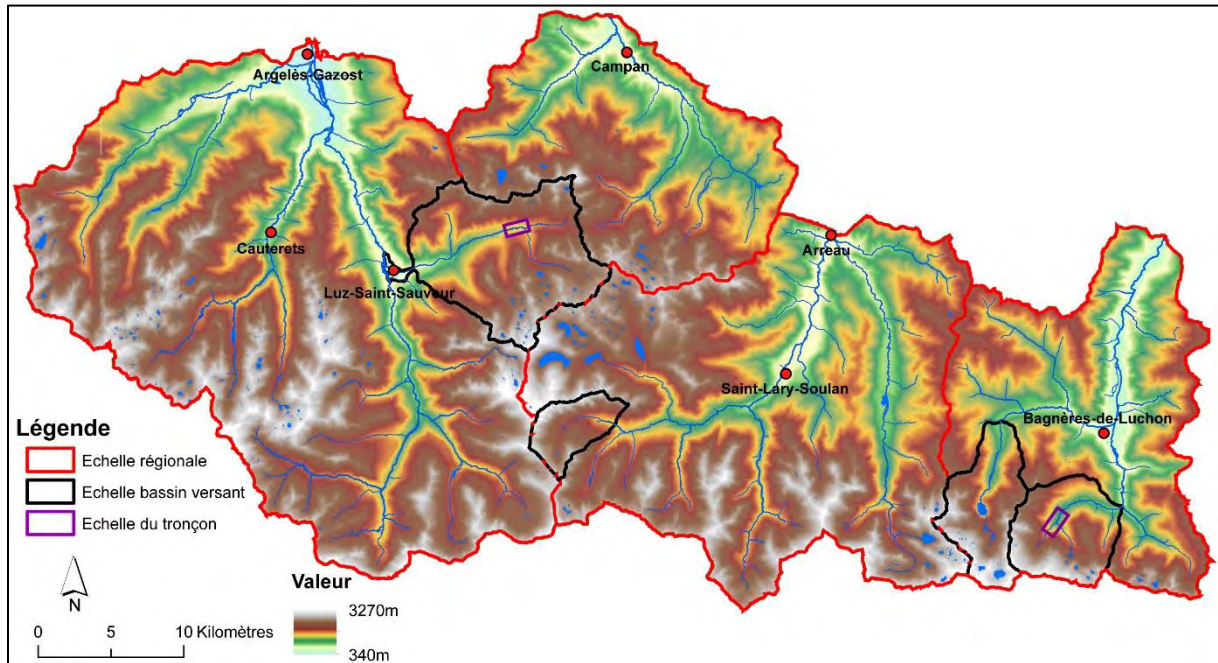


Figure 1.37 : Inscription spatiale de l'analyse multiscalaire.

Partie 2 : Organisation des systèmes torrentiels des Pyrénées centrales



La Pique amont, 06/02/2016 à proximité de l'Arboretum de Jouéou.

- 1 – Introduction et site d'étude
- 2 – L'analyse descriptive des caractéristiques morphométriques
- 3 – L'analyse univariée et multivariée
- 4 – Typologie finale
- 5 – Conclusion/Discussion

1 – Introduction et site d'étude

1.1 - Introduction

L'objectif de cette partie est de décrire et d'analyser les paysages torrentiels dans lesquels s'écoulent les crues torrentielles à travers une approche morphométrique. L'étude géomorphométrique a des finalités diverses qui dépendent des variables morphométriques utilisées, des variables complémentaires et des objets d'étude. Ainsi, Bertrand (2014) et Santangelo (2012), respectivement dans les Alpes du Sud et les Apennins, s'intéressent aux types de processus torrentiels à l'exutoire par cette méthode. Avant eux, Wilford et al. (2004) et De Scally et al. (2010) s'étaient intéressés aux relations entre les variables morphométriques et les processus de transport solide. Dans les Pyrénées espagnoles (Lorente et al., 2002 et 2003) et dans les Rocheuses canadiennes (Jakob, 1996), la morphométrie a été utilisée pour étudier le déclenchement et l'activité des laves torrentielles. Par ailleurs, Liébault (2003) utilise des indices morphométriques en complément d'autres variables (géologie, granulométrie, végétation...) afin d'effectuer une typologie de la morphologie des lits de rivières torrentielles. Compte tenu du nombre de bassins à étudier et des premières observations réalisées sur la torrencialité dans les Pyrénées centrales, notre approche est plutôt voisine de la méthodologie proposée par Thénard (2009), dans laquelle la morphométrie est utilisée pour déterminer les principales caractéristiques morphologiques des bassins versants torrentiels. En effet, la partie centrale des Pyrénées est peu soumise aux processus de laves torrentielles. S'il existe des couloirs producteurs de laves réputés *e.g.* les couloirs de Castelvieu, de Sainte-Christine, du Gourron autour de Bagnères-de-Luchon, le ruisseau du Garren Blanc en amont du Lac d'Estaing dans le Val d'Azun..., les dégâts et les transports de matériaux les plus importants ont lieu aujourd'hui lors de crues torrentielles. Par ailleurs, de nombreuses études se sont intéressées à la morphométrie des cônes de déjection au-delà de celle du bassin versant (Harvey, 1988 ; Hashimoto et al., 2008 ; Santangelo, 2012 ; Bertrand, 2014). Or l'étroitesse des vallées pyrénéennes et la production sédimentaire de réputation plus faible que celles des Alpes (De Gorse, 1900) ne permettent pas l'édification de nombreux et grands cônes de déjection. Notre analyse se focalisera donc uniquement sur les bassins versants.

Cette partie présente (i) une analyse morphométrique descriptive, puis (ii) une analyse univariée et multivariée des variables morphométriques à l'échelle régionale (Fig. 2.1). La typologie extraite est confrontée aux variables géologique, climatique et d'occupation du sol afin de proposer (iii) une typologie des systèmes torrentiels dans les Pyrénées centrales.

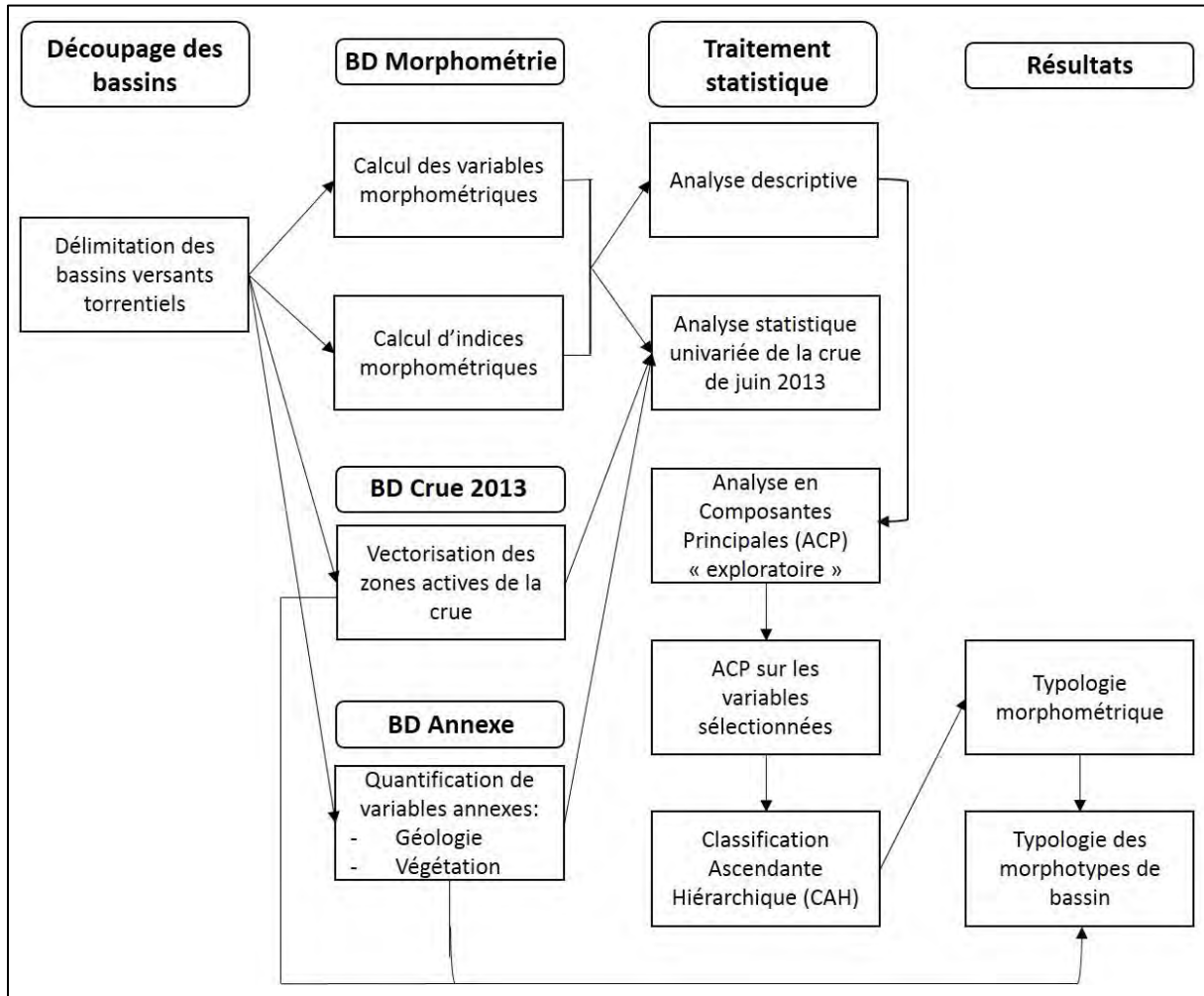


Figure 2.1 : Démarche méthodologique de l'analyse structurale de la torrentialité dans les Pyrénées Centrales.

1.2 - Site d'étude et choix des bassins versants

L'étude porte sur un total de 89 bassins versants torrentiels répartis dans les bassins du Gave de Pau (37 bassins dont 8 dans le Val d'Azun, 6 dans la vallée de Cauterets et 23 dans le bassin amont du Gave de Pau), de l'Adour (12 bassins), de la Neste (25 bassins) et de la Pique (15 bassins) (Fig. 2.2). Les derniers événements torrentiels majeurs dans les Pyrénées centrales ont montré une forte réactivité de ces systèmes aux crues torrentielles (crue de juin 2013 et d'octobre 2012). Un seuil de 5 km² a été choisi pour le découpage des bassins versants sous ArchHydro afin d'analyser les bassins où se produisent des crues torrentielles. En dessous de 4 à 5 km², on suppose que d'autres processus que l'écoulement concentré sont actifs (Schopper et al., 2019). En cas d'absence de cône de déjection, la délimitation du bassin se fait à la confluence avec le collecteur d'ordre supérieur alors qu'elle se fait à l'apex du cône dans les autres cas.

L'altitude minimale des 89 bassins versants est de 550m pour une superficie qui varie entre 4,5 et 43 km². La délimitation des bassins à l'apex d'un éventuel cône de déjection justifie le fait que le plus petit

bassin versant délimité, le bassin du Ruisseau de Germ en rive droite du lac de Loudenvielle (n°20) (Fig. 2.2), s'étend sur 4,5 km², soit 0,5 km² de moins que le seuil automatique de délimitation. L'ordre des bassins versants a été calculé à partir de la BD Carthage de l'IGN. Hormis un bassin versant d'ordre 1 (n°31) et un autre d'ordre 5 (n°70), les 87 autres bassins versants torrentiels sont d'ordre 2 à 4 selon la classification de Strahler.

Les bassins versants ont été découpés dans un périmètre qui représente la zone des cours d'eau à dynamique torrentielle. La limite aval de ce périmètre correspond à la zone de transition longitudinale entre les torrents et rivières à morphologie et crue torrentielle et les rivières à morphologie fluviale et torrentielle où les crues sont plus lentes, selon la classification de Besson (1996) (Fig. 2.2). La délimitation a été réalisée en calculant la pente des profils en long du réseau hydrographique principal par tronçons de 100 mètres. Cette limite aval correspond également au passage de torrents à rivières torrentielles dans la typologie morpho-fonctionnelle de GeoDiag (2014) (Fig. 2.3). Elle s'inscrit dans des plaines alluviales où l'espace de mobilité est plus important et le couplage sédimentaire avec les versants plus faible. Elle se situe dans les zones :

- d'élargissement de la vallée entre Pierrefite-Nestlas et Argelès-Gazost pour le Gave de Pau ;
- d'élargissement de la vallée après Campan pour l'Adour ;
- de confluence entre la Neste d'Aure et la Neste du Louron pour la vallée des Nestes ;
- d'élargissement de la vallée à la confluence avec la Garonne pour la Pique.

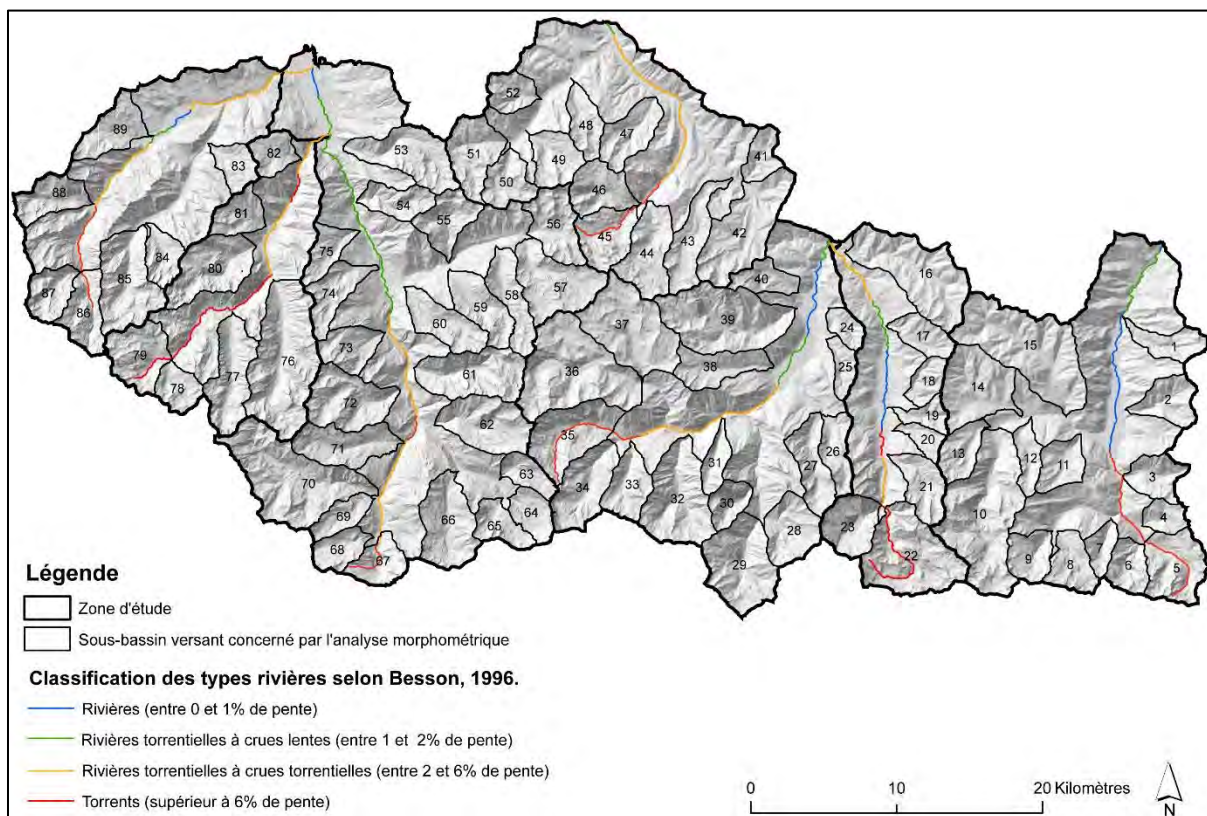


Figure 2.2 : Dynamique torrentielle et fluviale du réseau hydrographique principale et présentation des sous-bassins versants étudiés (réalisée sous SIG à partir de la BD Carthage, du MNT 5 m © IGN).

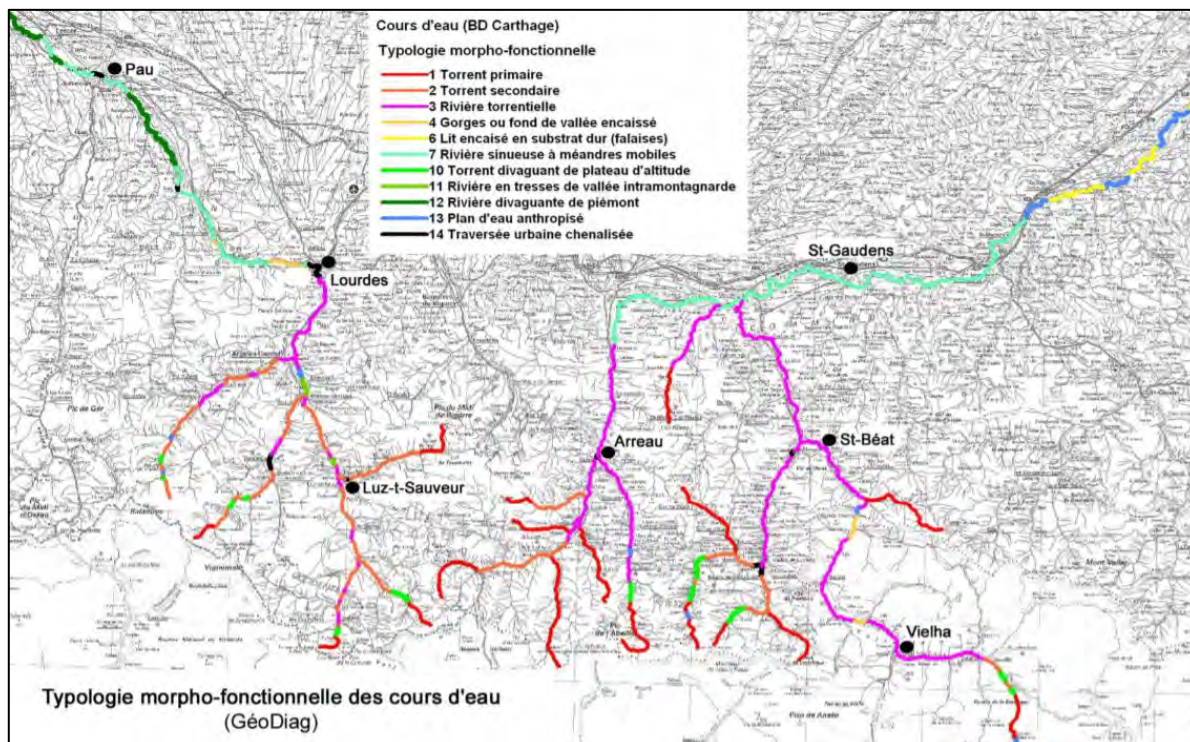


Figure 2.3 : Typologie morpho-fonctionnelles des cours d'eau (GeoDiag, 2014).

2 – L'analyse descriptive des caractéristiques morphométriques

L'analyse descriptive est un préalable nécessaire à l'analyse multivariée afin de visualiser et comprendre les bases morphométriques du territoire torrentiel. Dans le tableau suivant sont présentées toutes les variables morphométriques analysées sur les 89 bassins versants torrentiels délimités (Fig. 2.4 et 5).

Variable (Sigle)	Formule et/ou méthode/outil de calcul	Unité
Aire (A)	SIG	km ²
Périmètre (P)	SIG	km
Altitude moyenne (Alt _{Moy})	Quantification sous SIG d'après RGE Alti 5m IGN	m
Altitude maximale (Alt _{Max})	Quantification sous SIG d'après RGE Alti 5m IGN	m
Altitude maximale dans l'axe du collecteur principal (Alt _{Acp})	Quantification sous SIG d'après RGE Alti 5m IGN	m
Altitude minimale (Alt _{Min})	Quantification sous SIG d'après RGE Alti 5m IGN	m
Longueur maximale du bassin dans l'axe du collecteur principal (L _{Acp})	Vectorisation et quantification sous SIG	m
Pente moyenne (P _{Moy})	Quantification sous SIG avec raster de pente d'après RGE Alti 5m IGN	°
Dénivelé (D)	$D = Alt_{Max} - Alt_{Min}$ Quantification sous SIG d'après RGE Alti 5m IGN	m
Relief ratio (R _R)	$R_R = \frac{(Alt_{Acp} - Alt_{Min})}{L_{Acp}}$ Quantification sous SIG d'après RGE Alti 5m IGN et BD Carthage IGN	%
Indice de Melton (M _{BV})	$M_{BV} = \frac{(Alt_{Acp} - Alt_{Min})/1000}{\sqrt{A}}$ Quantification sous SIG d'après RGE Alti 5m IGN	
Indice de Compacité de Gravelius (K _{GR})	$K_{GR} = 0,28 * \left(\frac{P/1000}{\sqrt{A}} \right)$	

	Quantification sous SIG	
Somme de la longueur du réseau hydrographique (S_{RH})	Quantification sous SIG d'après BD Carthage IGN	km
Longueur du collecteur principal (L_{CP})	Vectorisation et quantification sous SIG	m
Densité de drainage (D_d)	$D_D = \frac{\sum(S_{Rh})}{A}$ Quantification sous SIG d'après BD Carthage IGN	km.km ²
Somme du réseau hydrographique d'ordre 1 (S_{RH1})	Quantification sous SIG d'après BD Carthage IGN (selon la classification de Strahler)	km
Nombre de réseau hydrographique d'ordre 1 (Nb_{RH1})	Quantification sous SIG d'après BD Carthage IGN (selon la classification de Strahler)	
Rapport confluence (R_c)	$R_C = \frac{Nb\ de\ segment\ d'ordre\ x}{Nb\ de\ segment\ d'ordre\ x + 1}$ Quantification sous SIG	
Direction moyenne linéaire (D_{ML})	Quantification sous SIG de l'orientation de l'ouverture de la vallée	°
Orientation	Part du BV orienté selon 4 classes : <ul style="list-style-type: none"> - Nord (entre 0° et 45° et 315° à 360°) - Est (entre 45° et 135°) - Sud (entre 135° et 225°) - Ouest (entre 225° et 315°) Quantification sous SIG avec raster d'orientation d'après MNT 5m IGN	%

Figure 2.4 : Les indices morphométriques de l'analyse morphométrique univariée et multivariée.

2.1 - Variables topographiques

2.1.1 - La superficie

La superficie est une variable essentielle à analyser, en tant que facteur de contrôle de la quantité d'eau reçue et de l'occurrence des laves et des crues torrentielles. En effet, une grande superficie de bassin augmente à la fois le potentiel de zones sources, la taille du bassin de réception, la longueur du chenal principal et le stockage sédimentaire. A l'inverse, les petits bassins de montagne comme les bassins élémentaires ont souvent un système de pente plus vigoureux (Jakob, 1996), favorable au déclenchement de processus gravitaires. La superficie moyenne des 89 bassins versants torrentiels est de 14,5 km² pour un rapport entre les valeurs extrêmes de 10. Sept bassins s'étendent sur moins de 6

km² (Fig. 2.6) dont le plus petit bassin délimité, le bassin du ruisseau de Germ (n°20) et ses 4,5 km². Les plus petits bassins se situent dans le bassin des Nestes et de la Pique. Mais en moyenne, ce sont les bassins versants du Val d'Azun et l'Adour qui sont les plus petits, avec respectivement une moyenne de 12,1 et 13,1 km². Par ailleurs, huit bassins possèdent une superficie supérieure à 30 km², dont le bassin de la Neste d'Oô, le plus étendu de l'étude avec une superficie de 42,9 km². A l'exception du bassin n°15 (le bassin de la Neste d'Oueil), les sept autres se situent au sein des massifs granitiques du Vignemale, du Néouvielle, du Luchonnais et de Bordères-Louron. En effet, la moyenne de taille est plus élevée pour les bassins de la vallée de Caunterets et de la Neste d'Aure.

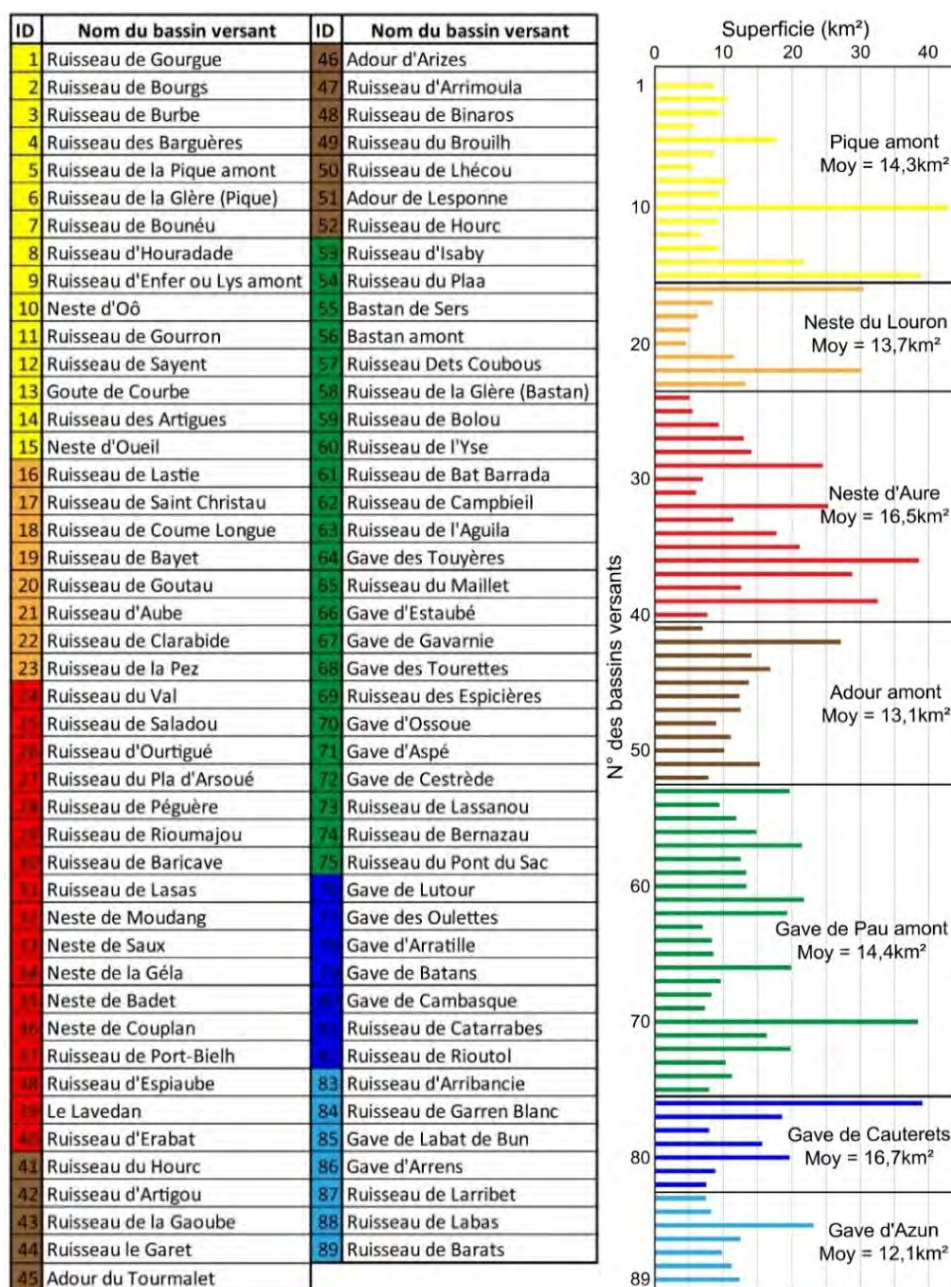


Figure 2.5 : Liste et superficie des 89 bassins versants torrentiels étudiés.

2.1.2 - L'altitude

Les variables altitudinales influencent les processus d'érosion et le déclenchement de l'aléa torrentiel par l'intermédiaire de l'étagement de la végétation, des températures et des précipitations. Les altitudes des 89 bassins s'échelonnent entre 556 et 3272 m (Fig. 2.6). La moyenne de l'altitude moyenne des bassins est de 1940 m. Les bassins aux altitudes moyennes et maximales les plus élevées s'inscrivent en partie dans les massifs du Néouvielle, du Vignemale, du Balaïtous et du Luchonnais. Les bassins aux plus fortes dénivellations se situent dans le Luchonnais et dans le bassin du Gave de Pau amont avec des valeurs atteignant 2270 m pour le bassin n°74. *A contrario*, les bassins de faible altitude, à faible dénivellation et inférieure à 1000 m de dénivélé, se situent en basse vallée.

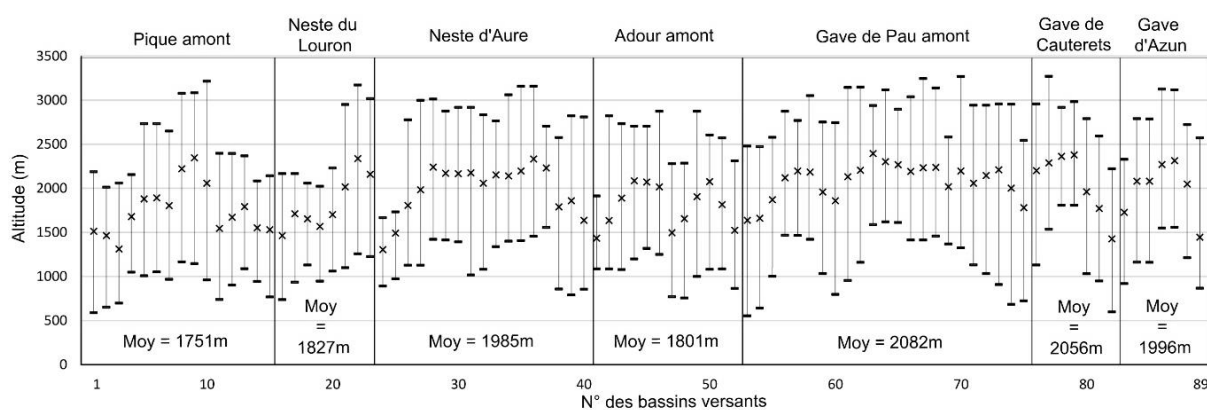


Figure 2.6 : Altitudes maximales, moyennes et minimales des 89 bassins versants torrentiels étudiés et moyenne des altitudes moyennes par grand bassin.

2.1.3 - Les pentes

En termes de pente, il a été choisi d'analyser la pente moyenne des bassins versants. Cette variable contrôle la force gravitationnelle et influence le temps de réponse hydrologique, le déclenchement des processus gravitaires, l'efficacité de la connectivité sédimentaire ainsi que la capacité de transport du chenal. Le bassin de la Neste d'Aure et du Gave de Pau amont présentent les bassins les plus pentus comme en témoigne les 43 ° de pente moyenne du bassin n°53 (Fig. 2.7). Les bassins à faible pente moyenne se trouvent dans les parties basses des vallées *i.e.* la vallée de la Neste du Louron et de l'Adour amont. Le bassin de Germ (bassin n°20), dans le bassin de la Neste du Louron, est le moins pentu avec une valeur de pente moyenne à 20 °. La moyenne des pentes moyennes des 89 bassins versants est de 29,9 °, témoignant de la vigueur des pentes pyrénéennes. Par ailleurs, dans cette analyse des pentes, la relation avec les caractéristiques structurales ne ressort pas clairement.

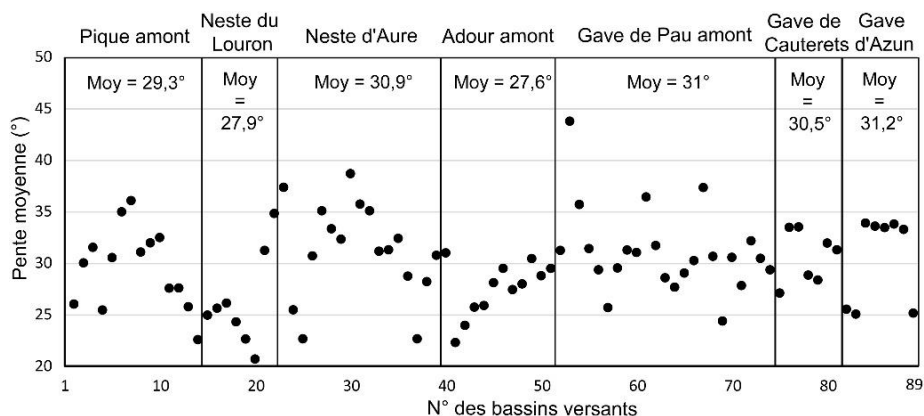


Figure 2.7 : Pentés moyennes des 89 bassins versants torrentiels étudiés.

2.1.4 - L'orientation

Les variables morphométriques liées à l'orientation relèvent d'une part de la direction moyenne linéaire et, d'autre part, de la classification des versants suivant quatre classes d'orientation. La direction moyenne linéaire correspond à la direction moyenne de l'ouverture du bassin *i.e.* son axe de plus grande élongation et non la direction moyenne de l'écoulement. Elle a été calculée sous ArcGis, en degrés. L'orientation de l'ouverture des vallées est un paramètre clé car il contrôle l'influence des flux atmosphériques. Les flux d'ouest, de nord-ouest ou de sud-ouest, s'ils ne passent pas par-dessus les crêtes, s'engouffrent prioritairement dans les vallées de même orientation, et influencent ainsi les cumuls pluviométriques. La moyenne de la direction moyenne linéaire des 89 bassins est de 185 °, soit une orientation de l'ouverture vers le sud à l'image des bassins de la crête franco-espagnole (Fig. 2.8). Seuls six bassins versants montrent une orientation nord.

Par ailleurs, les bassins versants ont également été découpés selon quatre classes d'orientation des pentes (Nord, Est, Sud, Ouest) (Fig. 2.9). L'orientation des versants influencent la présence et l'étagement de la végétation, la fonte des neiges et la quantité d'eau reçue en fonction de la direction des flux pluvigènes. Environ 30 % de la surface des bassins est orientée nord, 25 % orientée est et ouest et seulement 19 % orientée sud.

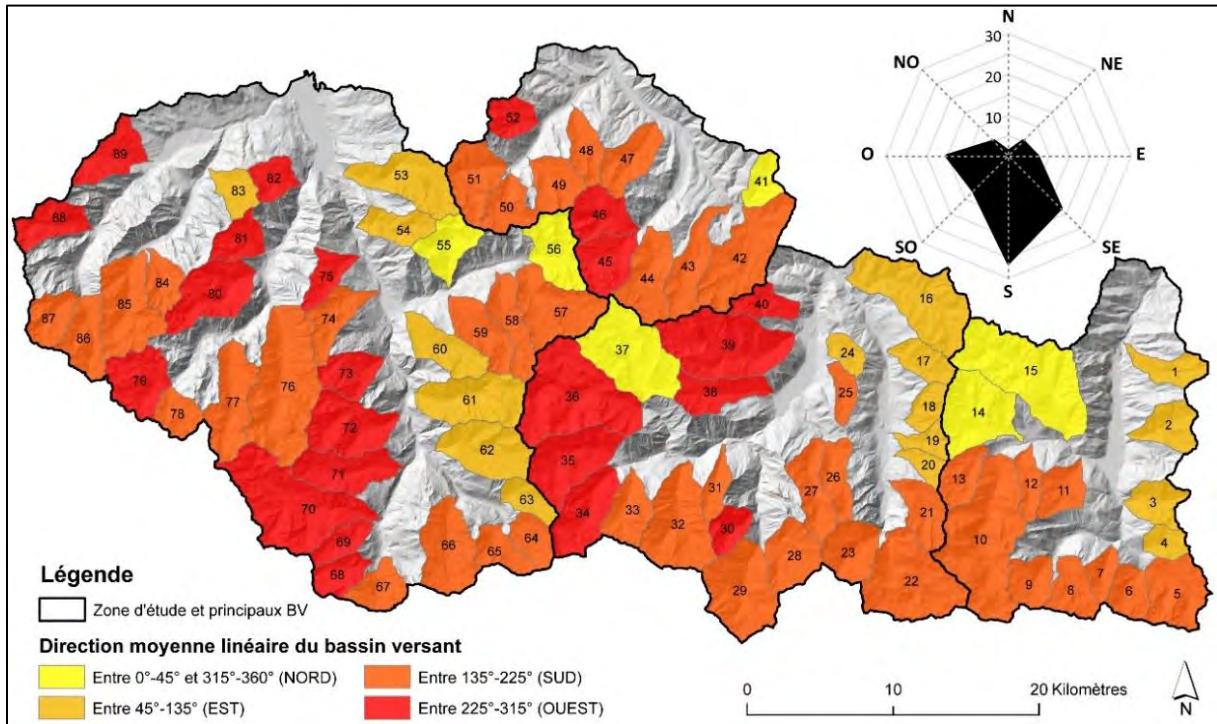


Figure 2.8 : Direction moyenne linéaire et rose des vents du nombre de bassins par orientation.

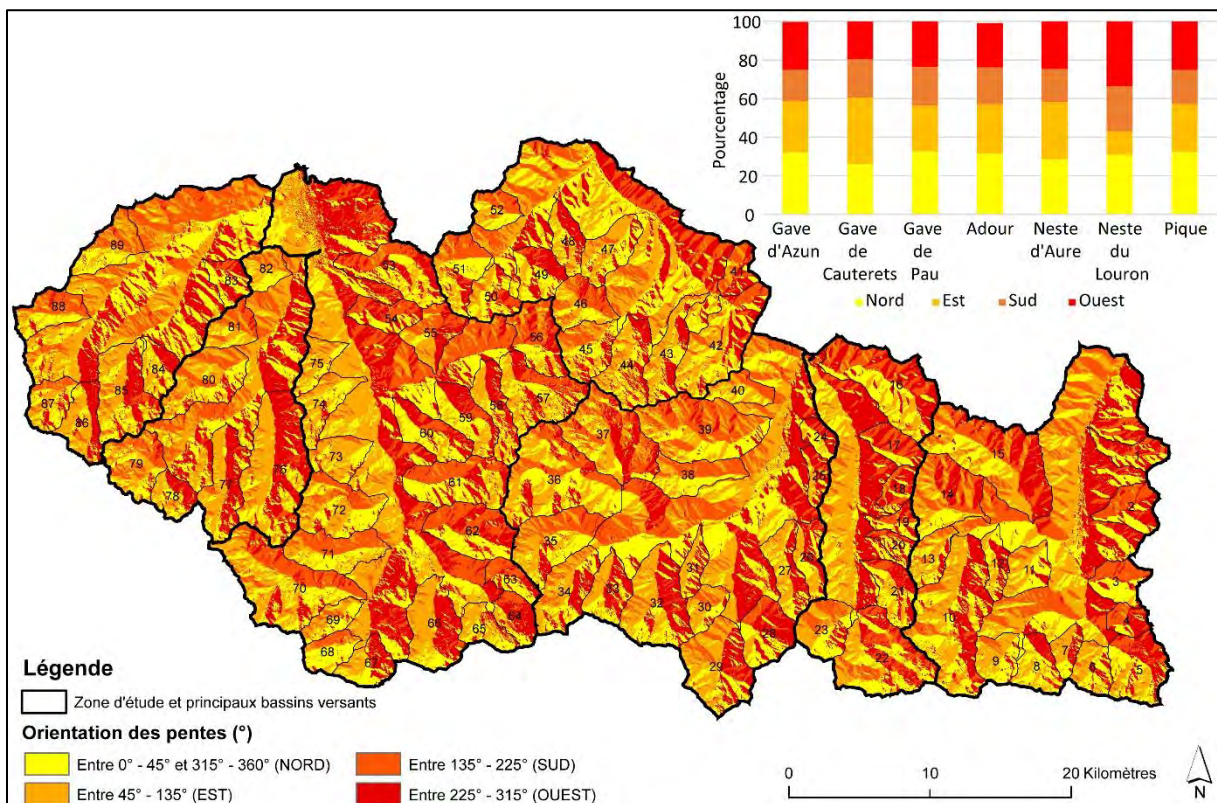


Figure 2.9 : Orientation des pentes.

2.2 - Réseau hydrographique

La description quantitative de la morphométrie du réseau hydrographique permet en premier lieu d'appréhender l'histoire géologique et géomorphologique du bassin (Stahler, 1964), et plus précisément le rôle du cadre structural sur le réseau de drainage (Rai et al., 2017). D'autre part, elle permet de mieux comprendre le rôle de la topographie, des caractères des sols, de l'érosion, du ruissellement (Rai et al., 2014 ; Astras et Soulankellis, 1992). C'est un facteur clé de l'explication de la dynamique hydrologique du bassin de drainage. La description du réseau hydrographique a été formalisée par Horton (1932 et 1945) par le biais d'une approche hiérarchique du réseau hydrographique. Plusieurs variables ont été retenues en raison de leur pertinence pour décrire le réseau hydrographique *i.e.* la somme du réseau hydrographique de tout ordre par bassin (Horton, 1945) et la somme du réseau hydrographique d'ordre 1 d'après la BD Carthage IGN (Fig. 2.10). Logiquement, ces sommes de réseaux hydrographiques sont à mettre en relation avec la taille des bassins versants. Les sommes de réseaux hydrographiques les plus importants par bassin se trouvent dans les plus grands bassins. Le bassin n°70 (bassin du Gave d'Ossoue) est de loin le bassin avec le linéaire le plus long, plus de 103 km de cours d'eau. Le second bassin n°15 (Bassin de la Neste d'Oueil) est drainé par 81 km de réseau hydrographique. Ces deux bassins, ajoutés à celui de la Neste d'Oo (n°10), possèdent le plus de torrents élémentaires d'ordre 1. Les deux bassins à la plus faible longueur de réseau hydrographique sont le n°86 et 84 (Bassin du Gave d'Arrens et bassin du Garren Blanc) dans le Val d'Azun. Ils sont également, avec le bassin n°87 (Bassin de Larribet), toujours dans le val d'Azun, ceux qui possèdent le moins de drains d'ordre 1. Le Val d'Azun est de fait, le grand bassin versant de la zone d'étude où le réseau hydrographique est le moins long.

D'autres variables viennent compléter l'analyse *i.e.* la longueur du collecteur principal, le nombre de drains hydrographiques d'ordre 1 et le rapport de confluence (Fig. 2.11). Le rapport de confluence exprime le développement du réseau de drainage par le calcul du quotient du nombre de drains d'ordre x par le nombre de drains d'ordre $x+1$. Un rapport élevé montre un réseau hydrographique de type « peuplier » alors qu'un indice faible évoque un réseau de type « chêne ». C'est ainsi que les bassins n°59 et 74 (bassin du Bolou et de Bernazau) montrent un rapport de confluence supérieur à 9 tandis que les bassins n°12 et 31 (bassin de Sayent et de Lasas) ont un rapport inférieur à 2 (Fig. 2.11).

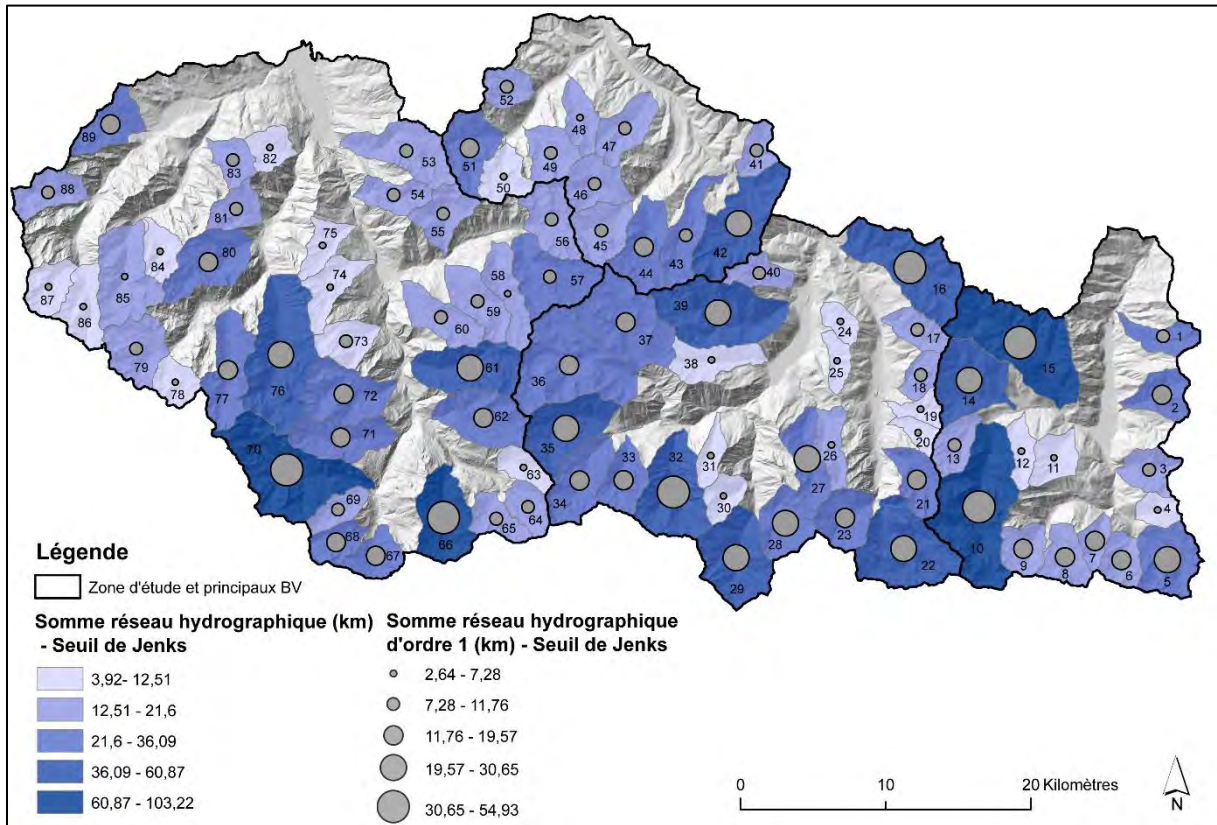


Figure 2.10 : Somme des drains de tous ordres et somme du linéaire hydrographique par bassin versant.

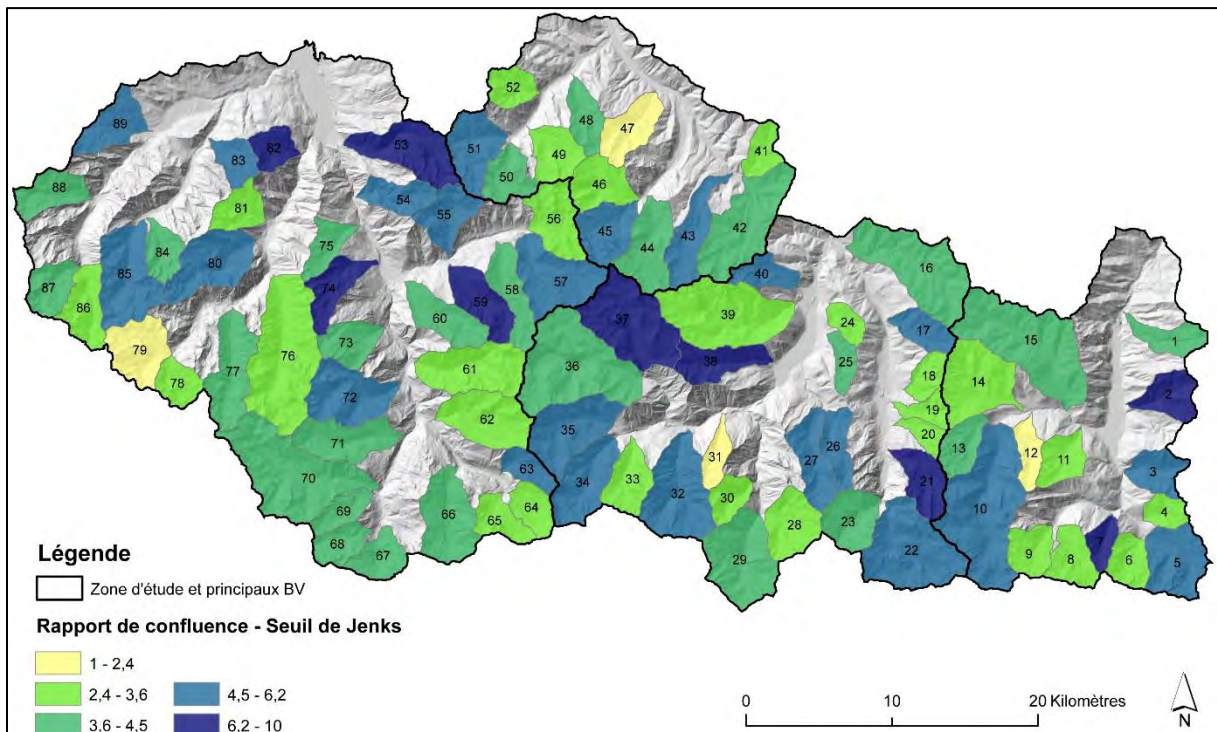


Figure 2.11 : Rapport de confluence.

2.3 - Les indices morphométriques

A partir des variables topographiques et des variables du réseau hydrographique, quatre indices géomorphométriques ont été calculés à l'échelle des bassins versants. Ce sont des indices de forme comme l'indice de Compacité de Gravelius, de volume comme le relief ratio et l'indice de Melton, ou des indices croisés de réseaux comme la densité de drainage (Douvinet et al., 2008).

2.3.1 - Relief ratio

L'indice de relief ratio, proposé en 1911 par Partsch, est le ratio entre le dénivelé et la longueur du bassin dans l'axe du collecteur principal (Schumm, 1956). Il exprime donc en pourcentage la déclivité moyenne de la zone la plus active du torrent (Thenard, 2009). Dans la littérature, une corrélation est faite entre cet indice et la fourniture sédimentaire (Schumm, 1956), puis avec l'occurrence de laves torrentielles (Jakob, 1996).

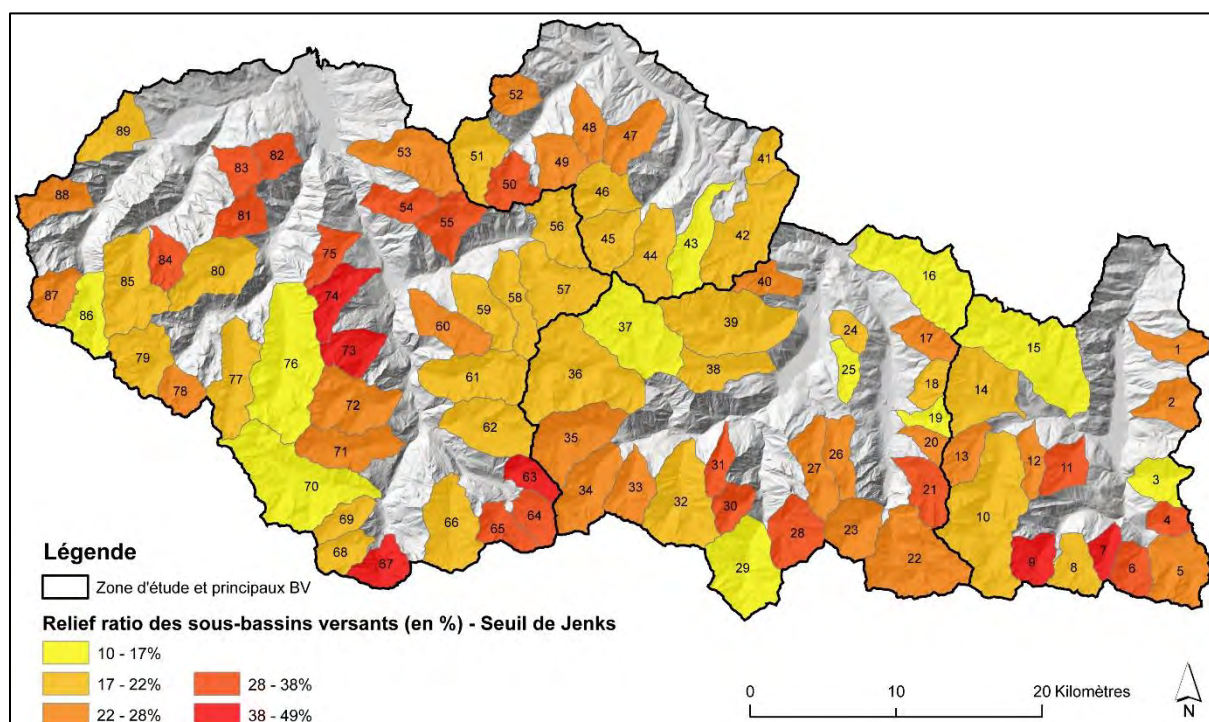


Figure 2.12 : Relief ratio des 89 bassins versants étudiés.

Les observations faites dans Rai et al. (2017) se confirment avec un ratio fort quand la taille du bassin est faible. Les bassins n°7, 9, 63, 67 ont une superficie inférieure à 10 km² et un relief ratio supérieur à 40 % (Fig. 2.12). *A contrario*, le ratio est plus faible (inférieur à 20 %) sur les grands bassins e.g. le n°70, 76, 15 et 16, où le gradient de pente du collecteur principal est plus faible. Dans ces bassins, le collecteur principal est long et sa pente plutôt faible dans sa partie intermédiaire et aval.

2.3.2 - Compacité de Gravelius

L'indice de compacité de Gravelius K_{GR} (1914) permet de quantifier le degré d'allongement d'un bassin. Si la forme du bassin influence les temps de réponse hydrologique et la forme de l'hydrogramme sur les grands bassins versants, l'influence est moindre mais non négligeable pour autant pour des petits bassins torrentiels. Un indice proche de 1 témoigne d'un bassin très arrondi. Plus le bassin s'allonge plus l'indice est supérieur à 1.

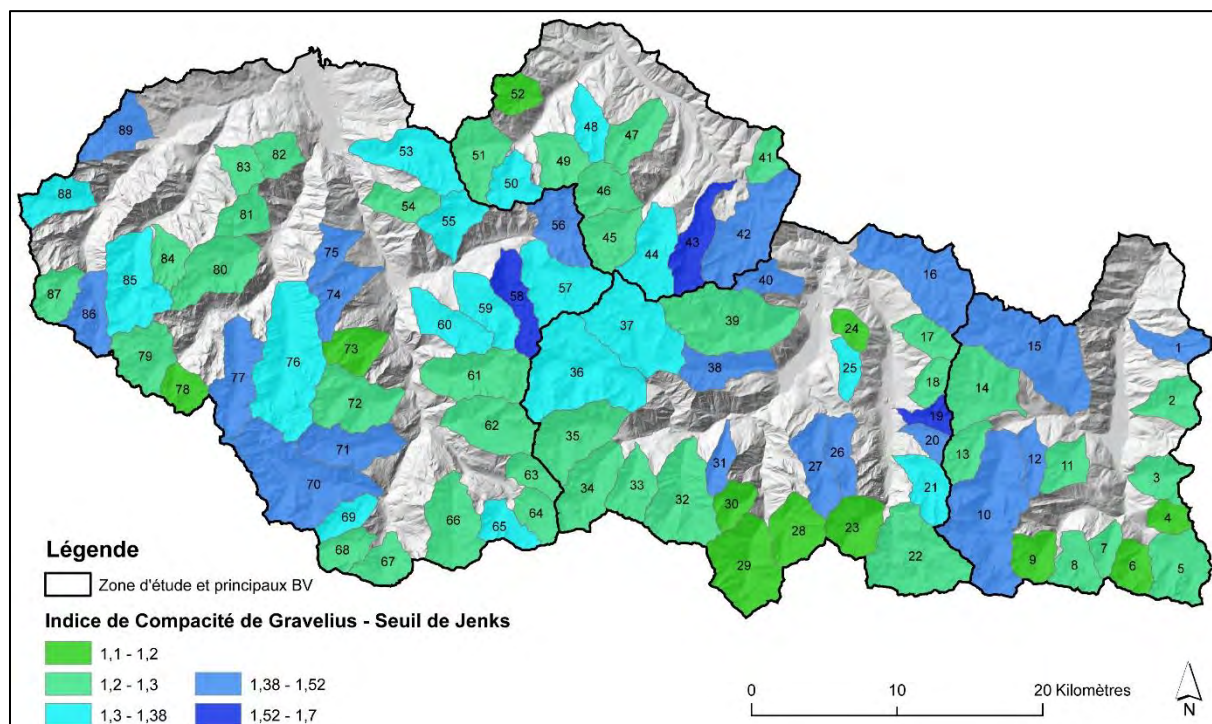


Figure 2.13 : Diversité des formes de bassins versants, l'indice de Compacité de Gravelius.

Sur notre zone d'étude, trois bassins (n°19, 43 et 58 respectivement les bassins du Bayet, de la Gaoube et de la Glère) ont un indice supérieur à 1,6 et sont les plus allongés (Fig. 2.13). *A contrario* les bassins n° 23 et 28 (bassin de la Pez et le bassin de Péguère) présentent des valeurs de 1,1 et sont des bassins très arrondis. Sur les dix bassins les plus arrondis de l'étude, huit se situent dans les parties amont des vallées notamment dans la vallée de la Neste et de la Pique au contact de la crête franco-espagnole.

2.3.3 - Indice de Melton

L'indice de Melton, appelé également dénivelé spécifique du bassin, est un indice normalisé de l'énergie gravitaire du bassin versant (Melton, 1957 et 1965). Il est calculé à partir du dénivelé entre l'amont du bassin et l'apex du cône sur la racine carrée de la surface du bassin. Cet indice a été largement utilisé, dans les travaux sur la dynamique torrentielle, pour déterminer le processus

dominant à l'exutoire d'un bassin (Bertrand, 2014) et différencier les bassins producteurs de laves et de crues torrentielles (Jackson et al., 1987). Un bassin producteur de laves torrentielles possède généralement un indice de Melton élevé.

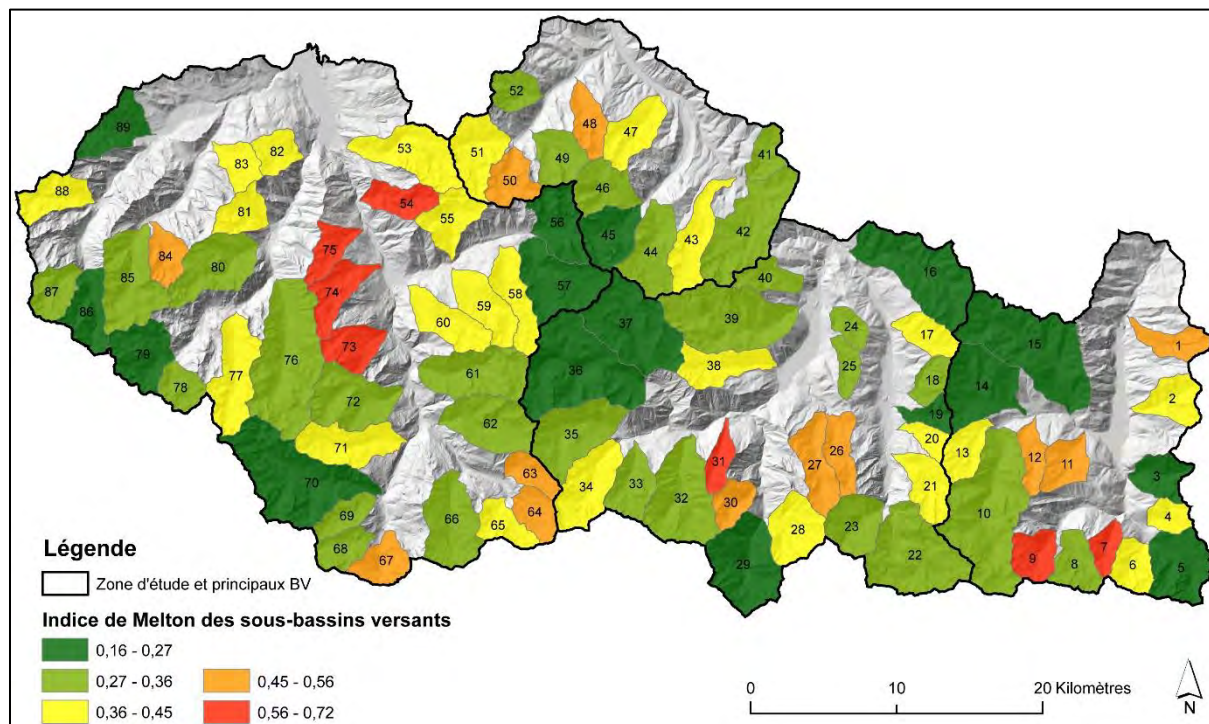


Figure 2.14 : Indice de Melton.

Les valeurs d'indices de nos 89 bassins oscillent entre 0,16 et 0,72 pour une moyenne de 0,38 (Fig. 2.14). Les six bassins ayant une valeur d'indice supérieure à 0,6 sont des tributaires latéraux de moyennes à basses parties de vallée (n°7, 31, 54, 73, 74, 75). Parmi ceux-ci, seul le torrent du Bouneu (n°7) est référencé sur la BD RTM comme torrent producteurs de laves torrentielles. La répartition spatiale de cet indice de Melton montre une concentration de bassins à faible énergie gravitaire autour du massif du Néouvielle (Fig. 2.14).

2.3.4 - Densité de drainage

La densité de drainage (Horton, 1945 ; Strahler, 1964) est le rapport de la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface. Cet indice permet d'évaluer la densité des vallées dans le bassin, la morphologie des zones contributives amont (Montgomery et Dietrich, 1989), les caractéristiques du climat, de la végétation (Moglen et al., 1998), du sol et de la géologie. Largement utilisé lui-aussi, cet indice est corrélé, selon les études, avec la moyenne des débits (Carlston, 1963), les moyennes annuelles de précipitations (Chorley et Morgan, 1962) ou la fourniture sédimentaire (Abrahams, 1972). Sur les 89 bassins versants étudiés, la densité moyenne est de 1,6 km.km⁻² pour des valeurs oscillant

entre 0,3 et 3,4 km.km⁻² (Fig. 2.15). Les faibles densités de drainage sont principalement centrées sur des bassins localisés dans le massif du Balaïtous et du Néouvielle alors que les bassins à la densité de drainage la plus forte se situent sur la crête franco-espagnole, notamment dans le massif du Vignemale. Ces bassins ont un réseau hydrographique plus disséqué et une réponse hydrologique aux événements pluviométriques plus rapide que les bassins à faible densité de drainage (Melton, 1957).

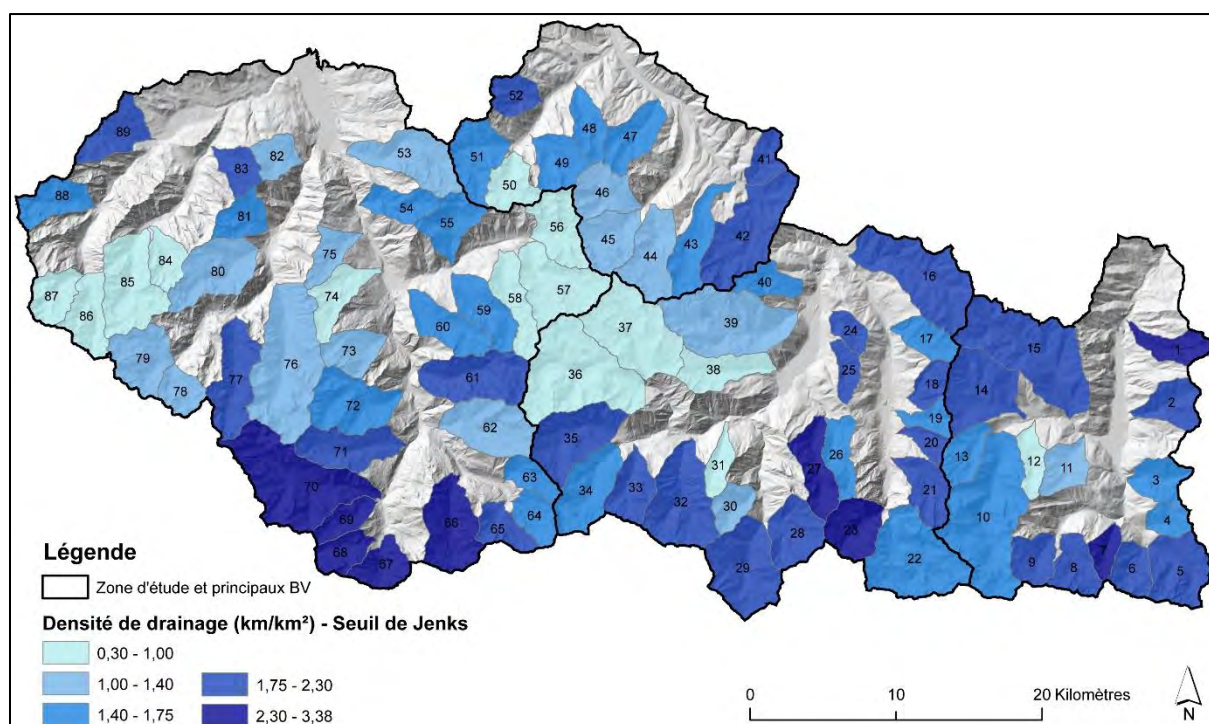


Figure 2.15 : Densité de drainage.

L'analyse descriptive des variables et des indices morphométriques met ainsi en exergue les premiers traits morphologiques caractéristiques des bassins versants torrentiels des Pyrénées centrales. L'indice de Melton semble être relativement faible malgré des bassins pentus et le réseau hydrographique semble plus dense dans les bassins versants de la haute chaîne.

3 – Les analyses univariée et multivariée

Pour affiner l'analyse et dans l'objectif d'établir une typologie, des analyses statistiques univariée et multivariée ont été effectuées. Un premier essai d'Analyse Factorielle Multiple (AFM) contenant les variables morphométriques, géologiques, climatiques et d'occupation du sol s'est avéré peu concluant. Cette analyse n'a pas permis de dégager une typologie fiable et réaliste des types de bassins, à cause probablement d'un trop grand nombre de variables. Elle ne sera donc pas présentée dans ce travail. Seules les variables morphométriques et quantitatives ont été conservées pour effectuer une Analyse en Composantes Principales (ACP), puis une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) afin d'extraire une classification et une typologie des bassins versants torrentiels. Ces variables sont les variables principales (BD Morphométrie dans la figure 2.1). Les variables exclues de l'analyse statistique sont considérées comme des variables annexes (BD Annexe dans la figure 2.1). Elles serviront d'appui pour compléter la typologie extraite de la CAH afin de créer la typologie finale. Par ailleurs les BD Morphométrie et Annexe sont croisées avec la BD Crue pour l'analyse des corrélations potentielles avec l'intensité de la crue de juin 2013.

3.1 - Présentation des variables annexes

Les variables annexes sont ici les variables d'occupation du sol, les variables géologiques et une variable climatique.

La variable climatique représente la moyenne inter-annuelle ou normale de précipitations par bassin. Elle a été calculée par l'intermédiaire de l'outil statistique zonal sous SIG à partir d'un raster de 1 km de résolution. Les précipitations annuelles sont celles disponibles sur le site worldclim.org pour la période 1960-1990.

Les trois variables géologiques sont issues des données géologiques au 1/50 000 du Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM), téléchargées sur le site geo.data.gouv.fr. Afin de ne pas complexifier, il a été choisi de retenir seulement trois classes géologiques :

- les formations superficielles composées des éboulis, des cônes de déjections, des moraines, des alluvions et des colluvions ;
- les roches magmatiques composées essentiellement de granodiorite, de leucogranite et de monzogranite ;
- les roches métamorphiques dont les schistes noirs, les schistes quartzeux, les schistes ampéliteux et les schistes ardoisiers.

Les premières observations de terrain semblent indiquer que la lithologie influence la morphologie des bassins versants notamment les têtes de bassins des domaines granitiques. Elle détermine également la susceptibilité des terrains à l'érosion, aux glissements de terrains et contrôle la quantité et la nature de la fourniture sédimentaire (Liébault, 2003).

Les données d'occupation du sol proviennent de la BD CORINE Land Cover 2012 disponibles sur le site statistiques.developpement-durable.gouv.fr. Les trois classes simplifiées sont les suivantes :

- « Landes et Pelouses » composée de landes, de broussailles, de pelouses et de pâturages naturels ;
- « Forêts » composée de forêts de feuillus, de conifères, de forêts mélangées et de forêts et végétation arbustive en mutations ;
- « Roche nue » composée de roche nue et de végétation clairsemée.

Au même titre que l'imperméabilité de la structure géologique, la couverture végétale influence d'une part la réponse hydrologique des bassins face à un événement pluviométrique et, d'autre part, la production sédimentaire. Ces variables géologiques et d'occupation du sol sont quantifiées sous SIG et sont analysées en pourcentage d'occupation par bassin.

3.2 - Les variables explicatives de la crue de juin 2013

La crue de juin 2013 est à l'origine de ce travail de thèse. Cette crue a exacerbé le temps d'un événement la dynamique torrentielle dans les Pyrénées centrales. Il s'agit ici d'observer les potentielles relations entre l'intensité de cette crue et les variables principales et annexes. L'intensité de la crue, dans des bassins non monitorés pour la plupart, a été quantifiée par le calcul de la superficie des zones actives sur chacun des 89 bassins versants. Une zone active est définie comme une portion de bassin versant qui a contribué de manière efficace à la formation de la charge véhiculée par le réseau hydrographique en un point donné et qui présente une surface de sol nue de plus de 50 % (Bravard et Petit, 2000 ; Liébault, 2003). La vectorisation a été réalisée sous ArcGIS par photo-interprétation en comparant la BD Ortho © IGN de 2010, 2013 et les photographies aériennes post-crue réalisées par le service de Restauration des Terrains en Montagne. Le total de superficie des zones actives pour chacun des 89 bassins versants a ensuite été calculé. La corrélation a été testée sur les variables morphométriques puis sur les sept variables annexes. Les variables ont été normalisées avant d'effectuer une régression linéaire simple sous XLSTAT. La régression linéaire simple permet d'analyser la corrélation statistique entre une variable expliquée (zones actives lors de la crue de juin 2013) et plusieurs variables explicatives. Elle est utilisée dans le but de répondre à la question simple : les

variables morphométriques, géologiques, climatique et d'occupation du sol influencent-elles l'aléa crue torrentielle du type juin 2013 ? L'intensité de la relation statistique est calculée par le coefficient de corrélation linéaire de Pearson (Fig. 2.16).

La corrélation entre l'intensité de la crue et les variables principales et annexes est faible car les coefficients sont compris entre -0,08 et 0,31. Les variables explicatives les plus corrélées sont la somme du réseau hydrographique d'ordre 1, l'étendue des formations superficielles et l'altitude maximale avec un coefficient proche de 0,3. En effet, malgré ces faibles coefficients, il est possible d'y proposer des explications. Tout d'abord, les cumuls de précipitations les plus importants se sont abattus sur la crête franco-espagnole, c'est-à-dire les plus hauts reliefs. D'autre part, les zones actives, au-delà de leur localisation préférentielle sur des formations superficielles, sont plus facilement discernables par photo-interprétation dans des formations superficielles que sur le bedrock. La faiblesse de la corrélation linéaire entre les variables explicatives avec les zones actives lors de la crue de 2013 démontre donc que l'intensité de l'événement par bassin est davantage liée à l'événement pluviométrique, à l'état de saturation des sols ou aux cumuls de neige au moment de l'événement qu'aux caractéristiques morphologiques des bassins.

Nom des variables	Matrice de corrélation
Aire	0,24
Alt _{Moy}	0,21
Alt _{Max}	0,29
Alt _{Min}	0,16
P _{Moy}	0,14
Dénivelé	0,21
R _R	-0,03
M _{BV}	-0,08
K _R	0,01
S _{Rh}	0,26
L _{CP}	0,18
D _d	0,10
S _{Rh1}	0,31
Nb _{Rh1}	0,20
R _c	0,17
D _{ML}	-0,01
Nord	-0,05
Est	0,11
Sud	0,02
Ouest	-0,08
Précip _{Moy}	0,20
Roches magmatiques	0,06
Formations superficielles	0,30
Schistes	0,02
Landes et Pelouses	0,27
Roche nue	0,25
Forêts	-0,06

Figure 2.16 : Coefficients de corrélation issue de la régression linéaire.

3.3 - L'Analyse en Composantes Principales

Une ACP est une méthode d'analyse permettant la simplification du nombre de variables par la création de nouvelles variables. Elle permet en premier lieu d'explorer la co-variation entre de nombreuses variables. Une première ACP de type « exploratoire » a été réalisée avec 20 variables morphométriques sur les 89 bassins versants torrentiels. Elle résume un ensemble de données mais ne s'est pas avérée concluante au vu de la faible contribution de certaines variables sur les premiers axes factoriels. Les variables à faible contribution (variables d'orientation et rapport de confluence) ont donc été exclues pour ne conserver que 14 variables lors de l'ACP définitive (Fig. 2.17). L'ACP permet de transformer les variables très liées entre elles en axes factoriels afin de rendre les données moins redondantes et révéler des traits morphologiques communs entre les bassins.

Les quatre premiers axes factoriels représentent plus de 84 % de l'information du jeu de données d'origine. L'axe factoriel n°1 représente 36% de la variance totale (Fig. 2.17). Il est positivement corrélé avec les variables suivantes : aire ; somme du réseau hydrographique de tous ordres et d'ordre 1 ; longueur du chenal principal ; nombre de drains d'ordre 1. L'axe factoriel n°2 représente 22 % de la variance totale. Il est positivement corrélé avec d'une part le relief ratio et l'indice de Melton et d'autre part les variables d'altitudes et de pentes. Trois groupes de variables se distinguent sur les deux premiers axes factoriels avec :

- un groupe de variables liées à l'altitude (altitude moyenne, maximale, dénivelé et pente moyenne), positif sur l'axe F2 ;
- un groupe lié au réseau hydrographique et à la superficie, positif sur l'axe F1 ;
- un groupe lié au dénivelé spécifique et au relief ratio, positif sur l'axe F2 et négatif sur l'axe F1.

Il existe une corrélation négative entre le relief ratio et l'indice de Melton avec les variables morphométriques du réseau hydrographique et la superficie. Par ailleurs ces deux groupes de variables sont indépendants des variables altitudinales comme l'indique leurs positions dans le cercle des corrélations (Fig. 2.17).

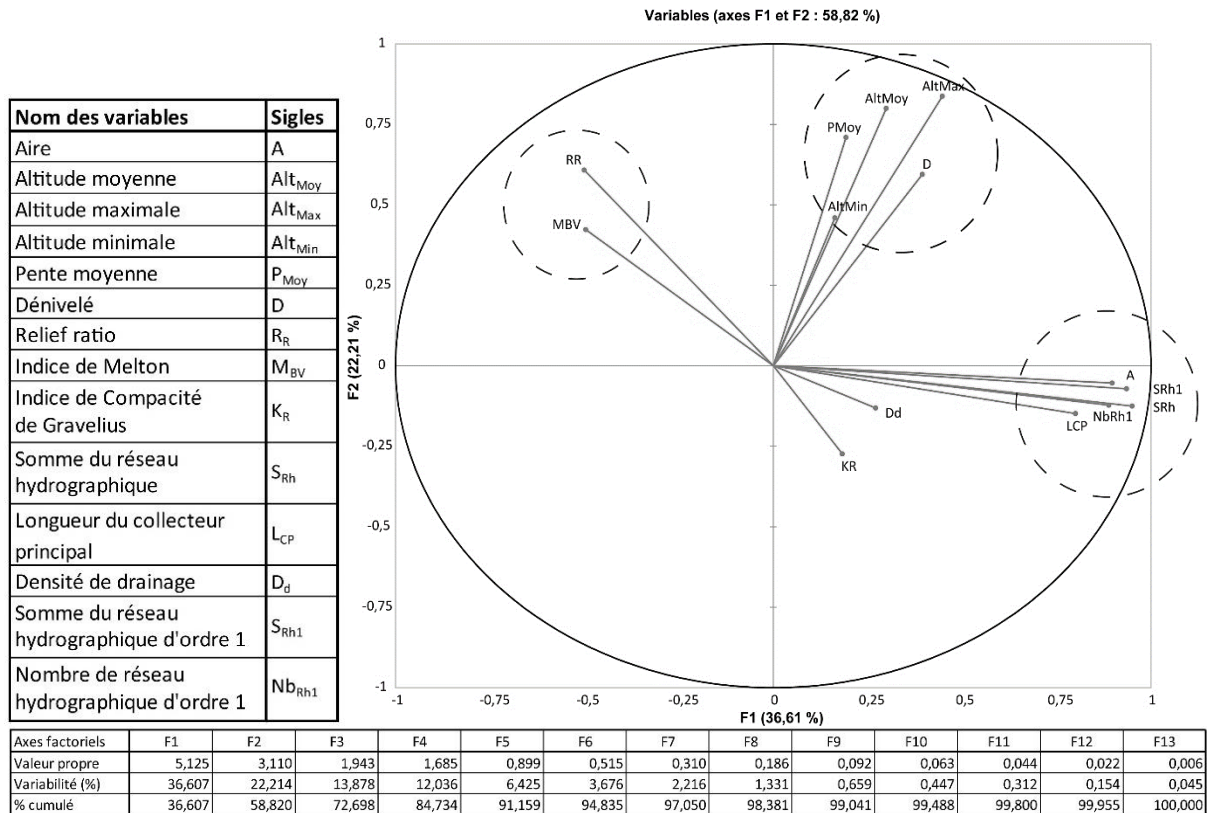
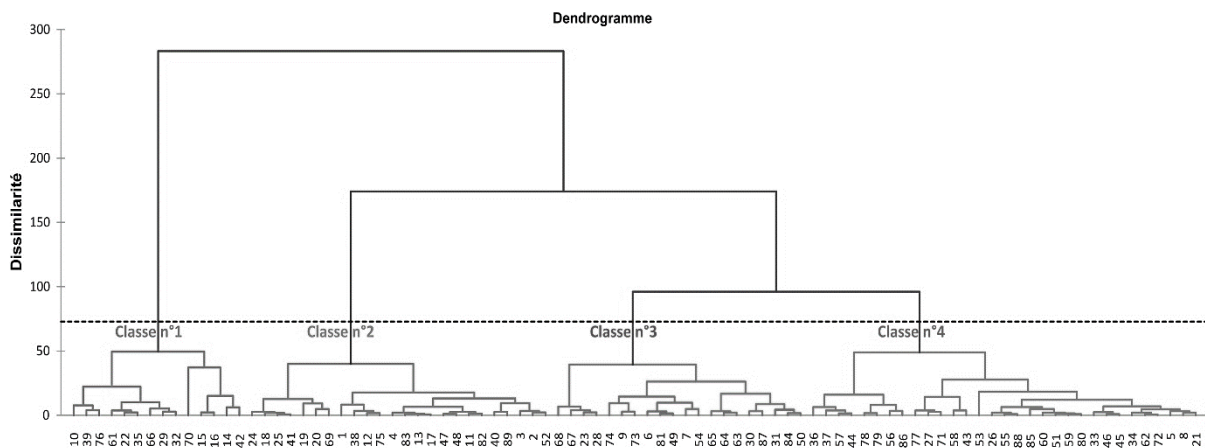


Figure 2.17 : Tableau des 14 variables sélectionnées, valeurs propres et cercles des corrélations.

3.4 - La Classification Ascendante Hiérarchique

Une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) a ensuite été réalisée sur tous les scores des axes factoriels de l'ACP. La CAH est une technique statistique de typologie qui vise à partitionner des objets par regroupements successifs. Elle a été effectuée sous XLSTAT. Quatre classes de bassins versants torrentiels aux caractéristiques morphologiques les plus dissemblables possibles sont créées au sein desquelles figurent des bassins les plus semblables possibles. Elles sont représentées par le dendrogramme (Fig. 2.18).



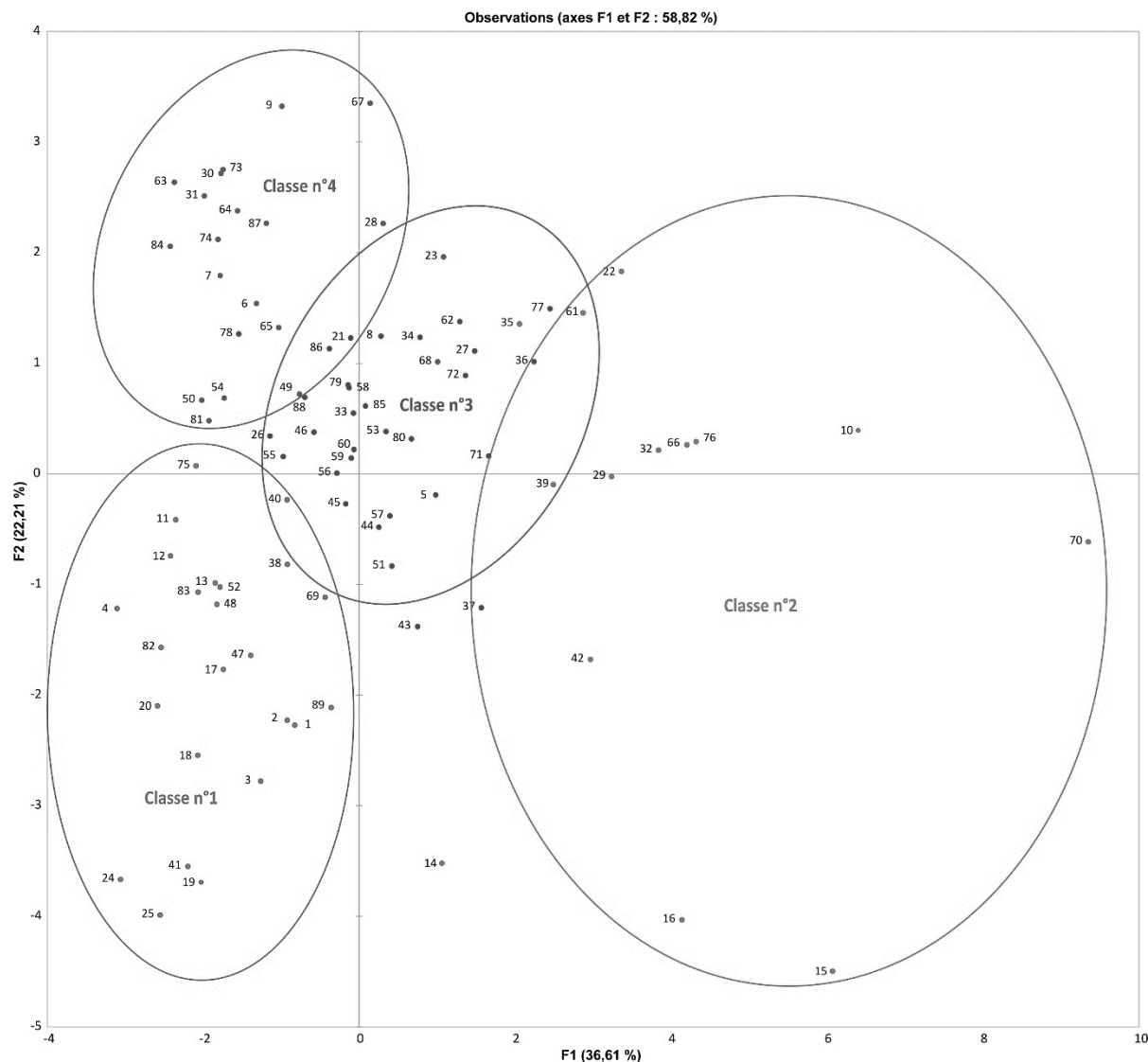


Figure 2.18 : Dendrogramme de la CAH et représentation des classes dans le nuage de points sur les deux premiers axes factoriels de l'ACP (n° = bassin versant).

Connaissant la contribution des variables sur chaque axe factoriel et aidée de la projection des quatre classes de la CAH sur les deux premiers axes factoriels de l'ACP, il est possible de décrire chaque classe (Fig. 2.19 et 20):

- la classe n°1 est associée aux valeurs négatives de l'axe F1 et F2. Elle regroupe 24 bassins de petite taille dont le réseau hydrographique est faiblement développé. La moyenne de superficie de ces 24 bassins est de 8 km² quand la moyenne générale des 89 bassins est de 14,5 km². Ces bassins montrent une pente moyenne faible, se développent à faible altitude maximale, minimale et moyenne. La moyenne de la somme des longueurs du réseau hydrographique est de 13,9 km contre 24 km pour le reste des bassins ;
- la classe n°2 est associée à des valeurs positives de l'axe F1 et englobe 14 bassins versants de grande taille. La taille moyenne de ces 14 bassins est de 29,5 km², soit 15 km² de plus que la

moyenne de l'étude. Logiquement, le réseau hydrographique y est plus développé mais aussi plus dense, avec une grande longueur du chenal principal. La longueur moyenne du linéaire hydrographique est de 57,7 km dans cette classe alors qu'elle n'est que de 24 km pour le reste des bassins. Dans une moindre mesure, les valeurs du relief ratio et l'indice de Melton y sont relativement faibles ;

- la classe n°3 est centrée sur les deux premiers axes et également sur les deux suivants. Elle semble être la classe intermédiaire, difficilement descriptible. Les 31 bassins qui la composent sont de taille moyenne et possèdent une altitude moyenne et maximale plutôt élevées ainsi qu'une faible densité de drainage et peu de linéaire hydrographique ;
- la classe n°4 est associée aux valeurs positives de l'axe F2 et négatives de l'axe F1 et regroupe 20 petits bassins de haute altitude possédant une valeur d'indice de Melton et un relief ratio élevés mais une longueur assez faible du collecteur principal. La valeur de l'indice de compacité de Gravelius est faible et ces bassins sont donc assez arrondis.

Les valeurs de chaque classe pour chaque variable sont comparées dans la figure 2.20 avec le reste des 89 bassins versants. En terme de répartition spatiale, les bassins torrentiels de la classe n°1 se situent principalement dans la partie basse des vallées, ce qui explique leur faible altitude. La classe n°2 qui regroupe les grands bassins ne possède pas de logique spatiale au même titre que la classe n°4. A *contrario*, la classe n°3 qui semblait être une classe intermédiaire, regroupe majoritairement des torrents jouxtant les massifs granitiques.

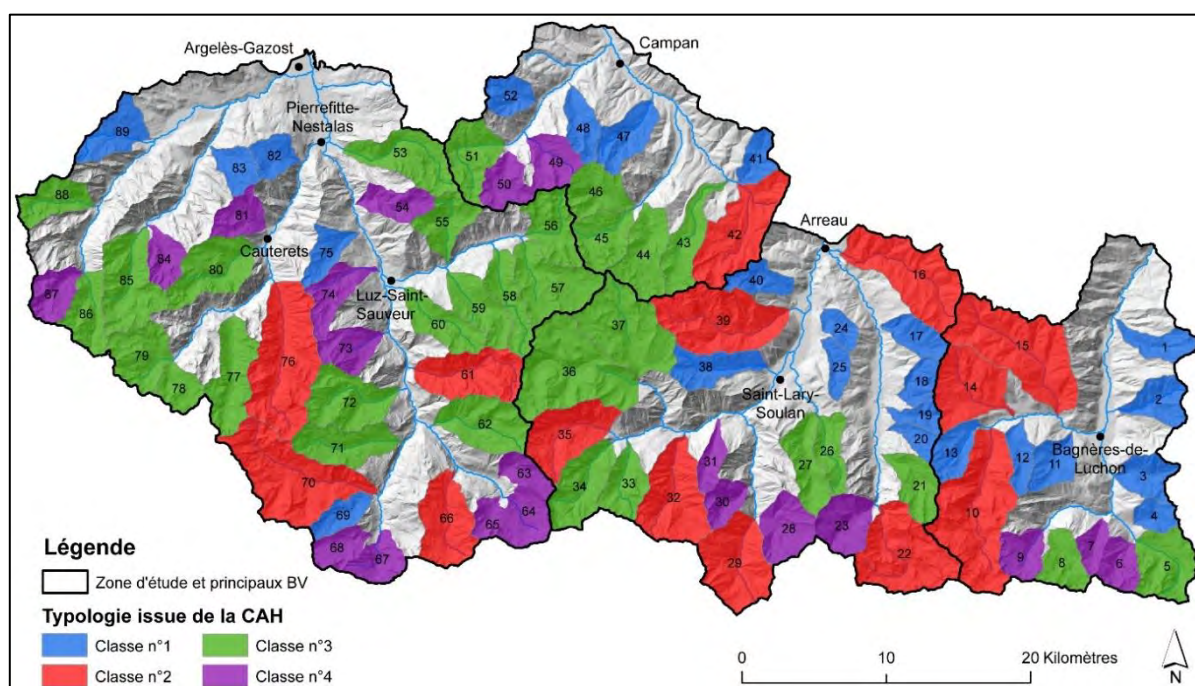


Figure 2.19 : Carte des quatre classes de la typologie de la CAH.

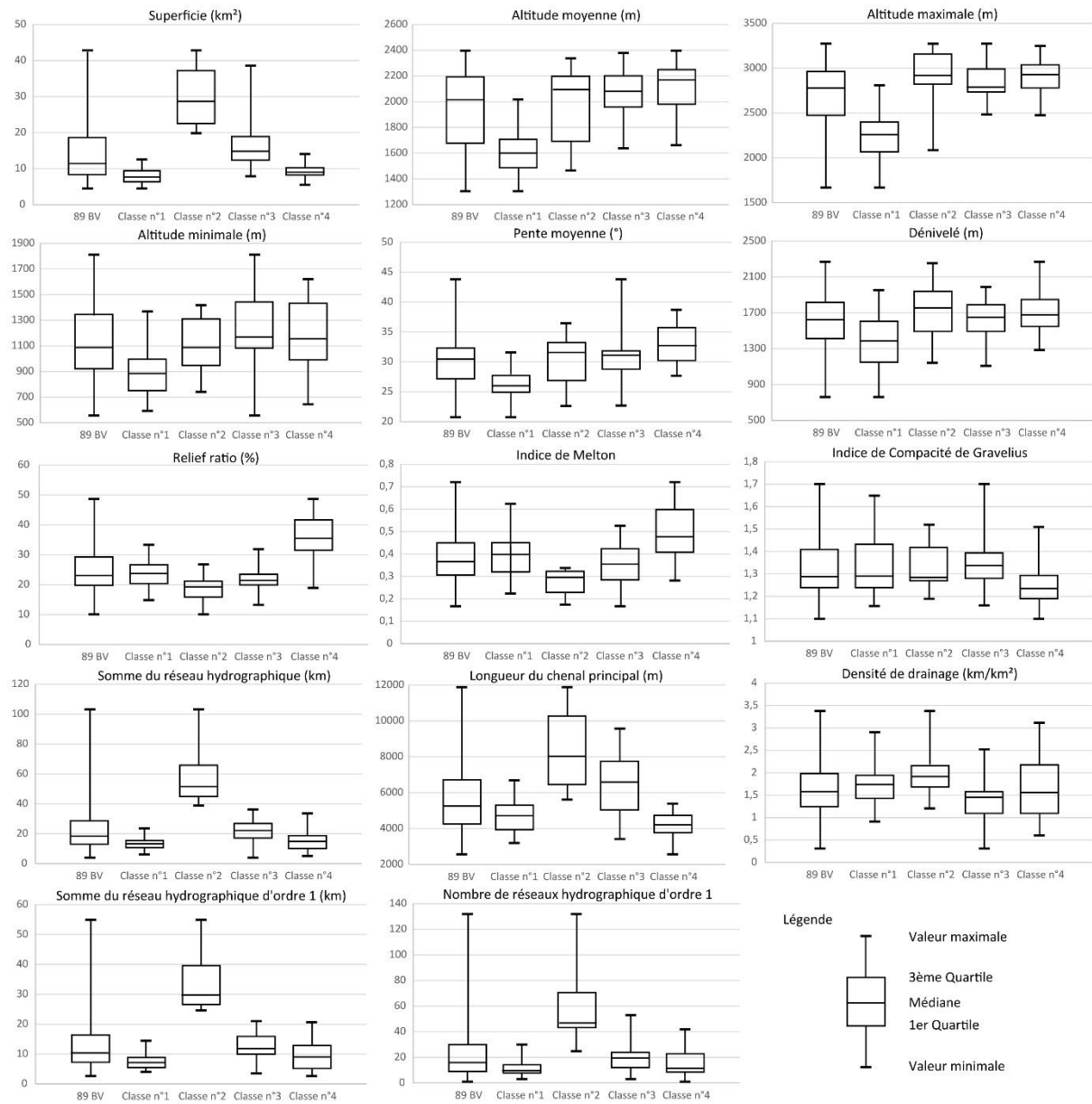


Figure 2.20 : Box-plot sur les 14 variables et les quatre classes de la CAH.

4 – Typologie finale

Il existe une grande diversité morphologique des rivières et torrents de montagne entre les différents massifs montagneux mais également au sein même d'un massif. Les classifications des torrents et rivières de montagne sont nombreuses et dépendent de l'angle, de l'échelle et de l'objet d'étude. Dans ce travail, la classification morphologique de type Montgomery et Buffington (1997) ou une classification à l'échelle du tronçon sont rendues difficiles par le nombre important de bassins versants étudiés, la faible largeur des chenaux ainsi que la forte présence de forêt dans les parties basses des bassins rendant l'analyse des chenaux par photointerprétation impossible. Il a été décidé d'effectuer une typologie des bassins versants basée sur le croisement entre la typologie morphométrique, les variables annexes et les zones actives de la crue de juin 2013.

4.1 - Morphotype 1 : tributaires latéraux de basses vallées

Les 35 bassins versants qui composent cette classe sont issus de la classe n°1 de la typologie de la CAH auxquels s'ajoutent les grands bassins de basse vallée de la classe n°2 (Fig. 2.26). Ces bassins ont une faible altitude moyenne, minimale et maximale et sont des tributaires de cours d'eau d'ordre bien supérieur. Ils sont moins pentus et possèdent un linéaire de réseau hydrographique plus faible que les autres bassins versants de l'étude *e.g.* une moyenne de 20,2 km (contre 24 km pour les 89 bassins versants) de réseau hydrographique de tout ordre et une moyenne de 11,5 km (contre 13,8 km pour les 89 bassins versants) de réseau hydrographique d'ordre 1 par bassin (Fig. 2.24 et 25). Ils ne sont pas pour autant peu drainés car, rapportée à leur taille, la densité de drainage moyenne de ce morphotype est légèrement supérieure à la moyenne générale (1,68 pour 1,66 km.km⁻²). Ces bassins, situés à l'aval de leur grand bassin respectif, subissent une influence moindre des flux de sud que les bassins situés sur la crête franco-espagnole. Leurs sommets à l'altitude moins élevée ainsi que leur localisation en partie basse des vallées, limitent le rôle d'obstacle orographique de ces bassins contre lesquels les masses d'airs pourraient se décharger de leur humidité. Ces bassins sont plus végétalisés que la moyenne des 89 bassins versants en raison de leur faible altitude. Ils sont en moyenne composés à 55 % de landes, pelouses ou pâturages naturels, à 32 % de forêts contre des moyennes respectivement de 52 et 19 % pour l'ensemble des 89 bassins. L'exutoire de la totalité de ces bassins se trouve sous forêt, rendant la mesure de la largeur du chenal et l'analyse par photo-interprétation impossible. Par ailleurs, il ne ressort pas de logique géologique. Situés dans les domaines schisteux, calcaires et détritiques, leur substratum est recouvert à environ 30 % par des formations superficielles.

En termes d'analyse de la dynamique torrentielle, le gradient de taille dans cette classe est tel qu'il impose de subdiviser ce morphotype en deux classes (Fig. 2.21) :

- le morphotype 1A représente des tributaires latéraux dont la pente du chenal principal est homogène et régulière. Si ce ne sont pas des bassins élémentaires, ils s'en rapprochent au vu de la faible présence de sous bassins versants. Ainsi l'activité géomorphologique de la crue de juin 2013 dans le bassin du Bastan s'est effectuée majoritairement dans le Bastan de Sers (n°55) via un glissement de terrain ;
- le morphotype 1B regroupe les tributaires latéraux allongés de grande taille (n°13, 14, 15, 16, 26, 27, 39, 42 et 53). Ce sont les bassins qui appartenaient à la classe n°2 de la CAH. Ces bassins sont très allongés et possèdent un long collecteur principal (moyenne de 7685 m contre 4718 m pour les autres chenaux du morphotype 1). Contrairement à la classe 1A, ces bassins sont des auges glaciaires où le collecteur principal s'écoule dans un fond de vallée assez large tapissé de stocks sédimentaires glaciaires et fluvio-glaciaires. L'activité géomorphologique de la crue n'a pas été beaucoup plus intense dans ces bassins. L'activité s'est concentrée surtout dans les bassins n° 26 et 27 et a pris la forme d'élargissements du chenal en fond de vallée via des dépôts ou des érosions de berges.

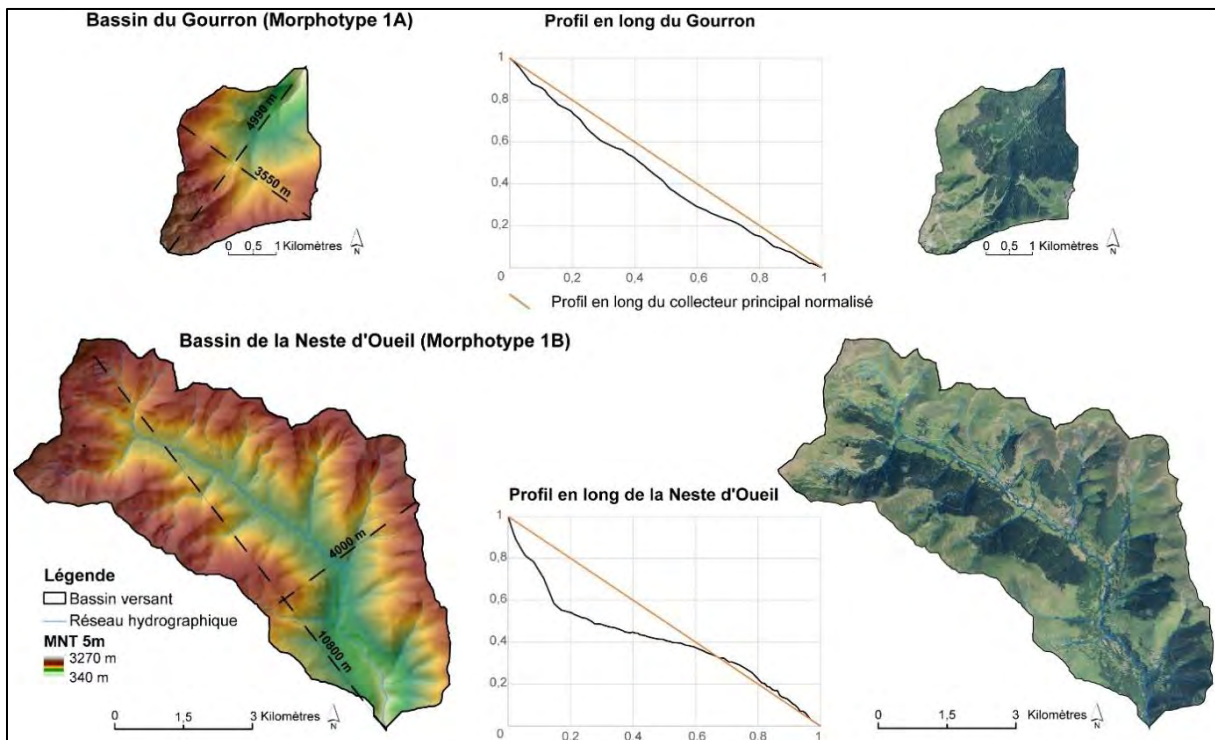


Figure 2.21 : Topographie du bassin du Gourron et de la Neste d'Oueil (bassin de la Pique) (à gauche les cartes des altitudes réalisées à partir du MNT 5 m © IGN ; au centre les profils en long normalisés du collecteur principal réalisés sous SIG ; à droite les orthophotographies IGN de 2013).

4.2 - Morphotype 2 : bassins versants torrentiels du domaine granitique des massifs du Balaitous, du Vignemale, du Néouvielle et du Luchonnais

Ces bassins sont en partie issus de la classe n°3 de la CAH auxquels on a ajouté les grands bassins de la haute chaîne de la classe n°2. En moyenne, plus de 31 % du substratum affleurant est du granite. Pour ordre d'idée, la moyenne pour les 57 autres bassins du morphotype 1 et 3 est de 1,4 %. Ce sont des bassins de grande taille avec une superficie moyenne de 18,4 km². Les massifs granitiques des Pyrénées centrales sont les zones les plus élevées de la chaîne. Logiquement ces 32 bassins possèdent les altitudes maximales et moyennes les plus élevées (Fig. 2.24 et 25). Les précipitations y sont également abondantes mais la densité de drainage est relativement faible par rapport au reste du territoire d'étude (en moyenne 1,3 km.km⁻² de réseau hydrographique contre 1,6 km.km⁻² pour les 89 bassins versants). Ces bassins sont majoritairement composés de roche nue et de landes. Du point de vue de la morphologie, les parties amont de ces bassins se trouvent dans le domaine granitique et forment des grands bassins de réception, avec de larges cirques glaciaires et lacs d'ombilics où la roche nue et les formations superficielles vives dominent.

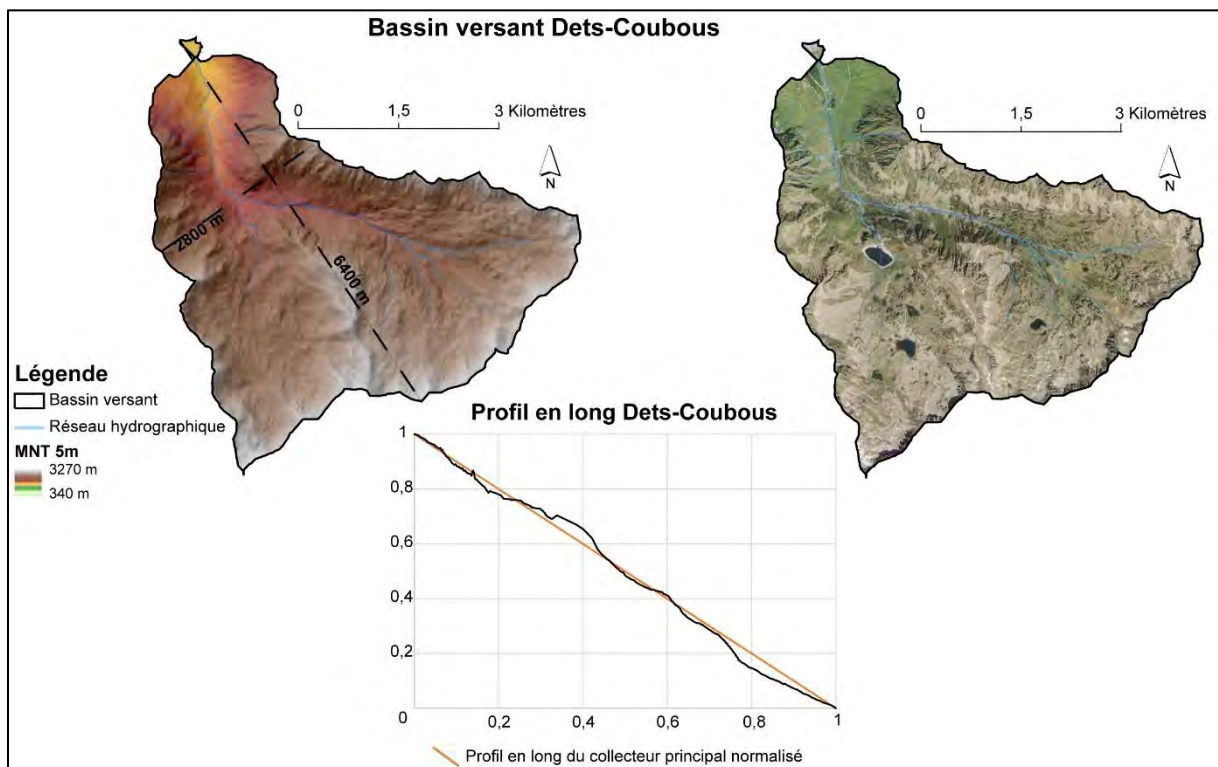


Figure 2.22: Topographie et profil en long du bassin Dets Coubous (à gauche les cartes des altitudes réalisées à partir du MNT 5 m © IGN ; au centre les profils en long normalisés du collecteur principal réalisés sous SIG ; à droite les orthophotographies IGN de 2013).

Comme la crue de juin 2013 l'a montré, ces bassins peuvent être sujets localement aux processus gravitaires et/ou aux laves torrentielles sur les versants (bassin d'Ossoue, n°70). Mais les premières

observations montrent que ce sont essentiellement les stocks sédimentaires de fond de vallée qui ont été actifs. Les stocks sédimentaires structuraux granitiques sont considérés comme résistants et limitent les apports détritiques des têtes de bassins. *A contrario*, la concentration des écoulements dans les fonds de vallées a provoqué des élargissements du chenal ainsi qu'un transport solide important. Les bassins les plus actifs ont été ceux de la Neste d'Oo (n°10), des torrents Dets Coubous (n°57) (Fig. 2.22), des Oulettes (n°77), de l'Yse (n°60), d'Ossoue (n°70), du Gaoube (n°43) et du Lys amont (n°9). Les zones actives sont principalement des érosions de berges, des dépôts ou des sapements de bas de versant. D'après les observations, les rapports post crue et la BD RTM, aucun de ces bassins n'a été producteur de laves torrentielles à l'exutoire. L'aléa s'est produit davantage sous forme de crue torrentielle. Par ailleurs, les parties amont possèdent peu de couloirs avalancheux du fait de leur faible pente. Les couloirs avalancheux se développent plus facilement sur les versants des parties intermédiaires et basses de ces bassins, lorsque la forme du bassin commence à s'allonger sous forme d'auge glaciaire.

4.3 - Morphotype 3 : bassins versants de fond de vallées

Le morphotype 3 regroupe 22 bassins versants torrentiels composant la crête franco-espagnole mais aussi les hauts bassins de l'Adour de Lesponne. Ce morphotype se rapproche davantage des classes n°2 et 4 de la CAH. Légèrement plus grands que les bassins du morphotype 1, ils sont cependant bien plus petits que ceux du morphotype 2 et de taille inférieure à la moyenne des 89 bassins versants (13 km² contre une moyenne de 14,5 km² pour les 89 bassins). En termes d'altitude et de dénivelé, les caractéristiques de ces bassins se rapprochent du morphotype 2. La valeur du relief ratio γ est plus élevée avec une moyenne de 29 % contre 24 et 23 % pour les deux autres morphotypes, de même que les pentes moyennes. Si la longueur du collecteur principal est intermédiaire, la spécificité de ce morphotype réside dans la structure du réseau hydrographique. En effet, la somme du linéaire hydrographique de tous ordres et d'ordre 1, ainsi que le nombre de drains d'ordre 1 sont les plus élevés de l'étude. La densité de drainage est de 2,1 km.km⁻² de réseau hydrographique contre 1,52 km.km⁻² de moyenne pour les 67 autres bassins versants (Fig. 2.24 et 25). L'absence de roches granitiques dans ces bassins au profit de schistes, de calcaires et de roches détritiques débouche sur des morphologies de cirques glaciaires aux parois abruptes en fond de bassin. L'exemple le plus représentatif est le bassin n°67 du cirque de Gavarnie (Fig. 2.23) où les parois peuvent atteindre plus de 1500 m de hauteur, en étages successifs avec des replats étroits. Ces bassins sont légèrement plus arrondis que les bassins du reste de l'étude et ne possèdent pas de lacs d'ombilics. Ce sont généralement des sous bassins d'un collecteur plus important et plusieurs constituent ainsi les bassins de réceptions du Gave de Gavarnie (n°67, 68 et 69), du Gave de Héas (n°63, 64, 65 et 66), de l'Adour de Lesponne (n°49, 50 et 51), de la

Neste d'Aure ou d'Aragnouet (n°33, 34 et 35), de la Neste du Rioumajou (n°28, 29 et 30), de la Pique Amont (n°4, 5 et 6). La forêt y est éparse ou absente et le phénomène avalancheux présent en tout point du bassin. Lors de la crue de juin 2013, les bassins n°35, 34 et 65 ont été les plus réactifs avec des zones actives à la fois en fond de vallée et localement sur les versants (glissement de terrain, remaniement de dépôts de versants ou laves torrentielles). Sans étudier la porosité et la perméabilité des différentes formations géologiques des 3 morphotypes, les bassins du morphotype 3 ont théoriquement une réponse hydrologique plus rapide et plus importante aux événements pluviométriques que les deux autres morphotypes. En effet, le morphotype 1 correspond aux bassins très végétalisés avec une densité de drainage intermédiaire alors que le morphotype 2 englobe des éléments aux bassins de réception importants, plus évasés avec de nombreux lacs glaciaires et une faible densité de drainage. Ces variables vont plutôt atténuer et/ou retarder la réponse hydrologique. *A contrario*, la structuration du réseau hydrographique avec nombre de torrents élémentaires d'ordre 1, des bassins arrondis dénués de végétation, une forte pente, homogène de surcroît, sont des conditions propices à une réponse hydrologique rapide dans ce morphotype de bassin. L'absence de bassin monitoré ne permet cependant pas de comparer les hydrogrammes.

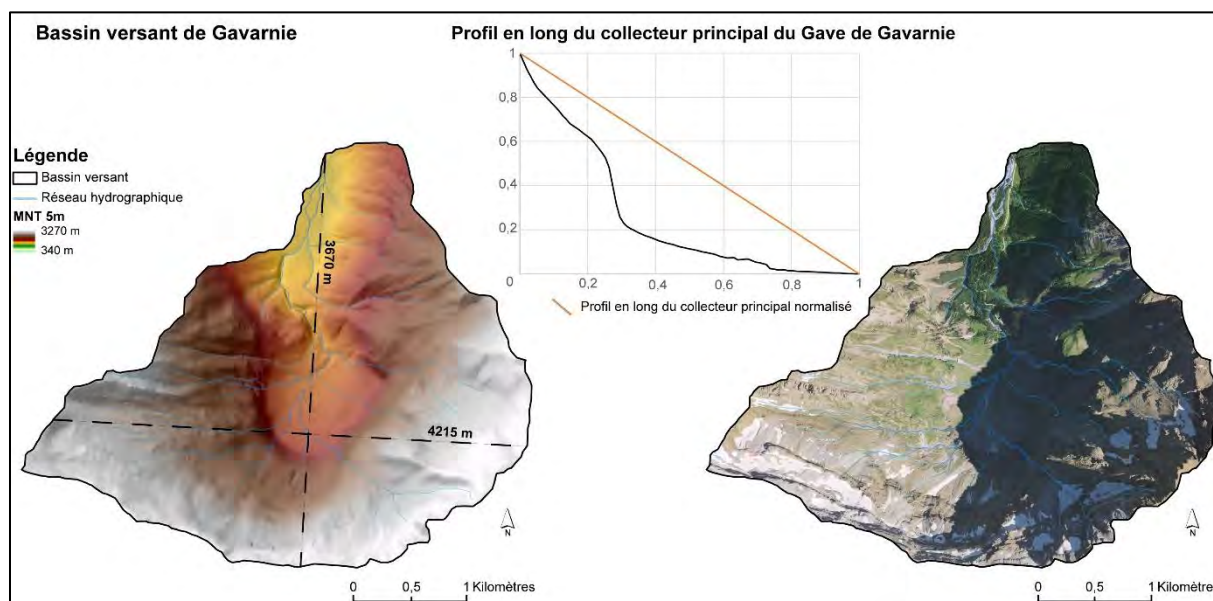


Figure 2.23 : Topographie et profil en long du bassin du Gave de Gavarnie amont (à gauche les cartes des altitudes réalisées à partir du MNT 5 m © IGN ; au centre les profils en long normalisés du collecteur principal réalisés sous SIG ; à droite les orthophotographies IGN de 2013).

	Moyenne 89 BV	Morphotype 1	Morphotype 2	Morphotype 3
Superficie (km ²)	14,54	11,86	18,40	13,00
Altitude moyenne (m)	1938	1637	2151	2108
Altitude maximale (m)	2703	2350	2954	2898
Altitude minimale (m)	1113	879	1243	1297
Dénivelé (m)	1590	1470	1711	1601
Pente moyenne (°)	29,94	28,00	30,80	31,76
Relief ratio (%)	24,87	24,00	23,00	29,00
Indice de Melton	0,38	0,40	0,36	0,40
Indice de Compacité de Gravelius	1,32	1,34	1,34	1,25
Somme du réseau hydrographique	24,04	20,24	25,60	27,80
Longueur du collecteur principal	5762	5480	6572	5033
Densité de drainage	1,66	1,68	1,34	2,10
Somme du réseau hydrographique d'ordre 1	13,85	11,50	14,30	17,00
Nombre de réseau hydrographique d'ordre 1	23,24	18,60	25,00	29,00

Figure 2.24 : Moyennes des variables morphométriques pour les 89 bassins versants et les trois morphotypes.

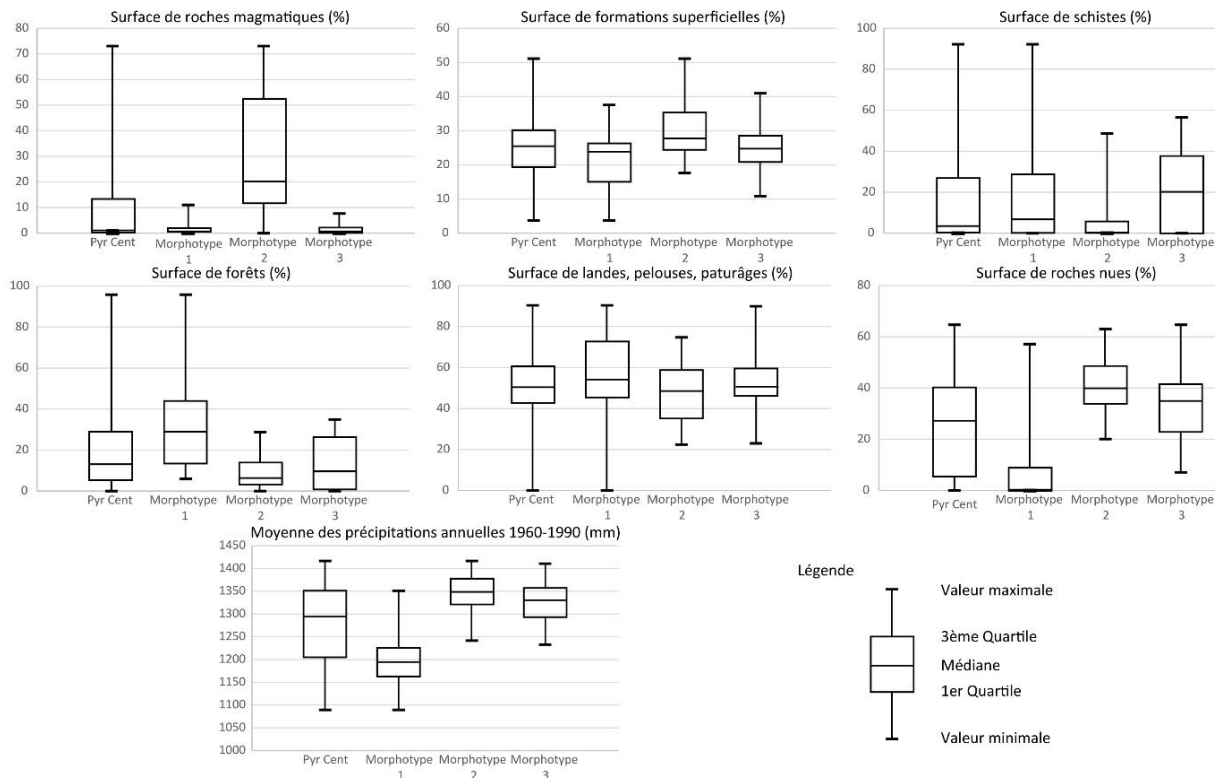


Figure 2.25 : Box-plot sur les 14 variables et les trois morphotypes de la typologie fonctionnelle.

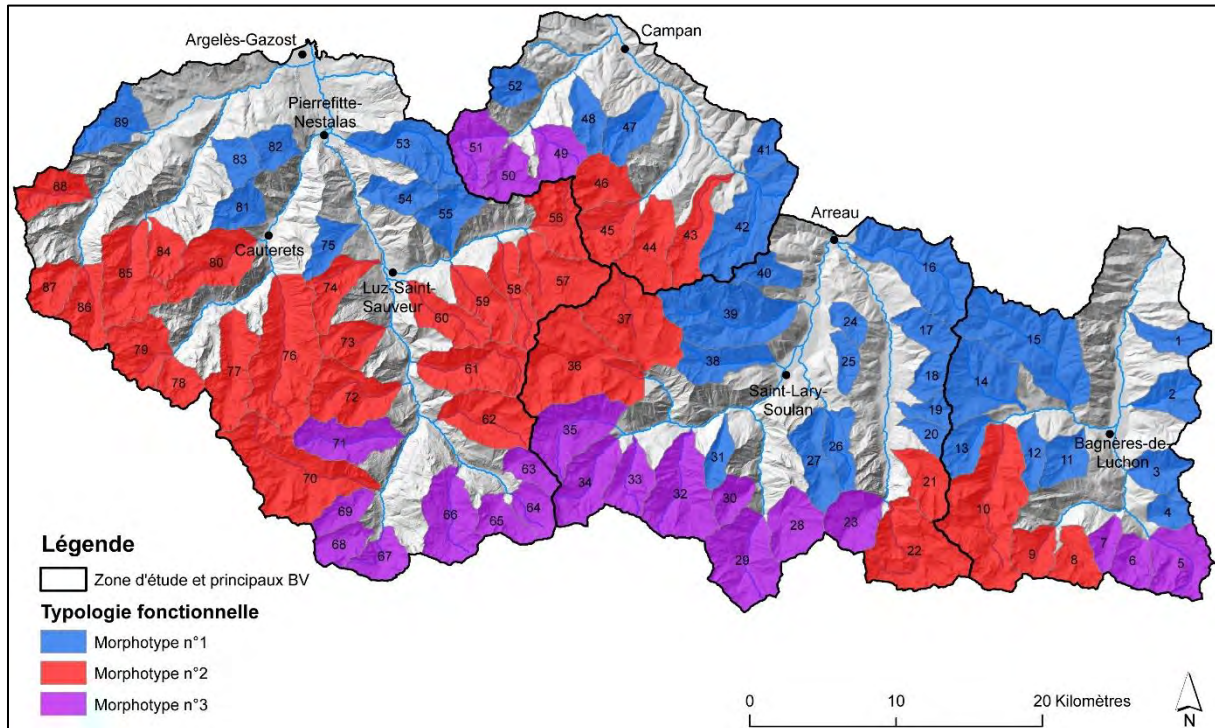


Figure 2.26 : Carte des morphotypes de la typologie fonctionnelle.

5 – Conclusion/Discussion

L'homogénéité ou l'hétérogénéité d'une part et la faiblesse ou la force des valeurs extrêmes des indices morphométriques d'autre part, se révèlent lorsqu'on les compare avec des bassins d'autres massifs. La densité de drainage et le dénivelé spécifique (indice de Melton) des 89 bassins versants sont relativement faibles comparés à d'autres massifs. Bertrand (2014) a comparé l'indice de Melton de 620 bassins torrentiels dans le monde. La valeur moyenne de 0,79 a été calculé pour les torrents à laves contre 0,27 pour les torrents à réponses fluviales. En France, dans la vallée de la Guisane (Thenard, 2009), la valeur moyenne de l'indice de Melton est de 0,79 avec plus de 50 % des 36 bassins où elle est supérieure à 0,6. Ces bassins sont de plus petite taille (taille moyenne de 4,2 km² dont 6 bassins seulement à la superficie supérieure à 5 km²). La moyenne des bassins de notre étude est de 0,38, soit une moyenne beaucoup plus proche des torrents à réponse fluviale. Il est en de même avec la densité de drainage. Les 36 bassins de la vallée de la Guisane et 51 bassins des Préalpes du sud ont respectivement une densité de drainage moyenne de 2,9 et 5,45 km.km⁻² (Thenard, 2009 ; Liébault, 2003). La densité de drainage de la partie centrale des Pyrénées centrales semble faible puisque la moyenne est de 1,66 km.km⁻². Par ailleurs, les valeurs du relief ratio de nos 89 bassins (moyenne de 13,9°) sont largement plus élevées que celles des rivières torrentielles drômoises (moyenne de 6,3° *in* Liébault, 2003) mais aussi légèrement plus faibles que celles des torrents guisanais (moyenne de 17,4° *in* Thenard, 2009). Les torrents pyrénéens présentent donc un système de pente intermédiaire entre les torrents à laves guisanais et les rivières torrentielles drômoises tout en ayant une densité de

drainage plus faible que les bassins de ces deux études. La faiblesse de l'indice de Melton le confirme et montre que si le système de pente se prête potentiellement au développement de la torrentialité et même de torrents à laves dans des bassins de plus de 5 km², la réalité est différente avec des processus fluviaux dominant et une densité de drainage assez faible. Les faibles valeurs maximales de l'indice de Melton ou de densité de drainage sont des spécificités du territoire et montrent une certaine homogénéité du cadre morphostructural et de la morphologie des bassins. Comparativement aux Alpes, le dynamisme de la torrentialité dans les Pyrénées centrales semble relatif malgré les cumuls pluviométriques plus élevés. Ce qu'avaient déjà noté en leur temps Surell (1841) : « *on ne rencontre pas de torrents dans les Pyrénées* » et De Gorsse (1900) : « *C'est à cette différence si tranchée de la constitution géologique et minéralogique de ces deux chaînes de montagne qu'il faut attribuer la première cause du degré de dénudation si lamentablement avancé de l'une et de l'état de conservation relative de l'autre* » ; « *Les Pyrénées doivent donc, nous l'avons souvent écrit, leur état satisfaisant de conservation relative, à la solidité que leurs terrains tiennent de la nature même de leur composition et de leur structure, à l'exposition de leurs versants et surtout à leur climat privilégié* ». Cependant des grandes crues historiques et récentes ont prouvé le contraire et montrent un cadre torrentiel réactif aux événements pluviométriques intenses.

L'analyse morphométrique par « objet morphologique », en l'occurrence le bassin versant, peut montrer des résultats à l'intérêt limité (Delahaye, 2002 ; Douvinet et al., 2008). C'est également le cas pour des classifications uniquement basées sur la morphologie du chenal qui ne prennent pas en compte le reste du bassin versant. De plus, elle ne considère pas les trajectoires d'évolutions du paysage et sa dynamique. A titre d'exemple, les bassins n°59 et n°58 (La Glère et le Bolou) étaient des bassins producteurs de laves torrentielles lors des grandes crues historiques de la fin du 19^{ème} siècle. Lors de la crue de juin 2013, ces bassins ont été le théâtre d'une crue torrentielle à charriage simple à hyperconcentré. Certaines ravines ou couloirs d'avalanches historiquement producteurs de laves torrentielles sont devenus des couloirs uniquement avalancheux avec un faible apport de matériel. Dans notre cas, l'analyse morphométrique a donc présenté les grands traits morphologiques des bassins versants torrentiels sur un territoire qui n'avait pas fait l'objet de travaux de ce type. La création d'une base de données morphométriques apporte une connaissance globale des bassins versants torrentiels pyrénéens. Dans un premier temps, l'AFM n'a pas permis le couplage de la morphométrie des bassins versants avec des variables géologiques, climatiques ou d'occupation du sol. Cependant, le renforcement de la typologie morphométrique issue de l'ACP et de la CAH par l'analyse de ces variables annexes a débouché sur la création d'une typologie plus adaptée, plus fonctionnelle avec :

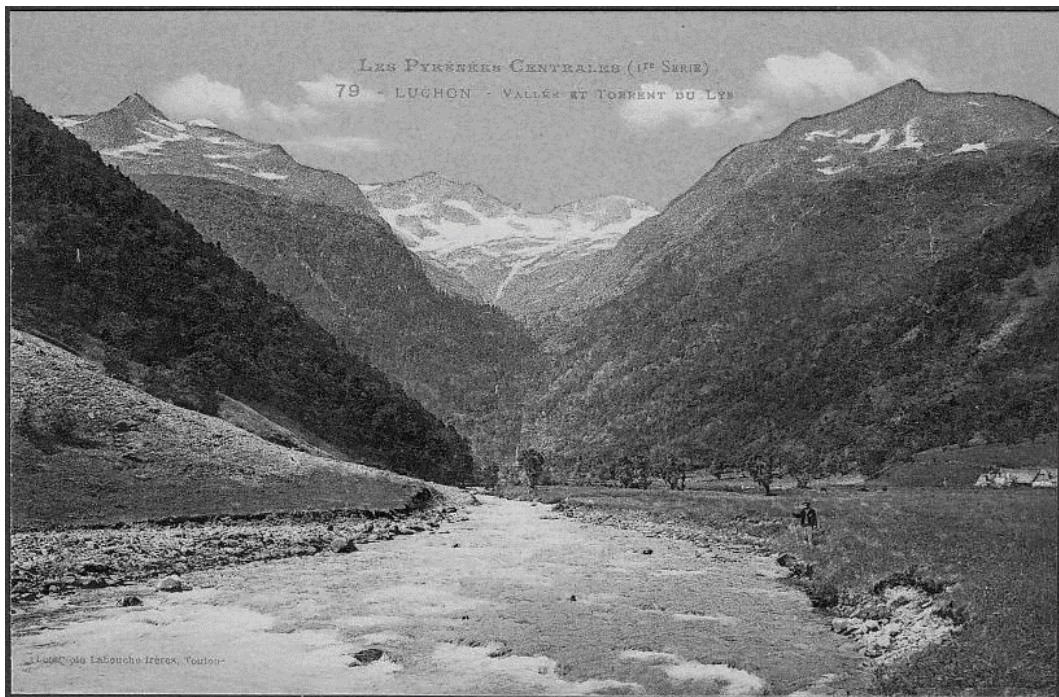
- les petits tributaires latéraux de basses vallées à faible dynamisme ;

- les grands bassins versants du domaine granitique avec de grands bassins de réception à faible densité de drainage ;
- les bassins versants de fond de vallées à forte pente et forte densité de drainage.

Si l'analyse univariée entre les zones actives lors de la crue de juin 2013 et toutes les variables n'a rien fait ressortir, des hypothèses émergent par l'intermédiaire de l'analyse de la typologie fonctionnelle sur la susceptibilité des bassins à l'aléa crue torrentielle de type juin 2013. En effet, l'importance de la taille des bassins de réception, la présence de formations superficielles en fond de vallée du collecteur principal semblent être des facteurs prépondérants d'une activité morphologique intense lors de la crue torrentielle de juin 2013 dans les Pyrénées centrales.

Après avoir caractérisé la morphométrie du paysage torrentiel de l'emprise de la crue de juin 2013 dans les Pyrénées centrales, il s'agit désormais de reconstruire et d'analyser l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire, et de ses facteurs de contrôle depuis la fin du Petit-Âge Glaciaire à l'échelle du bassin versant.

Partie 3 : Trajectoires hydro-sédimentaires et forçages associés dans les Pyrénées centrales : l'exemple des bassins du Luchonnais et du Bastan



La vallée et le torrent du Lys, Carte postale ancienne de l'éditeur Labouche, Les Pyrénées (1ère série), n°79, avant 1940.

- 1 – Des approches croisées, géohistorique et hydrogéomorphologique
- 2 – Approche comparative des crues majeures et variabilité hydro-climatique
- 3 – Une crise dans son contexte socio-environnemental
- 4 – Ajustements morphologiques des bandes actives et forçages associés
- 5 – Des dynamiques spécifiques inhérentes à différents forçages

1 – Des approches croisées, géohistorique et hydrogéomorphologique

1.1 - Introduction

L'objectif de cette partie est de reconstituer et de comprendre l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (dorénavant PAG), puis d'identifier l'influence de ses déterminants à partir d'une approche couplée de méthodes hydrogéomorphologiques et géohistoriques, tout d'abord à l'échelle de bassin versant puis à l'échelle de bande active. Pour autant, notre approche ne considère pas l'état du système à la sortie du PAG comme un état de référence. Le contexte hydro-sédimentaire du 19^{ème} siècle est davantage considéré comme l'état initial de l'étude auquel seront comparées les évolutions qui suivent. L'hypothèse ici est donc, qu'à l'instar des torrents et rivières torrentielles des Pyrénées centrales espagnoles et des Alpes, les torrents pyrénéens ont eux aussi connu une période de contraction des bandes actives sur fond de déprise agro-pastorale et de reforestation des versants, interrompue par de nouvelles phases d'élargissements lors des crues Basse Fréquence Haute Magnitude à l'image de la crue de juin 2013. Le couplage de méthodes géohistoriques et hydrogéomorphologiques est mis en œuvre également pour identifier et comprendre l'évolution de la connectivité sédimentaire depuis la fin du PAG.

Après avoir présenté les sites d'étude et la méthodologie, cette partie développe donc (i) une comparaison des dynamiques des crues historiques et actuelles sur la base de données anciennes et contemporaines, (ii) une reconstitution chronologique de l'évolution du contexte socio-environnemental centré sur son rapport avec la torrentialité, (iii) l'évolution hydrogéomorphologique des bandes actives et, pour finir (iv) une discussion du poids des différents forçages et de la ou des spécificité(s) des Pyrénées centrales.

1.2 - Sites d'étude

La reconstitution de l'évolution du contexte hydro-sédimentaire est réalisée à l'échelle du bassin versant. Trois bassins versants, théâtre d'impacts morphogènes très importants lors de la crue de juin 2013, ont été retenus : le bassin du Bastan dans les Hautes-Pyrénées et les bassins du Lys et de la Neste d'Oô dans le bassin de la Pique en Haute-Garonne (Fig. 3.1). Ces bassins ont par ailleurs été aussi historiquement soumis à un fort impact morphogène des crues passées et ont bénéficié d'actions de correction et de restauration par le service RTM. Ces bassins présentent enfin des trajectoires socio-économiques historiques semblables avec une forte influence du thermalisme à partir surtout du 18^{ème} siècle (Bagnères-de-Luchon, Barèges, Saint-Sauveur), de l'hydroélectricité au début du 20^{ème} siècle, du tourisme de sport d'hiver à partir des années 1960 et enfin du tourisme vert à partir des années 1980.

Le développement des vallées liées au thermalisme permet d'ailleurs de pouvoir disposer d'une quantité et diversité d'archives suffisante. L'évolution de la largeur des bandes actives a ensuite été quantifiée à l'échelle du tronçon. Ces trois tronçons font partie des tronçons du Bastan, du Lys, et de la Neste d'Oô sur lesquels la crue a eu un impact morphogène des plus importants.

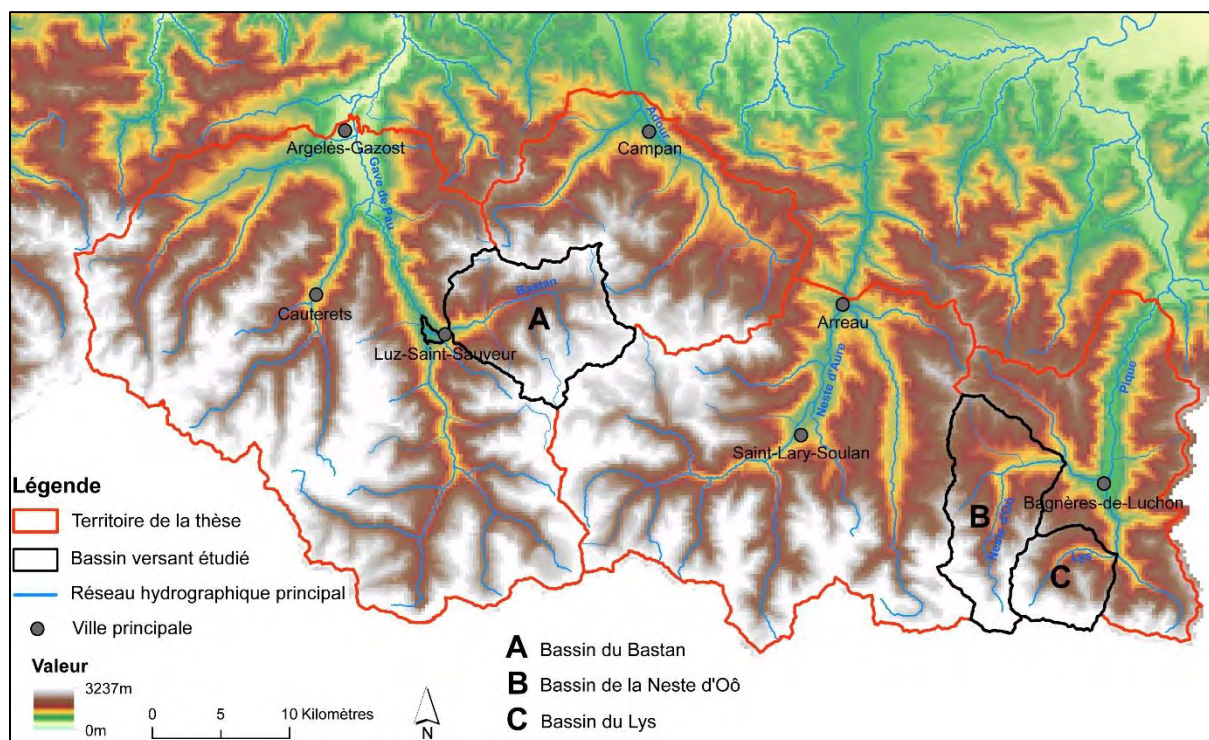


Figure 3.1 : Localisation des trois bassins versants étudiés.

1.2.1 - Le Bastan

« La vallée du Bastan est assurément de beaucoup la plus torrentielle de la chaîne pyrénéenne » affirmait de Gorsse en 1900. Le bassin versant du Bastan, d'une surface de 101 km², est un des plus grands bassins secondaires des Pyrénées centrales. Il s'inscrit dans la zone structurale de la « haute chaîne primaire » qui correspond à l'axe morphologique des hautes crêtes de la chaîne. Ses altitudes s'échelonnent entre 658 m à la confluence avec le gave de Pau et 3091 m au Pic du Néouvielle. Orientée d'est en ouest, la vallée du Bastan est marquée par une forte dissymétrie paysagère et topographique entre sa rive gauche (ombrée exposée au nord) et sa rive droite (soulane exposée au sud) (Fig. 3.2). L'ombrée est constituée par les masses granitiques du massif du Néouvielle dont les crêtes se dressent à plus de 6 km du torrent du Bastan, collecteur principal de la vallée. Les vastes bassins de réception se décomposent en une série d'ombilics occupés par des lacs et des verrous rocheux successifs. Ils forment des tributaires puissants qui s'écoulent principalement au fond d'auges glaciaires remblayées de formations détritiques (torrents de Bolou, de la Glère et Dets Coubous). Le

versant nord, dominé par le Pic du Midi de Bigorre (2876 m) au nord-est et par la crête schisteuse du massif du Tourmalet à l'est, s'organise en sous-bassins de petite taille mais à fortes pentes. Situées à moins de 2 km du Bastan dans la partie amont de la vallée, les crêtes sont sculptées dans la série métamorphique schisto-calcaire du Dévonien qui entre en contact avec une série détritique de grès calcaireux du Namurien et de silts argileux du Dévonien dans la partie médiane et basse du versant.

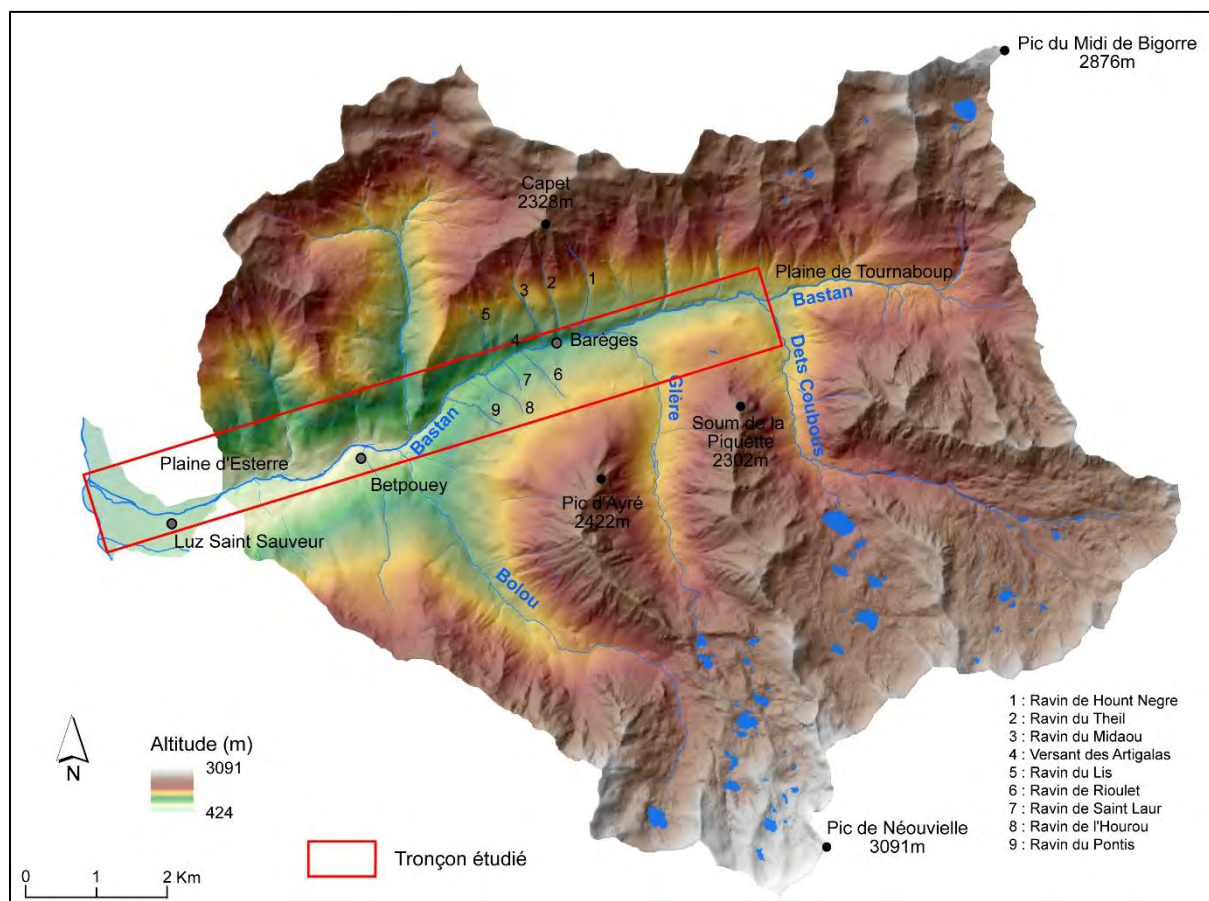


Figure 3.2 : Le bassin versant du Bastan et ses principaux affluents.

Les formations superficielles détritiques revêtent une importance majeure dans la fourniture sédimentaire (Blanpied et al., 2018). En effet 67 % de la superficie du bassin est recouverte par des formations glaciaires héritées : moraines latérales, remblaiements glaciaires (moraines de fond, dépôts fluvioglaciers, dépôts glacio-lacustres...) mais également des formations post-glaciaires : formations de versants, cônes d'éboulis et d'avalanches, cônes de déjection, formations alluviales etc... Le Bastan a d'ailleurs construit avec l'Yse l'un des plus grands cônes de déjection torrentiel des Pyrénées centrales, sur lequel s'est installée une partie de la ville de Luz-Saint-Sauveur.

Le village de Barèges (1230 m d'altitude) reçoit en moyenne 1250 mm de précipitations par an. Le climat subocéanique à tendance montagnarde est soumis majoritairement aux perturbations d'ouest-

nord-ouest mais également aux débordements des perturbations d'ouest-sud-ouest. En juin 2013, la crue, en élargissant largement les chenaux de fonds de vallées, a détruit la route sur plus de 5 km entre Luz-Saint-Sauveur et Barèges, des habitations, des campings et des ponts à Barèges, Betpouey, Viella, Esterre et Luz. Le tronçon d'étude de la bande active du Bastan s'étend sur 11,3 km, de la confluence entre le Bastan et le torrent Dets Coubous (son affluent principal) à l'exutoire avec le gave de Pau à Luz-Saint-Sauveur. Il est d'ordre 4 selon la classification de Strahler.

1.2.2 - Les sites du Luchonnais

Le bassin versant de la Pique s'étend sur 345 km², du massif granitique de Lis-Caillouas au sud aux formations superficielles héritées de fonds de vallées en passant par les séries détritiques et schisteuses du Cambro-Ordovicien ainsi que par les séries de schistes, grès noirs et calcaires du Dévonien. Plus spécifiquement, les bassins du Lys (44 km²) et de la Neste d'Oô (42 km²) (Fig. 3.3), comme les sous-bassins de l'ombrée du Bastan, sont des vallées glaciaires, dominées par de larges cirques glaciaires accueillant de nombreux lacs d'ombilics au sein du domaine glaciaire et périglaciaire granitique. Ces zones de surcreusement glaciaire débouchent par l'intermédiaire de gorges sur des auges glaciaires aux versants latéraux abrupts. Ces auges glaciaires sont le lieu d'élargissements des fonds de vallées et d'élargissements des bandes actives lors d'épisodes de crues. Les formations superficielles glaciaires et post-glaciaires recouvrent de 40 à 50 % des bassins du Lys et de la Neste d'Oô. En 2013, le torrent du Lys a largement divagué à la sortie des gorges d'Enfer, détruisant un parking et une auberge. La Neste d'Oô, après que le barrage du lac d'Oô eut débordé, a divagué et déposé à hauteur de l'ombilic des granges d'Astau. En amont du village d'Oô, elle a de nouveau élargi et incisé son chenal (jusqu'à 3-4 m) avant de déborder et de détruire les berges dans le village (ONF, 2016).

Le bassin de la Neste d'Oô s'étend de 3222 m au Pic Perdiguère à 980 m au village d'Oô sur une distance d'environ 12 km. Ce bassin, de forme allongée, mesure 5 km au plus large en amont du lac d'Oô. Quant au bassin du Lys, il est de forme beaucoup plus arrondi et est dominé par le Pic des Crabioules (3116 m). Son exutoire se situe à la confluence avec la Pique à 846 m d'altitude (Fig. 3.3). Le climat y est sensiblement le même que dans le bassin versant du Bastan avec cependant une influence plus grande des perturbations méditerranéennes dans le déclenchement de certaines crues majeures, comme en témoigne la crue de novembre 1982. Il existe un fort gradient pluviométrique altitudinal avec une moyenne inter-annuelle de précipitations de 877 mm à Bagnères-de-Luchon (618 m), 1326 mm à Oô (960 m) et 1633 mm à la centrale du Portillon (1130 m).

Sur la Neste d'Oô, le tronçon étudié de 5,5 km est délimité à l'amont par le verrou qui ferme le bassin des granges d'Astau et par le pont du village d'Oô à l'aval. Sur ce tronçon confluent les trois affluents les plus torrentiels de la Neste d'Oô à savoir le torrent de Médassoles, d'Esquierry et de Saycuet. Sur le Lys, l'emprise de l'étude est un tronçon de 2,3 km délimité en amont par la centrale hydroélectrique du Portillon au pied de la cascade d'Enfer, et à l'aval par la fin de l'ombilic des Bordes du Lis au niveau de la passerelle de la résidence de l'Ourson, au croisement avec la route d'accès à Superbagnères. A partir de là, le Lys s'écoule à nouveau dans des gorges avant de confluer avec la Pique en aval, au pont de Ravi. Sur ce tronçon, le torrent de la Houradade, et dans une moindre mesure celui de Coume Nère, sont réputés pour leur activité torrentielle passée et avalancheuse récente (avalanche de Février 2013). Ils ont d'ailleurs chacun érigé un cône de déjection que le Lys vient éroder en sortie de gorge.

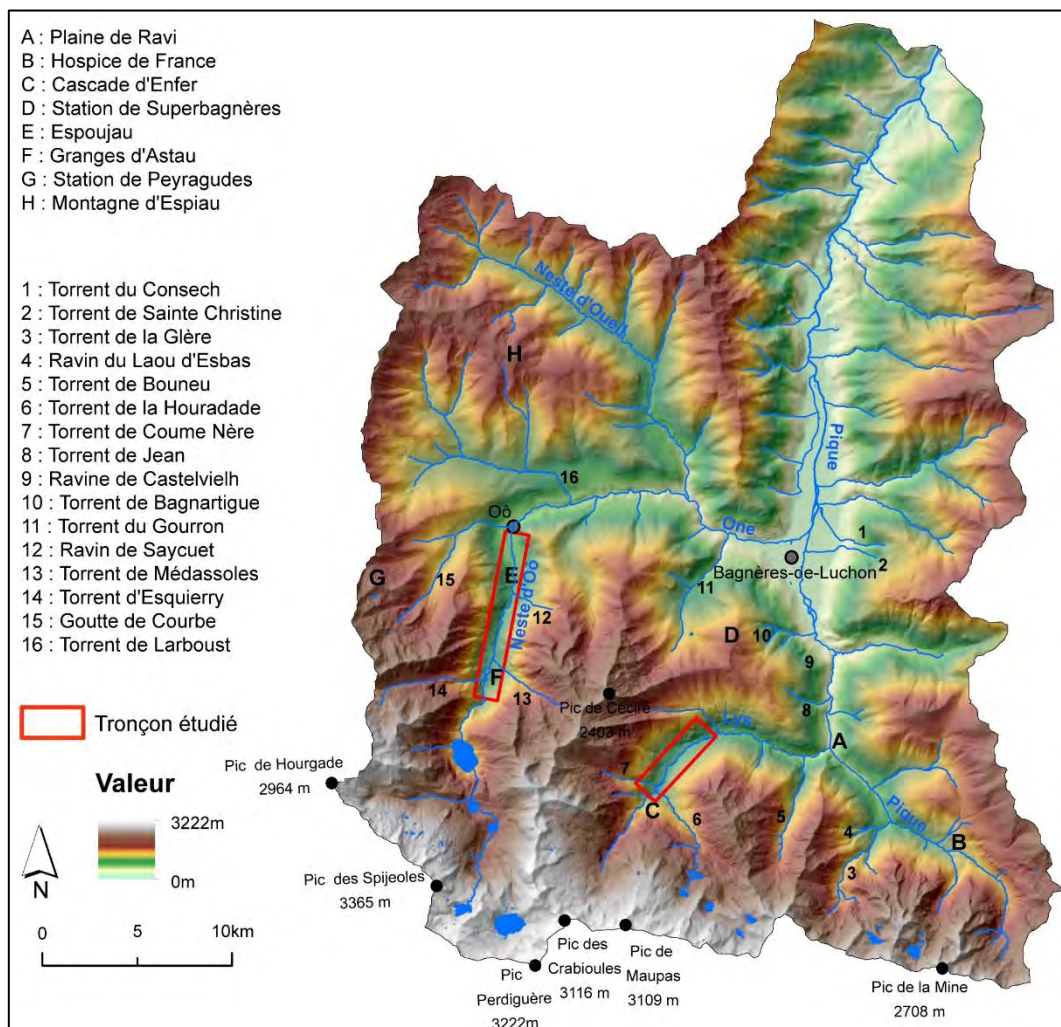


Figure 3.3 : Présentation du bassin versant de la Pique.

1.3 - Méthodologie

1.3.1 - Constitution d'un corpus documentaire

Le laboratoire GEODE travaille depuis plus de 20 ans sur la géohistoire des risques naturels dans les Pyrénées et leur piémont (Desailly, 1990 ; Peltier, 2005 ; Métaillé, 2006 ; Antoine, 1992). Des photographies anciennes obliques prises au sol montrant des versants soumis à une érosion superficielle, des torrents actifs, des crues majeures ou autres éléments clés de la compréhension de la dynamique hydro-sédimentaire ont été sélectionnées à partir de la photothèque du laboratoire (<http://bipt.univ-tlse2.fr/>), des collections mises à disposition sur internet (Fonds Delcampe, Fonds Campagne) ou aux Archives Départementales des Hautes-Pyrénées et de la Haute-Garonne (Fond RTM...). Ces photographies ont, pour certaines, été localisées afin de mettre en place une démarche de comparaison photographique. L'objectif est de comparer *via* une analyse qualitative, les dynamiques paysagères, l'évolution de la largeur des chenaux, de l'apport en charge grossière des tributaires, l'évolution de l'occupation du sol et de la dynamique de reconquête végétale. En complément des photographies anciennes, des récits de catastrophes et des rapports d'ingénieurs des Eaux et Forêts et des Ponts et Chaussées, publiés ou conservés aux Archives Départementales, ont également été analysés afin de comparer les dynamiques de crues. Au cours de la période étudiée, la richesse des fonds d'archives dépend des vicissitudes historiques, géographiques et techniques (Valette et Carozza, 2010). L'essor du thermalisme courant 18^{ème} et 19^{ème} siècles, attirant notables et gens du monde dans les stations thermales pyrénéennes, permet de pouvoir disposer de sources historiques relativement abondantes. Cet essor, couplé à celui du pyrénéisme, a donné lieu à la publication de récits de curistes célèbres, de carnets de voyages, de guides des voyageurs et de monographies d'érudits locaux dans lesquels se trouvent des descriptions très précises du paysage montagnard de l'époque. Toutes ces archives textuelles et iconographiques sont également utilisées de manière qualitative. L'activité des services de l'État (RTM, Eaux et Forêts, Ponts et Chaussées) a connu son paroxysme dans les Pyrénées à la fin du 19^{ème} siècle, générant de nombreux rapports administratifs d'événements, de projets, de photographies et plans de travaux... En revanche, des lacunes apparaissent dans ces archives, notamment celles du service RTM, à partir des coupes budgétaires après la Première Guerre Mondiale. Les sources iconographiques à vocation touristique permettent alors de prendre le relais et de se faire une idée des dynamiques pendant la période de l'Entre-deux-guerres.

Depuis Fabre (1797) et Surell (1841), en passant par les thèses des forestiers de la fin du 19^{ème} siècle (De Gorsse, 1900 ; Fabre, 1902), de nombreux travaux de chercheurs et d'ingénieurs ont décrit la « dégradation des montagnes ». Même si une controverse fameuse opposa à ce sujet le forestier

Mougin et le géographe Lenoble dans les années 1920 au sein de la *Revue de Géographie Alpine*. Plus récemment, cette question a été notamment reprise par Métaillé, (1986, 1993b et 2006), ou encore Lanusse (1988) à propos des aménagements de correction/protection, ainsi que Favier (2004) pour les relations entre thermalisme et risques naturels à Barèges.

Pour la comparaison de l'extension des crues historiques, nous nous basons sur la reconstitution des « champs d'expansion » de la crue de 1897 sur le torrent du Bastan, cartographiés sur trois tronçons dans un rapport de la Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne (CACG) en 1996. Cette reconstitution a été réalisée à partir des récits et des photographies de la crue de l'Inspecteur des Eaux et Forêts Campagne (1902).

Par ailleurs, les annuaires statistiques de France (gallica.bnf.fr), les bases de données de population (Ldh/EHESS/Cassini jusqu'en 1999 puis Insee à partir de 2006), la base de données en ligne RTM, les Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles des communes de la vallée, ont été utilisés pour reconstituer respectivement la démographie et la fréquence des crues à l'échelle des bassins versants. En termes d'occupation du sol, l'évolution du taux de boisement du bassin du Bastan a été reconstituée à 3 dates (1920, 1959 et 2012) à partir de la « Monographie de la vallée de Barèges » de J.P. Rondou (1900-1934), de la vectorisation des formations forestières d'après la photographie aérienne du Parc Naturel des Pyrénées en 1959, puis de la BD Corinne Land Cover de 2012. Afin de comparer l'évolution du taux de boisement des bassins avec le reste des Pyrénées centrales, ont également été mobilisées des données issues de recensements agricoles, d'inventaires forestiers nationaux (contenant les informations de la couverture forestière départementale issue de la Statistique Forestière de 1878), de l'enquête DAUBREE 1904-1908, du cadastre (1862, 1908, 1948, 1961).

Pour finir, l'évolution de l'occupation du sol du fond de vallée du Bastan a été reconstituée entre 1835 et 2013 à partir du cadastre napoléonien de 1835, de photographies aériennes, d'orthophotographies et de la BD Corinne Land Cover de 2012. Cette dernière carte a été réalisée dans le cadre du projet Dynhapyr par F. Aussaguel, infographiste de l'atelier de cartographie du Département de Géographie de l'Université Toulouse Jean Jaurès. Dans le fond de vallée de la Neste d'Oô, nous avons utilisé les travaux de Balent et Barrué-Pastor (1986).

1.3.2 - Quantification de l'évolution des largeurs de bande active

La quantification des ajustements morphologiques des bandes actives s'appuie sur un ensemble d'orthophotographies et de photographies aériennes de 1921 à 2016 acquises par l'IGN. Les photographies aériennes ont été choisies en fonction de leur qualité et de manière à encadrer dans le

temps les grandes crues recensées sur chaque tronçon. La bande active se définit comme l'emprise des chenaux en eau et des bancs de galets non végétalisés remaniés lors des crues morphogènes (Osterkamp et Hedman, 1982 ; Rundle, 1985 ; Bravard et Petit, 1997 ; Fort et al., 2002 ; Brousse et al., 2011).

Sur le Bastan, la première série complète de photographies aériennes sur le tronçon étudié, date de 1954, soit deux ans après la crue de février 1952. Sur le bassin du Lys et de la Neste d'Oô, la série s'étend entre 1942 et 2016, à laquelle s'ajoute une photographie aérienne de 1921 sur la Neste d'Oô aux Granges d'Astau (Service Géographique de l'Armée). Les orthophotographies IGN de 2001, 2010, 2013 et 2016 ont été acquises directement auprès de l'IGN. Pour les autres photographies aériennes, un géoréférencement a été réalisé sous ArcGis à l'aide de la méthode polynomiale de 3^{ème} ordre plutôt qu'une orthorectification. En effet, en zone de montagne, le géoréférencement est complexe en raison du relief escarpé. Chaque photographie aérienne a été géoréférencée en utilisant au minimum une dizaine de points de contrôle, avec une concentration accrue dans les fonds de vallée et bas de versants dans le but d'améliorer la qualité du géoréférencement des secteurs proches du cours d'eau. La résolution, l'erreur quadratique et la densité de points d'amer pour chaque image sont résumées dans la figure 3.4. L'importance de certains résidus est à minorer car ils représentent une moyenne. En réalité, les résidus sont plus importants sur les versants et plus faibles dans le fond de vallée. La surface totale de la bande active a été mesurée dans un premier temps, puis sa largeur a ensuite été estimée le long de transects, espacés de 50m et perpendiculaires à la bande active. Dans la littérature, ce travail s'accompagne généralement du calcul d'un indice de tressage (Bravard et Petit, 1997), mais le Bastan, le Lys et la Neste d'Oô s'individualisent par une absence quasi généralisée d'anabranches. Par ailleurs, il a été choisi de ne pas utiliser de cartes anciennes. Les anciennes cartographies systématiques *i.e.* les cartes d'état-major et les cartes de Cassini ne permettent pas l'étude des petits cours d'eau (Recking et al., 2013) tels les torrents Pyrénéens. En outre, le géoréférencement des cartes anciennes en zone montagneuse escarpée aurait produit une marge d'erreur proche de la taille des bandes actives, relativement étroites dans les Pyrénées. Seul le cadastre napoléonien de 1835 (AD65) a été utilisé. Son géoréférencement et sa vectorisation ont été réalisés par F. Aussaguel.

Bassin versant	Date	Taille Pixel (m)	Résidu	Densité de points d'amer (point/km ²)
Bastan	Août 2016	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2013	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2010	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2001	0,5	Référentiel IGN	
	Juillet 1994	0,71	3,81	0,58
	Juillet 1983	0,55	4,39	0,65
	Juillet 1954	1,55	2,43	0,65
Lys	Août 2016	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2013	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2010	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2001	0,5	Référentiel IGN	
	Juillet 1998	0,71	2,7	0,36
	Juillet 1996	0,37	1,7	0,54
	Août 1985	0,44	2,84	0,28
	Août 1980	0,62	2,01	0,36
Octobre 1942	0,65	4,9	0,35	
Neste d'Oô	Août 2016	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2013	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2010	0,5	Référentiel IGN	
	Août 2001	0,5	Référentiel IGN	
	Juillet 1998	0,88	5,21	0,81
	Juillet 1996	0,46	1,9	0,33
	Juillet 1984	0,47	6,84	0,72
	Août 1977	0,27	6,57	0,38
	Septembre 1970	0,63	4,13	0,75
	Août 1957	1,11	6,43	0,76
	Septembre 1948	1,05	4,89	0,55
Août 1942	0,6	3,44	0,27	

Figure 3.4 : Liste des orthophotographies et des photographies aériennes des trois tronçons avec résolution, erreur quadratique et densité de points d'amer associées.

2 – Approche comparative des crues majeures et variabilité hydro-climatique

Une crue majeure est un événement qui met en lumière, certes de manière exacerbée et temporaire, les paroxysmes de la dynamique torrentielle et l'(in)efficacité de la connectivité sédimentaire du bassin versant. Sur notre territoire, la crue de juin 2013 fait désormais partie des crues de référence. Les crues majeures répertoriées à l'époque moderne sont celles de 1875, 1897, 1925 et 1982 pour la Pique, 1875, 1897, 1925 pour la Neste d'Oô, 1901, 1925, 1926, 1997 pour le Lys, 1897 et 1937 pour le Bastan. Avant d'étudier la rythmicité des crues et leur dynamique hydro-sédimentaire associée sur le Bastan, la Pique et ses différents affluents par la mise en commun des différentes sources (PPR, BD RTM, Antoine, 1994), l'objectif initial est de comparer les événements déclencheurs puis d'analyser la variabilité hydro-climatique comme potentiel forçage naturel influençant l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire.

2.1 - Situations météorologiques

Dans les Pyrénées centrales, les crues sont généralement provoquées par une conjonction de facteurs *i.e.* une pluviométrie généreuse les semaines voire les mois précédents (saturation des sols et gonflement des débits) et/ou un fort vent voire un vent chaud de secteur sud et/ou une fonte nivale générant un débit de base élevé les jours précédents la crue et/ou d'intenses et brutales précipitations.

La crue du 23, 24 juin 1875 de type océanique pyrénéen, connue pour être la crue de référence sur la Garonne amont et moyenne, a été initiée par trois jours de pluies diluviennes précédées d'un mois très pluvieux et d'une fonte des neiges importante. Ces précipitations ont été estimées à 189 mm en 14 h sur le bassin du Bastan, à 340 mm en 48 h dans le Luchonnais (Antoine, 1994) avec une fonte brutale de la neige tombée les 20 et 21 juin. Parmi nos terrains d'études, c'est le bassin de l'One qui a été le plus impacté par la crue. Sur la Neste d'Oô, elle est qualifiée de « crue énorme » (PPR de Castillon-de-Larboust) ayant conduit à l'inondation du village d'Oô.

La crue de juillet 1897 a été une crue généralisée sur les Pyrénées centrales. Entre le 20 juin et le 3 juillet 1897, 160 mm de précipitations se sont abattues sur le Luchonnais dont 130 mm à Castillon-de-Larboust en deux jours, entre le 1^{er} et 3 juillet. La crue du 3 juillet 1897 est la crue de référence pour le torrent du Bastan, événement d'une période de retour estimée à 200 ans (CACG, 1996). Elle résulte d'une perturbation orageuse de « *type océanique pyrénéen* » (Pardé, 1935) qui a précipité 212 mm au Pic du Midi entre le 1^{er} et le 3 juillet (Fabre, 1902). Les débits de pointe furent atteints suite à un épisode orageux de 8 h le 3 juillet au matin (130 mm en 8 h à Barèges, 132 mm au Pic du Midi)

accompagnés d'un vent chaud et violent. Cet événement s'inscrit dans une séquence débutant par « *un printemps neigeux et froid : accumulation d'une couche de neige exceptionnelle en haute montagne* » (RTM) entre début mai et mi-juin 1897 (RTM). De plus, des bouchons de neige, de débris, de bois et de sédiments des avalanches de l'hiver 1896/1897 (avalanche du Midaou le 31 janvier 1897) mais également de l'hiver 1895/1896, qui fut très productif en avalanches (un des plus actifs depuis la fin du PAG), étaient encore présents dans certains couloirs en juillet 1897.

Comparées aux apports pluviométriques de la crue de juillet 1897, les précipitations de juin 2013 semblent moins importantes et moins soudaines dans le bassin du Bastan. Il a été mesuré 103 mm de précipitations à Barèges en 48 h, 131 mm à Luz-Saint-Sauveur et 183 mm à Gavarnie à proximité de la crête franco-espagnole. Ce flux de sud-ouest a logiquement été plus intense dans les grands sous-bassins versants enneigés de la rive gauche du Bastan que ceux de la rive droite. Au 20^{ème} siècle, ce sont des crues de moindre intensité qui se sont produites sur le Bastan en octobre 1937 et février 1952.

La crue de 1937 est une crue d'automne qui s'est produite le 26 et 27 octobre 1937. Des pluies diluviennes et un vent chaud de secteur sud ont entraîné la fonte de la neige tombée précocement le 22 et 23 octobre.

Positionnée en hiver, la crue de février 1952 est issue d'une perturbation de nord nord-ouest qui s'est bloquée sur les Pyrénées et s'est déchargée sur les premiers versants. 471 mm ont été mesurés en 4 jours à Laruns dans les Pyrénées Atlantiques, 358 mm à Bagnères-de-Bigorre où ils ont contribué à faire de cet événement la crue de référence sur l'Adour.

Dans le Luchonnais, la crue des 21 et 22 juillet 1925 est une crue majeure pour le Lys et la crue de référence sur la Pique à Bagnères-de-Luchon (PPR de Luchon). Elle est qualifiée comme « *l'épisode le plus dramatique de la vallée* », et sa période de retour est estimée à 350 ans (RTM), avec des précipitations avoisinant les 200 mm en deux jours ponctuées par un violent orage. Elle est considérée comme purement luchonnaise (Antoine, 1994). En 2013, l'événement pluviométrique, estimé de récurrence décennale (RTM, 2016) a apporté 87 mm en 36 h à Luchon, 133 mm à l'Hospice-de-France situé à l'amont dans la vallée de la Pique. Comme sur le Bastan, la fonte des neiges a largement contribué à grossir les débits de pointes. Météo France a estimé la contribution de la fonte à 27 mm qui s'ajoutent aux précipitations (RTM, 2016) dans le Luchonnais ou à 40 % des volumes écoulés dans la vallée adjacente du Val d'Aran (Dreal, 2013 ; Victoriano et al., 2016).

Parmi toutes ces crues de flux d'ouest (nord-ouest ou sud-ouest), une fait office d'exception, la crue des 7-8 novembre 1982. Initiée par une perturbation méditerranéenne extensive accompagnée de

fortes pluies et de vents violents, cette crue est considérée comme une crue de fréquence de retour 30 à 50 ans dans le Luchonnais pourtant peu soumis aux régimes perturbés méditerranéens. 220 mm de précipitations se sont abattues en deux jours sur le lac d'Oô (Gazelle, 2001), 270 mm au Portillon dont 195 mm en 24 h. L'épisode pluvieux est considéré comme étant de récurrence millennale mais la rétention nivale en altitude a permis d'atténuer la crue en aval. La figure 3.5 récapitule les intensités pluviométriques recensées lors de ces crues majeures. Comparées aux grandes crues passées, l'intensité de l'événement pluviométrique qui a déclenché la crue de 2013 est mineure et confirme clairement l'importance de la fonte nivale. Ces comparaisons démontrent les spécificités de chaque crue dans leur initiation.

Crue	Bastan			Luchonnais		
	Précipitations (mm)	Lieu	Durée (h)	Précipitations (mm)	Lieu	Durée (h)
1875	189	Bastan	14	340	Luchon	48
1897	212/132	Pic-du-Midi	48/8	130	Castillon-de-Larboust	48
	130	Barèges	8			
1925				200	Luchon	48
1982				220	Lac d'Oô	48
				270/195	Portillon	48/24
2013	103	Barèges	48	87	Luchon	36
	131	Luz-Saint-Sauveur	48	133	Hospice-de-France	36

Figure 3.5 : Intensité de l'événement pluviométrique des crues anciennes majeures.

2.2 - Variabilité hydro-climatique et dynamique hydro-sédimentaire des crues

2.2.1 - La variabilité hydro-climatique

Dans les Pyrénées, la rythmicité des périodes de récurrence de crues torrentielles majeures (1750 à 1780 et 1850 à 1910) et de période de calme hydrologique relatif (depuis les années 1950) (Fig. 3.6) a été décrite par Antoine (2009).

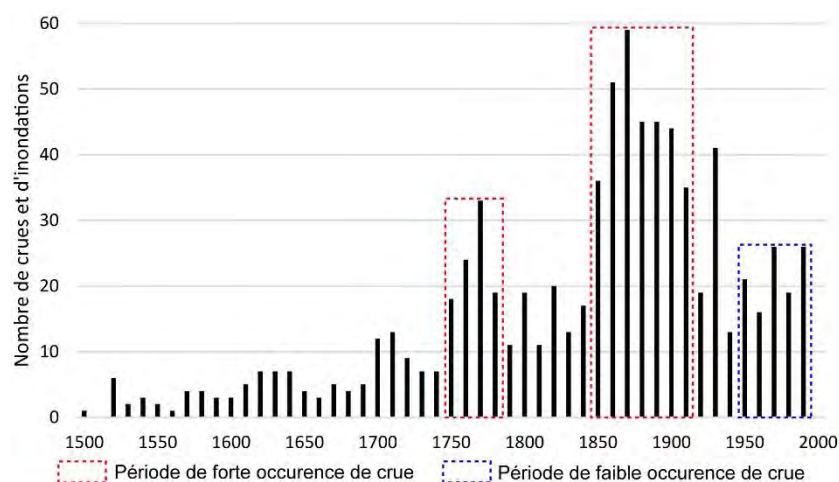


Figure 3.6 : Nombre d'inondations et crues torrentielles recensées par décennie dans les Pyrénées entre 1500 et 2000 (D'après Antoine, 2009).

La variabilité climatique

Sur le territoire d'étude, il est difficile de quantifier la variabilité climatique potentielle au vu de la faible densité des stations de mesures (climatiques et hydrologiques), et surtout du manque de profondeur historique des chroniques. Pour caractériser l'évolution climatique, les stations de Tarbes sur le piémont, du Pic-du-Midi du Bigorre et celle de la centrale du Portillon en altitude ont été utilisées.

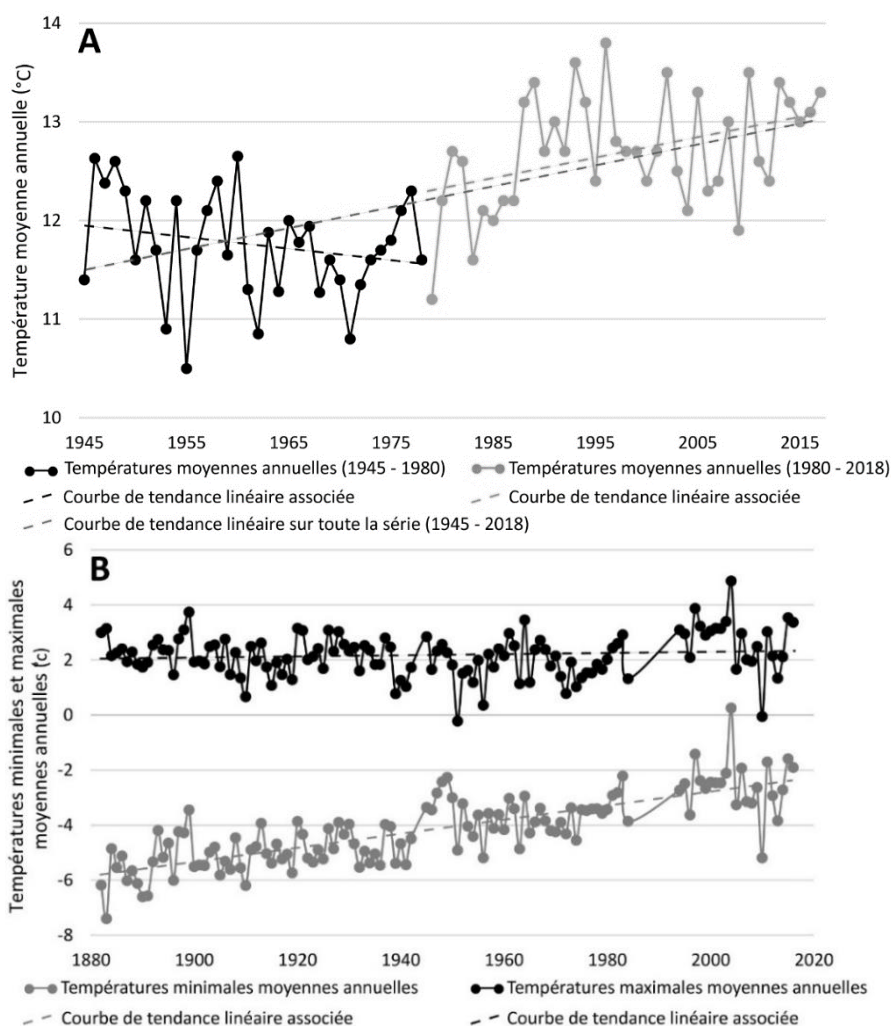


Figure 3.7 : Évolution des températures. A : évolution des températures moyennes annuelles à Tarbes entre 1945 et 2018 (d'après données Météo France et Infoclimat.fr) avec la rupture en 1980 (Feuillet, 2010) ; B : évolution des températures maximales et minimales moyennes annuelles du Pic-du-Midi de Bigorre entre 1882 et 2016 (d'après données Météo France).

Feuillet (2010), par l'analyse des données climatiques de 5 stations du piémont des Pyrénées centrales, observe une rupture dans l'évolution des températures moyennes annuelles à partir des années 1980 (Fig. 3.7A). En analysant la série de Tarbes depuis 1945, la courbe de tendance linéaire montre un réchauffement d'environ 1,5°C. Par ailleurs, au cœur de la chaîne, au Pic-du-Midi de Bigorre,

l'isotherme annuelle 0°C annuelle est passée de 2650 m à 2850 m entre la série de 1959-1984 et la série de 1994-2007 (Feuillet, 2010). Ce réchauffement semble se produire davantage par augmentation des températures minimales moyennes annuelles que maximales. En effet, la courbe de tendance des températures minimales moyennes annuelles montre un réchauffement de 3,5°C sur la période 1882-2016 (Fig. 3.7B).

En termes d'évolution des précipitations, Jantzi (2018) montre une diminution des cumuls des précipitations annuelles à Toulouse de 0,6 mm.an⁻¹ entre 1875 et 2015. Philandras et al. (2011) l'estiment à -3,6 mm.an⁻¹ sur le pourtour méditerranéen occidental depuis 1950. Sur notre territoire, il n'y a pas de diminution ou de variation nette pour les stations de Tarbes et de la centrale du Portillon (Fig. 3.8 et 3.9). Les deux courbes de tendance linéaire semblent même mettre en évidence une très légère augmentation des cumuls de précipitations annuelles depuis 1945, que ce soit à Tarbes (Fig. 3.8) ou à la centrale du Portillon (Fig. 3.9). Afin d'étudier l'évolution des précipitations intenses, les jours où se sont abattus plus de 50 mm de pluie ont été extraits de la série de la centrale du Portillon (Fig. 3.10). Cependant, aucune tendance particulière n'est observable.

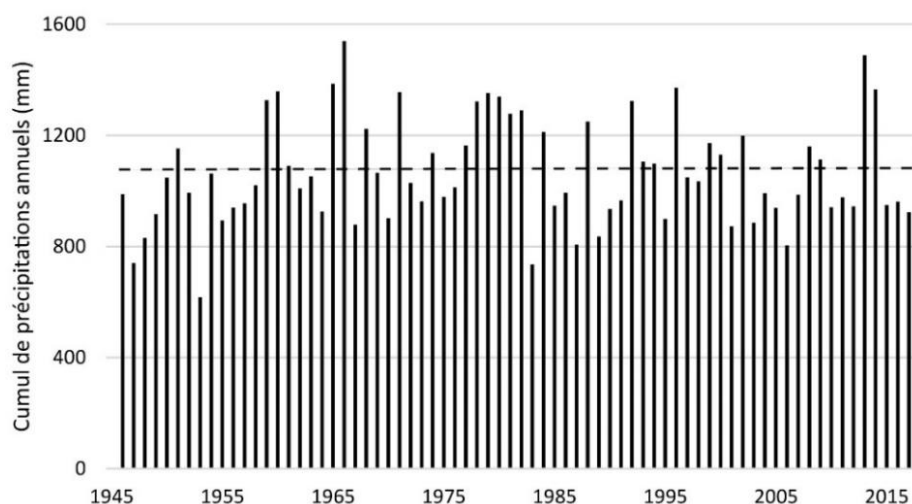


Figure 3.8 : Évolution des cumuls de précipitations annuelles (mm) à Tarbes (304 m) entre 1946 et 2018 (d'après données Infoclimat).

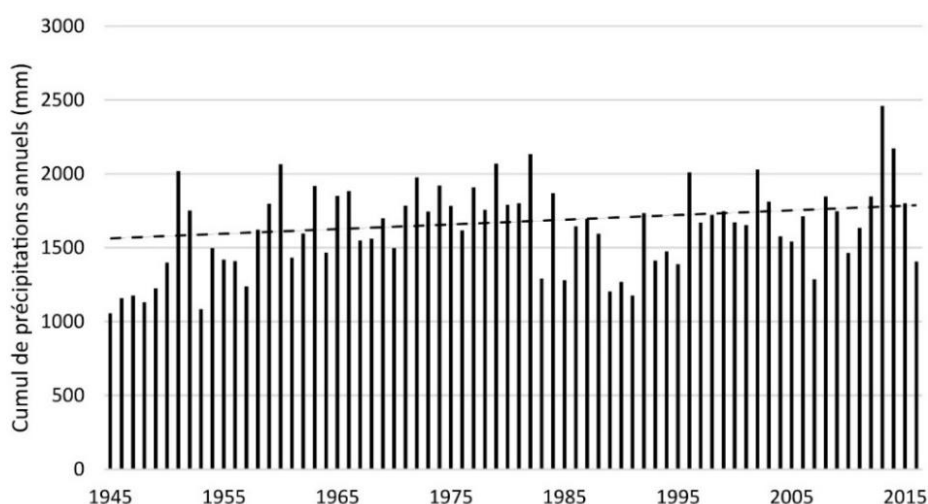


Figure 3.9 : Évolution des cumuls de précipitations annuelles (mm) à la centrale du Portillon (1150 m) entre 1945 et 2016 (d'après données EDF).

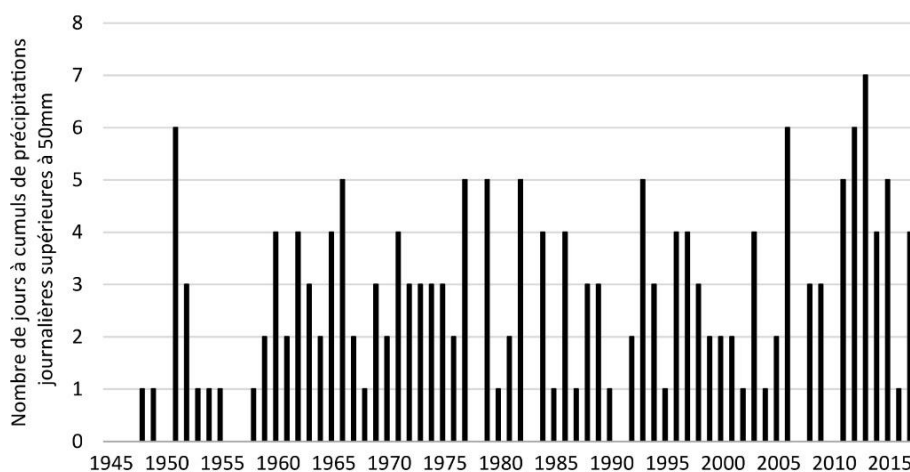


Figure 3.10 : Évolution du nombre de jours à plus de 50mm de précipitations à la centrale du Portillon (1150 m) (d'après données EDF).

La variabilité hydrologique

En terme hydrologique, seules deux stations de la BanqueHydro sur notre territoire disposent de chroniques de débits assez longues pour étudier la variabilité hydrologique. La chronique de la station de l'Adour à Pont d'Asté va de 1912 à 2018. Celle de Luz-Saint-Sauveur sur le Gave de Pau, en amont de la confluence avec le Bastan, a mesuré les débits du gave entre 1909 et 1959, et celle du Gave de Pau à Sassis, quelques mètres en aval de la confluence, a mesuré les débits entre 1960 et 2014. Ces deux courbes sont à analyser ensemble puisqu'elles sont distantes d'une centaine de mètres seulement. La courbe des débits du Gave de Pau à Sassis intègre « juste » les écoulements du Bastan et de l'Yse en plus par rapport à l'ancienne station de Gave de Pau à Luz. Sur les deux stations, une tendance à la diminution des débits moyens annuels est observée (Fig. 3.11) et de façon plus marquée sur le Gave de Pau. Les débits supérieurs au seuil de la crue biennale (défini par la BanqueHydro) sont

extraits afin d'analyser d'une part, l'évolution des débits maximaux de crue et d'autre part, la fréquence des crues supérieure à la biennale par décennie (Fig. 3.12 et 13). L'évolution des débits maximaux de crue ne montrent pas de diminution de la dynamique hydrologique, que ce soit sur le Gave de Pau ou sur l'Adour. En revanche, le nombre de crues par décennie se réduit fortement sur l'Adour après les années 1940 (Fig. 3.13). Sur le Gave de Pau, la fréquence de crues a semblé se réduire fortement des années 1980 à 2000.

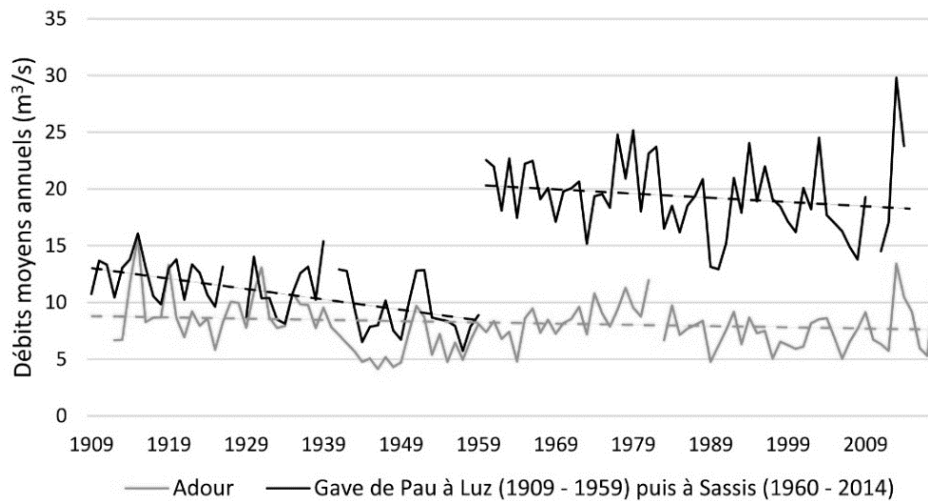


Figure 3.11 : Évolution des débits moyens annuels de l'Adour à Pont d'Asté et du Gave de Pau à Luz et Sassis (d'après données BanqueHydro).

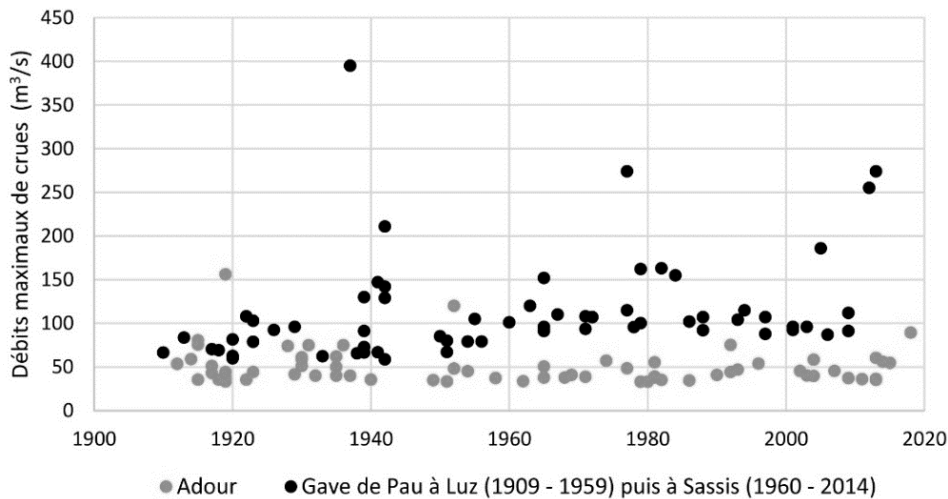


Figure 3.12 : Évolution des débits maximaux de crue supérieure à la biennale sur l'Adour et le Gave de Pau (d'après données BanqueHydro).

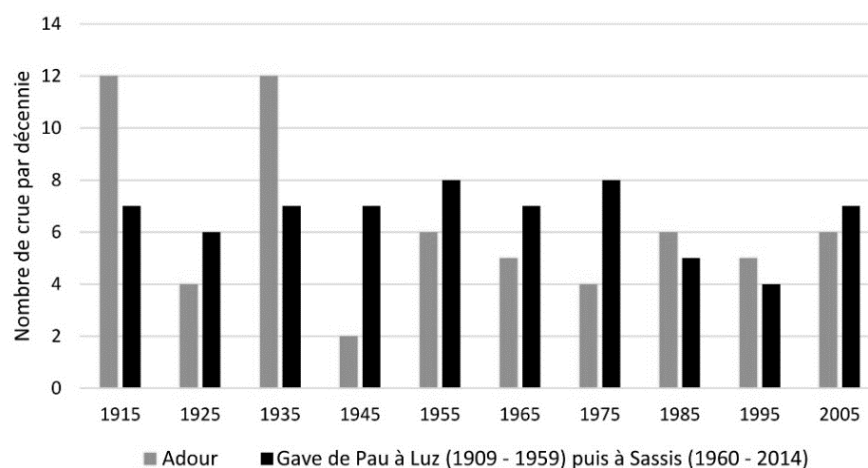


Figure 3.13 : Évolution du nombre de crues (supérieures à la biennale) par décennie sur l'Adour et le Gave de Pau (d'après données BanqueHydro).

Sur la Neste, où les débits sont fortement influencés par les grands travaux hydrauliques, l'agence régionale pour l'environnement (2007) montre une diminution d'un tiers du module et une augmentation de la durée des périodes d'étiage entre 1949 et 2002. De façon globale, cette analyse permet de démontrer un réchauffement climatique notamment par augmentation des températures moyennes minimales. Cependant, elle ne montre pas l'impact du réchauffement sur les cumuls de précipitations dans les Pyrénées centrales depuis la fin du PAG. Si le réchauffement climatique est identifié, les autres variables étudiées ne mettent en évidence que des tendances *e.g.* diminution du nombre de crues et diminution des débits moyens annuels. La variabilité hydro-climatique comme forçage de l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire existe mais reste difficile à quantifier.

2.2.2 - Le Luchonnais

Fréquence des crues et laves torrentielles

Dans la mesure où nos bassins étudiés ne sont pas ou peu monitorés, il n'y a pas de suivi de débits ou de hauteurs d'eau, pour comparer les différentes crues entre elles et pour étudier les fréquences de crues. Ce sont donc les archives, la BD RTM et les PPR de chaque commune qui ont permis de reconstituer l'occurrence de crue de ces différents cours d'eau. L'ensemble des cours d'eau principaux du Luchonnais, *i.e.* la Pique, le Lys, la Neste d'Oô, la Neste d'Oueil et l'One montre une fréquence apparente de crues de 3,5 ans entre 1824 et 2018 (Fig. 3.14). La période de retour est néanmoins plus faible, 2,6 ans, entre 1824 et 1910 et re-augmente à nouveau à 4,25 ans de 1950 à nos jours. Cette tendance est plus marquée lorsque l'on étudie uniquement la Pique (amont et aval de Bagnères-de-Luchon). La période de retour d'une crue est de 1,8 ans entre 1850 et 1910, période pendant laquelle se sont produites les crues majeures de 1875, 1885 et 1897, contre 6,2 ans depuis 1950. Au cours du

20^{ème} siècle, avant la période de calme hydrologique, un sursaut de l'activité torrentielle est identifié entre la crue de 1925 et celle de 1937.

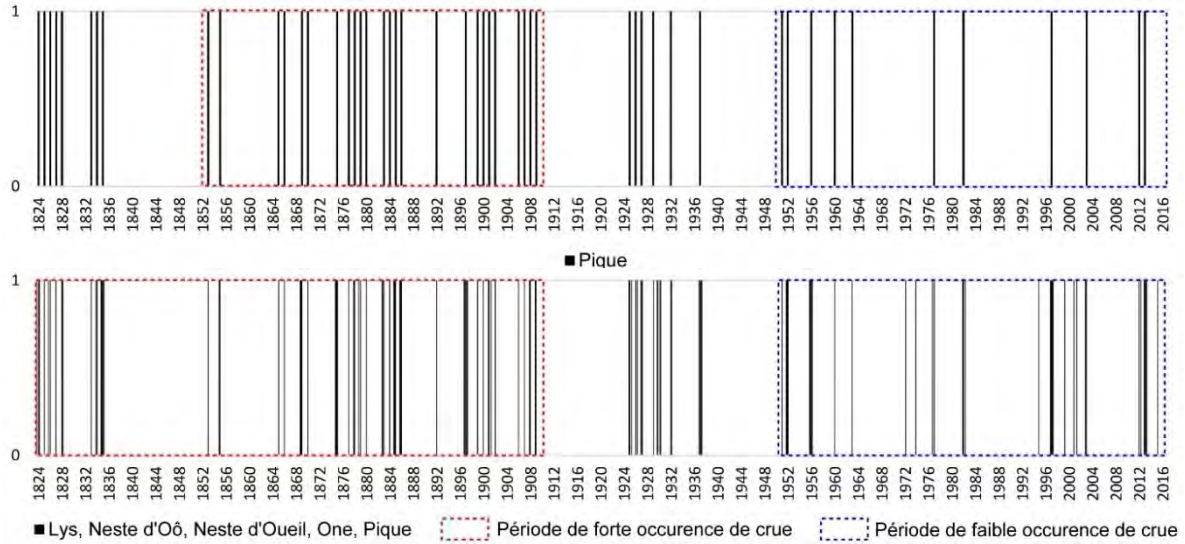


Figure 3.14 : Occurrence des crues torrentielles du Lys, de la Neste d'Oô, de la Neste d'Oueil, de l'One et de la Pique.

Le fonctionnement de chacune de ces crues est particulier du point de vue de la dynamique hydro-sédimentaire dans les différents bassins versants. L'étude de l'évolution de la fréquence de l'activité des laves torrentielles et des apports sédimentaires des différents tributaires lors des crues majeures sont de bons indicateurs qualitatifs de l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire. Dans la vallée de la Pique, les laves torrentielles principales et les mieux renseignées se sont produites dans les couloirs du Gourron (sous Superbagnères), de Sainte-Christine (Montauban-de-Luchon), de Bagnartigues, du Laou d'Esbas et de Castelvieu (Bagnères-de-Luchon). D'autres torrents producteurs de laves torrentielles comme celui de la Houradade, affluent du Lys ou celui de Médassoles, affluent de la Neste d'Oô, sont peu renseignés dans les archives car, en étant plus éloignés des villages, ils n'ont pas directement impacté d'installations anthropiques.

La reconstitution de la chronique des laves torrentielles dans le bassin de la Pique ne montre pas de réduction nette de l'activité. La période de retour d'une lave torrentielle est de 2 ans entre 1850 et 1950 contre 2,8 ans entre 1950 et aujourd'hui (Fig. 3.15).

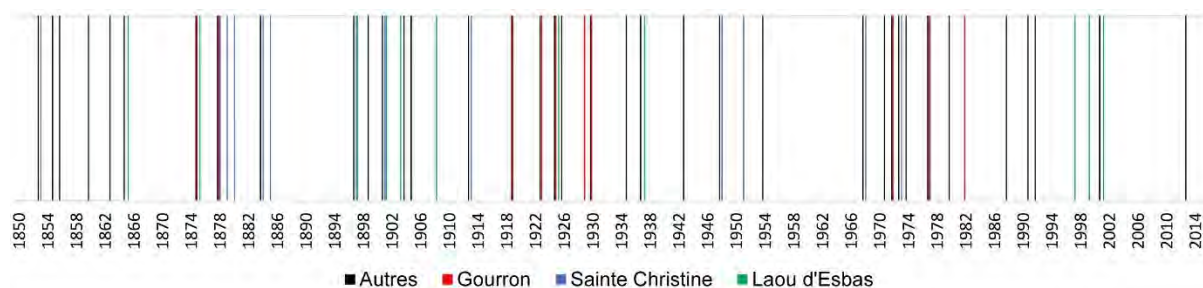


Figure 3.15 : Fréquence des laves torrentielles dans le bassin de la Pique.

Dynamiques hydro-sédimentaires des grandes crues historiques

Le ravin du Laou d'Esbas s'est créé lors de la crue de 1865 et a largement contribué à l'engravement de la Pique en aval (Fig. 3.16) ; « Né en une nuit, en avril 1865, le torrent de Laou d'Esbas, à 10 km en amont de la station balnéaire de Luchon, précipita dans la Pique 600 000 m³ de boues et de matériaux divers, entraînant en même temps 12 hectares de forêt » (RTM). Lors des crues majeures de la vallée, il est relaté un fort ravinement voire une production synchrone de lave torrentielle dans les couloirs réputés. Par exemple, lors de la crue de 1875 sur l'One, une lave importante s'est produite dans le Gourron ainsi que d'intenses ravinements dans le bassin de Larboust. En effet, comme le Laou d'Esbas en 1865, des ravines se sont créées sur la Montagne d'Espiau suite aux sévères défrichements des 18^{ème} et 19^{ème} siècles (Fig. 3.16). Aucune mention de laves torrentielles majeures dans le bassin de la Glère et du Laou d'Esbas n'ont été retrouvées lors de cette crue de 1875. Les faibles précipitations sur le bassin versant de la Pique amont n'ont potentiellement pas permis leur déclenchement.

Le Larboust a été considéré lors de la crue de 1875 comme la vallée présentant le danger principal dans le Luchonnais (Métailié, 1988). Métailié montre dans ce même article que ces érosions, lentement végétalisées courant 20^{ème} siècle, ont été inactives lors de la crue de 1982. La dynamique s'est poursuivie en ce sens puisque le Larboust et la Neste d'Oueil n'ont connu en juin 2013 qu'une crue à faible transport solide.



Figure 3.16 : Photographie de 1927 d'érosions du versant à Labach au-dessus de Cathervielle dans le bassin du Larboust provoquées par les pluies de 1865 et 1875 in Métaillé, 1988 et photographie du Laou d'Esbas en 1887 par le service RTM in ETRM, 2012.

Lors de la crue de juillet 1897, la fourniture sédimentaire a été importante dans tous les sous-bassins versants avec notamment une lave dans le ravin de la Glère et du Laou d'Esbas, dans le ravin de Gourron, de Sainte-Christine... Dans la vallée de la Neste d'Oueil se sont produits de grands ravinements dans les dépôts morainiques colmatant l'entrée de la vallée (Saccourvielle et Saint-Paul-d'Oueil) (Antoine, 1994). Comme en 2013, la Neste d'Oô a engravé et divagué à hauteur des plaines d'Astau. Ici aussi, comme sur le Bastan, des bouchons avalancheux de l'hiver 1895 étaient encore présents dans certains cours d'eau, augmentant l'effet d'embâcle/débâcle torrentielle. Plus en aval, on parle de laves torrentielles dans le village d'Oô alors qu'en 2013 la dynamique de transport solide s'est apparentée à du charriage. Il faut cependant nuancer ces propos, en considérant que le sens précis donné aujourd'hui au terme de lave torrentielle, en hydraulique torrentielle, n'était pas obligatoirement le même qu'il y a un siècle. Mais ce terme sous-entend malgré tout un écoulement de crue à la part solide très importante voire une apparence visqueuse, non newtonienne, ou par bouffées. En 1897, la Pique a atteint sa cote historique à Luchon en engravant notamment la vieille ville.

En 1901, un violent orage sur la Pique amont a provoqué des apports torrentiels majeurs dans bon nombre de tributaires : « ravinements en haute vallée de la Pique (ruisseau de la Glère, du Laou d'Esbas, Lits Torte, Bouneu, Jean, ravins de Benca et de Castelvialh) » (PPR Castillon-de-Larboust) ajoutés aux laves du torrent de Sainte-Christine à Montauban-de-Luchon.

La crue de 1925 est, avec la crue de 1897, la crue de référence sur le bassin de la Pique. Des volumes importants ont transité à partir de la Glère, de la Houradade mais aussi du torrent de Sainte Christine.

Cependant, à l'image de l'activation du Laou d'Esbas en 1865, c'est dans le bassin du Gourron qu'eut lieu un des apports majeurs de la crue avec l'ouverture du ravin de Laou d'Escoumes (150 000 à 200 000 m³) emportant la centrale hydroélectrique de la Picadière sur le cône du Gourron : « *Les apports solides ont été tellement considérables que le fond du lit de la Pique a été exhausé presque au niveau des berges et même au dessus en certains points* » (Larroque et Pendaries, 1928 in Antoine, 1994). Cet événement est considéré comme le dernier de la période de crise torrentielle sur le bassin de la Pique entre 1865 et 1925.

En 1937, la crue n'a pas pris de tournure catastrophique mais elle a cependant réactivé les deux grands ravins du bassin *i.e.* le Laou d'Escoumes (dans le bassin de Gourron) et du Laou d'Esbas, provoquant de nouveau un engravement du lit de la Pique à Luchon (RTM). En 1952, certains ravinements dans le Larboust et la vallée d'Oueil ont été réactivés contrairement au Gourron et au Laou d'Esbas qui n'ont semble-t-il pas réagi. La crue quinquennale de 1977 a également réactivé le Gourron, le torrent de Sainte-Christine et d'autres. En 1982, comme en 1901, 1925 et 1926, le Lys en aval de la cascade d'Enfer fut le théâtre de divagations et d'érosions de berges. Ces crues de 1977 et 1982 ont montré la réactivité des torrents et ravines historiquement producteurs de matériaux déclenchant une vague de travaux RTM. Aujourd'hui, sous l'impact des corrections RTM sur une vingtaine de torrents dont la majorité ont été producteurs de laves torrentielles (Fig. 3.17), les volumes de matériaux transportés ont considérablement diminué en comparaison de ce que les grandes crues de la fin du 19^{ème} siècle ont pu charrier.

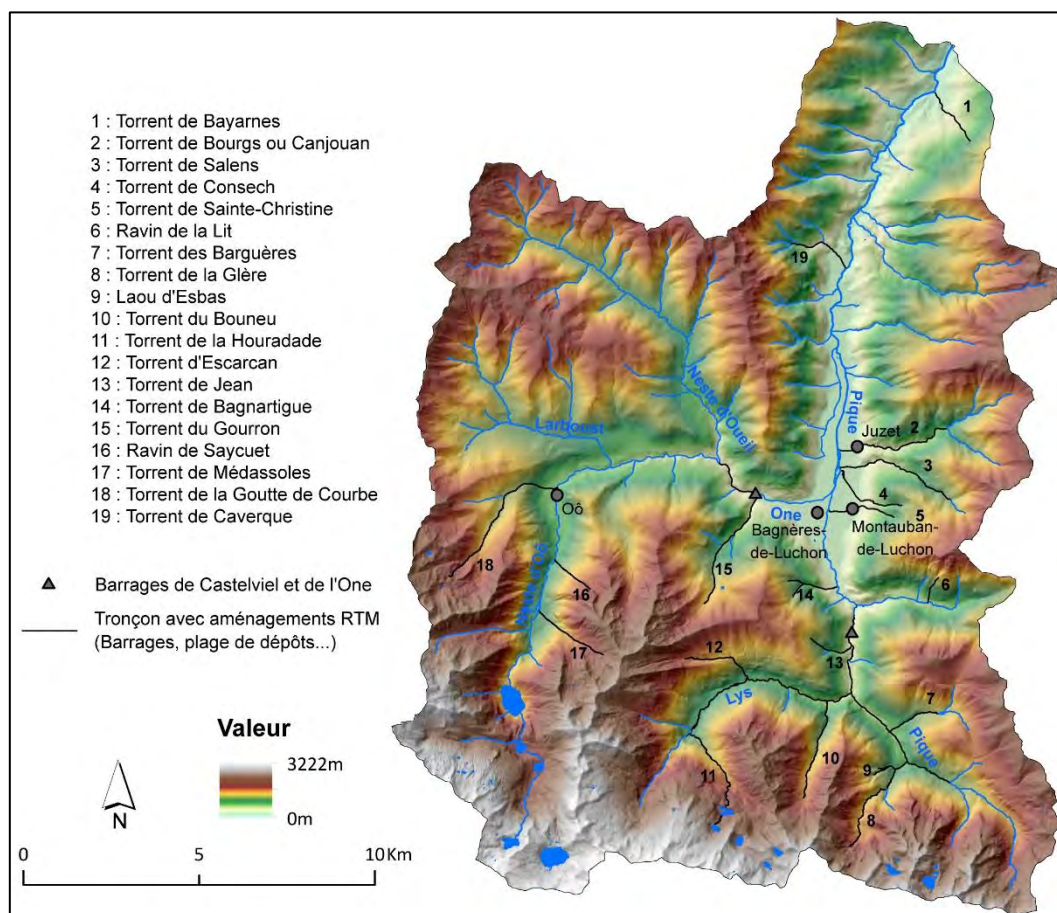


Figure 3.17 : Carte des tronçons aménagés par des barrages ou des plages de dépôts RTM dans le bassin versant de la Pique.

Dynamique hydro-sédimentaire de la crue de juin 2013

Lors des crues historiques, il est fait état d'engrèvements de la Pique à Bagnères-de-Luchon. On serait tenté de croire que la crue de juin 2013, qui n'a pas donné lieu à de tels phénomènes, n'a pas eu le même comportement hydro-sédimentaire que les crues historiques. Cela semble corroboré par l'activité réduite des tributaires. Néanmoins, on peut considérer que la construction, à la fin des années 1950, de deux barrages essentiels à la protection de Luchon *i.e.* le barrage de l'One et celui de Castelviel immédiatement à l'amont de la ville, jouent un rôle primordial dans la régulation du transport solide vers l'aval, et donc des engrèvements de la Pique à Luchon. Suite à la crue de juin 2013, ils ont tous deux stocké une grosse partie de la production sédimentaire amont. Pendant la crue, le barrage de l'One a stocké près de 35 000 m³ quand le barrage de Castelviel, construit dans les années 1960, a lui stocké près de 70 000 m³ (Fig. 1.35). Ces volumes ne sont cependant pas comparables avec les volumes fournis estimés par le Laou d'Esbas en 1865 (600 000 m³) et le Laou d'Escoumes en 1925 (200 000 m³). Ces éléments, ajoutés à l'analyse de couples de photographies anciennes/actuelles (Fig. 3.18, 19 et 20), démontrent que la crue de juin 2013 a eu une dynamique différente de celle des grandes crues

historiques. Les apports sédimentaires semblent moindres, plus localisés et restent piégés dans les fonds de vallées amont. Sur le Lys, les tributaires ont fourni peu d'apports sédimentaires. Les habituelles laves torrentielles du torrent de la Houradade se sont transformées en crue torrentielle à charriage (Fig. 3.19 et 20). La photographie 3.19A montre de larges dépôts de crue en 1925 sur une grande partie du cône de déjection alors que la 3.19B et C montrent peu de dépôts et même une incision du chenal dans ses propres dépôts. Le cône de déjection du couloir de Coume Nère aujourd'hui boisé, ne l'était pas en 1927 (Fig. 3.18A et B) et n'a pas produit de laves torrentielles en juin 2013. Il a cependant été le siège d'une grosse avalanche en février 2013 impactant l'auberge du Lys au pied du cône de déjection. Cette auberge sera d'ailleurs détruite quelques mois plus tard par la crue. Sur la Pique, les torrents de la Glère et du Laou d'Esbas ont été moins actifs que par le passé. On a observé seulement l'engravement du premier seuil après la confluence entre la Pique et la Glère. En aval de la confluence de la Pique avec le Lys dans la plaine du Ravi, on a relevé de larges érosions de berges. Dans le bassin de l'One, le torrent de Portet (Haut Larboust) et de la Neste d'Oueil ont eu une alimentation en matériel très faible lors de la crue. C'est plutôt la Neste d'Oô qui a très largement contribué aux débits solides de l'One. L'alimentation s'est faite d'une part par des apports du ruisseau de Médassoles et des matériaux qui ont pu transiter depuis la plaine des granges d'Astau mais résultent surtout des larges érosions de berges (élargissement du chenal de plus de 100 m par endroits) et d'incisions profondes de 3 à 4 m (RTM, 2016) entre la plaine des Granges d'Astau et le village d'Oô dans le secteur d'Espoujau (Fig. 1.33F).

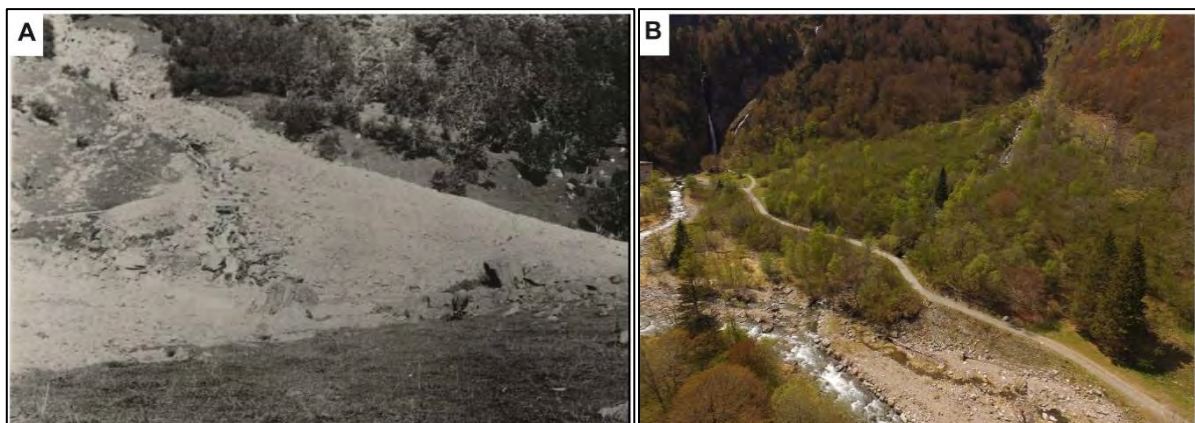


Figure 3.18 : Le cône de déjection de Coume-Nère. A : Photographie de 1927 (ETRM, 2012) ; B : Photographie de 2017.

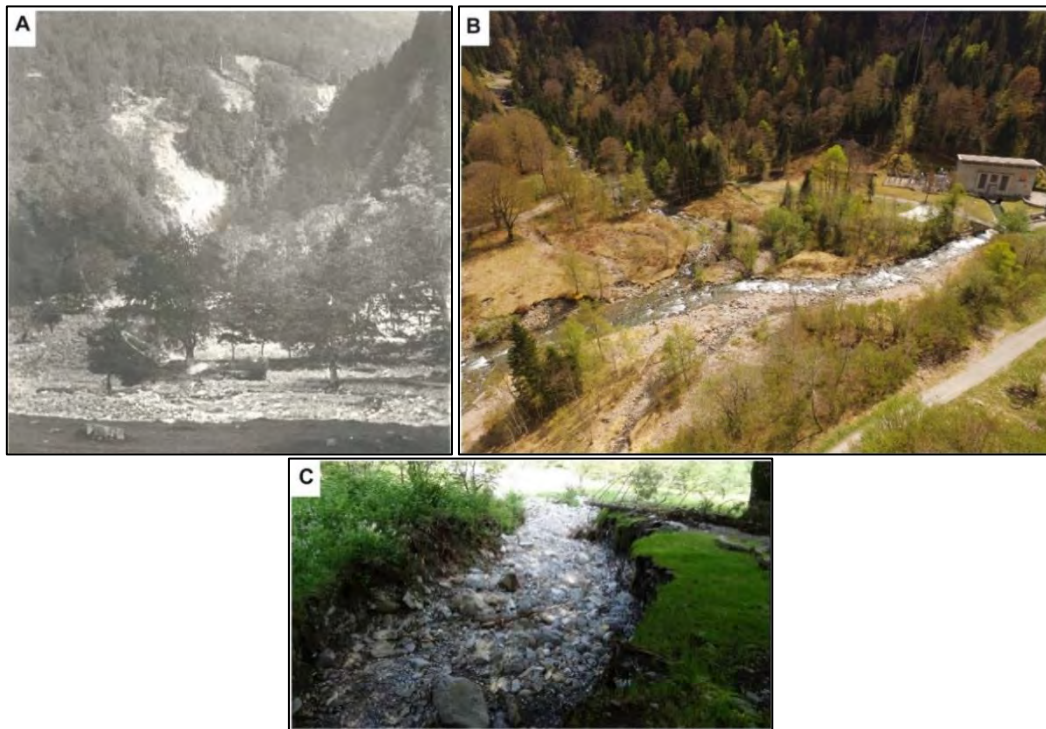


Figure 3.19 : Le cône de déjection du torrent de la Houradade. A : Photographie en 1927 (ETRM, 2014) ; B : Photographie en 2017 ; C : Photographie du chenal après la crue de juin 2013 (ETRM, 2014).

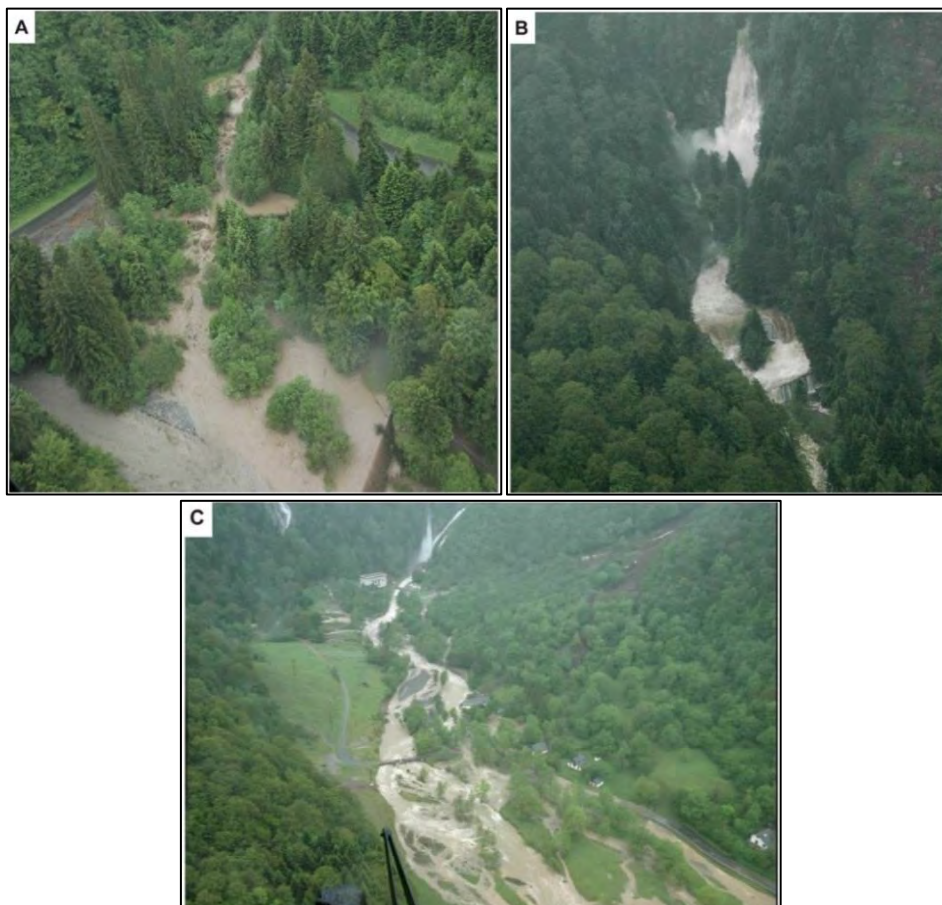


Figure 3.20 : Crue de juin 2013. A : La Glère ; B : La Houradade ; C : Le Lys (Gendarmerie, le 18/06/2013).

2.2.3 - Le Bastan

Fréquence des crues et laves torrentielles

En ce qui concerne le Bastan, les différentes sources ont permis de recenser 58 crues entre 1760 et 2018. On obtient une période de retour de 4,5 ans (Fig. 3.21). Comme sur la Pique, la période de retour s'abaisse à 2,5 ans entre 1850 et 1910 et augmente à 7,3 ans sur la période de calme hydrologique à partir de 1960. La rythmicité de l'activité des laves torrentielles des tributaires est ici beaucoup plus marquée que dans le Luchonnais. L'activité a été importante entre 1860 et 1910 avec une période de retour de 2,3 ans (Fig. 3.21). Les quatre ravins du Rioulet, du Pontis, de Badoueil et du Saint-Laur étaient réputés à la fin du 19^{ème} siècle comme produisant des laves torrentielles annuellement voire plusieurs fois dans la même année avant d'être corrigés par le service RTM.

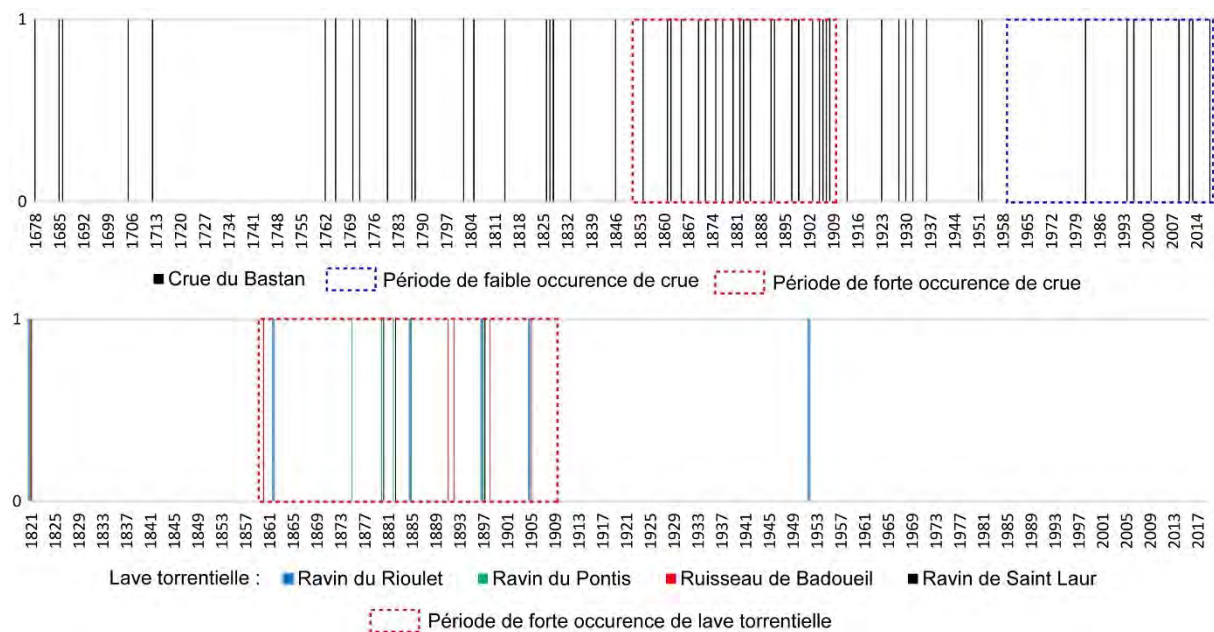


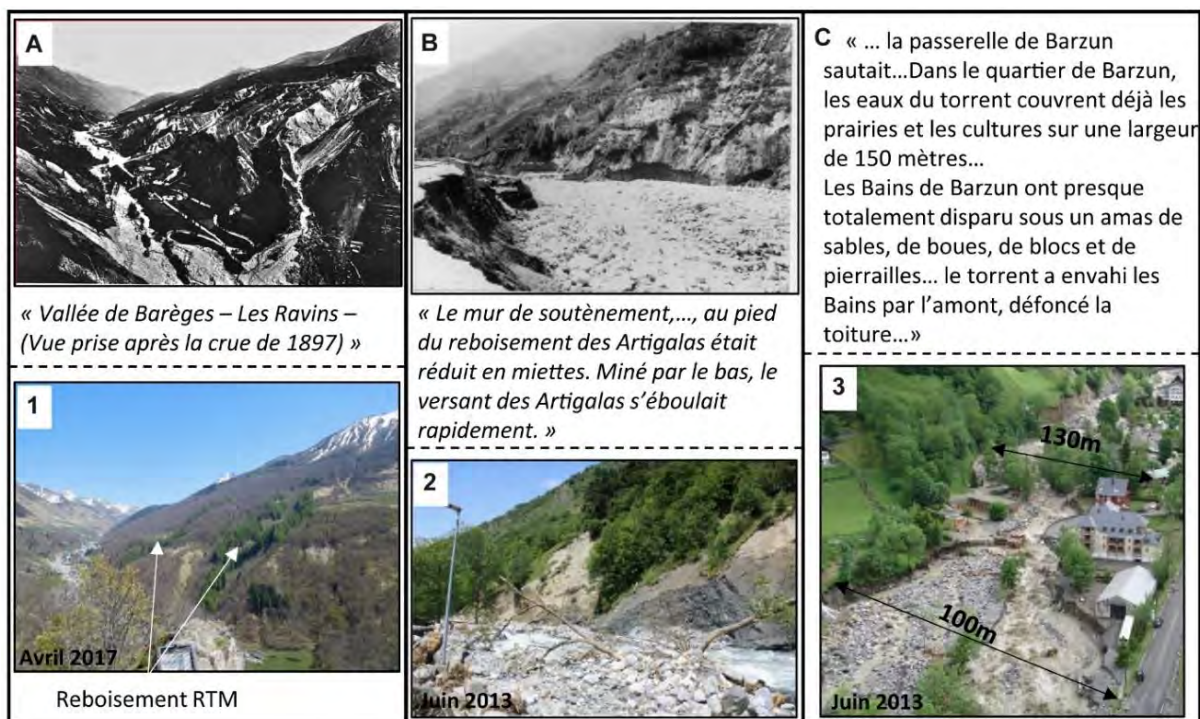
Figure 3.21 : Fréquence des crues du Bastan et des laves torrentielles de ses tributaires.

Comparaison de la dynamique hydro-sédimentaire des crues de 1897 et 2013

L'étude sédimentologique des dépôts de crue de 1897 et l'analyse des photographies anciennes de Campagne (1902) par la CACG (1996) démontrent le passage d'une dynamique torrentielle de crue liquide hyper-concentrée en début de crue à une dynamique de lave torrentielle au moment du pic de crue le 3 juillet 1897 dans le chenal du Bastan. Le torrent du Rioulet, corrigé par les services RTM à partir de 1862 (Dellon, 1900), a généré une crue aux apports sédimentaires limités en 1897 alors que les torrents de Saint-Laur, de l'Hourou, du Pontis en rive gauche, et le torrent du Lis (Fig. 3.22A) en rive droite ont produit d'intenses laves torrentielles (BD RTM ; Campagne, 1902). Ces laves, ajoutées aux apports solides fournis par les glissements de terrains latéraux (notamment le sapement du bas du

versant des Artigalás (Fig. 3.22B)), expliquent d'une part le débit solide important de la crue de 1897 et, d'autre part, la tendance à l'exhaussement du chenal d'environ 2 m à certains endroits (en amont du Pont de Sers et à hauteur de la confluence entre le Bastan et le Bastan de Sers) (CACG, 1996). Les informations manquent sur la dynamique torrentielle en amont de Barèges et notamment pour le torrent Dets Coubous. En revanche, les témoignages disponibles indiquent que l'affluent de rive droite, le Bolou, n'a pas connu de crue importante en 1897.

A l'inverse, la crue de juin 2013 a été notamment alimentée par d'importants apports liquides et solides de crue torrentielle à charriage dominant des grands affluents de rive gauche *i.e.* les torrents Dets Coubous, du Bolou et de la Glère. L'événement pluviométrique s'étant concentré sur l'amont de ces grands bassins de réception, par ailleurs fortement enneigés, il est logique que les apports liquides aient été importants et l'érosion marquée dans les parties non enneigées en aval, à proximité de la confluence avec le Bastan. Néanmoins, aucune lave torrentielle n'a été observée sur le bassin. Les torrents historiquement producteurs de laves torrentielles n'ont pas participé à la constitution de la charge solide du Bastan. D'après les photographies de la crue de juin 2013, collectées par le laboratoire GEODE (<http://cruespyr2013.canalblog.com>), la crue du Bastan en juin 2013 est une crue torrentielle à dominante liquide qui a eu tendance à inciser le chenal de plus de 2 mètres dans la traversée de Barèges (Fig. 3.22(4)), à Betpouey (GeoDiag, 2014), ainsi que sur la plaine de Tournaboup d'après nos propres observations terrains.



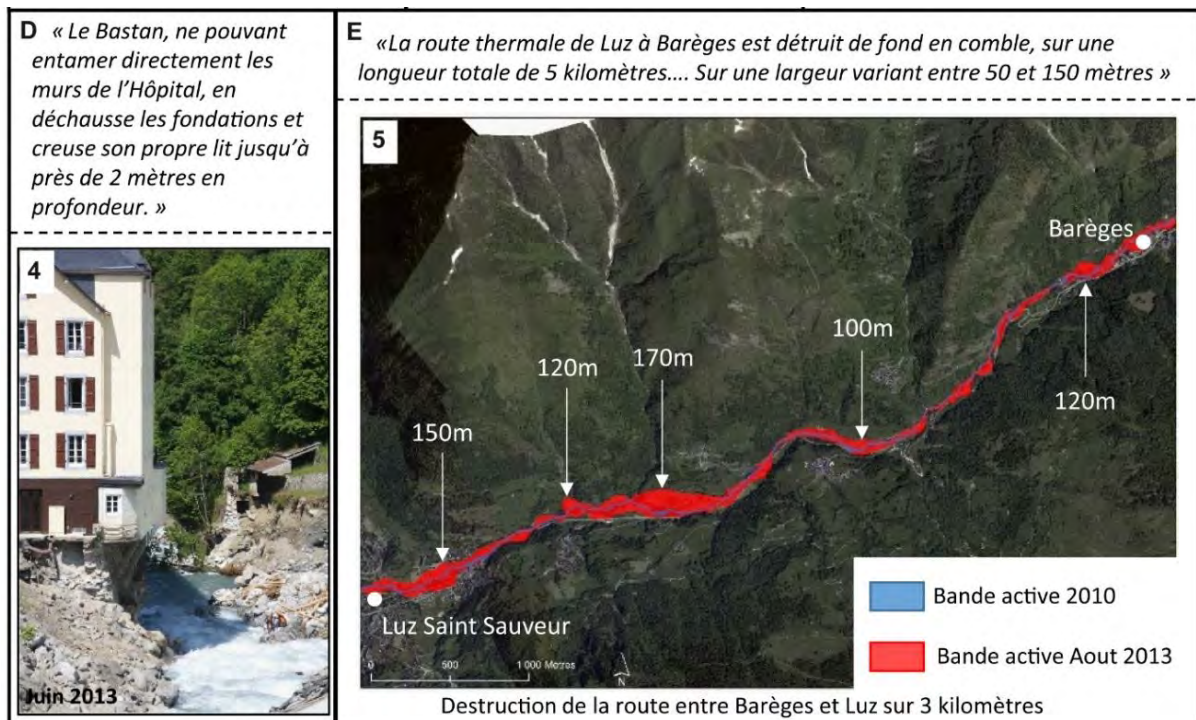


Figure 3.22 : A, B, C, D, E : Récits et photographies de la crue de juillet 1897 (Campagne, 1902) ; 1 : Photographie du versant de l'Ayre ; 2 : Photographie du versant des Artigalas après la crue de juin 2013 (Auteur) ; 3 : Photographie de l'élargissement du chenal en aval de Barèges après la crue de 2013 (RTM) ; 4 : Photographie de l'hôtel en amont de l'Hôpital militaire après la crue de juin 2013 (RTM) ; 5 : Cartographie de la bande active en 2010 et après la crue de 2013.

Comparaison de l'extension spatiale des crues de 1897 et 2013 en fond de vallée

Si le contexte des apports de versant et des tributaires latéraux est différent, de grandes similitudes apparaissent en fond de vallée entre les crues de 1897 et 2013 (Fig. 3.22C, E, 3 et 5). A l'échelle du site, les récits et les sources iconographiques de Campagne (1902) documentent relativement bien la crue de Juillet 1897. Ces informations ont été recoupées par la CACG en 1996 afin de réaliser des cartographies d'estimation des « *champs d'expansion de la crue* » (terme utilisé par la CACG) ou bande active (Fig. 3.23). En prenant en compte la reconstitution de la crue de la CACG (1996), les photographies et le récit de la crue de 1897 de Campagne (1902), on observe de grandes similitudes. En amont de Barèges, 8 maisons entre la digue Louvois et l'hôpital militaire ont été détruites en 1897. Seul un hôtel s'est réinstallé et a été sapé ensuite par la crue de juin 2013 avant d'être préventivement détruit. Les fondations de l'hôpital militaire ont été affouillées d'au moins deux mètres lors de chacune des deux crues (Fig. 3.22D et 4), de même qu'ont été endommagés les ponts du haut de Barèges, du Pontis et de la route à hauteur de Betpouey. Deux glissements de terrains induits par un sapement du bas de versant se sont produits lors des deux crues à hauteur du versant des Artigalas (à l'aval de Barèges en rive droite) (Fig. 3.22B et 2) et en bas du versant des Artiguettes (entre Betpouey et Barèges). Par ailleurs, en aval de Barèges ainsi que dans la plaine d'Esterre, des petits quartiers

résidentiels et des campings se sont installés dans les années 1970 et ont été impactés en 2013 par le Bastan qui y a connu le même élargissement qu'en 1897 (Fig. 3.23). La figure 3.23 montre l'extension de la bande active lors des deux crues sur les trois tronçons. La largeur moyenne est de 60,5 m pour la crue de 1897 et de 65,1 m pour celle de 2013. La cartographie de 1897 n'est qu'indicative car elle a été réalisée sur la base de photographies obliques prises du sol. La largeur moyenne de l'extension des deux crues semble donc être du même ordre de grandeur.

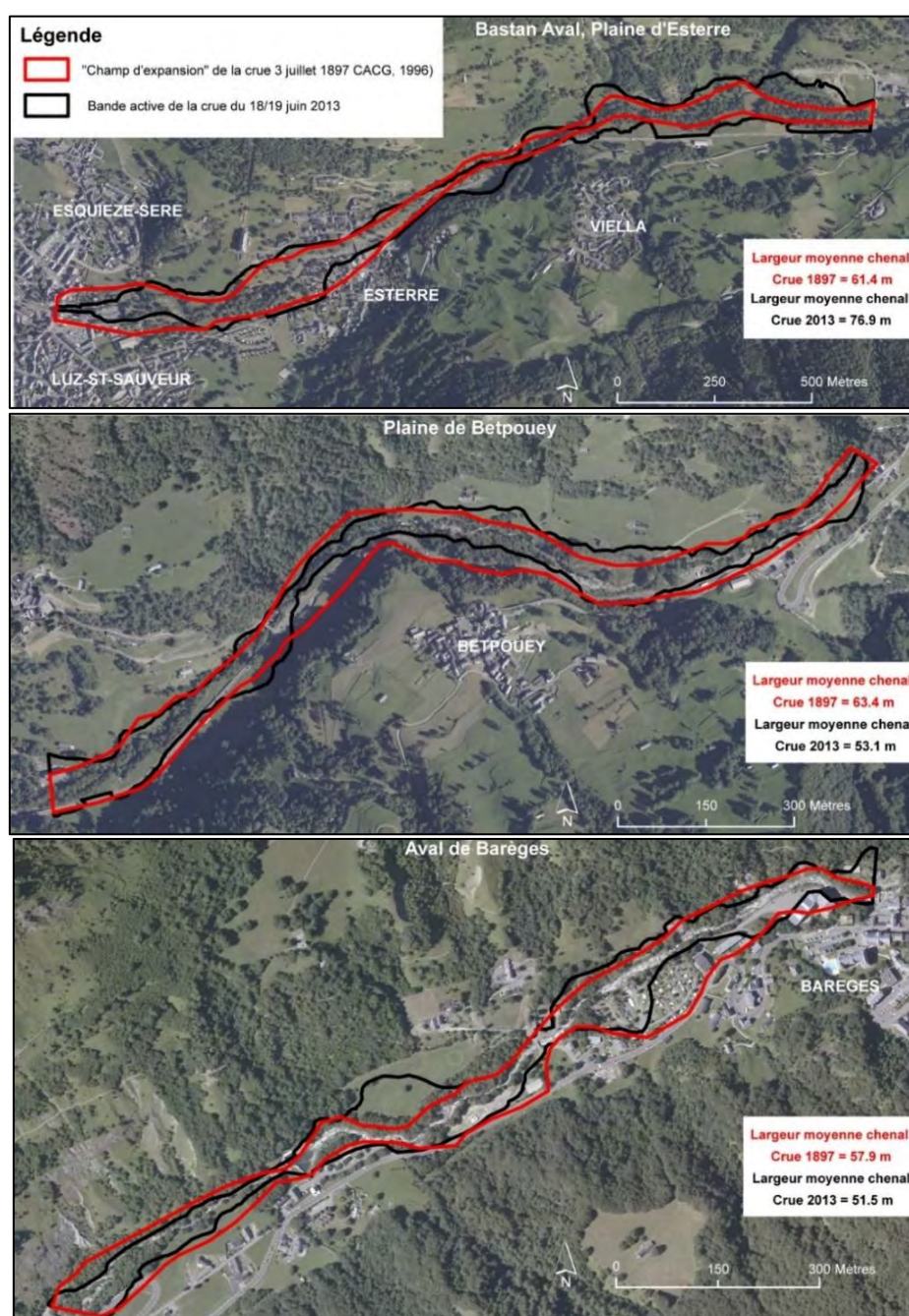


Figure 3.23 : Comparaison de l'extension de la bande active de crue de juillet 1897 (CACG, 1996) et de juin 2013 (après vectorisation sur les photographies aériennes de juillet 2013 (RTM) (orthophotographie de 2010 en fond).

2.2.4 - Discussion

L'espacement temporel entre les deux crues de référence sur le Bastan, le développement d'aménagements à proximité du chenal, l'extension de la ripisylve pendant la période de calme hydrologique de la seconde partie du 20^{ème} siècle ainsi que la fragilité de la mémoire humaine (Antoine, 1989) ont oblitéré le souvenir de la crue de 1897, et par là-même la prégnance du risque dans cette vallée. Ces facteurs mettent également en lumière le manque de connaissance et/ou la négligence vis-à-vis de la mobilité d'un cours d'eau, qui plus est torrentiel, face aux contraintes d'aménagement d'un espace montagnard de fond de vallée. Malgré des contextes météorologiques différents, ces deux crues présentent logiquement, au vue de la morphologie et des contraintes topographiques du fond de vallée, une dynamique d'expansion similaire sur le collecteur principal. Cependant la différence de réponse des tributaires (Fig. 3.22A) dans la constitution des charges liquide et solide du Bastan, pose la question du rôle des contextes socio-environnementaux dans lesquels sont intervenues ces crues.

Si la diminution de la récurrence des crues sur la Pique à partir des années 1920-1930 est bien observable, il n'en est pas de même pour les laves torrentielles. Cependant, l'intensité et l'activité morphogéniques des affluents de la Pique diminuent nettement à partir de la crue de 1925. La récurrence d'événements de grande intensité à la fin du 19^{ème} siècle montre une crise torrentielle quasi-continue. De nombreux ravins ont certes été réactivés par la suite lors d'événements pluviométriques brutaux mais leur contribution a été moindre que par le passé. Les crues de la fin du 19^{ème} et du début du 20^{ème} siècle sur le Bastan ou celles de 1925 sur la Pique viennent clôturer la crise torrentielle initiée au 19^{ème} siècle. Au cours du 20^{ème} siècle, il existe cependant des sursauts de l'activité encadrés par deux événements majeurs *i.e.* entre 1952 et 1956 puis entre 1977 et 1982. Antoine (1994), dans la mesure où les crues de 1977 et 1982 ont montré une réactivation torrentielle de certains bassins, se posait ainsi la question de la réaction des milieux actuels face au retour éventuel de phénomènes majeurs.

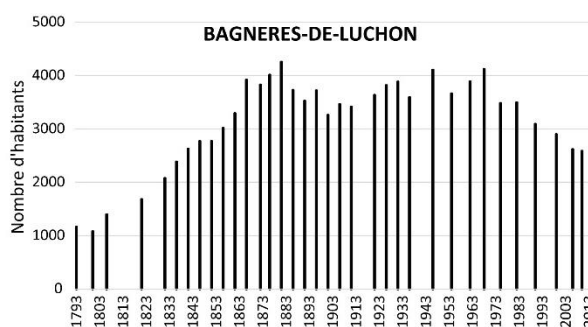
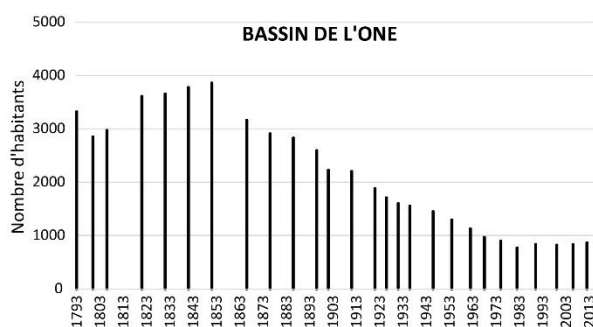
3 – Une crise dans son contexte socio-environnemental

Les sources thermales pyrénéennes sont connues depuis l'époque romaine avec la visite d'Auguste au 1^{er} siècle à Bagnères-de-Luchon. Le développement du thermalisme pyrénéen à l'échelle nationale et européenne (Briffaud, 1994) s'est effectué à partir du 18^{ème} siècle. Il s'est accompagné du climatisme et du pyrénéisme pour faire passer les Pyrénées centrales d'un territoire de marge à un des hauts lieux de villégiature en France. A partir de cette période, l'histoire et la géographie des vallées touristiques sont donc bien renseignées par les sources littéraires et iconographiques (récits de curistes célèbres, guides de voyageurs, monographies d'érudits...), les rapports administratifs des services de l'État (RTM, Eaux et Forêts, Ponts et Chaussées) et, bien entendu, les archives publiques. L'objectif est ici de prendre en compte les processus naturels, les pratiques sociales et leurs interactions pour, d'une part retracer l'évolution de la connectivité sédimentaire et, d'autre part, étudier les spécificités de l'évolution du contexte socio-environnemental des Pyrénées centrales au prisme de la torrencialité des vallées du Bastan et de la Pique.

3.1 - De la fin du 18^{ème} siècle jusqu'au maximum démographique du milieu du 19^{ème} siècle

3.1.1 - Le processus de « dégradation des montagnes »

Au cours de cette période, les deux bassins d'études, à l'image des Pyrénées en général, connaissent une croissance démographique rapide (Davasse et al., 2011), conduisant à un quasi-doublement de la population pyrénéenne durant la 1^{ère} moitié du 19^{ème} siècle. La population du bassin du Bastan atteint son maximum en 1841. Les villages de l'One l'atteignent 10 ans plus tard en 1851 (Fig. 3.24). Contrairement au bassin escarpé de la Pique amont, le bassin de l'One offre des pentes plus douces et plus propices à l'installation humaine.



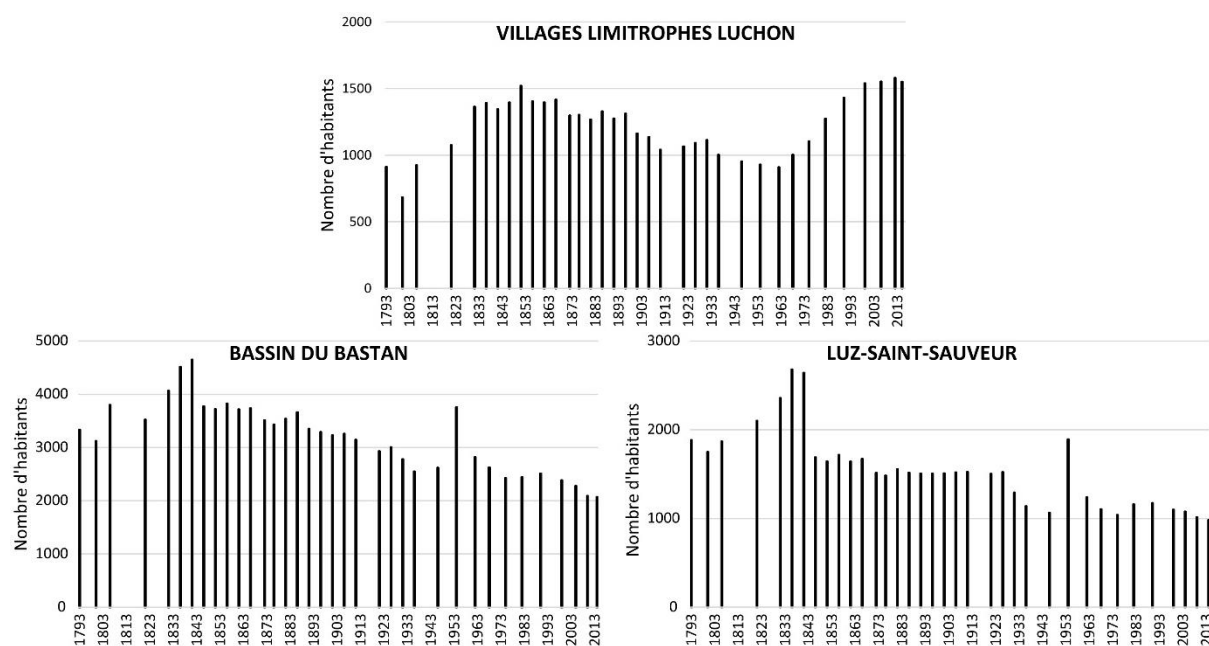


Figure 3.24 : Évolution de la population depuis 1793 (d'après Ldh/EHESS/Cassini jusqu'en 1999 puis Insee partir de 2006).

Durant ces années 1850, la taille des cheptels (ovins, bovins, équins...), que ce soit à l'échelle des bassins de la Neste d'Oô, du Bastan ou à l'échelle des départements, est également très élevée (Fig. 3.25). Leur taille est entre 2 à 5 fois supérieure à l'actuelle. La pression de la société agro-sylvo-pastorale sur les versants, les sols et les ressources forestières et pastorales est alors poussée à l'extrême.

Le défrichement et la surexploitation des sols sont relatés dans la plupart des publications de l'époque, qu'elles émanent d'érudits, de politiques, d'agents de l'État ou encore des premiers touristes comme par exemple :

- dans le Guide du Voyageur aux bains en 1819 (*In Favier, 2004*) : « *La vallée devient étroite, nue et triste : plus de bosquets, plus de prairies, tout est éboulement et débris* » ;
- dans Campagne (1902) : « *Le lit encombré par les ruines des montagnes* » ; « *Forêt de sapin et hêtre au-dessus de Betpouey et Viella et forêt de pin de montagne dans les vallées d'Ets Coubous et de la Glère mais en 1900 il ne reste que de rares vestiges* » ;
- dans la Monographie de Bourg d'Oueil (1886) : « *la forêt communale n'a pas plus de 5 hectares de superficie : nul reboisement n'y est opéré et elle dépérit à vue d'œil* ».

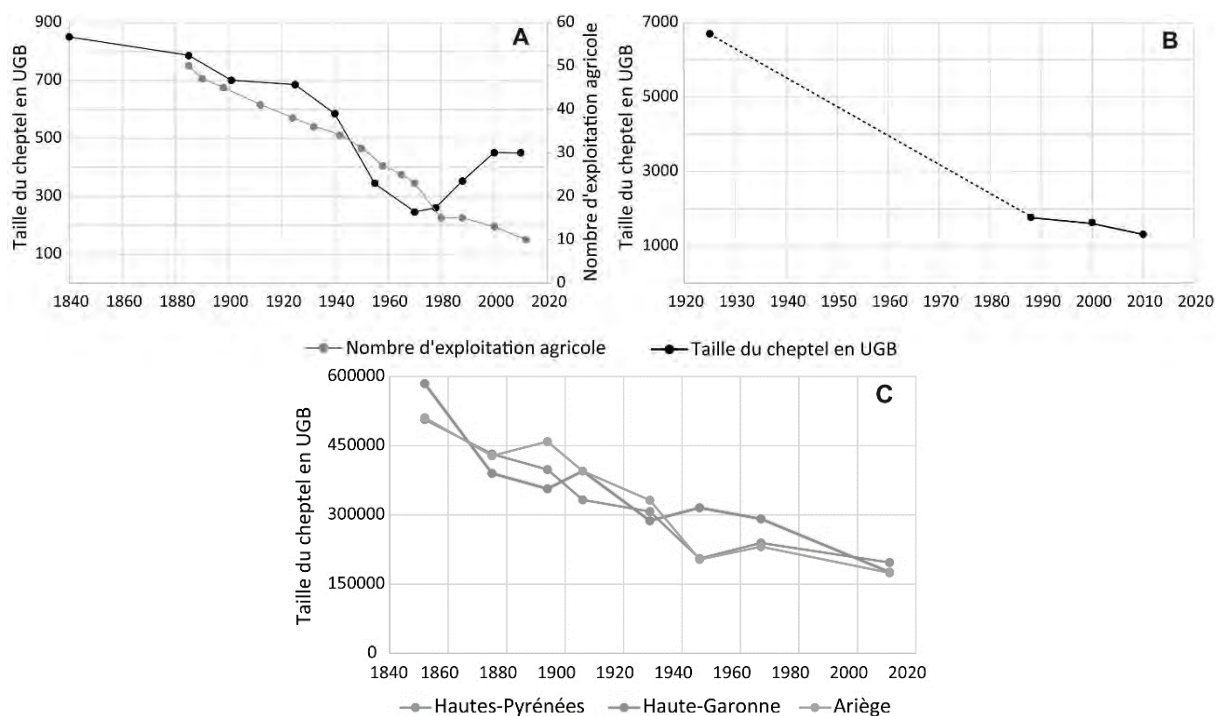


Figure 3.25 : Évolution de la taille du cheptel en Unité Gros Bétail. A : taille du cheptel et nombre d'exploitations agricoles du bassin versant de la Neste d'Oô (d'après Balent et Barrué-Pastor, 1986) ; B ; taille du cheptel du bassin versant du Bastan (d'après Rondou, 1900-1934 et données du recensement agricole) ; C : taille du cheptel par départements (Descombes, 1904 pour 1852 et Annuaire Statistique de la France).

Métailié (2006) évoque les discours de l'époque condamnant les « pratiques archaïques » et « l'incurie pastorale » dans la dégradation des Pyrénées. Dans ces vallées, le déboisement engendre la formation de ravines érodant et incisant les dépôts glaciaires de versants (De Gorsse, 1900) *e.g.* les ravines autour de Barèges (Fig. 3.26), les érosions dans le Larboust et au-dessus de Montauban-de-Luchon... Ces ravines deviennent des couloirs de laves torrentielles provoquant une augmentation de la fréquence des laves torrentielles au cours du 19^{ème} siècle : « *Le Rioulet affecte Barèges tous les ans* » (in De Gorsse, 1900) (Fig. 3.21). Ces apports majeurs de versants ont fortement contribué à l'augmentation des débits solides dans les cours d'eau principaux de fond de vallée. Le terme d'engravement est d'ailleurs stigmatisé comme le mal des montagnes à l'époque. Il revient régulièrement dans les archives et récits : « *Avalanches et ravins décharnent les flancs et obstruent le fond de l'apport de leurs décombres* » sur le Bastan (in Rondou 1900-1934) ; « *Au fond de la Neste, tantôt précipite ces eaux sur un lit obstrué de pierres et de rochers, tantôt se divise en mille rigoles..* » (in Monographie de Bourg d'Oueil, 1886). Les archives stipulent également un engravement de la Pique à Luchon lors des crues de 1865, ou plus tard celles de 1925 et 1937. L'abondance des apports sédimentaires de versants ainsi que la disponibilité du matériel dans le chenal en fond de vallée démontrent, à cette époque, une connectivité latérale et longitudinale particulièrement efficace.



Figure 3.26 : Les ravines de Barèges suite à la crue de 1897 (Fond RTM, AD65).

3.1.2 - La prise de conscience

Parallèlement à cette pression agro-pastorale sur les versants, la demande touristique explose à Saint-Sauveur, Barèges et Luchon. La construction des nouveaux établissements thermaux, respectivement en 1861, 1864 et 1857, et de routes permettant d'y accéder facilement (route thermale des Pyrénées reliant les grandes stations thermales entre elles à partir de 1859) en témoigne. Le thermalisme va jouer un rôle prépondérant dans la prise de conscience de la « dégradation des montagnes ». Si certains guides, poètes ou autres écrivains décrivent les paysages majestueux des promenades aux alentours des stations thermales, le défrichement et la surexploitation des sols sont également relatés dans la plupart des publications de l'époque. Au-delà de ses conséquences économiques, paysagères et esthétiques, la « dégradation des montagnes » devient surtout un problème de sécurité pour les populations, les curistes et pour les aménagements anthropiques en montagne et, au-delà, dans les plaines qui s'industrialisent et s'urbanisent au même moment.

A partir des années 1850, la sortie par étapes du PAG marque le début d'une période humide à forte récurrence d'événements climatiques extrêmes (hivers très neigeux et printemps humides), d'avalanches, de crues et de laves torrentielles sur nos bassins d'étude (Antoine, 2009). C'est également une période où les grands fleuves français connaissent des inondations majeures, *i.e.* crues de la Loire en 1846, 1856 et 1866, du Rhône en 1856, de l'Isère en 1859 et de la Garonne en 1875. Dès le 18^{ème} siècle, les ingénieurs du Roi avaient identifié la dégradation des versants comme étant la cause du déchaînement de la torrencialité sur certains versants montagnards, de l'engravement des lits fluvio-torrentiels et de l'augmentation de la fréquence des événements destructeurs. Mais le pouvoir central n'avait pas légiféré en conséquence. Depuis le début du 18^{ème} siècle, il existait des ouvrages

anti-avalanches ainsi qu'une digue sur le Bastan en amont des bains de Barèges. La venue de Napoléon III à Barèges en 1859 finit de le convaincre à l'idée du reboisement (Métailié, 2006). Par l'intermédiaire d'une commission réunie à Saint-Sauveur le 31 Août 1859, il y adhère définitivement (Favier, 2004). Nous sommes alors dans une période de découverte de la chaîne, de construction de l'espace touristique actuel qui voit la naissance de la « politique de la montagne » (Davasse et al., 2011).

3.2 - De 1860 au début du 20^{ème} siècle

3.2.1 - Les lois et la politique RTM

La première loi RTM « reboisement des montagnes » intervient en 1860 et est expérimenté en vallée de Barèges pour la protection du village contre les avalanches. Considérée comme la « vallée aux catastrophes » (Métailié, 1993a), son paysage subit de grandes modifications suite aux trois lois RTM (1860, 1864 et 1882). Campagne (1902) et Lanusse (1988) décrivent les aménagements et projets de corrections avalancheuses et torrentielles dans le bassin, où la surface reboisée atteint 368 ha. Barèges devient un lieu symbolique de la restauration des terrains en montagne. L'objectif de ces opérations a d'abord été tourné vers la gestion du risque avalancheux. Les sommets des versants réputés avalancheux ont été équipés de dispositifs paravalanches (pieux et râteliers sur le versant du Capet) et les ravines les plus actives ont été corrigées à l'aide de seuils, ou de banquettes (couloir du Theil, du Midaou, de Hount Nègre). La correction torrentielle a été menée uniquement dans le torrent du Rioulet où 30 barrages en pierres sèches ont été construits entre 1860 et 1897. La crue de 1897, avec ses apports solides importants venant des versants (Fig. 3.26), a déclenché des interventions de correction torrentielle dans les autres ravins torrentiels tels ceux de Pontis et de Saint-Laur (entre 1903 et 1915). Dans le but de fixer le profil en long, d'éviter le surcreusement et l'expansion des ravines, puis de limiter les sapements de berges, ont été construits des seuils en pierres sèches, des murs de soutènement, des drains et des banquettes. Quelques curages en amont de seuils ont été effectués dans les années suivantes avant que ces ravines ne trouvent une nouvelle pente d'équilibre.

Dans le Luchonnais, pendant cet âge d'or de la RTM (1882-1914), les travaux se sont concentrés notamment sur le Laou d'Esbas (Pique amont) et la montagne d'Espiau (One). De 1880 à 1902, le Laou d'Esbas est corrigé par des barrages en pierres sèches et de nombreux seuils. Des campagnes de reboisement y sont également réalisées en 1879 et 1880, puis poursuivies jusqu'en 1939 pour un total de 150 ha (Boussarsar, 1987). La montagne d'Espiau a été en partie reboisée de pins et de mélèzes et ré-engazonnée. D'autres ré-engazonnements ont été effectués dans les bassins du Lys et du Bouneu avec un objectif complémentaire d'amélioration pastorale afin de mieux faire admettre le reboisement aux populations locales. Cependant, face à la gronde de la population, de nombreux projets dans les

périmètres RTM dédiés, resteront à l'état de projet *e.g.* au-dessus de Montauban-de-Luchon, ou encore dans le Larboust où les ravines actives en 1865 et 1875 se sont petit à petit revégétalisées (Métaillié, 1988). Par ailleurs, Métaillié (1986) insiste sur le caractère local de la dégradation. En effet, à la recherche du spectaculaire pour appuyer leur discours sur la « dégradation des montagnes », les forestiers ont souvent privilégié les photographies de ravines, de zones dégradées notamment dans les périmètres RTM cités ci-dessus. Mais d'autres sources comme les cartes postales montrent que cette dégradation n'était pas généralisée sur les versants de la Pique. C'était le cas des sous-bassins de la Pique amont. D'après les comparaisons photographiques de Métaillié (2006), les pâturages sur la montagne d'Espiau semblent avoir peu évolué depuis la fin du 19^{ème} siècle malgré l'ouverture de quelques zones d'érosion en 1865 et 1875.

La Première Guerre Mondiale a sonné le glas de la plupart des financements et des grands travaux RTM. Conjointement, le discours sur la dégradation des montagnes tend à s'estomper (Métaillié, 1993b). Cependant, dans le Luchonnais, une nouvelle campagne d'interventions RTM débuta au lendemain de la crue de 1925 visant à protéger Luchon contre les crues et l'engravement *e.g.* les travaux dans le Laou d'Escoumes en 1929.

Dans la gestion des risques naturels, une catastrophe est souvent l'élément déclencheur de la mise en place de politique de gestion. A l'échelle des Pyrénées, la grande crue de 1875 a fortement contribué à alimenter le débat national autour du reboisement des montagnes. Elle a aussi contribué à la promulgation de la loi RTM de 1882 et à la création des services d'annonce des crues. La crue de 1897, qui est survenue en période paroxysmique de l'érosion des versants, a permis de recentrer les interventions RTM sur la gestion du risque torrentiel. Cette période, en terme de connectivité sédimentaire, a été une période d'efficacité importante que les corrections RTM vont altérer.

3.2.2 - L'expansion touristique sur fond de crise socio-économique

Cette période de crise hydrogéomorphologique ou crise torrentielle (définie comme telle *a posteriori*) est synchrone de l'amorce du grand déclin démographique des Pyrénées (Fig. 3.24). La crise socio-économique des sociétés agro-sylvo-pastorales traditionnelles qui s'accompagne aussi de mutations profondes des activités industrielles, entraîne la désertification de certaines vallées. Sur nos bassins d'étude, ce déclin démographique semble avoir été atténué par rapport aux vallées dépourvues d'activité thermale. En effet, la démocratisation voire l'institution du tourisme (Hagimont, 2014) *via* le thermalisme, sur fond de crise socio-économique, a constitué pour la population montagnarde une alternative au recul marqué des activités agro-pastorales et artisanales traditionnelles. Dans le Luchonnais, on observe une chute de la population dans le bassin de l'One (vallée d'Oueil et du

Larboust) après 1850. Dans le même temps, la station thermale de Luchon connaît une phase de développement majeur jusque dans les années 1880. A partir de 1880, Luchon perd un quart de sa population en 20 ans, fragilisant ainsi l'ensemble de l'économie de la vallée. Mais la population finit par se stabiliser autour des années 1900. A Luz-Saint-Sauveur et dans la vallée du Bastan, après un pic démographique entre 1840 et 1850, le déclin est plus progressif avec une perte de moins d'un tiers de la population du bassin entre 1850 et 1945.

A titre de comparaison, le département de l'Ariège, suite à la double crise de la métallurgie et de l'agro-pastoralisme, a perdu près de la moitié de sa population dans la même période. Mais les effets sur le paysage n'ont pas été immédiats, d'autant que, malgré le déclin du système agro-sylvo-pastoral, les pressions anthropiques ont persisté au moins jusqu'à la 2nde Guerre mondiale.

L'activité thermale et ses commerces associés ont permis de maintenir une certaine vitalité économique dans la vallée, alors que le maintien d'une activité et d'une pression agro-pastorale a permis de maintenir aussi des paysages ouverts. Dans ces vallées, l'impact du thermalisme est non négligeable également dans la prise en compte du risque torrentiel. L'accessibilité aux thermes, la sécurité des populations et des curistes, le risque permanent de destruction de Barèges et de Luchon, par les crues ou les avalanches, furent des éléments moteurs dans la gestion locale du risque. Le succès du tourisme thermal a été tel que la demande immobilière a commencé à dépasser l'offre. Cela s'est traduit par une urbanisation non contrôlée en dehors des zones protégées (Favier, 2004), augmentant ainsi la vulnérabilité.

Par ailleurs, le développement des activités et du tourisme thermal, en pleine expansion pendant la seconde moitié du 19^{ème} siècle (Jazé-Charvolin, 2014), se sont accompagnés de la volonté de valoriser le paysage environnant par l'intermédiaire de développement de balades et d'excursions vers des lacs, des cascades, des points de vue, abondamment décrits dans les guides touristiques. La vague du climatisme et du pyrénéisme s'est emparée des Pyrénées au 19^{ème} siècle et a propulsé les beaux paturâges, le bocage, les belles forêts, les torrents, les cascades et les lacs au rang de paysages remarquables, faisant l'objet de descriptions très précises. Béraldi, grand pyrénéiste et promoteur des Pyrénées, définit d'ailleurs le pyrénéisme comme « ascensionner, sentir, écrire » (In Suchet, 2009). A l'aube du thermalisme moderne, le curiste était un touriste relativement sédentaire mais sous l'influence du mouvement romantique, il s'est transformé en touriste plus mobile et plus curieux de son environnement : « *Le premier lac voisin de Barèges que l'on y reçoit le conseil de visiter est celui d'Escoubous* » (in Lacour, 1897). L'aspect sauvage et décharné de paysages totalement déforestés, dominés par le minéral, devint alors une image de Barèges largement relayée par les guides touristiques : « *Pays très frais et attachant. Le charme, seulement, est court. Nous approchons de*

Barèges, la végétation a cessé...Barèges est là. Aimez-vous les paysages désolés ? » (in Lacour, 1897).

Le paysage pyrénéen environnant de ces stations thermales commence à devenir un produit d'appel.

La période allant de 1860 à la Première Guerre Mondiale est donc une période charnière au cours de laquelle se croisent des dynamiques opposées : à l'exode rural et au déclin des activités agro-pastorales répondent le développement des activités et du tourisme thermal. La période est considérée comme une phase de rupture à la fois dans les pratiques d'exploitation des ressources territoriales et d'aménagement de l'espace que dans les perceptions des paysages qui leur sont associés (Davasse et al., 2011).

3.3 - 20^{ème} siècle : diminution progressive de la dynamique torrentielle et évolution lente des paysages

La première moitié du 20^{ème} siècle est une période moins humide où la fréquence des crues torrentielles diminue progressivement. L'intensité et la fréquence des laves torrentielles s'atténuent fortement jusqu'à disparaître totalement suite aux aménagements sur le Bastan. Dans le Luchonnais, l'évolution est perceptible à partir de la crue de 1925. Les crues de 1952 et 1982 ont eu un impact morphogène et une dynamique hydro-sédimentaire plus faibles que les crues précédentes de même intensité. Entre la Première Guerre Mondiale et les années 1950, la période est au changement des formes de pression anthropique. Si l'agro-pastoralisme persiste, ces vallées voient la construction de routes et du chemin de fer, le développement de l'hydroélectricité et des stations de ski. Parallèlement, le déclin démographique et la diminution de la taille des cheptels ne se traduisent pas encore dans le paysage comme une période de déprise agricole massive (Davasse et al., 2011).

3.3.1 - Évolution du paysage au 20^{ème} siècle

Il semblerait que les vallées de la Pique et du Bastan aient subi une transformation assez lente des paysages au cours du 20^{ème} siècle. Contrairement à l'Ariège où l'augmentation du taux de boisement atteint 20 % depuis 1878 mais surtout 25 % depuis les années 1960, les Hautes-Pyrénées et la Haute-Garonne enregistrent une augmentation plus modeste de seulement 10 % et 6 % depuis les années 1960 (Fig. 3.27). Cependant lorsque l'on étudie le reboisement à l'échelle de la Haute-Chaîne pyrénéenne d'après les inventaires forestiers, on obtient une augmentation du taux de boisement, de 1.6 % et 3.2 % respectivement sur la Haute-Chaîne en Haute-Garonne et dans les Hautes-Pyrénées entre 1974 et 2000.

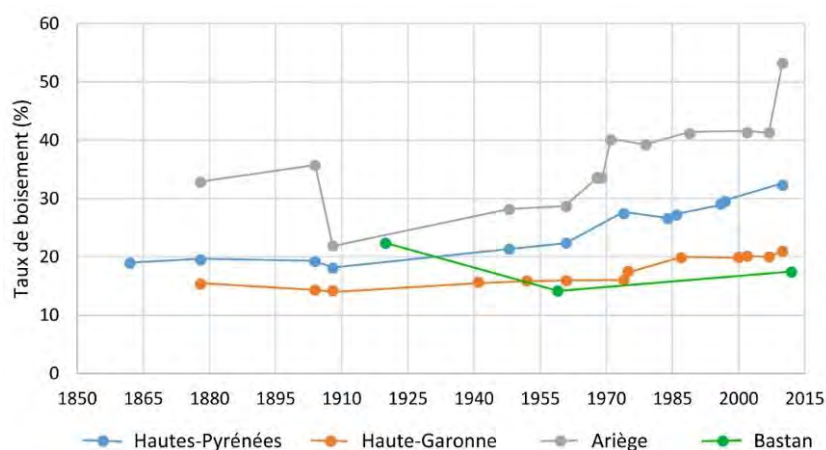
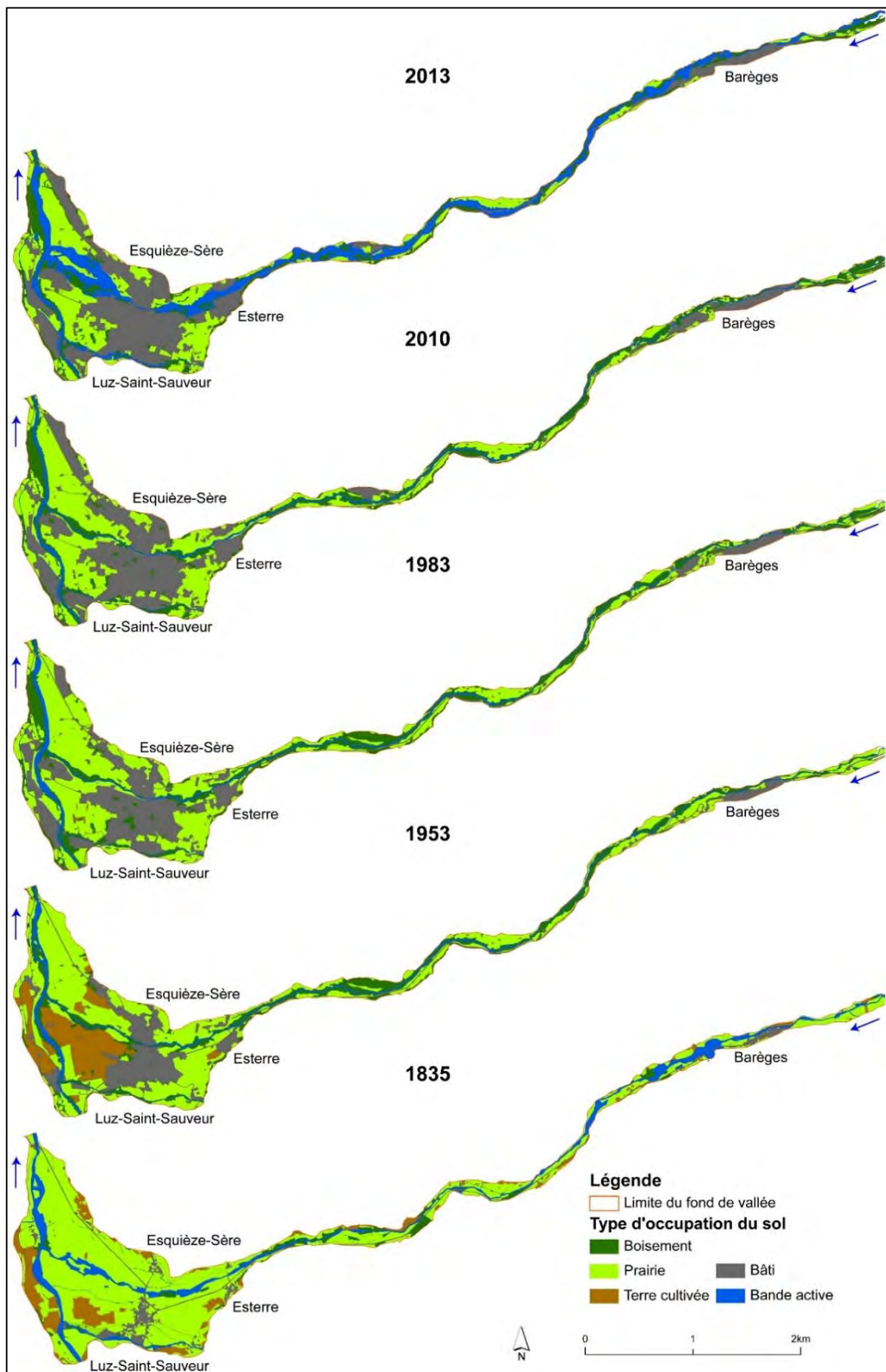


Figure 3.27 : Évolution du taux de boisement des Hautes-Pyrénées, de la Haute-Garonne, de l'Ariège et du bassin versant du Bastan.

Sur cette même période, le taux de boisement du bassin versant du Bastan a augmenté de 3% seulement. En comparant la surface forestière actuelle à celle de l'inventaire de Rondou (1900-1934), il semble même qu'elle était plus étendue de 8 % en 1920. Quoiqu'il en soit cette diminution entre 1920 et 2012 est à nuancer, et on s'attachera plus à la faible évolution entre 1960 et 2012 qui est à mettre en relation avec les impacts probables de la création de la station de ski à partir des années 1940, de l'urbanisation en fond de vallée et du maintien d'une activité agro-pastorale vivante. La dynamique paysagère majeure au 20^{ème} siècle sur le bassin du Bastan, observée à partir de couplage photographique, est la reconquête des anciennes terres cultivées par l'herbe (Henry, 2012). Dans le fond de vallée (du cône du Bastan jusqu'au parking de la station de ski de Super-Barèges), la comparaison de l'occupation du sol entre le cadastre napoléonien et les photographies aériennes et orthophotographies de 1953, 1983, 2010 et 2013 met en évidence l'augmentation importante des surfaces urbanisées (bâti, voies de communication, surface asphaltée...) au détriment des prairies et des terres cultivées (Fig. 3.28). En effet, les terres cultivées disparaissent totalement entre 1953 et 1983 alors que le taux d'occupation des prairies a été divisé par deux passant de 66 % en 1835 à 33 % en 2013. Par ailleurs, la surface boisée de fond de vallée a faiblement augmenté (3 à 12 %) entre 1835 et 1953, notamment vers Viella puis s'est stabilisée jusqu'à aujourd'hui.



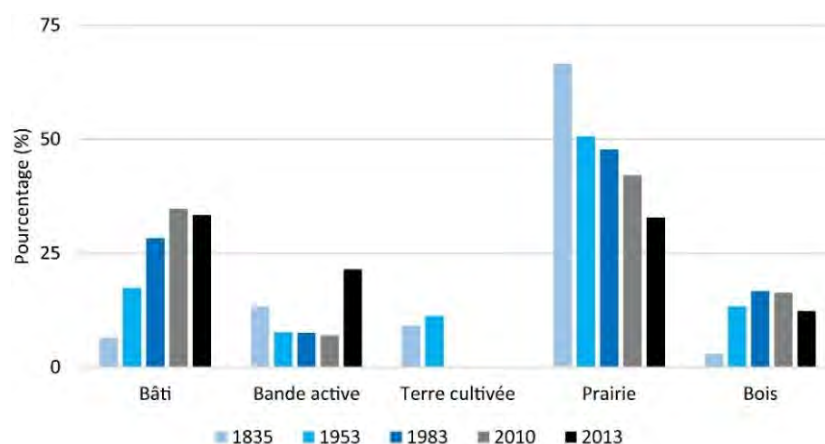


Figure 3.28 : Évolution des types d'occupation du sol sur le fond de vallée du bassin du Bastan. (Données issues de l'atelier de cartographie du département de Géographie de l'université Jean Jaurès avec le cadastre napoléonien de 1835, les photographies aériennes de 1953 et 1983 et les orthophotographies de l'IGN de 2010 et 2013).

Métaillié (1986), à travers des comparaisons photographiques du versant de la rive droite de la Pique en aval de Luchon (Montauban-de-Luchon), montre la forte dégradation des versants à la fin du 19^{ème} siècle. Sur le reste du versant, un reboisement spontané dès les années 1900-1910 est observé suite à l'arrêt progressif des activités agro-pastorales. Cependant, le paysage du reste de la vallée de la Pique aval a peu évolué au cours du 20^{ème} siècle (Métaillié, 1986). Henry (2012) démontre que ce sont surtout les vallées d'Oueil et du Larboust qui ont été les plus touchées par la déprise agro-pastorale. La recolonisation forestière spontanée s'est notamment opérée sur l'ombrée de ces bassins au cours du 20^{ème} siècle. D'après les travaux de Balent et Barrué-Pastor (1986) autour du village d'Oô, on observe une diminution de la moitié des surfaces de prairies de fauche et de champ entre 1920 et 1980 au profit de parcelles de pacage mais également de parcelles embroussaillées ou enforestées sur les pieds de versants (Fig. 3.29).

Alors que le massif pyrénéen s'est vidé de sa population au moment des vagues d'exode rural de la fin du 19^{ème} siècle et du milieu du 20^{ème} siècle, le bassin du Bastan et de la Pique ont été moins touchés. L'attrait du tourisme hivernal, estival et thermal, couplé à la survie des activités agro-pastorales a maintenu une certaine pression sur la ressource forestière. De plus, les altitudes élevées des têtes de bassin ont limité la reconquête forestière des hauts versants. En fond de vallée, l'urbanisation a progressé. Sur la partie basse des versants, le pâturage s'est maintenu en prenant la place des cultures. La fermeture du paysage par reboisement spontané suite à une déprise agro-pastorale a bien eu lieu mais semble localisée *e.g.* l'ombrée de la vallée du Larboust et de la vallée d'Oueil et les zones les plus pentues et éloignées dans la vallée du Bastan (Henry, 2012). Les masses forestières présentent malgré tout une tendance générale à la densification.

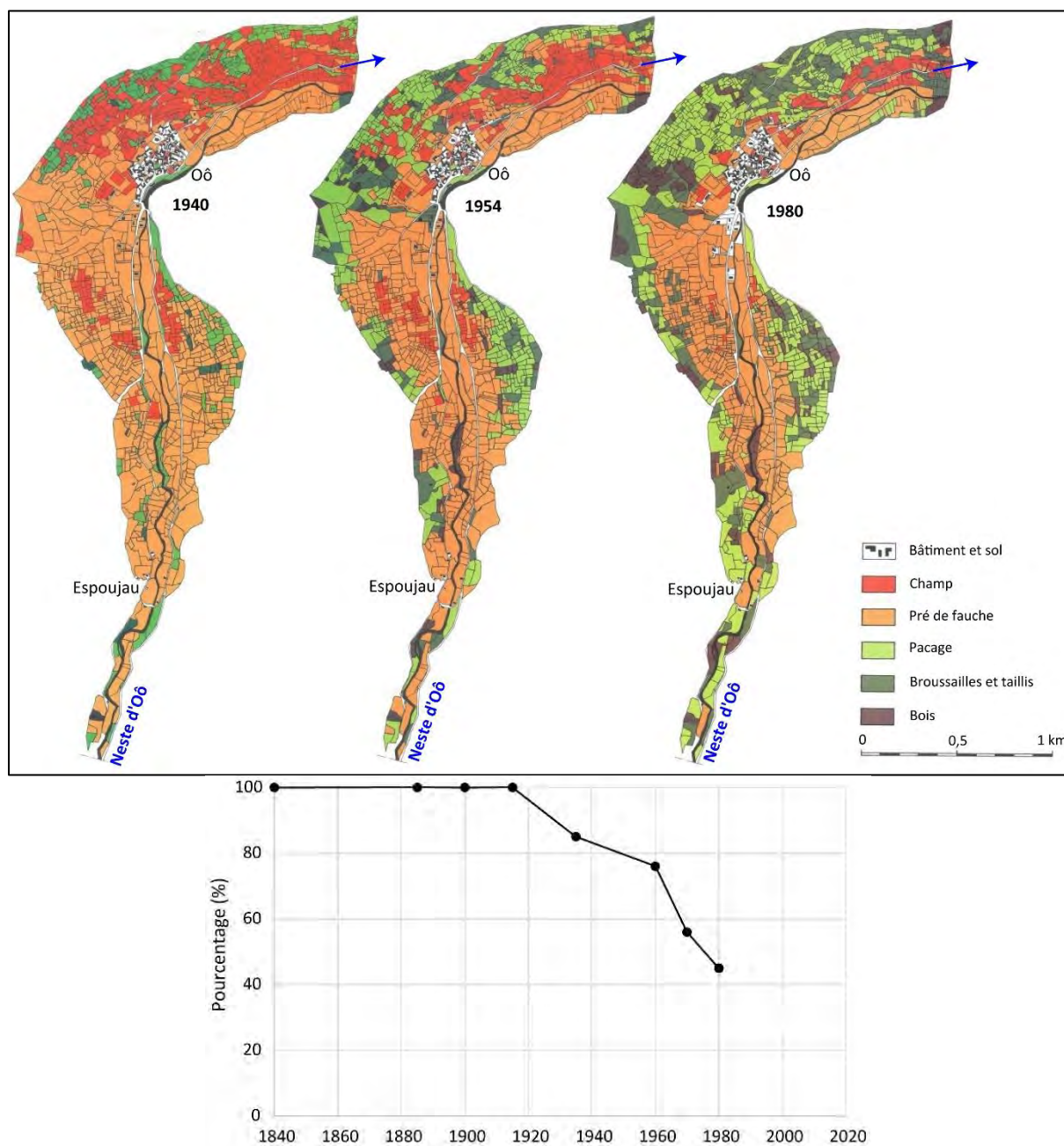


Figure 3.29: Évolution de l'occupation du sol dans le fond de vallée de la Neste d'Oô et graphique de l'évolution de la surface cadastrée occupée par les champs et les prairies de fauche (Balent et Barrué-Pastor, 1986).

3.3.2 - Les sociétés agro-sylvo-pastorales traditionnelles et les nouvelles activités économiques

L'Appellation d'Origine Contrôlée puis l'Appellation d'Origine Protégée « Mouton de Barèges-Gavarnie », décernées respectivement en 2003 et 2008, attestent de l'ancrage d'une forte tradition agro-pastorale dans les Hautes-Pyrénées. Parallèlement, le tourisme hivernal s'est développé à partir des années 1930-1940 avec la création des stations comme Barèges et Superbagnères (la première grande station pyrénéenne construite sur le modèle alpin) et encore plus après la 2nd Guerre Mondiale (Peyresourde et les Agudes devenues Peyragudes en 1988). Des versants entiers sont recouverts de

pelouse à des altitudes parfois inférieures à celle de la limite de l'arbre. Ces pelouses sont des zones très prisées pour le pâturage estival qui limite la dynamique de reboisement spontané des versants. A partir des années 1920, un développement très rapide de l'hydroélectricité s'est aussi produit dans les Pyrénées (Fig. 3.30). L'impact premier est économique pour les vallées concernées, qu'il s'agisse de la construction des infrastructures, de leur entretien ou de leur gestion ensuite. Sur nos deux bassins, le barrage d'Oô est mis en service en 1920, celui du Portillon en 1951, puis celui d'Escoubous sur le Bastan en 1954. Ces différents barrages modifient peu la connectivité sédimentaire dans la mesure où ils se sont installés sur des lacs préexistants. Néanmoins, ils ont sensiblement affecté les régimes hydrologiques par réduction de pics de crue et écrêtement des crues inférieures à la crue décennale, augmentation des débits hivernaux et baisses des débits estivaux (Assani et al., 2002 ; Mercier, 2000).

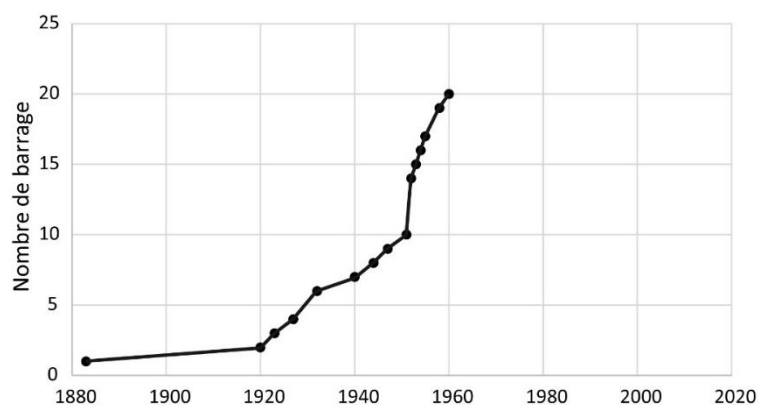


Figure 3.30 : Évolution du nombre de barrages EDF sur le territoire étudié.

Par ailleurs, les vallées des Hautes-Pyrénées et de la Haute-Garonne, contrairement aux vallées ariégeoises, n'ont jamais été très industrialisées ou proto-industrialisées (Peltier, 2005). Le prélèvement ligneux a été d'une manière générale beaucoup moins important, et il n'y a pas eu ici d'effet suite à l'arrêt brutal de la pression de l'industrie métallurgique sur les massifs forestiers. A partir des années 1910 pour le Bastan et 1925 pour la Pique, le système est entré dans une phase de résilience suite à la crise agro-pastorale et paysagère. Les zones sédimentaires sources se sont petit à petit déconnectées, principalement sous l'effet des corrections RTM. L'exode rural de la fin du 19^{ème} siècle, s'est poursuivi sur la première moitié du 20^{ème} siècle et le poids de la pression agro-pastorale s'est altéré, influençant les dynamiques paysagères surtout à partir des années 1950. Ces dynamiques se sont opérées par abandon des terres cultivées et prairies au profit d'urbanisation et de prairie en fond de vallée, de forêt de pied de versant (bassin d'Oô) ou en zones pentues éloignées (bassin du Bastan). Cependant, ces dynamiques paysagères semblent assez lentes comparativement aux dynamiques régionales.

4 – Ajustements morphologiques des bandes actives et forçages associés

Depuis la fin du PAG, le contexte hydro-sédimentaire pyrénéen s'est transformé. En fond de vallée, les mutations enregistrées par les chenaux torrentiels et les bandes actives reflètent l'évolution de la connectivité sédimentaire de l'ensemble du bassin. En effet, un apport de matériaux important mais surtout récurrent aura tendance à permettre le maintien d'une bande active assez large. *A contrario*, des apports limités et rares fixent le chenal sur une faible largeur et/ou favorisent l'incision. On ne parle plus alors de bande active mais uniquement de chenal torrentiel. Comparé aux Alpes, le massif pyrénéen est plus humide et moins continental. La dynamique de recolonisation végétale y est globalement plus rapide et peut donc entraîner une fermeture rapide des bandes actives en chenal torrentiel à ripisylve. Pour rappel, les tronçons des torrents étudiés dans cette partie ont été les plus morphogènes du massif lors de la crue de juin 2013. Cette évolution est documentée d'abord par les comparaisons photographiques puis cartographiques.

Afin de faciliter la lecture des forçages influençant l'évolution des bandes actives, nous utiliserons d'une part le terme de rétraction pour parler de la réduction rapide de la largeur des bandes actives sous influence anthropique lié aux travaux post-crue, et d'autre part le terme de contraction pour caractériser la réduction de largeur sur un pas de temps plus long comme un ajustement lié à un ou plusieurs forçages.

4.1 - Comparaison photographique sur la 1^{ère} moitié du 20^{ème} siècle

La première moitié du 20^{ème} siècle est une période marquée par une moindre production d'archives et l'absence de photographies aériennes. Hormis sur la Neste d'Oô en 1921, l'utilisation de photographies aériennes sur l'ensemble d'un tronçon n'est rendue possible qu'à partir des années 1940/1950. Afin de pallier ce manque d'information, une campagne de re-photographie a été réalisée sur le Bastan (Fig. 3.31 et 32), sur la Neste d'Oô (Fig. 3.33) et sur le Lys (Fig. 3.34), pour permettre d'exploiter les photographies obliques anciennes et les cartes postales. Ce travail permet d'appréhender qualitativement les tendances d'évolution de la géométrie du chenal au cours de la première moitié du 20^{ème} siècle. Les photographies actuelles ont été prises entre 2015 et 2018, soit quelques années après la crue de 2013 en pleine période d'ajustements du chenal et de recolonisation végétale progressive de la bande active. L'analyse des photographies anciennes suppose de les replacer dans leur contexte et d'identifier la proximité et l'intensité de la crue passée la plus proche.

4.1.1 - Le bassin du Bastan

Sur le Bastan, on observe une géométrie similaire entre la première moitié du 20^{ème} siècle et aujourd'hui sur la plaine de Tournaboup (Fig. 3.31A, B, C et D) et à Betpouey (Fig. 3.31I et J) dans les périodes de relaxation post-crue de 1897 et 2013. Seules les photographies de la confluence entre le Bastan et la Glère (Fig. 3.31E et F) montrent une largeur supérieure en 2017. Dans ce cas, la proximité de la crue de 2013 à la photographie de 2017 par rapport à la proximité de la crue de 1897 à la photographie (entre 1930 et 1937) peut l'expliquer. Une dynamique d'incision, difficilement quantifiable, semble s'être mise en place d'après les photographies au Pont de Sers et à hauteur de Viella (Fig. 3.31 G, H, K, L). Cela confirme les observations faites lors de la crue de 2013 avec une incision de plus de deux mètres dans la traversée de Barèges, à Betpouey (GeoDiag, 2014) ainsi que sur la plaine de Tournaboup. Au-delà de la comparaison entre la crue de 1897 et 2013 menée par la CACG (1996), la comparaison de la figure 3.32 nous permet d'estimer que l'élargissement de la bande active après ces deux épisodes a été du même ordre de grandeur. La crue de 1897 sera donc notre référence pour quantifier l'évolution de la bande active sur le Bastan.

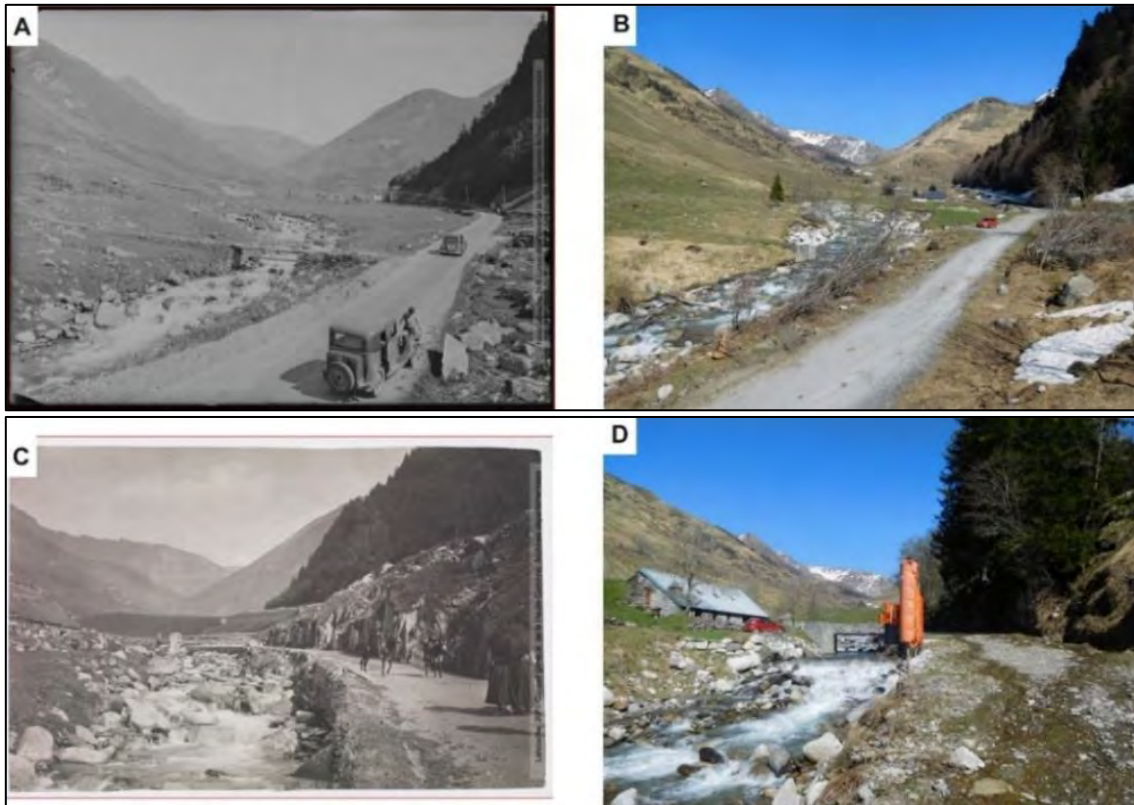




Figure 3.31 : Comparaison photographique du bassin du Bastan. A : Plaine de Tournaboup entre 1920 et 1950 (AD65) ; B : Plaine de Tournaboup en avril 2017 ; C : Plaine de Tournaboup entre 1900 et 1940 (AD65) ; D : Plaine de Tournaboup en avril 2017 ; E : La confluence Bastan-Glère entre 1930 et 1937 (AD65) ; F : La confluence Bastan-Glère en avril 2017 ; G : Pont de Sers (AD65) ; H : Pont de Sers en juin 2018 ; I : Betpouey entre 1900 et 1920 (AD65) ; J : Betpouey en mai 2017 ; K : Route du Tourmalet à Viella entre 1904 et 1914 (AD65) ; L : Route du Tourmalet à Viella en juin 2018.

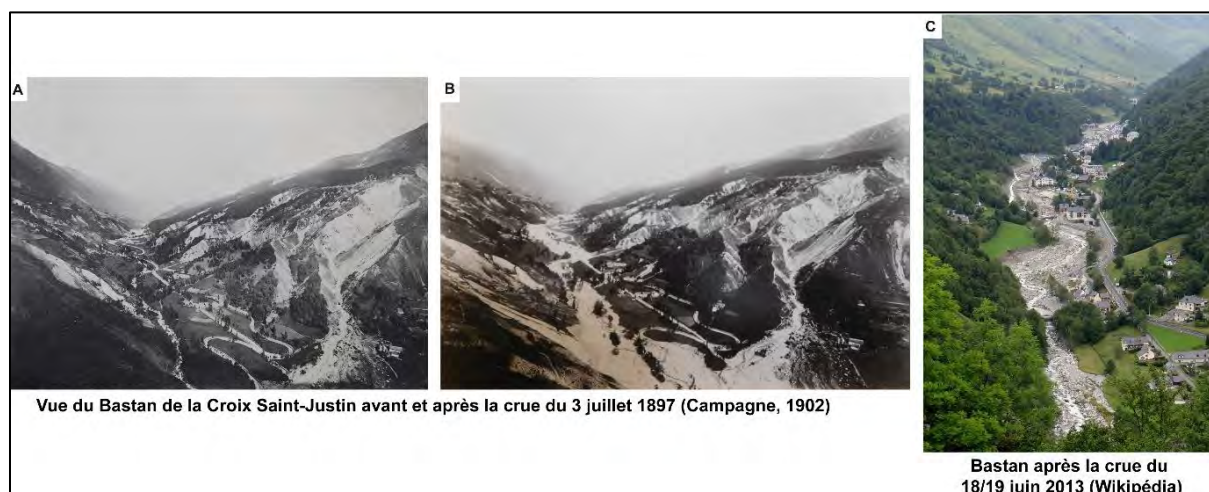


Figure 3.32 : Comparaison photographique de la crue de 1897 et 2013 sur le torrent du Bastan.

4.1.2 - Les bassins de la Neste d'Oô et du Lys

Sur la Neste d'Oô, les sites touristiques des Granges d'Astau et du lac d'Oô sont les lieux qui concentrent le plus de clichés anciens. Il est difficile d'y analyser l'évolution de la géométrie du chenal mais on observe ici une zone de divagation en multiples chenaux non incisés (Fig. 3.33), que ce soit au début du 20^{ème} siècle ou aujourd'hui. Il est à noter toutefois une dynamique de reboisement des formations superficielles de bas de versant notamment sur le cône du torrent de Médassoles en rive droite, voire même en fond de vallée (Fig. 3.33B et C).

Les photographies du Lys montrent une végétation similaire à l'actuelle sauf sur le cône de Coume Nère (Fig. 3.34A et B). Sur cette comparaison, le torrent, deux ans après la crue de 2013, est logiquement bien plus large qu'en 1930-1937 soit une dizaine d'années après la crue de 1925. Cela indique par ailleurs, une forte résilience du système par recolonisation rapide et efficace de la végétation. La comparaison entre 1925 et 2015, soit la comparaison entre les effets des crues de 1925 et 2013 montre une largeur et une granulométrie identique du chenal (Fig. 3.34C et D). La présence d'érosions de berges, du cône de déjection de la Houradade en rive droite en 2015, semble montrer une incision. Elle est du même ordre de grandeur que celle observée sur les chenaux du cône du torrent de la Houradade (Fig. 3.19C). En revanche, les photographies plus en aval du fond de la vallée du Lys mettent toutes en évidence un chenal unique peu incisé et de largeur constante (Fig. 3.34E, F, G et H).

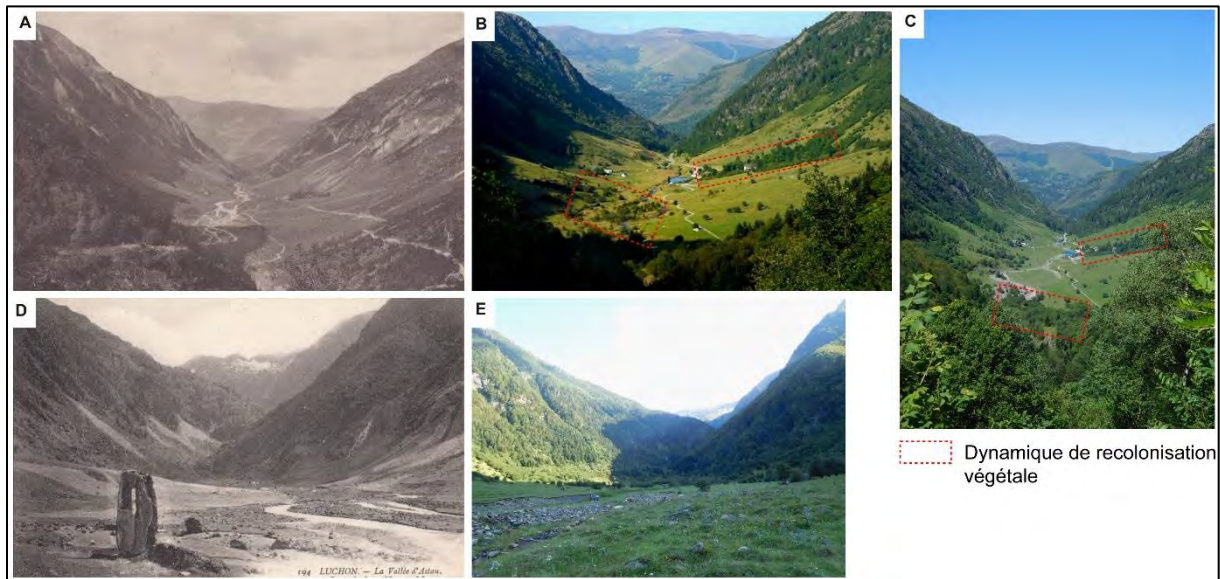
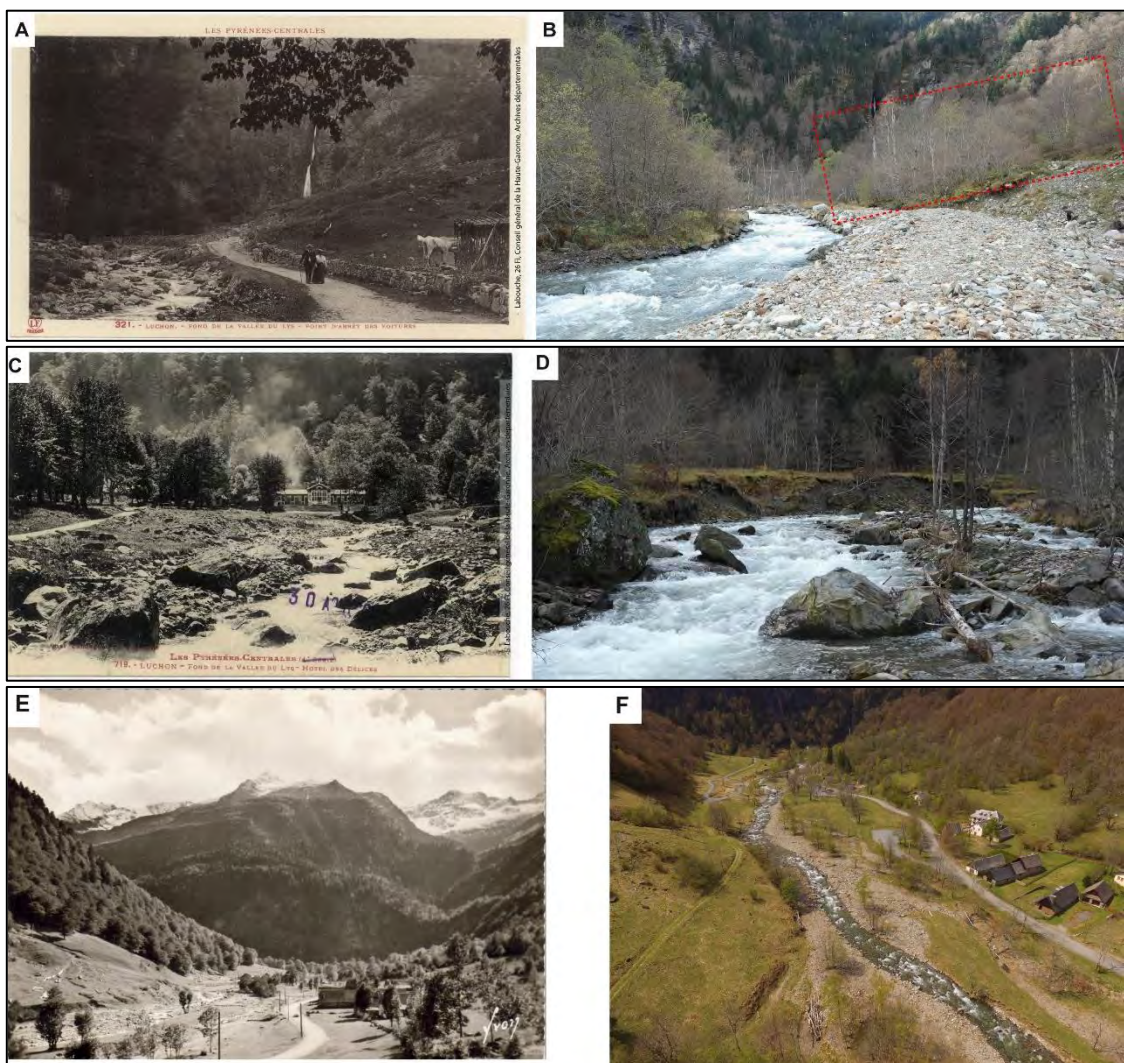


Figure 3.33 : Comparaison photographique de la Neste d'Oô aux Granges d'Astau. A : Plaine des Granges d'Astau entre 1900 et 1940 (Delcampe.net) ; B : Plaine des Granges d'Astau en 2011 (Lionel Ruhier) ; C : Plaine des Granges d'Astau en juin 2018 ; D : Plaine des Granges d'Astau entre 1900 et 1940 (Delcampe.net) ; E : Plaine des Granges d'Astau en juin 2018.



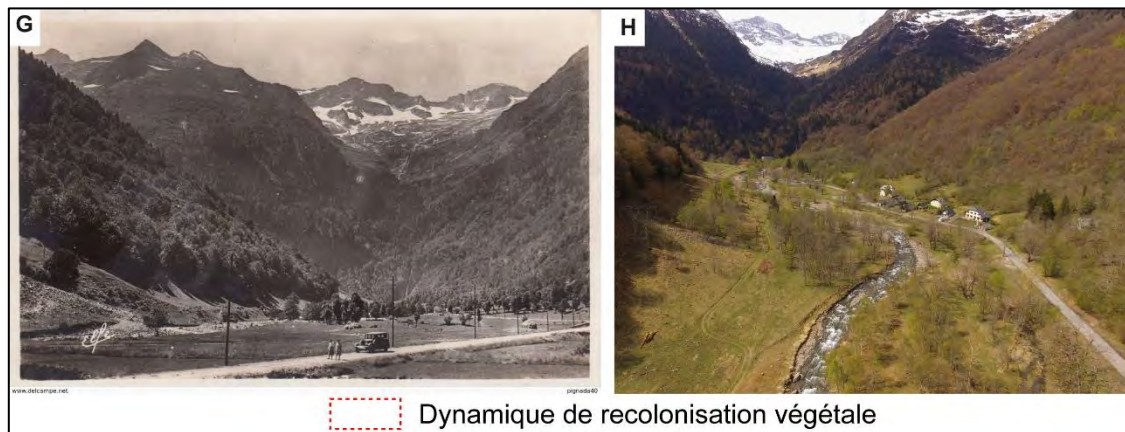


Figure 3.34 : Comparaison photographique du torrent du Lys. A : Torrent du Lys à la cascade d'Enfer entre 1930 et 1937 (AD31) ; B : Torrent du Lys à la cascade d'Enfer en novembre 2015 ; C : Torrent du Lys en 1925 (AD31) ; D : Torrent du Lys en novembre 2015 ; E : Vallée du Lys non datée (Delcampe.net) ; F : Vallée du Lys en mai 2017 ; G : Vallée du Lys entre 1940 et 1950 (Delcampe.net) ; H : Vallée du Lys en mai 2017.

Globalement, la largeur des torrents étudiés au cours de la première moitié du 20^{ème} siècle est assez proche de l'actuel, soit cinq ans après la crue. Cependant, les chenaux sont encore bien plus larges sur ces tronçons qu'avant la crue de 2013. Les torrents pyrénéens n'ont jamais été réputés comme développant de larges bandes actives comme certains torrents des fonds de vallées alpines. La comparaison photographique le montre déjà sur la première moitié du 20^{ème} siècle avec des chenaux relativement contractés ou en voie de contraction. Observée en plusieurs points lors de la crue de 2013, l'incision est également une tendance locale qui ressort de cette comparaison de photographie.

4.2 - Comparaison cartographique

La comparaison photographique, entre la crue de 2013 et celles de 1897 sur le Bastan, et 1925 sur le Lys, permet de montrer des élargissements des bandes actives du même ordre de grandeur. Pour compenser l'absence de photographies aériennes sur la première moitié du 20^{ème} siècle, les largeurs de bandes actives des crues de 1897 et 1925 sont considérées comme similaires à la crue de 2013, respectivement sur le torrent du Bastan et du Lys, et sont intégrées à l'analyse.

4.2.1 - Le Bastan

L'analyse diachronique par comparaison du cadastre napoléonien, de photographies aériennes et d'orthophotographies depuis la confluence du torrent Dets Coubous jusqu'à celle avec le gave de Pau révèle une contraction de la bande active de 15m entre 1835 et 2010, entrecoupée de la crue de 1897.

Durant la période de calme hydrologique (des années 1950 à 2000), la contraction est de 5 m entre 1954 et 2010. La largeur moyenne de la bande active sur ce tronçon de 11,3 km est passée de 15 m en 1954 à 9,8 m en 2010 selon la méthode du ratio surface bande active et longueur du tronçon (Fig. 3.35), ou de 16 m à 10,5 m selon la méthode de la moyenne des transects (Fig. 3.36). La bande active s'est progressivement contractée en un chenal unique bordé par la ripisylve.

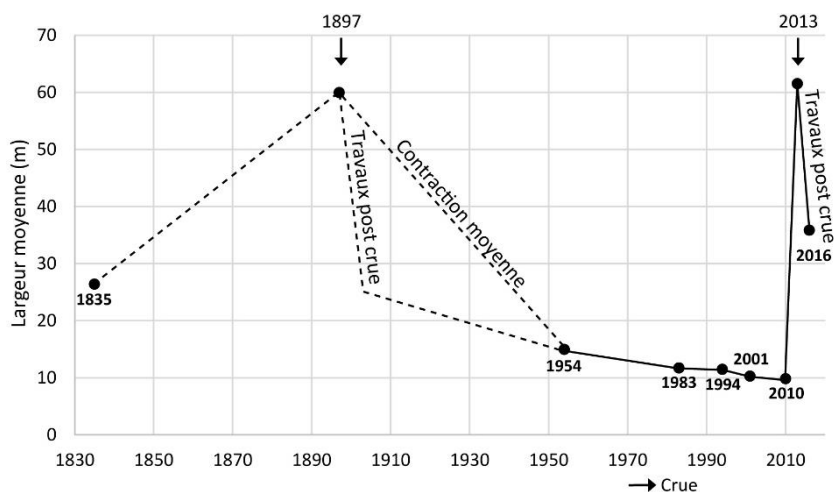


Figure 3.35 : Évolution de la largeur moyenne de la bande active du Bastan.

Depuis 1954, les crues morphogènes référencées dans la BD RTM *i.e.* en 1994, 1996 et 2001, n'ont eu aucun impact sur la géométrie du chenal. La contraction est plus marquée dans la plaine d'Esterre (amont de Luz-St-Sauveur), en aval de Barèges ainsi que dans la plaine de Tournaboup (Fig. 3.36). La crue de 2013 a élargi le chenal de 524 %, soit le passage d'un chenal de 10,5 m à une bande active de 65,8 m notamment en aval de Barèges, en aval de Betpouey, sur la plaine d'Esterre et sur le cône de déjection de Luz. L'élargissement s'est produit selon des modalités différentes : alors qu'en amont l'élargissement résulte d'une érosion des berges et de la plaine alluviale, à l'aval, notamment sur le cône alluvial de Luz, les processus de dépôts dominent. On remarque également qu'en 1835 les secteurs en aval de Barèges, la plaine d'Esterre et le cône de Luz étaient déjà bien élargis.

Partie 3 : Trajectoires hydro-sédimentaires et forçages associés dans les Pyrénées centrales : l'exemple des bassins du Luchonnais et du Bastan

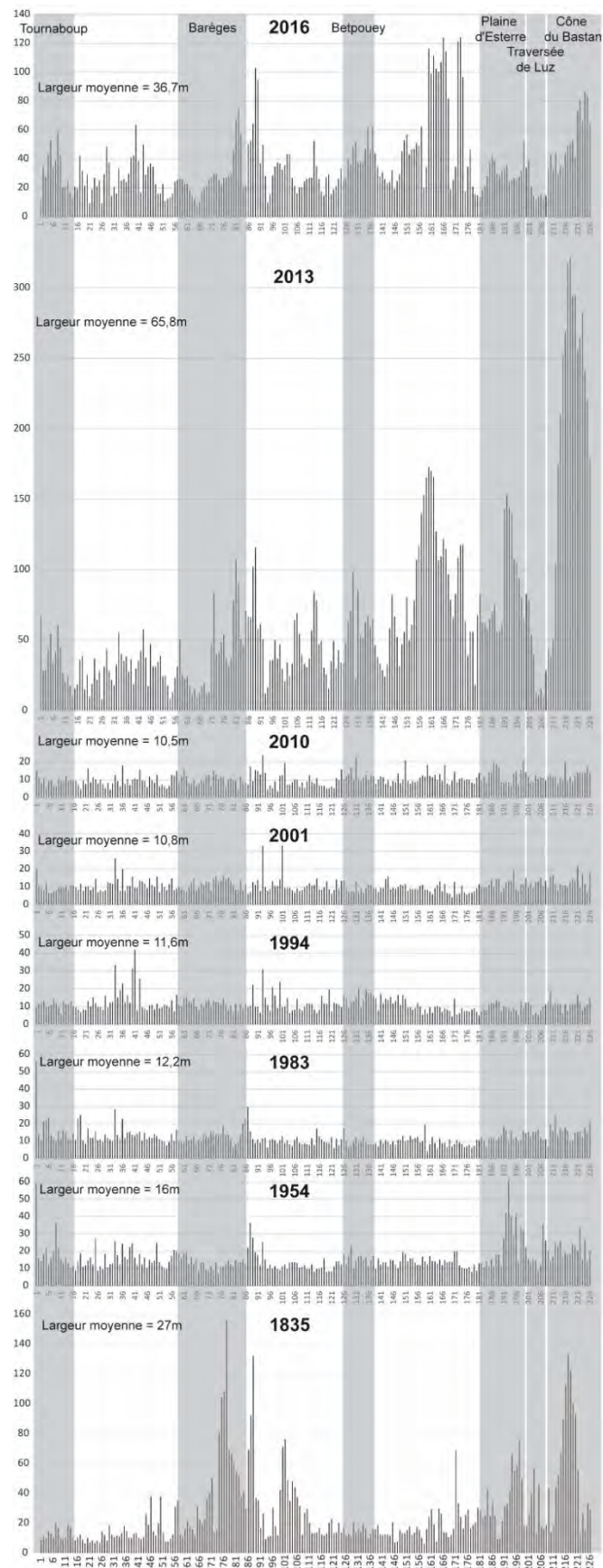


Figure 3.36 : Évolution de la largeur de la bande active du Bastan (n=226 transects).

Entre juillet 2013 et août 2016, la rétraction a été importante et brutale, avoisinant 30 m en moyenne. Cette rapidité s'explique avant tout par les travaux post-crue dont une grande partie se situe dans le lit majeur, comme la réfection de la route entre Luz-St-Sauveur et Barèges. De même, certaines parcelles érodées par le torrent ont été remblayées puis ré-enherbées pour un retour rapide à l'usage pastoral. La figure 3.37 montre une rétraction de plus de 50 % de la largeur de la bande active sur ces 4 tronçons avec :

- A : des remblais pour reconstruire la route et stabiliser le glissement de terrain des Artiguettes. Les berges de rive gauche ont été enrochées ;
- B : des remblais en rive gauche pour reconstruire la route alors qu'en rive droite, les pâturages ont été réaménagés et sont en cours de ré-engazonnement ;
- C : sur la plaine d'Esterre, en rive gauche les dépôts ont été évacués et les terrains remblayés afin d'y reconstruire les campings et le parking. En rive droite, quelques pâturages sont en cours de ré-engazonnement. De part et d'autre, les berges ont été stabilisées et renforcées et le chenal re-calibré ;
- D : sur le cône de déjection de Luz, le Bastan a également été re-calibré avec des digues enrochées. En rive droite, les dépôts ont été rapidement recouverts de terre et ré-engazonnés à la suite de la crue.

En 2016, date de la dernière orthophotographie prise en compte dans notre analyse, les travaux n'étaient pas encore achevés, ce qui laisse penser que la rétraction rapide d'origine anthropique pourrait encore s'accroître pendant les prochaines années.

La rétraction brutale de la bande active, suite à la crue de juin 2013, est pour le moment uniquement d'origine anthropique, liée aux travaux de réaménagement du chenal et des berges. C'est seulement à partir de 2018 que la végétation a commencé à reprendre ses droits dans la bande active après que les travaux aient été réalisés rapidement après la crue.

A l'instar de cette rétraction post-crue, de nombreux travaux avaient également été effectués après la crue de 1897 notamment pour la réfection de la voirie et des pâturages adjacents, permettant de supposer qu'une rétraction brutale soit survenue sur la période 1897-1905.

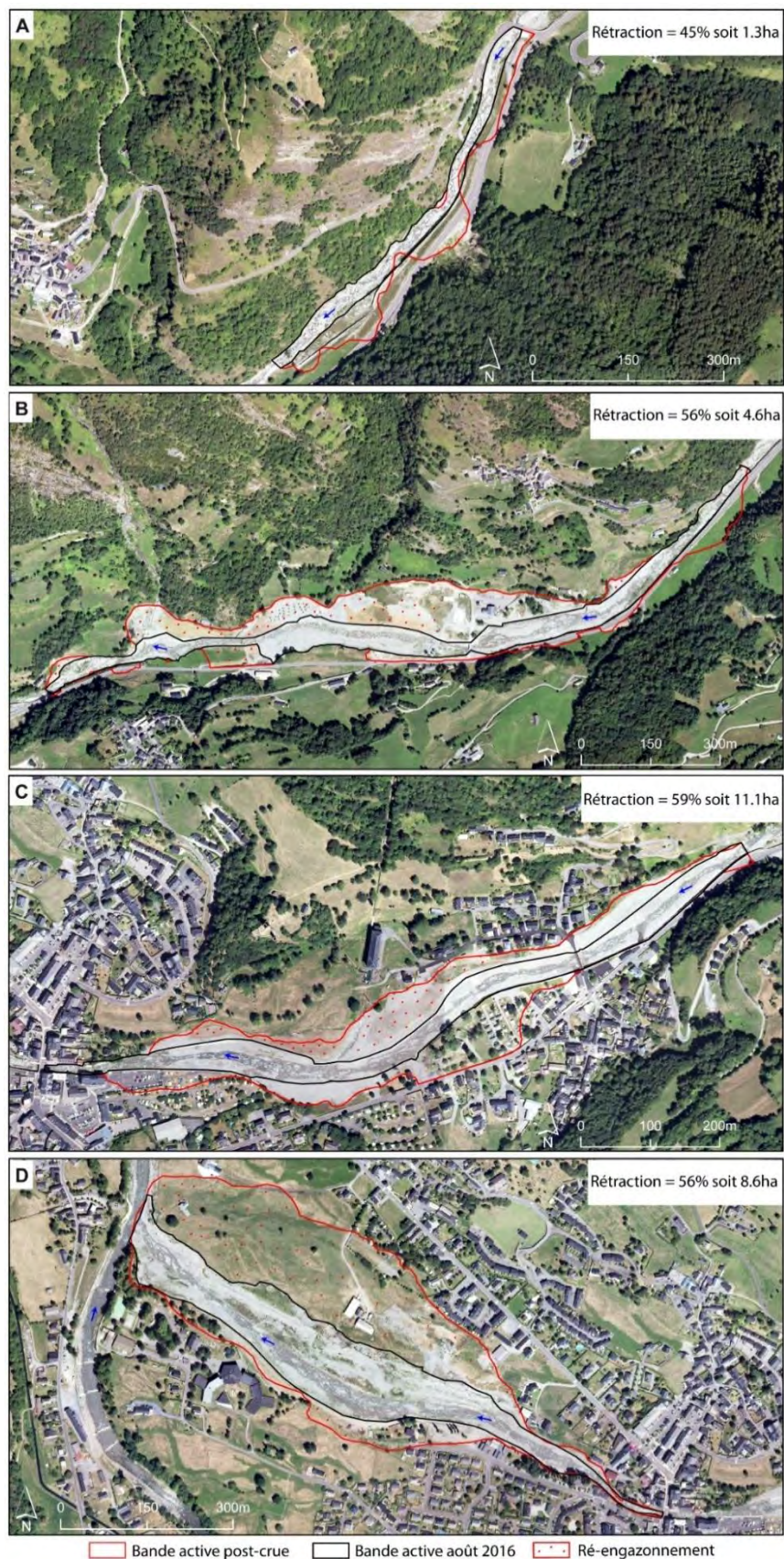


Figure 3.37 : Rétraction de la bande active du Bastan suite aux travaux post-cruie. A : Aval du Pont de Sers ; B : Viella ; C : Plaine d'Esterre ; D : Cône de déjection de Luz.

4.2.2 - Le Luchonnais

Dans les vallées du Lys et de la Neste d'Oô, la contraction de la bande active n'a pas été aussi régulière et progressive que sur le Bastan entre les deux crues de référence (Fig. 3.38 et 3.39). Sur le Lys, on considère que la crue de 1925 a élargi la bande active à hauteur de la crue de 2013. La première photographie aérienne exploitable est de 1942. Cette année-là, le chenal porte encore les stigmates des crues de 1925 et/ou 1937 avec une largeur moyenne de 33 m sur les 44 transects (Fig. 3.41). Entre 1942 et 2010, la largeur de la bande active a, en moyenne, diminué de près de 20 m (14,6 m en 2010), notamment au niveau de la confluence avec le torrent de la Houradade (en amont du parking de l'Auberge). Cependant entre 1980 et 1985, la largeur moyenne de la bande active a ré-augmenté de 25 % (soit plus de 3 m) en réponse à la crue de 1982 (Fig. 3.38) qui a donc été morphogène. Cet élargissement n'est cependant en rien comparable avec celui lié à la crue de 2013 où le chenal s'est élargi de 168 %, soit une augmentation de 25 m en moyenne. Entre 2013 et 2016, la végétation n'a pas encore recolonisé le lit majeur. Mais au niveau de l'ancien parking de l'Auberge, le chenal a été recalibré avec les dépôts de crue qui forment aujourd'hui une digue. Ce tronçon de 2,3 km est la zone de rétraction majeure depuis la crue car peu de travaux post-crue ont été effectués sur le reste du tronçon.

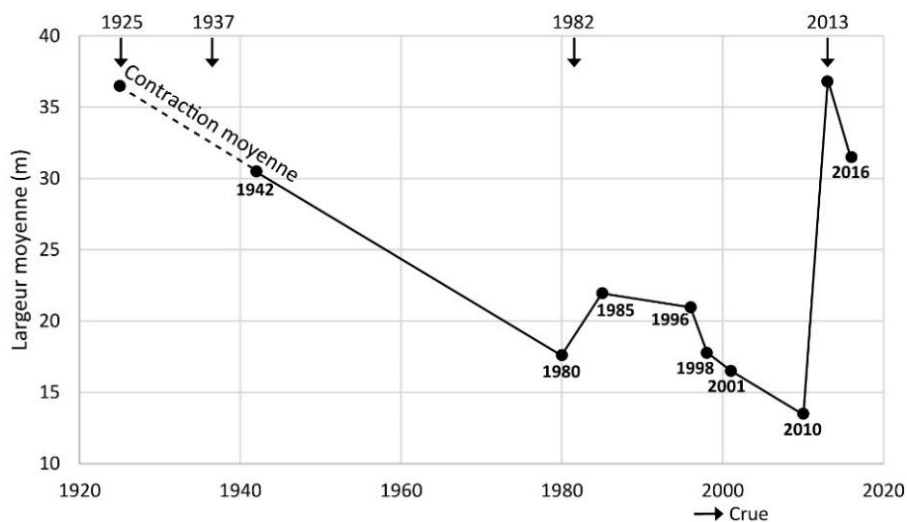


Figure 3.38 : Graphique de l'évolution de la largeur moyenne de la bande active du Lys.

A titre de comparaison, la Neste d'Oô sur le secteur des Granges d'Astau montre également une réactivité de la bande active face aux crues (Fig. 3.39). La crue de 1925 et/ou 1937 a/ont provoqué un élargissement d'environ 10 m et celle de 1952 un élargissement de 8 m en moyenne. Entre 1970 et 1977, la largeur du chenal est passée de 23,8 m à 40,8 m de largeur moyenne à la suite de la crue de 1972 et/ou 1977. Entre 1977 et 2010, la Neste d'Oô (aux Granges d'Astau) a connu une phase de

contraction, et ce malgré la crue de 1982. Fort logiquement, ce secteur a été très réactif en 2013 avec une augmentation de la largeur moyenne de plus de 50 m, sans commune mesure avec les élargissements enregistrés lors des événements précédents (Fig. 3.40). Au printemps et à l'été 2016, un chantier de terrassement et d'engazonnement des dépôts de crue a provoqué une rétraction rapide de la bande active (Fig. 3.40). A l'été 2018, la végétation était repartie faisant gagner plus de 40 ha de pâturage au détriment de la bande active.

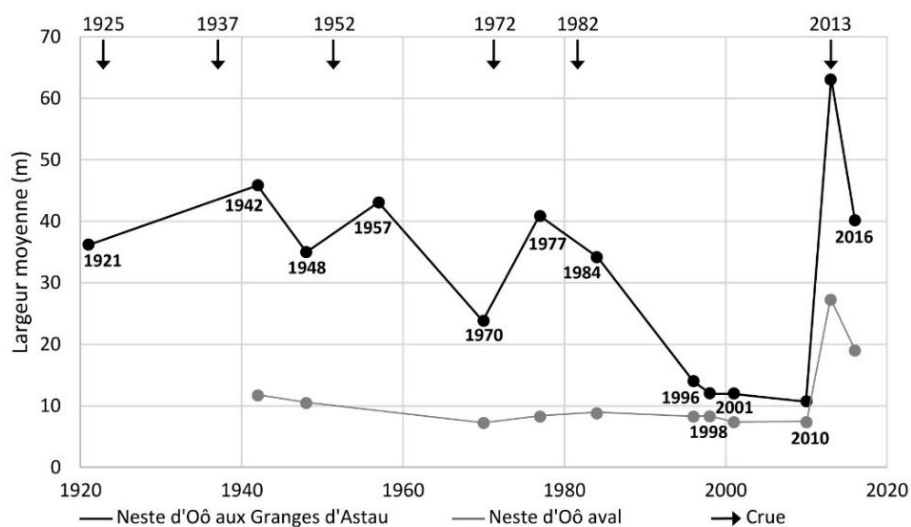


Figure 3.39 : Graphique de l'évolution de la largeur moyenne de la bande active de la Neste d'Oô.

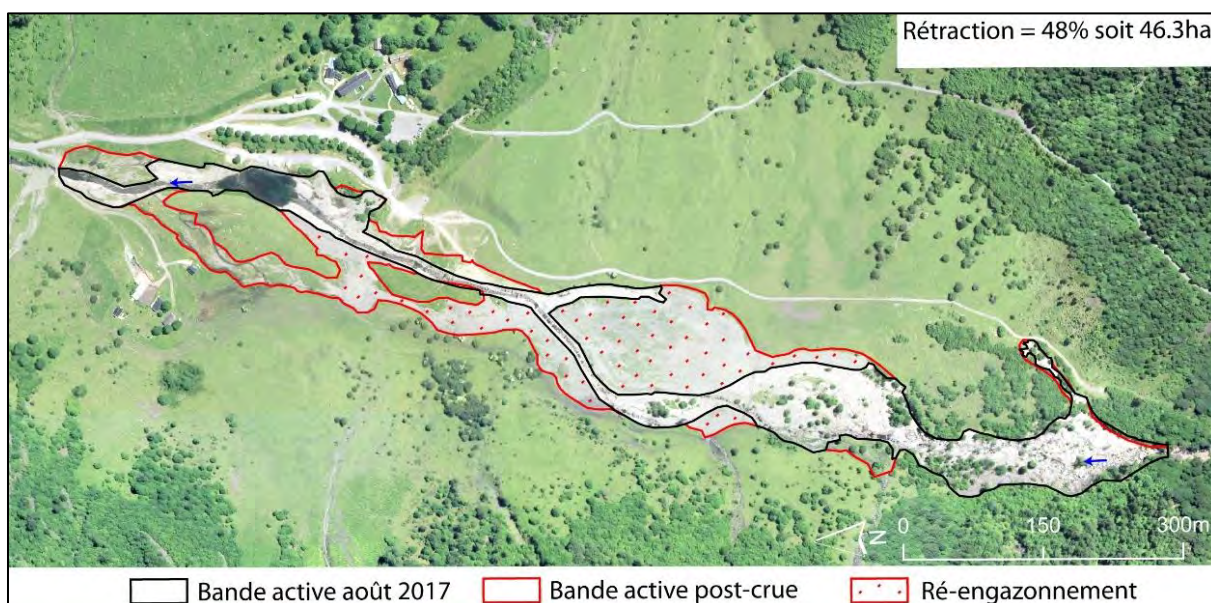


Figure 3.40 : Rétraction de la bande active suite aux travaux aux Granges d'Astau.

Le Lys amont et la Neste d'Oô aux Granges d'Astau sont les zones les plus réactives qui ont été étudiées. Situées en sortie de gorge et de verrou quand le fond de vallée s'élargit, ces plaines alluviales sont des lieux de divagations privilégiés. La Neste d'Oô aval (du Pont des Granges d'Astau jusqu'au village d'Oô)

a été moins réactive et présente une dynamique proche de celle observée sur le Bastan. La tendance a été à la contraction du chenal/bande active, avec une largeur moyenne allant de 11,7 m en 1942 à 7,3 m en 2010 sans évolution majeure perceptible après les crues de 1952, 1972, 1977 et 1982 (Fig. 3.39). La faible mobilité du chenal sur un tronçon de 3,6 km n'a pas empêché la Neste d'Oô de s'élargir et d'inciser lors de la crue de 2013 dans le secteur d'Espoujau (amont du village d'Oô). Si l'incision est de 3 à 4 m, l'élargissement a été de plus de 80 m sur certains transects et a très peu évolué depuis la crue (Fig. 3.39). On remarque néanmoins que ce secteur en 1942 et 1948 était déjà un lieu plus large que le reste de la Neste d'Oô aval.

Partie 3 : Trajectoires hydro-sédimentaires et forçages associés dans les Pyrénées centrales : l'exemple des bassins du Luchonnais et du Bastan

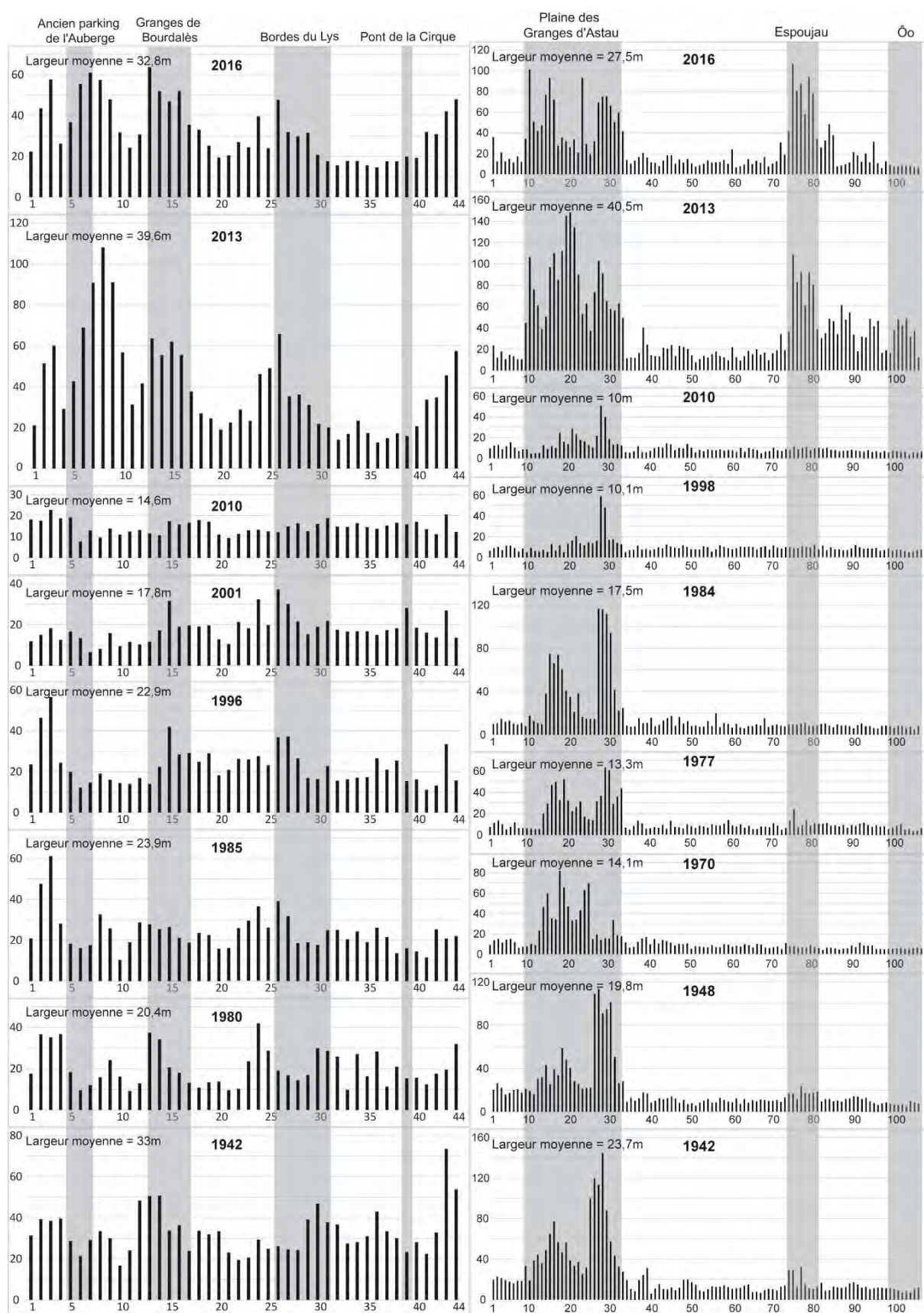


Figure 3.41 et 42 : Évolution de la largeur de la bande active du Lys (n=44 transects) et de la Neste d'Oô (n=106 transects).

4.2.3 - Le bassin de la Neste de Badet

Dans la mesure où les trois bandes actives ci-dessus ont fait l'objet d'aménagements en lit majeur, il est parfois difficile d'individualiser la contraction de la rétraction, il a donc été décidé d'ajouter l'étude d'une quatrième bande active dans les Pyrénées centrales. Il s'agit du bassin de la Neste de Badet, à la source de la Neste d'Aure, qui fait partie, avec les trois précédents, des bassins les plus actifs lors de la crue de juin 2013. Ce bassin est intéressant à analyser à plus d'un titre. De prime abord, son fond de vallée n'est pas ou peu anthropisé, et reflète donc les dynamiques naturelles de contractions et d'élargissements. Par ailleurs, les torrents élémentaires coulent sur des versants peu boisés.

Jusqu'à l'installation de la station de ski de Piau-Engaly en 1971, ce bassin, très minéral, a été peu documenté par les sources historiques et n'a donc pas été inclus dans l'analyse diachronique. Il est de plus haute altitude que les trois autres, en partie situé à l'étage supra-forestier, et s'étend sur 21 km² de 1408 m à 3173 m. Il est présenté de façon plus détaillée dans la partie 4 (page 182).

Comme sur le Lys ou dans le secteur des granges d'Astau, la bande active de la Neste de Badet présente une forte réactivité aux événements torrentiels. Son étude diachronique peut débuter à partir de 1951 sur un tronçon de 3,9 km. La largeur moyenne de la bande active atteint son extension maximale sur la période analysée en 1954 (38,7m), suite à la crue de 1952 (Fig. 3.44). Ensuite, jusqu'à la crue de 2013, la bande active s'est régulièrement contractée pour atteindre 16,3 m de largeur moyenne en 2010. Comme sur le Lys, une rupture est observée entre 1978 et 1983, lié sans doute à la crue de 1982. Cet événement a provoqué un élargissement de la bande active d'environ 7 m. La crue de 2013 n'a pas permis la réactivation de la totalité de la largeur de la bande active observée en 1954 dans la partie aval mais les a dépassées dans la partie amont (Fig. 3.43). Cependant, la variation entre 2010 et 2013 (103 %) a été plus importante que celle enregistrée entre 1951 et 1954 (20 %).

On observe donc une tendance à la contraction de la bande active sur la seconde moitié du 20^{ème} siècle et ce, malgré le sursaut de la crue de 1982. Depuis la crue de 2013, aucune campagne de travaux n'a été menée dans le chenal. Sur les trois bassins versants précédents, la rétraction depuis 2013 a été plus brutale que la contraction enregistrée depuis les années 1950, essentiellement commandée par les réaménagements anthropiques. Sur la Neste de Badet, où ces réaménagements sont absents, on observe une contraction depuis 2013 qui suit le même rythme que la contraction observée entre 1954 et 1978.

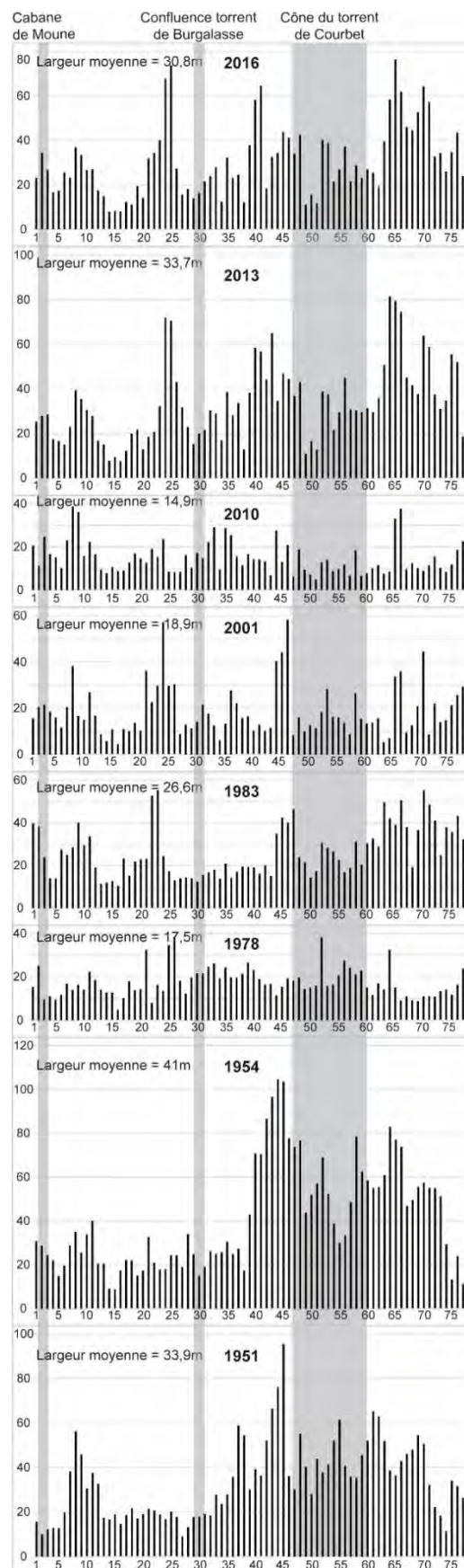


Figure 3.43 : Évolution de la largeur de la bande active de la Neste de Badet (n=77 transects).

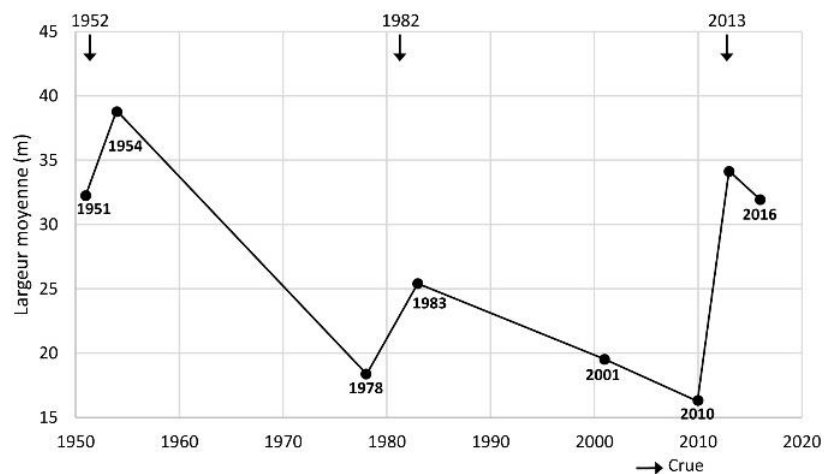


Figure 3.44 : Évolution de la largeur moyenne de la bande active de la Neste de Badet.

L'étude de ces quatre tronçons met en évidence d'une part, la contraction générale des bandes actives sur la seconde moitié du 20^{ème} siècle et, d'autre part, la variabilité de la réponse des bandes actives face aux crues morphogènes. En effet, les bandes actives du Bastan et de la Neste d'Oô aval semblent répondre uniquement aux crues rares. Les crues inférieures à la crue cinquantennale n'ont qu'un impact limité sur la géométrie de ces chenaux. Malgré la tendance à la contraction, les bandes actives du Lys, de la Neste d'Oô aux Granges d'Astau et de la Neste de Badet ont été plus réactives, notamment lors des crues de 1952 et 1982 mais rien de comparable avec la crue de juin 2013.

5 - Des dynamiques spécifiques inhérentes à différents forçages

Il s'agit ici de mettre en lien l'évolution du contexte hydro-sédimentaire et la dynamique des bandes actives avec les différents forçages *i.e.* variabilité hydro-climatique, évolution paysagère et socio-économique. Si la dynamique commune est à la contraction de la bande active et à la fermeture lente de certains milieux, entrecoupée de temps d'arrêt liés à des événements majeurs, chaque bassin possède ses spécificités qui doivent être abordées selon une approche systémique. L'objectif secondaire, à la lumière des dynamiques observées dans d'autres vallées proches ou dans d'autres massifs, est d'étudier les potentielles spécificités de ces bassins.

5.1 - Les scénarios d'évolution

5.1.1 - Le bassin versant du Bastan

Le bassin du Bastan est un bassin atypique dans les Pyrénées centrales. C'est un des plus grands bassins versants secondaires du territoire étudié, dans lequel le Bastan s'écoule selon une forte pente dans des dépôts fluvio-glacio-torrentiels. Surnommée « la vallée aux catastrophes », c'est la vitrine des travaux RTM dans les Pyrénées ainsi qu'une vallée thermale renommée. Son évolution est déclinée en différentes périodes au sein desquelles sont synthétisés l'évolution des différents forçages de la dynamique hydro-sédimentaire et des ajustements de la bande active :

- **1830 – 1850** : en 1835, la bande active était plus large d'environ 15 m par rapport à 2010, soit un rapport de 2,5. A cette date, la crue la plus proche a été celle de 1833 qui n'a pas fait de dégâts matériels dans le bassin. Cette période coïncide avec le maximum de population avant le début de l'exode rural. C'est également la période de la « dégradation de la montagne » liée à la forte pression agro-pastorale sur les versants ;
- **1850 – 1897** : c'est une période durant laquelle la crise agropastorale, paysagère voire érosive s'est produite dans le bassin. L'exode rural s'est poursuivi mais de manière plutôt progressive et lente car parallèlement s'est développé le thermalisme à Barèges et Saint-Sauveur. La dégradation du bassin est poussée à son paroxysme. Sur fond d'événements hydro-climatiques intenses et de développement du thermalisme, la prise de conscience s'est concrétisée et les travaux RTM ont démarré pour, dans un premier temps, corriger les couloirs avalancheux. Nous n'avons pas de mesure de bande active durant cette période mais la récurrence importante d'événements torrentiels dans le Bastan et ses tributaires nous permet d'affirmer que la connectivité sédimentaire était très efficace comparée à la période actuelle ;

- **1897 – 1910** : la crue centennale de 1897 et sa période post-crue ont marqué un tournant majeur dans la dynamique hydro-sédimentaire du bassin versant. Cette crue a réorienté les travaux RTM sur les couloirs producteurs de laves torrentielles. A partir de 1910, l'activité de ces ravines a diminué, voire s'est éteinte, réduisant ainsi l'efficacité de la connectivité sédimentaire. Cette crue a provoqué des élargissements majeurs de la bande active ainsi qu'une dynamique d'exhaussement du lit, notamment dans la partie aval (Betpouey, Viella, Esterre). La présence d'enjeux socio-économiques importants dans cette vallée a entraîné une forte capacité de résilience du système torrentiel et de sa société par l'intermédiaire de nombreux travaux dans le lit majeur. En effet, le rétablissement de l'accès aux thermes, à différents villages et la récupération de pâturages dans le lit ont été rapides et ont provoqué une rétraction rapide de la bande active ;
- **1910 – 1950** : L'efficacité de la connectivité sédimentaire s'est réduite durant cette période sous l'impact de la stabilisation des zones sources. Les reboisements, ré-engazonnements... sur les périmètres RTM ont gagné en efficacité au fur et à mesure que la végétation a poussé. En fond de vallée, la diminution de la taille de la bande active depuis 1897 et la diminution des surfaces de prairies se sont faites au profit du bâti et de quelques bosquets. La transformation économique de la vallée a commencé à s'opérer avec le développement du tourisme hivernal à Barèges. L'exode rural s'est poursuivi selon la même tendance qu'à la fin du 19^{ème} siècle. Si le nombre d'habitants et la taille du cheptel ont diminué, le maintien d'une forte tradition agro-pastorale dans le bassin n'a pas permis d'observer une dynamique de recolonisation végétale spontanée marquée sur cette période ;
- **1950 – 2010** : Durant ces 60 années, la bande active s'est contractée à un tel point qu'elle est devenue par endroit un chenal unique à ripisylve. Plusieurs forçages y ont contribué, avec en premier lieu la période de calme hydrologique enregistrée dans les Pyrénées depuis les années 1950. Sur ce demi-siècle, aucune crue majeure ou crue ayant eu un impact morphogène remarquable n'est à noter. Suite à la correction de certaines sources sédimentaires par les travaux RTM, la connectivité sédimentaire a été modifiée par la construction du barrage d'Escoubous et de nombreuses dérivations d'eau (vers la centrale de Pragnères dans la vallée du gave de Pau) provoquant une modification des régimes hydrologiques qu'il est difficile d'estimer dans un bassin non monitoré. Par ailleurs, dans ce contexte d'absence de crue et de contraction des bandes actives, la réorientation économique de la vallée vers l'élevage et l'économie de service lié au tourisme (hivernal et estival), a accru l'urbanisation en fond de vallée à proximité du chenal. Cette urbanisation s'est étalée au détriment des terres cultivées, qui ont complètement disparu, et des prairies. La population du bassin a continué de décroître.

Il y avait deux fois moins d'habitants en 2010 qu'en 1843. Sur les versants, la pression agro-pastorale s'est maintenue mais est davantage concentrée sur les zones les plus accessibles, et les plus pratiques. Dans ce contexte moins concurrentiel, les parties de versants les plus pentues et les plus inaccessibles ont fait l'objet d'une dynamique de recolonisation végétale spontanée par la forêt. Comme en fond de vallée, les cultures de bas de versant ont été abandonnées au profit de pâturages ;

- **2013 - Aujourd'hui** : La crue de juin 2013 a réveillé un torrent qui semblait assagi et qui avait contracté sa bande active pendant près d'un siècle. Lors de cette crue se sont produits des élargissements similaires à ceux de la crue de 1897 mais selon une dynamique différente. L'activité torrentielle des tributaires élémentaires a été faible au profit d'érosion et d'incision dans les stocks sédimentaires de fond de vallée. Suite à cette crue, la résilience s'est opérée très vite puisque de nombreux travaux ont déjà été effectués, conduisant à une rétraction de la bande active de quasi 50 %.

Si l'évolution précise des largeurs de bandes actives reste floue sur la 2^{nde} moitié du 19^{ème} siècle et le début du 20^{ème} siècle, on observe sur le Bastan une dynamique de contraction entre deux crues majeures. Ce système torrentiel présente un fonctionnement hydro-sédimentaire par pulse où chaque crue centennale fait office de purge sédimentaire. Ces crues s'écoulent selon une dynamique spécifique reflétant l'efficacité de la connectivité sédimentaire du bassin versant. Sur ces deux derniers siècles, différents forçages ont influencé la dynamique hydro-sédimentaire et la géométrie des bandes actives avec, dans un premier temps, la « dégradation anthropique de la montagne » et la variabilité hydro-climatique de la sortie du PAG puis les corrections RTM et le calme hydrologique, et pour finir, les effets des infrastructures hydroélectriques et de la recolonisation végétale spontanée. Les corrections RTM et la période de calme hydrologique sont ici identifiés comme les principaux facteurs responsables de la contraction des bandes actives et de la perte d'efficacité de la connectivité sédimentaire.

5.1.2 - Le bassin versant de la Pique

Le bassin de la Pique offre différents contextes et donc différentes évolutions. Les versants des bassins secondaires des vallées d'Oueil et du Larboust ont un système de pente et une altitude plus favorables au développement de l'agro-pastoralisme que ceux de la Pique amont, de la vallée du Lys et de la Neste d'Oô situés à plus haute altitude. De fait, ces bassins n'ont pas subi les mêmes impacts anthropiques et les mêmes évolutions.

Les évolutions de la dynamique hydro-sédimentaire, de la géométrie des bandes actives et des forçages inhérents sont déclinées en quatre périodes :

- **1850 – 1937** : C'est la période de crise de la société agro-pastorale durant laquelle les bassins de l'One, principalement en vallée d'Oueil et du Larboust, après avoir connu une croissance démographique et des défrichements majeurs au cours des 18^{ème} et 19^{ème} siècles, connaissent un exode rural important. *A contrario*, les bassins de la Pique amont, du Lys et de la Neste d'Oô, peu peuplés, n'ont subi que des défrichements localisés. C'est la période du développement de Bagnères-de-Luchon, « la Reine des Pyrénées ». Les crues majeures, initiées par les phénomènes hydro-climatiques extrêmes de la fin du PAG, se sont accompagnées d'apports sédimentaires importants venant engraver la Pique et sa plaine à Luchon. Les crues de 1897 et 1925 ont montré une connectivité sédimentaire efficace dans tout le bassin. Les crues de 1865, 1875, 1901 et 1937 ont, quant à elles, activé des zones sources plus localisées *e.g.* le Laou d'Esbas en 1865, le Gourron en 1875, la Pique amont en 1901, le Laou d'Esbas et le Laou d'Escoume en 1937. La connectivité sédimentaire latérale, par l'intermédiaire de ces apports exceptionnels, est restée efficace. Il est en de même avec la connectivité sédimentaire longitudinale puisque ces apports ont transité jusqu'à engraver la Pique à Luchon et perturber les écoulements jusqu'au verrou de Cier-de-Luchon. Chacune de ces crues a été suivie de projet de correction en plus des périmètres RTM de reboisement et de ré-engazonnement sur les versants amont. Les bandes actives se sont ajustées à ce contexte et présentaient une largeur importante avant et après la crue de 1925 dans la plaine du Lys et d'Astau *i.e.* deux fois plus élevée qu'en 2010, summum de la contraction de notre analyse ;
- **1937 – 1982** : On entre dans une phase de contraction/rétraction entrecoupée d'élargissement lors des crues supérieures à la crue trentennale *e.g.* 1952, 1982. Il est ici difficile de dissocier la contraction de la rétraction en fonction des travaux et surtout des ré-engazonnement post crue *e.g.* dans la plaine des Granges d'Astau. Les apports sédimentaires de versants ont été de plus en plus localisés et les volumes de sédiments transportés par l'One et la Pique de plus en plus faibles alors que les événements hydro-climatiques ont été d'intensité globalement identique. Parallèlement, le développement de l'hydroélectricité se poursuit dans les vallées du Lys et de la Neste d'Oô contrairement aux vallées du Larboust et d'Oueil peu impactées par les barrages et les dérivations d'eau. Si la population humaine a diminué dans les bassins secondaires tout comme la taille du cheptel, elle a stagné à Luchon. A partir des années 1950 – 1960, les conséquences de la déprise agro-pastorale ont commencé à être plus visibles dans le paysage avec une forte évolution du paysage en fond de vallée. Les

terres cultivées ont disparu au profit de prairies et d'une recolonisation végétale spontanée sur les marges. Cette dynamique est valable sur tout le bassin de la Pique *e.g.* végétalisation des cônes de déjection dans la vallée du Lys, de la partie basse de la montagne d'Espiau, du fond de la vallée d'Oô. A cette période se sont également développées les stations de ski qui ont permis de limiter l'enfrichement juste en dessous de la limite de l'arbre ;

- **1982 – 2010** : C'est une phase de contraction majeure des bandes actives pendant la fin de la période de calme hydrologique. La dynamique d'enfrichement se poursuit en pied de versant et localement sur les versants. En l'absence de crue majeure, la végétation riparienne s'est également développée. Les plaines d'Astau et du Lys sont des zones très prisées et très utilisées pour le pâturage. Par ailleurs, la taille du cheptel ré-augmente pour la première fois depuis la sortie du PAG. La population à Luchon a tendance à diminuer, alors qu'elle s'est stabilisée dans les vallées en amont. Toutefois elle a augmenté dans les villages en aval de Luchon. En terme hydro-sédimentaire, la production des ravins et bassins élémentaires a chuté sous l'impact de différents forçages *i.e.* absence de crue et d'événement hydro-climatique extrême pour réactiver les zones actives, la stabilisation provoquée par les aménagements RTM ainsi que l'enfrichement. Comme sur le Bastan, les largeurs de bande active ont atteint juste avant la crue de 2013 des largeurs très faibles. Dans les deux plaines (Lys et Astau), les chenaux multiples visibles sur les photographies aériennes depuis 1920 ont eu tendance à muter en un chenal unique. Cette période marque la poursuite de la réduction de l'efficacité de la connectivité sédimentaire. La cascade sédimentaire reste très localement active uniquement lors d'orages locaux initiant des crues ou des laves torrentielles dans les couloirs coutumier de ces phénomènes *e.g.* ravine de Castelvielh, le Laou d'Esbas... ;
- **2013 – Aujourd'hui** : La crue a provoqué des élargissements supérieurs ou égaux à ceux de la crue de 1925. Comme les crues précédentes, les plaines du Lys et d'Astau ont été très réactives. Les apports sédimentaires des tributaires ont encore diminué notamment sur le Laou d'Esbas, le Gourron, la Glère pourtant situés en fond de chaîne, lieu des plus importants cumuls de précipitations en juin 2013. Par ailleurs, les vallées d'Oueil et du Larboust n'ont pas été le siège d'une crue majeure. Les zones sédimentaires sources ont été encore plus localisées, mais cette fois-ci davantage dans le fond de vallée comme sur le Lys et la Neste d'Oô aval. Comparativement aux grandes crues passées, le couplage versant/lit a été encore moins efficace.

Le bassin de la Pique est un système qui suit une dynamique de contraction des bandes actives et de réduction de la connectivité sédimentaire sur le 20^{ème} siècle. Il reste cependant localement réactif face

aux crues *a minima* trentennale. Si l'incision a déjà été initiée sur la Pique aval (Artélia, 2015), elle n'avait pas été encore observée en amont. En effet, de nombreux tronçons s'écoulent sur le bedrock ou dans des gorges en amont de Luchon. Avec la réduction importante des apports sédimentaires de versant, la dynamique locale d'élargissement mais surtout d'incision sur la Neste d'Oô aval et dans une moindre mesure sur le Lys pose question.

Dans ce système, c'est tout d'abord la variabilité hydro-climatique de sortie du PAG et les défrichements qui sont les forçages responsables de la torrencialité accrue de la fin du 19^{ème} et du début du 20^{ème} siècle. Ensuite les corrections RTM et dans une moindre mesure l'hydroélectricité et les changements de mode d'occupation du sol semblent avoir été les forçages les plus influents entre 1937 et 1982. Enfin, la variabilité hydro-climatique et l'enrichissement sont considérés comme les facteurs de contrôle de la phase de contraction importante depuis 1980.

5.1.3 - Synthèse

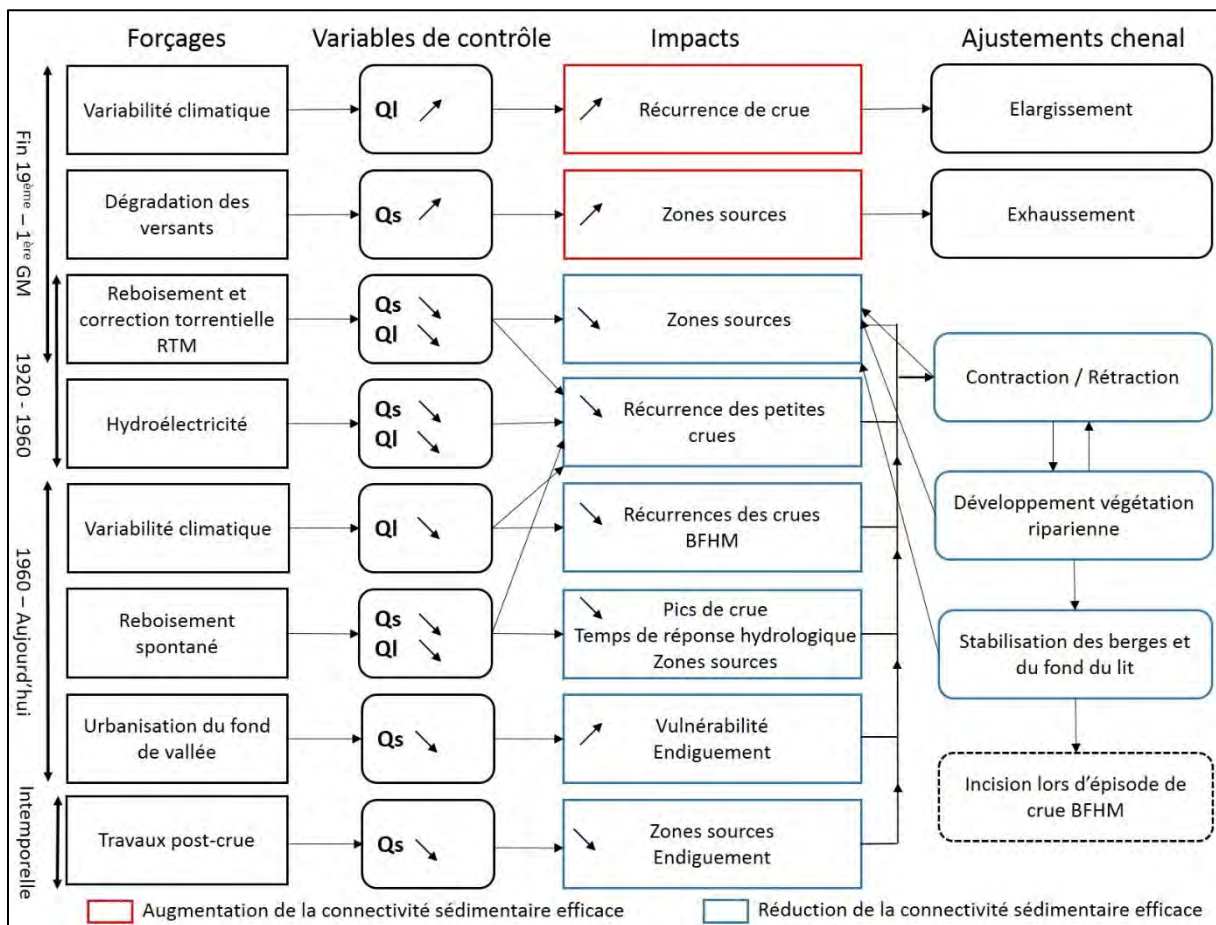


Figure 3.45 : Synthèse simplifiée des forçages, de leurs impacts et des ajustements hydrogéomorphologiques.

Le couplage entre méthodes géohistoriques et hydromorphologiques a permis de comprendre les liens entre déterminants naturels et anthropiques dans l'explication de l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire et donc de la dimension temporelle de la connectivité sédimentaire. La rupture (Despin, 1998), engendrée par le passage d'une société agro-sylvo-pastorale et politiquement autonome à l'échelle de la vallée et de la société villageoise (Soulet, 1989) à une société moderne à dominante touristique ouverte aux échanges extérieurs, est reflétée dans l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire.

La figure 3.45 synthétise, de façon simplifiée, les impacts des différents forçages sur la connectivité sédimentaire et le chenal. On observe globalement les mêmes tendances dans les bassins du Bastan et de la Pique, à deux différences près néanmoins ; d'une part les bandes actives sont plus réactives à des événements de moindre intensité dans le bassin de la Neste d'Oô et du Lys et, d'autre part, les travaux de correction RTM ont été plus importants et ont eu un impact majeur et rapide dans la réduction des apports sédimentaires de versant dans le bassin du Bastan.

A la fin du 19^{ème} siècle et au début du 20^{ème} siècle, la connectivité sédimentaire de ces systèmes était plus efficace, plus fréquente avec un couplage versant/lit actif. Toutes proportions gardées par rapport aux torrents alpins, les torrents pyrénéens avaient une image de torrents dévastateurs, décrits comme larges et exhausés, période qui s'est ponctuée notamment par les crues du 3 juillet 1897 et du 22 juillet 1925. A la suite de ces crues, les bandes actives sont entrées dans un premier temps dans une période de relaxation post-crue pendant laquelle les importants travaux hydrauliques ont provoqué une rétraction rapide. Puis la contraction s'est poursuivie sous l'effet des actions RTM et dans une moindre mesure de la construction d'infrastructures hydroélectriques, entrecoupée d'élargissements ponctuels dans le bassin de la Pique. La période de calme hydrologique depuis les années 1960, couplée à l'enfrichement lié à la déprise agro-pastorale, qui commença alors à être sensible, ont engendré la poursuite de la contraction, le développement d'une végétation riparienne puis la fixation des berges et du fond du lit (pavage). A l'aube de la crue de 2013, les chenaux torrentiels, même dans les zones de divagation réputées, possédaient des largeurs très faibles et semblaient être à l'état d'équilibre.

La dynamique hydro-sédimentaire a donc évolué au cours du 20^{ème} siècle vers une connectivité plus faible et plus centrée sur les fonds de vallées et les crues majeures. En effet, les apports des versants au chenal, notamment les laves torrentielles, ont diminué. La connectivité sédimentaire efficace de ces systèmes fonctionne désormais par « pulse » que sont les crues. Ces crues majeures, malgré la réduction de l'efficacité de la connectivité sédimentaire du système, ont gardé une extension spatiale similaire en fond de vallée. L'occurrence de ces « pulses » dépend de la réactivité des systèmes face

aux crues. Ces conclusions nous amènent à émettre l'hypothèse que ces crues, dont les zones sources sont de plus en plus localisées, auront tendance, à l'avenir, à inciser de préférence dans les formations superficielles héritées de fond de vallée.

5.2 - Comparaison avec les vallées adjacentes et avec d'autres massifs

De nombreuses études réalisées depuis les années 1990 dans différents massifs montagneux ont montré que les bandes actives torrentielles ont connu des changements notables depuis la fin du 19^{ème} siècle. La variabilité climatique, l'épuisement des stocks sédimentaires hérités du PAG (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004), la diminution des surfaces à connectivité sédimentaire efficace, la réduction de la récurrence des crues BFHM (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004) et la réduction des pics de crue (Lopez-Moreno et al., 2006), sont identifiés comme les variables qui expliquent la dynamique de contraction sur le moyen terme des bandes actives. D'autres variables indirectes influencent également la dynamique hydrogéomorphologique, comme les reboisements planifiés ou spontanés des versants après la déprise agro-pastorale et la crise érosive du 19^{ème} siècle, les grands travaux hydrauliques et l'anthropisation accrue des fonds de vallée (Brousse et al., 2011).

5.2.1 - Les massifs alpins

Dans les Alpes du Nord et une partie des Alpes du Sud (affluents de la Moyenne Durance), les bandes actives ont subi une contraction régulière depuis la fin du PAG, avec une accélération entre 1950 et 1970 (Bravard, 1989 ; Gauthier, 1992 ; Liébault et Taillefumier, 2000 ; Miramont et al., 1998). En terme quantitatif, la contraction des bandes actives de nos bassins entre 1950 et 2010 est en moyenne de 51 %. Elle est du même ordre de grandeur sur un laps de temps plus long que celle des rivières torrentielles drômoises (55 % entre 1948 et 1991, Liébault, 2003). Liébault et Taillefumier (2000) soulignent l'importance du reboisement spontané puis des interventions RTM comme facteurs explicatifs de la réduction des débits solides et de l'activité hydrologique. Cette réduction est responsable de la contraction et de l'incision dans le bassin de la Durance. Cependant, dans certaines vallées comme celles de l'Ubaye ou du Guil, la contraction est également observée mais de manière beaucoup plus irrégulière en raison de l'occurrence de crue BFHM et de la moindre influence des activités anthropiques sur le bassin (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004 ; Brousse et al., 2011 ; Flez et Garritte, 2006). Flez et Garritte (2006) considèrent le reboisement spontané comme la cause principale de la contraction, qui s'est accélérée dans l'Ubaye depuis les années 1950.

5.2.2 - Les Pyrénées centrales Espagnoles en passant par le Val d'Aran et l'Ariège

Des travaux ont également été réalisés dans les Pyrénées centrales espagnoles qui identifient la déprise agro-pastorale, le reboisement spontané et la diminution de surface de zones actives au profit de la forêt comme cause directe de la réduction de l'activité hydrologique (baisse des pics de crue sur la seconde moitié du 20^{ème} siècle) (Lopez-Moreno et al., 2006), et de la contraction des bandes actives (Begueria et al., 2003 et 2006 ; Garcia-Ruiz et al., 1997). Par ailleurs, Valero-Garces et al. (1999) montrent une baisse du taux de sédimentation dans les lacs d'altitude des Pyrénées centrales espagnoles au cours des décennies récentes.

En Ariège, même si aucune étude n'a encore été réalisée sur l'évolution des bandes actives, il est admis que les changements paysagers se sont effectués par reboisement, dans un premier temps à travers des actions RTM localisées. Puis les conséquences du déclin démographique et de la baisse de la charge agro-pastorale (dans les années 1950-1970) ont enclenché une « crise paysagère » de fermeture des paysages par embroussaillage et enforestement très rapide depuis les années 1980 (Davasse, 2006) beaucoup plus importante que dans nos bassins. Métaillié (2006) considère d'ailleurs le 20^{ème} siècle comme une phase historique pour l'évolution des paysages pyrénéens à cause de la forte dynamique d'enfrichement, à tel point qu'en 2018-2019, le Parc Naturel Régional des Pyrénées Ariégeoises prévoit de travailler sur un plan de réouverture des paysages dans le Haut-Vicdessos (www.parc-pyrenees-ariegeoises.fr). Comme la Pique aval, l'Ariège, en aval d'Ax-les-Thermes, s'est ajustée à cette évolution par réduction de largeur du chenal, incision et diminution de la sinuosité (Mercier, 2000). Outre le reboisement, Mercier (2000) voit la variabilité hydrologique induite par l'installation des barrages hydroélectriques comme variable explicative de ces ajustements.

Hedon (2018), dans un stage de M2 dans le cadre du Groupe de Travail Garonne Amont, a également retracé l'évolution des bandes actives de la Garonne dans le secteur amont et aval du barrage de Plan d'Arem (à la frontière franco-espagnole, 570 m d'altitude) mis en service en 1969 dans le Val d'Aran. Le linéaire étudié est de 21 km et concerne une dynamique beaucoup plus fluviale que nos tronçons étudiés. Sur la totalité du tronçon, il y a une dynamique de contraction de la bande active entrecoupée d'élargissements dans les années 1980 et 2000. La crue de 2013 a provoqué un élargissement de la bande active au-delà des 30m de moyenne, bien au-dessus des moyennes depuis 1942. Le tronçon en amont du barrage (1,2 km) présente une contraction plus importante et rapide de la bande active passant de 28 à 14 m entre 1942 et 2010, soit 50 %.

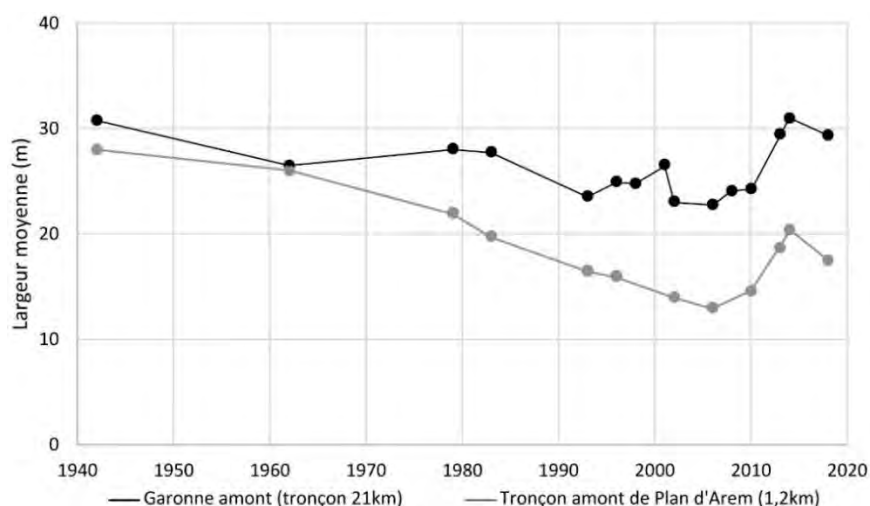


Figure 3.46 : Évolution de la largeur moyenne de la bande active de la Garonne (d'après Hedon, 2018) dans le Val d'Aran.

5.3 - Les spécificités des Pyrénées centrales

A la lumière de ces comparaisons, les spécificités des bassins de la Pique et du Bastan ressortent surtout à l'échelle des Pyrénées. Dans le bassin du Bastan, la contraction et la réduction de la connectivité sédimentaire s'expliquent majoritairement par la variabilité hydrologique et les travaux RTM. *A contrario* dans le Luchonnais, la variabilité hydrologique, les travaux RTM, hydrauliques et hydroélectriques ainsi que le reboisement spontané se partagent la responsabilité de l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire.

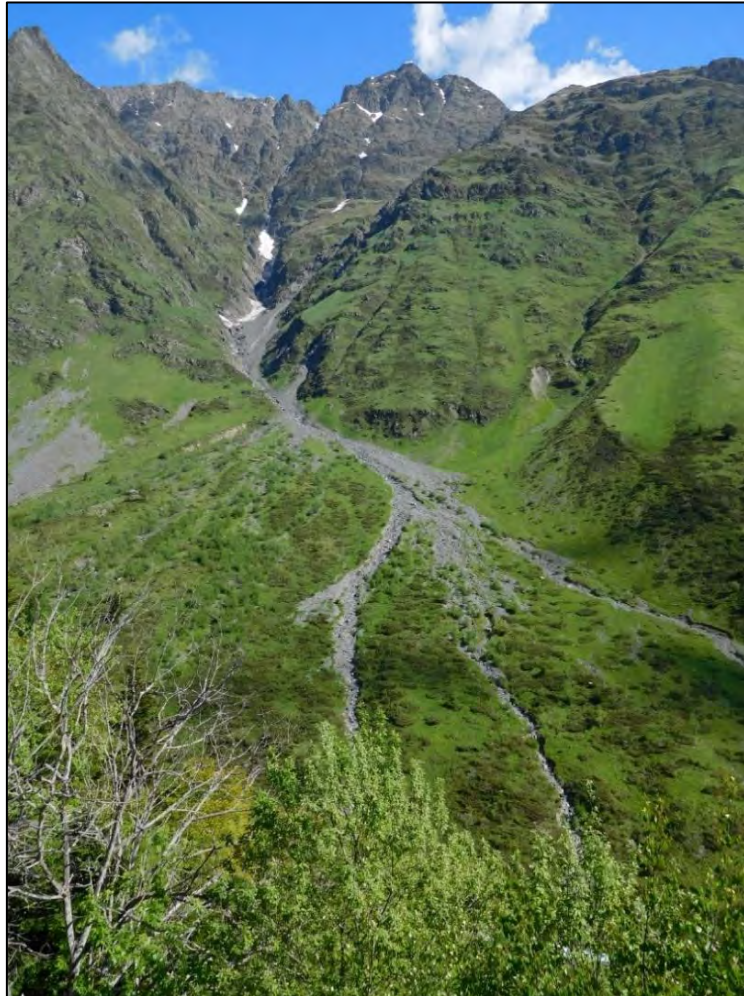
En Ariège, dans les Pyrénées Espagnoles mais aussi dans certaines vallées des Alpes du Sud, la recolonisation végétale spontanée est considérée comme le facteur de contrôle le plus influent. Notre étude a permis de périodiser l'influence de ces différents forçages. Elle démontre que le rôle de l'enfrichement dans la contraction des bandes actives est valable surtout à partir des années 1960/1980. Les corrections RTM et la variabilité hydrologique restent les facteurs de contrôle majeurs. Le fait que l'enfrichement ne soit pas le facteur principal sur nos bassins s'explique en partie par la forte influence du thermalisme, du tourisme et par le maintien d'une activité agro-pastorale dans le Pays Toy.

Entre le 18^{ème} et le milieu du 19^{ème} siècle, la valorisation des sources thermales puis la construction de nouveaux établissements thermaux érigent les Pyrénées centrales comme un haut lieu de villégiature en France. Bagnères-de-Luchon est à ce moment-là surnommée « la Reine des Pyrénées ». Ce développement du thermalisme sur fond de début de crise socio-économique du monde rural et montagnard a largement participé dans un premier temps à la prise de conscience et à la diffusion vers le grand public de « la dégradation des montagnes » puis des risques naturels inhérents. Cette prise

de conscience, favorisée par l'occurrence d'autres crues catastrophiques en France, a débouché sur les prémices d'une intervention plus marquée de l'État sur les versants montagnards par l'intermédiaire des lois RTM de 1860, 1864 et 1882. Par ailleurs, le thermalisme, cette fois-ci sur fond de développement du climatisme et à la suite du mouvement romantique de la première moitié du 19^{ème} siècle, a fait évoluer la perception du paysage montagnard. Le développement de promenades, la valorisation de sites et paysages remarquables ne cantonnent plus l'attrait des vallées aux seuls établissements et parcs thermaux. Ces stations thermales ont été aussi pour certaines, et c'est le cas pour Barèges et Luchon, des sites d'installation de stations de sport d'hiver. Pour finir, la place importante de cette économie dans les vallées a permis de les désenclaver, d'atténuer la crise socio-économique, l'exode rural et de fait, de maintenir une certaine pression anthropique sur les milieux montagnards. En effet, ces vallées ont subi une déprise et un exode moins importants que celles de l'Ariège ou des Pyrénées Espagnoles. Par ailleurs, le maintien d'un certain dynamisme dans ces vallées a permis la transmission de cette tradition agro-pastorale qui s'est petit à petit renouvelée avec l'élevage. L'AOP « Mouton de Barèges-Gavarnie » est aujourd'hui le témoin de cette forte tradition qui n'a pas disparu. Couplé à l'expansion du bâti en fond de vallée et au développement des stations de ski, la dynamique d'enfrichement a été limitée et s'est mise en place tardivement en se localisant surtout sur les versants pentus, plutôt d'ombrée, et les pieds de versants.

Cette partie a donc mis en évidence l'évolution des paysages torrentiels, que ce soit dans le fond de vallée ou sur les versants, mais également les différents facteurs de contrôle de la dynamique hydro-sédimentaire depuis la fin du PAG, dans les bassins du Bastan et de la Pique. La connectivité sédimentaire a ainsi pu être analysée sous un angle historique avant d'être approfondie sous un angle structurel et fonctionnel dans la partie suivante.

Partie 4 : La connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales par l'analyse de la crue de juin 2013



Torrent de Courbet dans le bassin de la Neste de Badet (Juin 2016).

- 1 - Introduction et site d'étude
- 2 – Méthodologie
- 3 – Résultats
- 4 – Discussion/Conclusion

1 - Introduction et site d'étude

1.1 - Introduction

L'objectif principal de cette partie est de caractériser la connectivité sédimentaire actuelle des Pyrénées centrales à la lumière de la crue de juin 2013. Dans cette partie, nous chercherons à mettre en évidence, sous l'angle de la connectivité des sources sédimentaires, les spécificités de cet évènement par rapport aux grandes crues historiques passées étudiées précédemment. Les premières observations de terrain nous ont amené à formuler l'hypothèse d'une faible contribution des têtes de bassins et des versants lors de la crue de juin 2013, contrairement à ce que semblent indiquer les données disponibles pour les épisodes antérieurs. Cette analyse de la connectivité fonctionnelle couplée avec l'analyse structurelle de la connectivité sédimentaire des Pyrénées centrales a pour objectif final d'identifier les spécificités de la cascade sédimentaire des Pyrénées centrales. Ce travail remobilise la méthode proposée par Cavalli et al. (2013) et Messenzehl et al. (2014). Dans cette perspective, les objectifs secondaires de l'étude sont (i) d'évaluer le rôle des formations superficielles dans la constitution de la charge solide du chenal lors de la crue puis (ii) d'identifier les variables qui régissent la connectivité sédimentaire de ces bassins versants.

1.2 - Site d'étude

L'analyse de la connectivité sédimentaire a été réalisée à l'échelle du bassin versant. Dans le prolongement de l'étude de l'évolution des bandes actives, ce sont les quatre bassins les plus actifs lors de la crue de juin 2013 qui ont été sélectionnés *i.e.* le bassin du Bastan, de la Neste d'Oô, du Lys et de la Neste de Badet (Fig. 4.1). Ces bassins possèdent tous un collecteur principal à l'exutoire d'ordre 4 selon la classification de Strahler et présentent un régime nivo-pluvial. D'un point de vue morphométrique, le bassin du Lys est le bassin le plus arrondi alors que celui de la Neste d'Oô est le plus allongé. Le bassin versant du Bastan, le plus grand, possède le système de pentes, l'indice de Melton et la densité de drainage les plus faibles des quatre bassins. Les trois premiers bassins versants ont déjà fait l'objet d'une présentation dans la partie 3 contrairement à celui de la Neste de Badet.

Site d'étude	Surface (km ²)	Altitude minimale-maximale (m)	Pente moyenne (en °)	Indice de Compacité de Gravelius	Indice de Melton	Densité de drainage (km/km ²)	Précipitations moyennes (mm)	Augmentation de la largeur moyenne de la bande active (%) lors de la crue 2013	Surface des formations superficielles en % de la surface du bassin
Bastan	101	658 - 3091	29	1.36	0.14	1.27	1250	524	67
Nesté de Badet	21	1408 - 3159	32	1.27	0.3	1.81	1066	109	54
Neste d'Oô	43	964 - 3219	32	1.42	0.32	1.64	1633	356	45
Lys	44	846 - 3116	32	1.13	0.34	1.9	1633	172	42

Figure 4.1 : Caractéristiques morphométriques principales des bassins versants étudiés.

Son bassin, d'une surface de 21 km², s'échelonne entre 1408 m et 3173 m (Fig. 4.2). La Neste de Badet est considérée comme la source de la Neste d'Aure, affluent de la Garonne. Ce bassin s'inscrit dans la zone structurale de la « haute chaîne primaire ». Il se situe à la marge sud du massif granitique du Néouvielle dont quelques affleurements se retrouvent autour de la station de ski de Piau-Engaly. La soulane en rive gauche est constituée d'une série détritique gréso-schisteuse à intercalations calcaires du Dévonien moyen à supérieur comme la rive droite du Bastan. C'est un versant abrupt où les tributaires élémentaires confluent directement dans le collecteur principal. Les sommets, les plus élevés du bassin *i.e.* le Pic de Campbiel (3173 m), le Pic d'Estaragne (3006 m) et le Pic Méchant (2944 m), sont distants de 1,5 à 2 km du fond de vallée pour un dénivelé avoisinant 1000 m. Du Pic de Piau (2696 m) au fond de vallée, l'ombrée en rive droite présente des pentes plus douces et homogènes. Elle est constituée de pélites sombres à intercalations de calcaires gréseux de l'unité septentrionale La Munia du Dévonien inférieur à moyen. On trouve sur ce versant la station de ski de Piau-Engaly et son domaine skiable, ouverts en 1971.

Les formations superficielles glaciaires et post-glaciaires recouvrent 54 % de la surface du bassin versant avec des dépôts glaciaires hérités dispersés sur les versants et le fond de vallée, et des dépôts post-glaciaires concentrés dans la partie basse de la soulane (rive gauche).

Dans cette vallée, la crue de juin 2013 a élargi la bande active de 109 % soit un élargissement moyen d'environ 20 m pouvant atteindre localement plus de 50 m. Par ailleurs, d'après les premières observations des orthophotographies, il semble y avoir eu une activité torrentielle sensible des tributaires, notamment le torrent de Courbet. Cependant, aucun dégât matériel n'est à déplorer dans le bassin car le fond de vallée n'est ici pas habité, ni aménagé.

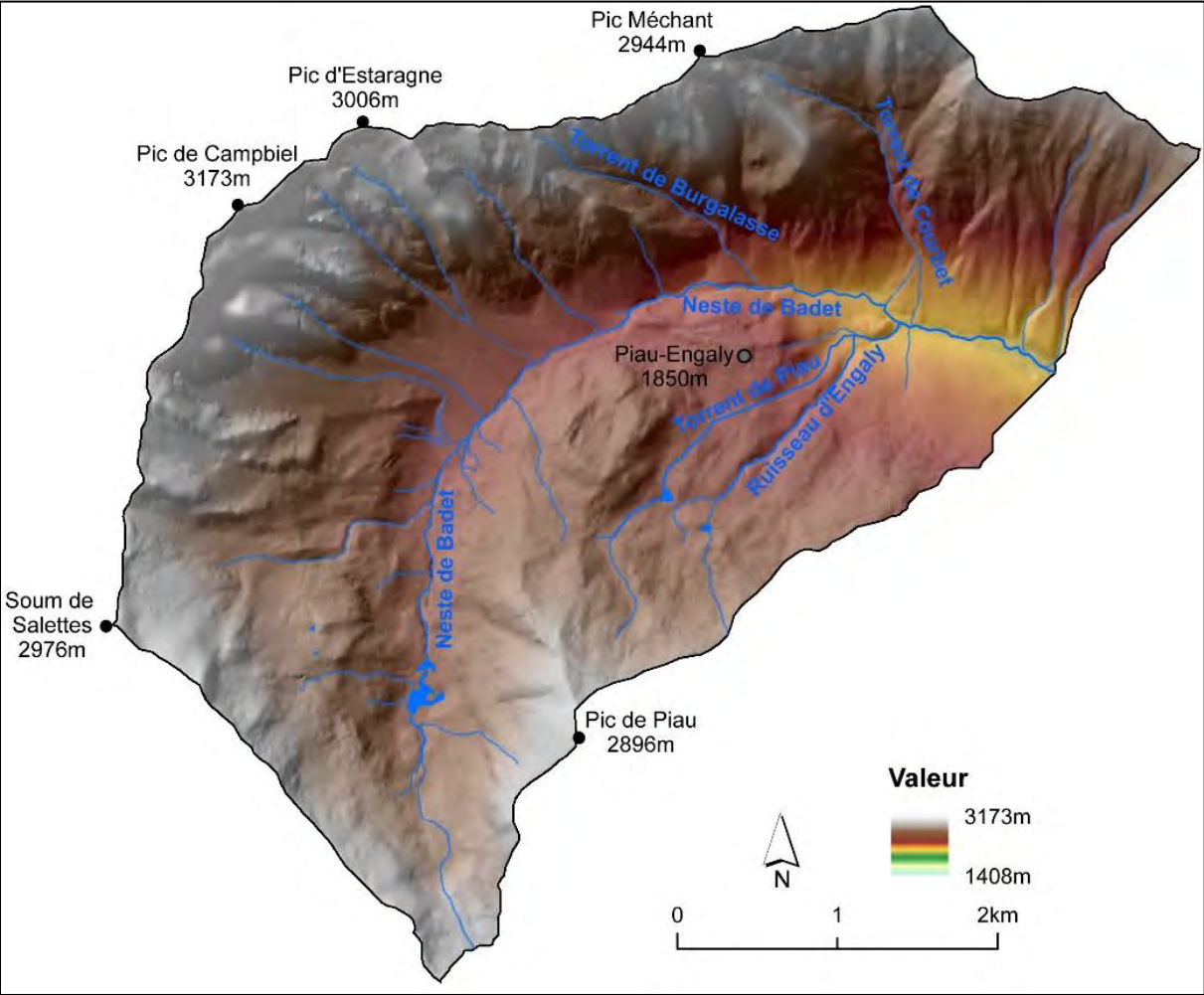


Figure 4.2 : Le bassin versant de la Nesté de Badet.

2 – Méthodologie

2.1 - Les formations superficielles

2.1.1 - La cartographie géomorphologique

Comparativement aux Alpes, le cadre structural pyrénéen est reconnu comme résistant (De Gorsse, 1900). Les différents substrats, dont les massifs granitiques, présentent une faible activité érosive. L'étude de la connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales s'est donc centrée sur les formations superficielles. L'identification et la spatialisation de formations superficielles héritées sont ici essentielles dans la compréhension de la cascade sédimentaire. Si la cascade sédimentaire représente un relais de processus, c'est également une succession de réservoirs plus ou moins connectés. Dans le but de caractériser la connectivité structurale pyrénéenne et les processus connectant les stocks entre eux, la cartographie géomorphologique est l'outil de base.

Un inventaire des formations superficielles a été réalisé à partir de la couche SIG géologie (BRGM®), par photo-interprétation diachronique (BD Ortho® de 2013, 2010, 2001), utilisation du MNT 5 m (RGE Alti® IGN 2013) et de traitements raster associés (ombrage et pente), puis d'observations de terrain sur les quatre bassins versants. Une formation superficielle se définit comme une formation continentale ou littorale élaborée à l'interface de la lithosphère, l'hydrosphère, la biosphère et l'atmosphère (Dewolf et Bourrié, 2008). Dans notre étude, ce sont des formations dites sub-autochtones et allochtones, c'est-à-dire des formations qui ont subi des déplacements plus ou moins longs sous l'influence de la gravité, du ruissellement, des mouvements de masse et des écoulements glaciaires et fluviaux (Lebret et al., 1993). Ces formations, principalement associées au LGM (Last Glacial Maximum) et à la période post-glaciaire sont issues des morpho-domaines fluvio-torrentiels, glacio-nivaux et gravitaires (Theler et al., 2010). Elles sont classées en 9 types : les dépôts fluvio-torrentiels, les cônes de déjection torrentiels, les cônes de déjection mixtes (avalancheux et torrentiels), les éboulis, les moraines dénudées, les dépôts glaciaires hérités du dernier maximum glaciaire (*i.e.* moraines latérales plaquées sur les versants, moraines de fond...), les talus d'éboulis/dépôts glaciaires indifférenciés (*i.e.* lorsque il est difficile de différencier les moraines latérales plus ou moins recouvertes d'un tablier d'éboulis) (Fig. 4.3). Deux autres éléments ont été ajoutés, bien qu'il ne s'agisse pas de formations superficielles *stricto sensu* mais de processus facilement délimitables et historiquement actifs et contributifs lors de crues majeures : les glissements de terrain et les ravines. Les stocks sédimentaires structuraux, *i.e.* les parois rocheuses et les zones d'affleurement de la roche en place sur les versants ne sont pas prises en compte dans l'étude. En effet, dans les massifs granitiques peu fracturés et en l'absence notable d'altérites, l'érosion mécanique et l'altération sont

considérées comme faibles. De plus, les observations de terrain et la photo-interprétation diachronique ne montrent pas de grandes zones de production, de niches d'arrachement au sein de ces parois. La végétation qui recouvre les formations superficielles ainsi que des caractéristiques morphométriques comme la pente ou la distance au réseau hydrographique sont également prises en compte sous SIG.

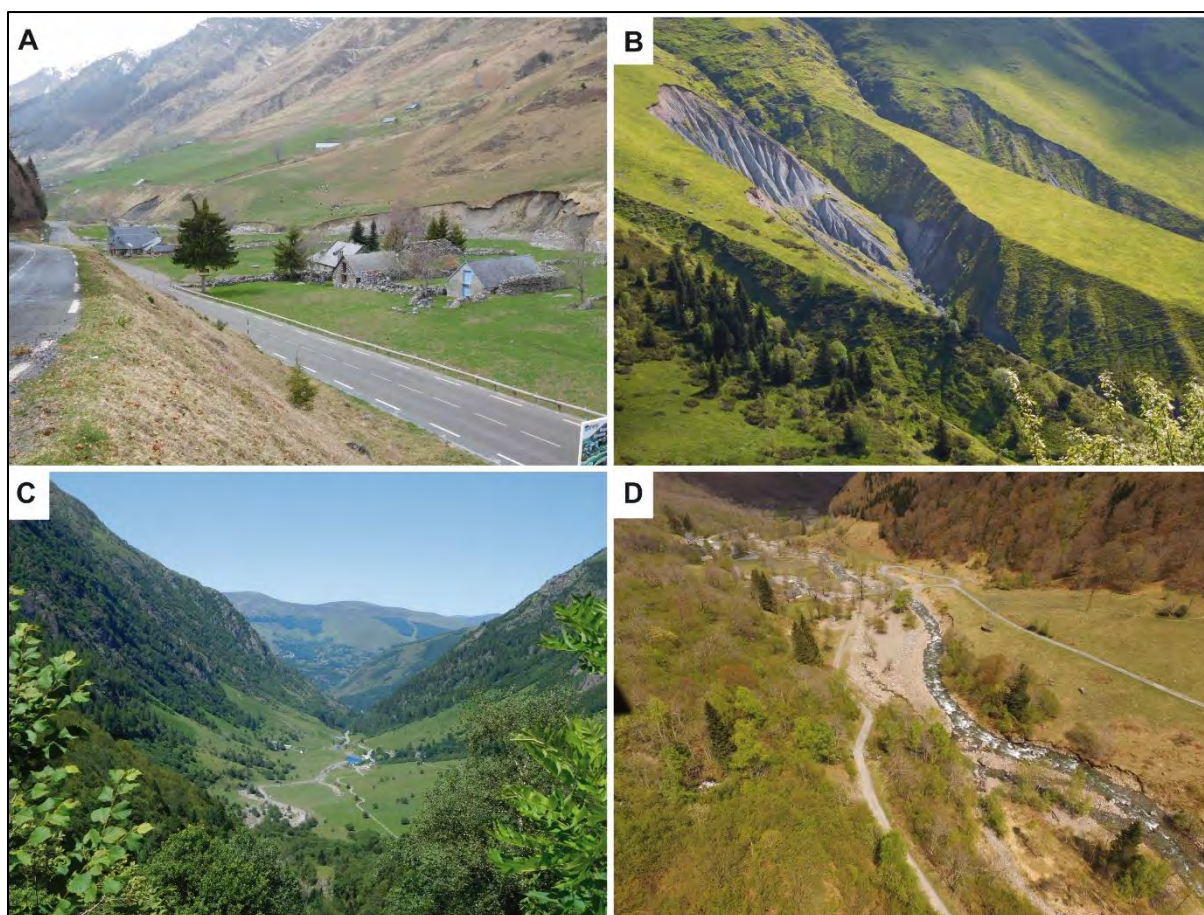


Figure 4.3 : Les formations superficielles de bas de versant et de fond de vallée des quatre bassins versants. A. Dépôts fluvio-torrentiels de fond de vallée et dépôts glaciaires hérités en rive droite sur le bassin du Gave du Bastan ; B. Ravines et dépôts glaciaires hérités dans le bassin de la Neste de Badet ; C. Cônes de déjection et dépôts fluvio-torrentiels dans la vallée en auge de la Neste d'Oô ; D. Dépôts fluvio-torrentiels et cône de déjection torrentiels en rive droite du Lys.

2.1.2 - La Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) et la Gravimétrie relative

Depuis les années 2000, l'utilisation de méthodes géophysiques s'est révélée très efficace pour l'étude de la sub-surface dans différents contextes (Schrott et Sass, 2008 ; Van Dam, 2012). L'utilisation de Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) et de Gravimétrie est ici utilisée comme vérification très localisée de la cartographie géomorphologique et pour déterminer l'épaisseur des formations superficielles de la plaine alluviale de Tournaboup, qui a été particulièrement affectée par l'incision

lors de la crue de juin 2013. Les deux protocoles ont été réalisés, traités et interprétés par Lucia Seoane et Muriel Llubes du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse, ainsi que leur stagiaire de Master 1 Thiocary Hamadoun dans le cadre du projet Dynhapyr.

La Tomographie de Résistivité Electrique

La Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) est une méthode de mesure de la variation de résistivité électrique des matériaux de sub-surface. Ces variations sont associées aux variations de la lithologie, de la saturation en eau, de la porosité et de la perméabilité des différents matériaux (Hoffman et Dietrich, 2004). Cette méthode permet d'individualiser des formations sédimentaires distinctes (Loke, 2011) et, dans notre cas, d'identifier la différence entre le substratum et le remplissage sédimentaire. La TRE consiste à injecter du courant électrique, d'une intensité connue, par l'intermédiaire d'une paire d'électrodes d'injection (A pole + et B pole -) vers une paire d'électrodes de mesure (M et N) (Fig. 4.4). Ces dernières mesurent la différence de potentiel électrique (David, 2016). Au total, 64 électrodes ont été connectées au résistivimètre Terrameter via des câbles multiconducteurs (Fig. 4.5). Différentes configurations géométriques de paires d'électrodes d'injection et de mesure, appelées dispositifs, permettent d'obtenir des valeurs de résistivité apparente en 2D c'est-à-dire la moyenne des résistivités du milieu. L'objectif étant l'étude de l'épaisseur, les dispositifs utilisés sont celui de Wenner et de Schlumberger. Le premier consiste à positionner les électrodes selon un écart constant. Pour le second, les électrodes de mesure sont immobiles (au centre) alors que la distance entre les électrodes d'injection varie (Fig. 4.4). 4 panneaux de TRE ont été réalisés sur la plaine de Tournaboup de part et d'autre du Bastan. En post-traitement, la méthode d'inversion a ensuite été utilisée afin d'obtenir les valeurs de résistivité vraie à partir des valeurs de résistivité apparente. Les données sont inversées sous le logiciel RES2DINV (Loke, 2004 ; Loke, 2011) en prenant en compte la topographie de la surface.

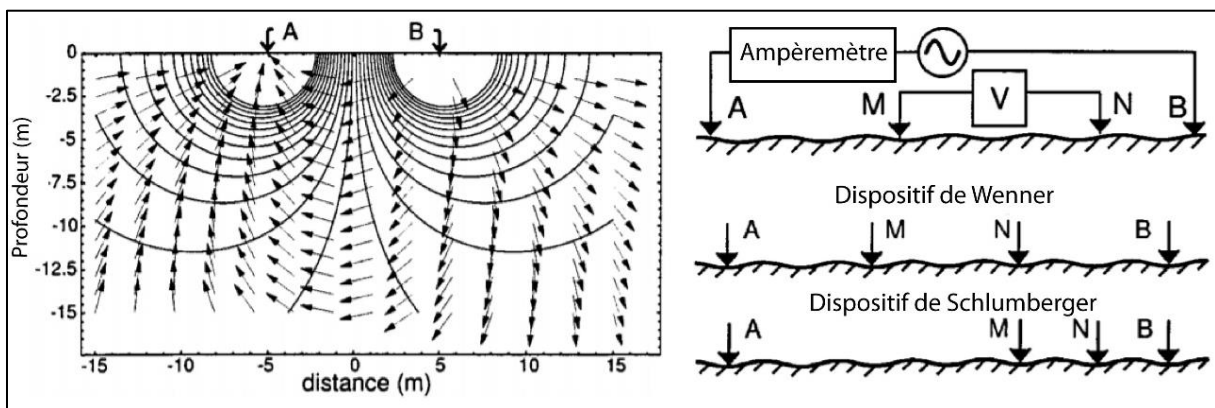


Figure 4.4 : Principe de la Tomographie de Résistivité Electrique (Herman, 2001).

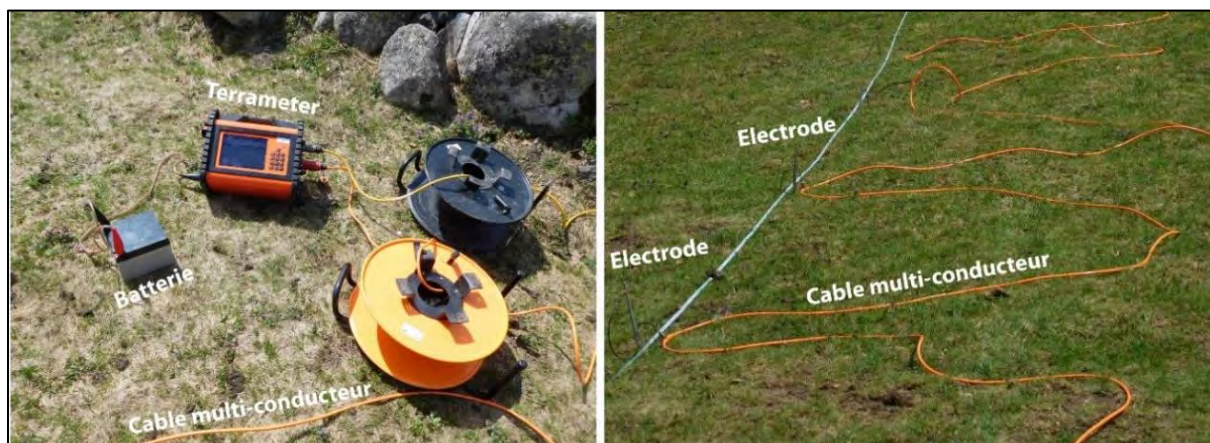


Figure 4.5 : Photographie du matériel de mesure.

La gravimétrie relative

La gravimétrie est une méthode complémentaire de la TRE car elle permet de caractériser des structures plus profondes. En effet, si à Barèges l'épaisseur du remplissage fluvio-glaciaire est connue (entre 5 et 30 m) en fond de vallée, elle est inconnue dans la plaine de Tournaboup dont le fond de vallée est plus large. La gravimétrie est la mesure de la pesanteur. Elle permet d'observer les variations de champ de gravité et d'identifier les contrastes de densité entre les sédiments et l'encaissant.

La mesure de la pesanteur a été effectuée à l'aide d'un gravimètre relatif Scintrex CG5 (Fig. 4.6). Il permet de mesurer la variation relative de gravité entre différents points de la Terre avec une précision de $1 \mu\text{Gal}$, par l'intermédiaire d'une masse reliée à un ressort. Quand la gravité change, la masse reste dans sa position initiale grâce à une contre-réaction électrostatique mais l'élongation du ressort vertical varie (Pfeffer, 2012). C'est cette élongation qui est mesurée. Au total, 45 observations de gravimétrie relative ont été réalisées dans la plaine alluviale et le pied de versant en rive droite, à proximité des transects de la TRE. Le protocole de mesure a consisté à effectuer 3 séries de 90 mesures pour chaque observation associée à un point topographique pris au DGPS. Ces mesures sont moyennées et corrigées de l'effet de la marée terrestre, de la charge océanique, de la pression atmosphérique, de l'altitude, de la topographie et de la dérive instrumentale (Fig. 4.6). On obtient ainsi les anomalies de Bouguer qui correspondent à la différence entre le champ de pesanteur terrestre et le champ de pesanteur théorique. Cette différence révèle les contrastes de densité entre les différents matériaux *i.e.* les variations d'épaisseurs des dépôts sédimentaires.

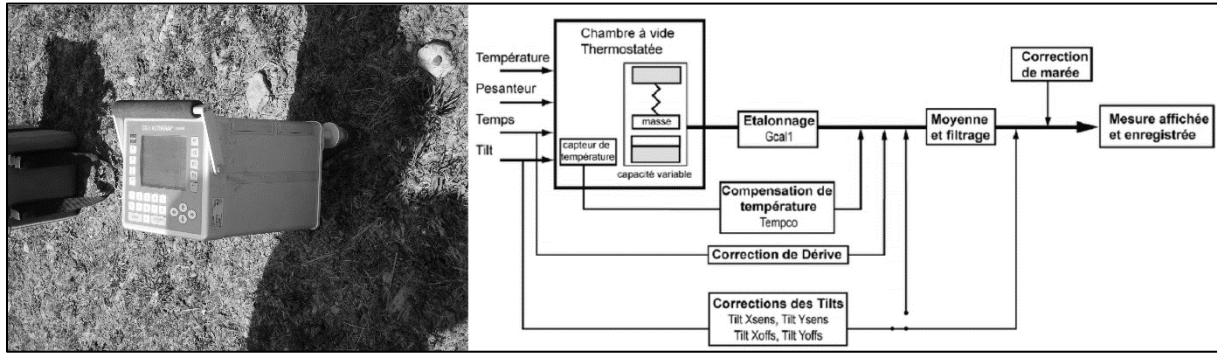


Figure 4.6 : Le gravimètre Scintrex CG5 et son schéma du fonctionnement (Pfeffer, 2011).

2.2 - Délimitation des sous-bassins et des zones actives de la crue de juin 2013

L'étude a porté sur 47 sous-bassins ou tributaires latéraux qui confluent avec les collecteurs principaux des bassins du Lys, de la Neste d'Oô, de la Neste de Badet ou du Bastan. Leur fonctionnement est dominé par des dynamiques soit avalancheuse, soit torrentielle, soit mixte. L'inventaire des données historiques de la base de données RTM et les observations de la crue de juin 2013 ont été utilisés pour déterminer le processus dominant de chaque bassin élémentaire. La dynamique renseignée est la dynamique actuelle ou sub-actuelle. Pour analyser le rôle de la forme des bassins sur la connectivité sédimentaire, l'indice morphométrique de compacité de Gravelius a également été calculé pour chaque bassin. En parallèle, les profils en long normalisés de chaque sous-bassin ont été effectués afin de mieux caractériser la forme des cascades sédimentaires.

Dans cette analyse, nous distinguerons la connectivité structurelle, fournie par l'analyse morphométrique, de la connectivité réelle fonctionnelle déterminée par le terrain. La crue de juin 2013 a permis d'analyser à la fois le couplage de certaines formations superficielles avec le réseau hydrographique mais également le découplage de certaines parties de ces bassins versants.

La méthode a consisté à réaliser une cartographie des zones actives lors de la crue. Une zone active a été définie comme un espace caractérisé par l'occurrence de processus de dépôt, d'érosion ou de transport de la charge où la surface de sol est nue à plus de 50 % (Bravard et Petit, 1997 ; Liébault, 2003). Ces zones actives peuvent correspondre à des formations sédimentaires contributives à la charge véhiculée par le réseau hydrographique. La cartographie est réalisée avec le logiciel ArcGIS par photo-interprétation en comparant les clichés de la BD Ortho© IGN de 2010 et 2013, ainsi que les photographies aériennes post-crue réalisées par le service RTM. Différentes caractéristiques ont été renseignées pour chaque zone active comme le type de formation superficielle, le nom du sous-système dans lequel elle se trouve, la surface (m²), le type de couvert végétal, la pente (°) et la distance au réseau hydrographique principal (m).

2.3 - Modélisation morphométrique

2.3.1 - Indice de connectivité sédimentaire

La modélisation de la connectivité sédimentaire a été réalisée par le calcul de l'indice de connectivité (IC) en suivant la méthode de Cavalli et al. (2013). Créée à l'origine par Borselli et al. (2008), cet indice a été ensuite développé pour l'étude de la connectivité sédimentaire en zone de montagne par Cavalli et al. (2013). Il résulte d'un algorithme morphométrique qui permet de modéliser la connectivité potentielle entre les versants et une cible finale de la particule (réseau hydrographique, lac, barrage, réseau routier, obstacle à l'écoulement...) ou un exutoire, à partir d'un modèle numérique de terrain (Fig. 4.7) :

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right)$$

avec D_{up} et D_{dn} qui représentent les composants amont et aval de la connectivité. Le composant amont est défini comme le potentiel de transfert vers l'aval d'une particule issue de l'amont et est calculé de la façon suivante :

$$D_{up} = \overline{WS}\sqrt{A}$$

avec W comme facteur de pondération à partir de l'indice standardisé de rugosité (Cavalli et al., 2013 ; Trevisani et Cavalli, 2016). Il s'agit de la déviation standard de la différence entre une surface lisse et rugueuse, c'est-à-dire un résidu topographique. Il permet de considérer les obstacles locaux au transfert sédimentaire. S représente la pente moyenne de la zone contributive amont ($m.m^{-1}$) et A l'aire de la zone contributive amont (m^2).

Le composant aval représente la longueur du linéaire qui sépare la particule de la zone de stockage cible la plus proche. Elle est calculée ainsi :

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i}$$

avec d qui est la longueur du linéaire le plus pentu entre la particule i et la zone de stockage cible (m). W est l'indice de rugosité (a-dimensionnel) et S la pente moyenne ($m.m^{-1}$).

Cet indice est calculé en utilisant l'extension Spatial Analyst d'ArcGis, et repose sur une modélisation de l'écoulement de surface suivant le modèle « multiple flow D-Infinity » (Tarboton, 1997) implémenté dans « Taudem 5.1 » (Tarboton, 2013). Il estime la probabilité qu'une particule issue d'un point donné soit acheminée vers la cible finale. Cette probabilité est comprise entre $[-\infty, +\infty]$. La figure 4.8

présente l'organigramme simplifié du calcul de l'indice. Le MNT utilisé pour ce travail est le RGE Alti produit par l'IGN dont la résolution spatiale de 5 m et une précision verticale métrique. D'après Crema et Cavalli, (2018), l'estimation de la connectivité sédimentaire avec l'IC peut être appliquée à des Modèles Numériques de Terrain de résolution moyenne compris entre 5 et 30 m.

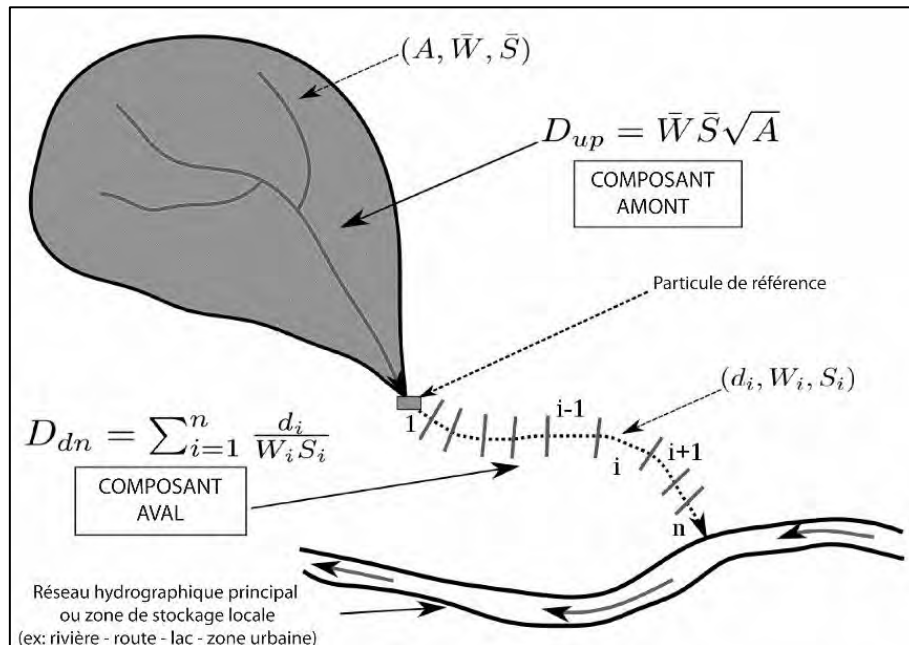


Figure 4.7 : Schéma de l'Indice de Connectivité (IC) sédimentaire (Borselli et al., 2008 in Cavalli et al., 2013).

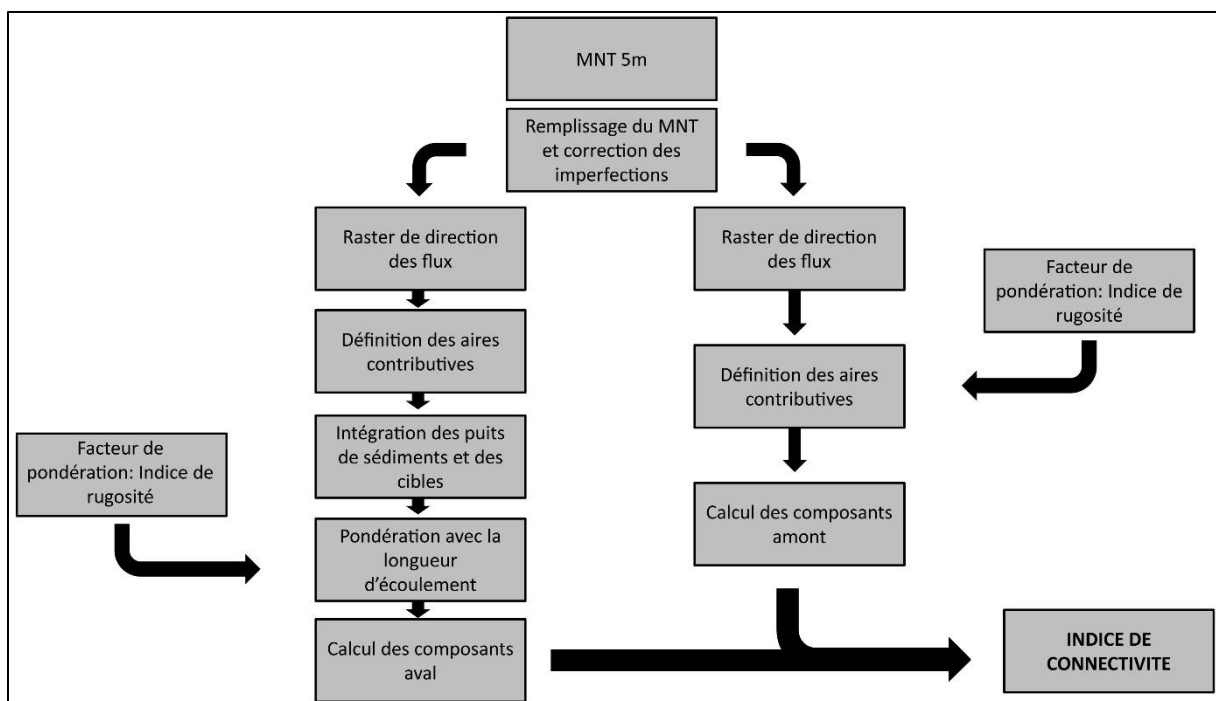


Figure 4.8 : Diagramme simplifié de l'indice de connectivité (Cavalli et al., 2013).

2.3.2 - Choix de la cible finale

La modélisation de la connectivité sédimentaire dépend beaucoup du choix de la cible finale de la particule. Comme cela a été montré par Cavalli et al. (2013), la figure 4.9 montre les différences de connectivité sédimentaire dans le Bastan selon une modélisation ciblée à l'exutoire du bassin, sur le réseau hydrographique principal et les lacs ou uniquement sur le réseau hydrographique principal. La connectivité sédimentaire à l'exutoire est très faible (Fig. 4.9A) alors qu'*a contrario* elle est beaucoup plus forte si le réseau hydrographique et lacs sont pris pour cible (Fig. 4.9B). Même si nous n'allons pas nous attarder sur la connectivité sédimentaire à l'exutoire, le faible IC met en évidence le « sediment delivery problem » (Walling, 1983) du bassin versant du Bastan.

L'étude a ici pour but d'étudier le couplage versant/chenal à la lumière de la crue de juin 2013, le réseau hydrographique principal a donc été choisi comme cible finale de la particule. Il est créé à partir du MNT avec l'outil ArcHydro d'ArcGis. Sur ce raster, chaque pixel du réseau hydrographique possède une valeur représentant l'aire de contribution (Borselli et al., 2008 ; Theler et al., 2008 ; Theler et al., 2010 ; Cavalli et al., 2013). Initialement, le drain principal devait être choisi comme cible finale de la particule. Mais, le rapport de surface entre le Bastan et la Neste de Badet étant d'environ 4, ce masque ne permettait pas de comparaison inter-bassins. Le choix a été de sélectionner le réseau hydrographique principal de chaque bassin, à partir de la taille du bassin de réception. Le réseau hydrographique principal est ainsi généré avec un seuil de 4 km². En-dessous de ce seuil, il est supposé que d'autres processus que l'écoulement concentré sont actifs (Schopper et al., 2019). Ce seuil de 4 km² correspond également, d'après nos observations, au seuil à partir duquel la crue a été morphogène sur le réseau hydrographique des quatre bassins versants. Il permet une meilleure représentation de la connectivité fonctionnelle réelle.

L'IC a ensuite été croisé avec la cartographie géomorphologique des formations superficielles puis avec les sous-bassins versants afin d'estimer la connectivité sédimentaire structurelle. Parallèlement, l'IC est cette fois mis en relation avec les zones actives de la crue de juin 2013 dans le but d'étudier la connectivité sédimentaire fonctionnelle réelle (Fig. 4.10).

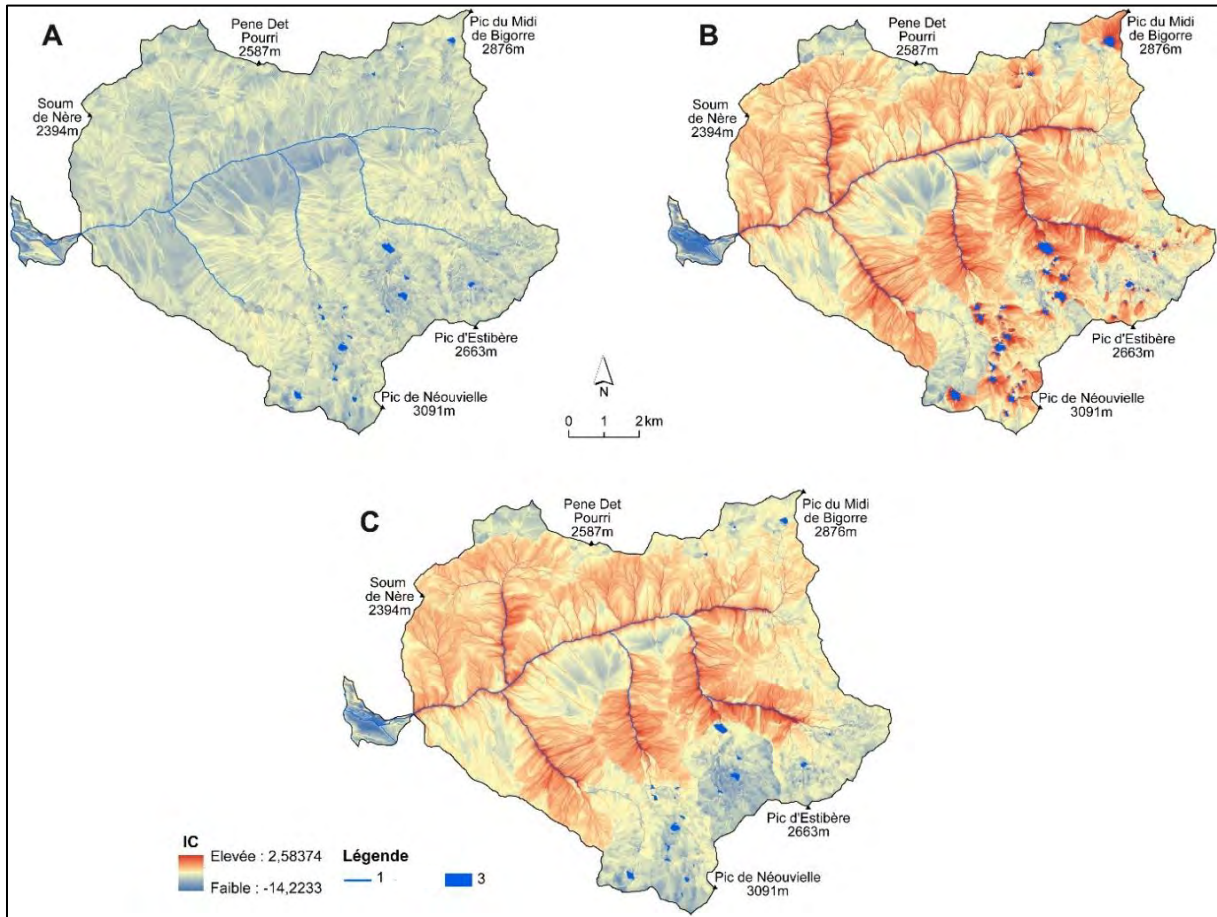


Figure 4.9 : Comparaison des indices morphométriques du bassin versant du Bastan en fonction de différentes cibles. A : IC à l'exutoire ; B : IC au réseau hydrographique principal et lac ; C : IC au réseau hydrographique ; 1 : Réseau hydrographique principal ; 3 : Lac.

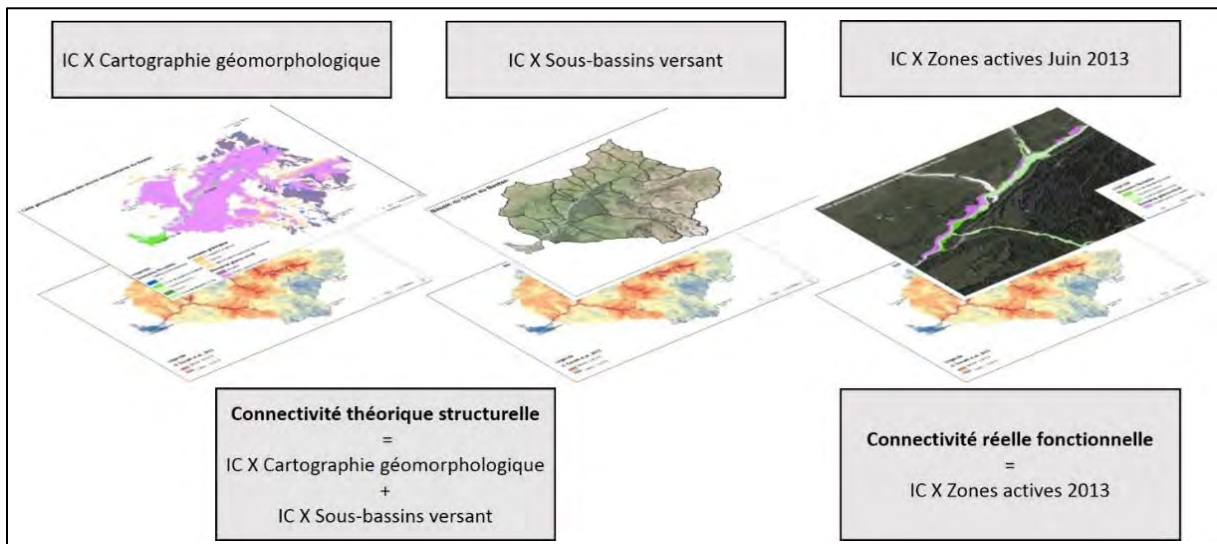


Figure 4.10 : Schéma récapitulatif de la méthodologie de l'analyse de la connectivité sédimentaire.

3 – Résultats

3.1 - La connectivité structurelle et fonctionnelle des bassins et sous-bassins versants

3.1.1 - La connectivité sédimentaire structurelle

Les valeurs moyennes, minimales et maximales

La modélisation a d'abord été réalisée à l'échelle du terrain d'étude de la thèse dans lequel les valeurs de l'IC s'échelonnent entre 2,03 et -13,79. Sur les quatre bassins versants étudiés, ces valeurs s'étendent de 1,77 à -12,65 (Fig. 4.11 et 12). Ces valeurs extrêmes correspondent aux valeurs maximales et minimales d'IC dans le bassin du Bastan, bassin qui possède le plus grand écart. La Neste d'Oô a également une valeur d'IC maximale supérieure à 1,7. Le bassin de la Neste de Badet présente, pour sa part, des minimales largement supérieures aux trois autres (-9.99). En termes de moyenne, ce sont les bassins versants du Lys et de la Neste de Badet qui montrent les valeurs de l'IC les plus élevées.

Chaque pixel de 25 m² est associé à une valeur de connectivité. Les valeurs maximales et minimales correspondent donc à des informations très locales mais seront étudiées au même titre que les valeurs moyennes. Si les valeurs moyennes représentent la connectivité globale du système, les valeurs extrêmes permettent d'identifier des zones potentiellement très connectées et/ou totalement déconnectées. Pour confirmer l'intérêt de l'étude des valeurs maximales, Recking (2012) montre que le transport sédimentaire et la recharge d'un système peuvent être importants lorsque le torrent est connecté à une source active. Or, une agglomération de seulement quelques pixels peuvent correspondre à une zone active qui fournit une grande partie de la recharge sédimentaire du chenal surtout à l'échelle de système torrentiel.

A l'échelle des sous-bassins versants, les n°3 et 8 de la Neste de Badet et le n°9 de la Neste d'Oô possèdent une moyenne d'IC supérieure à -4 (Fig. 4.11 et 4.12). Ces sous-bassins versants à forte connectivité moyenne sont, d'un point de vue topographique, assez homogènes et à fortes pentes (Annexes 1, 2 et 3), en théorie favorables au déclenchement de processus de versant. Ils s'apparentent à des tributaires élémentaires dans lesquels le processus avalancheux est dominant au détriment de celui de lave torrentielle.

A l'inverse, la moyenne de l'IC est plus faible dans les grands sous-bassins versants aux têtes de bassins plus élevées. Les graphiques de la figure 4.12 montrent que les grands sous-bassins versants ont une moyenne de l'IC inférieure à -5. Ils affichent une connectivité très hétérogène, avec un IC faible dans les parties amont aux morphologies en cirques et lacs glaciaires, et un IC fort en fond de vallée à

proximité du réseau hydrographique principal ou secondaire. C'est le cas des sous-bassins n°10, 11, 12, 15 sur le Bastan, n°3 sur la Neste d'Oô et n°3 et 7 du Lys où les valeurs maximales sont supérieures à 1,5. Ces sous-bassins versants présentent un fonctionnement exclusivement torrentiel en fond de vallée, avec un processus de transport dominant de type charriage à l'exutoire.

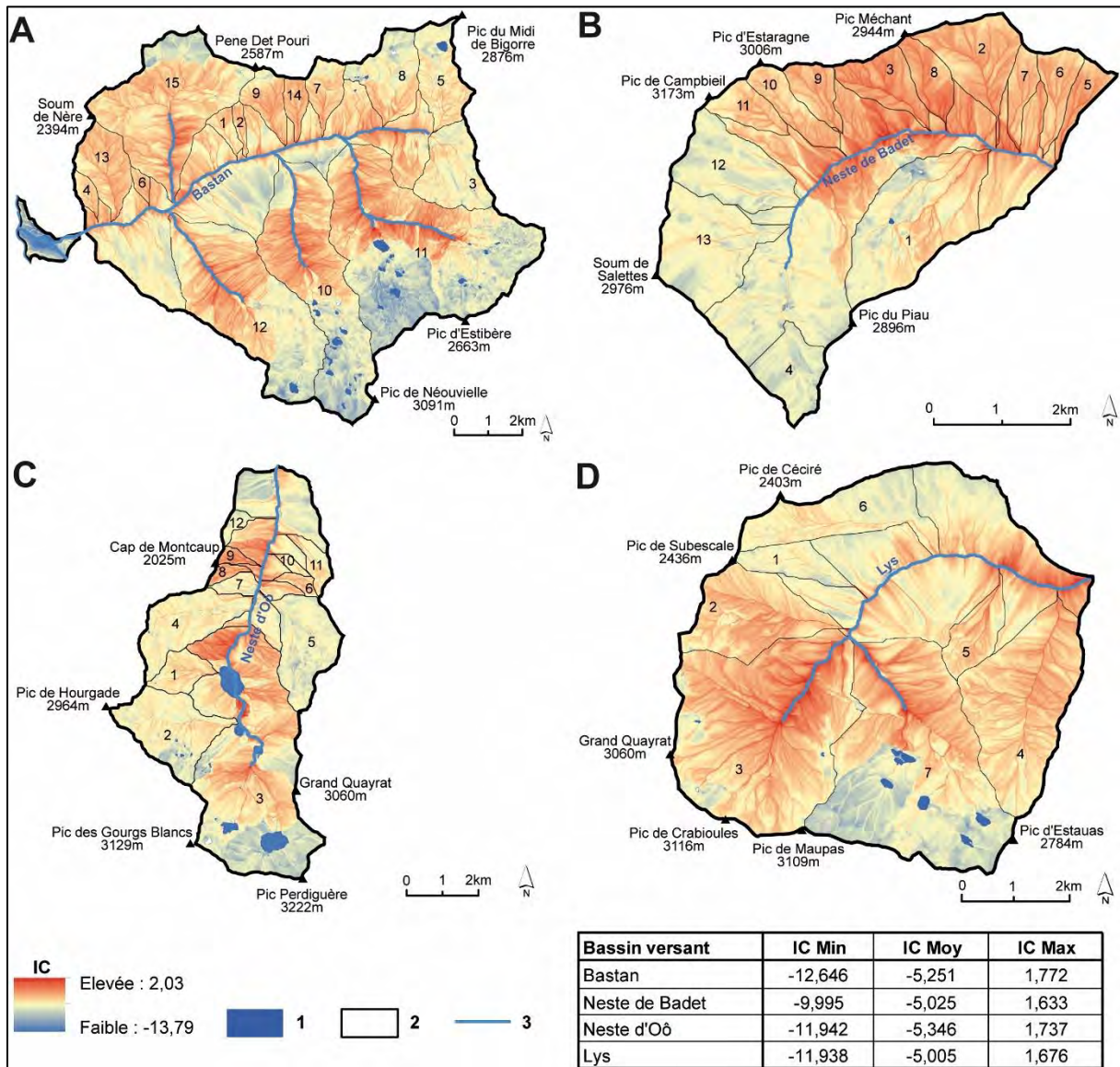


Figure 4.11 : Cartographie de l'Indice de Connectivité sédimentaire au réseau hydrographique principal des quatre bassins versants. 1. Lacs ; 2. Sous-bassins versants ; 3. Réseau hydrographique principal. A. Bassin du Bastan ; B. Bassin de la Neste de Badet ; C. Bassin de la Neste d'Oô ; D. Bassin du Lys.

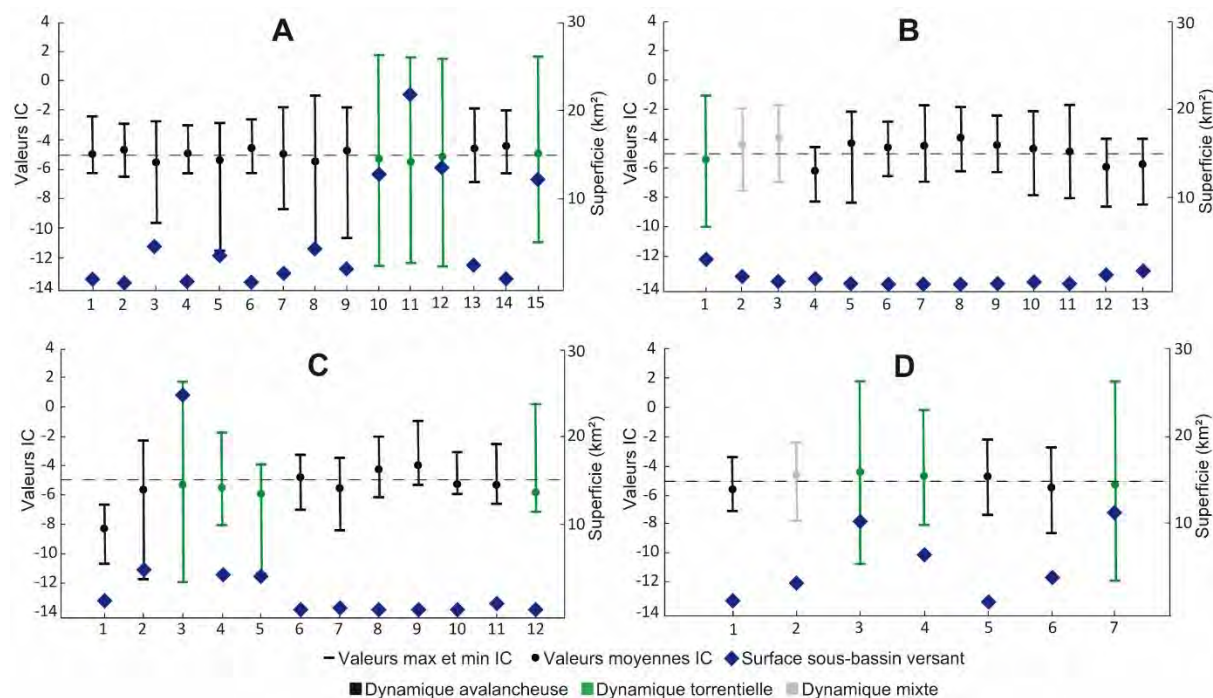


Figure 4.12 : Statistiques principales de l'Indice de Connectivité par sous-bassins versants avec dynamique à l'exutoire et surface associées. A. Sous-bassins du Bastan ; B. Sous-bassins de la Neste de Badet ; C. Sous-bassins de la Neste d'Oô ; D. Sous-bassins du Lys.

La relation IC et superficie des sous-bassins versants

C'est ainsi que dans le bassin du Bastan, on observe une relation entre les valeurs maximales d'IC des sous-bassins versants et leur superficie ($R^2 = 0,82$) (Fig. 4.13). Dans le Lys, ce sont les valeurs maximales et minimales d'IC qui sont liées à la superficie des sous-bassins versants ($R^2 = 0,94$ et $0,89$). Il n'existe pas de corrélation nette dans le bassin de la Neste de Badet et de la Neste d'Oô (Fig. 4.13). Plus globalement, le coefficient de détermination (R^2) entre la surface des 47 sous-bassins versants et l'écart type est de 0,75 et de 0,55 entre la surface des sous-bassins et les valeurs maximales de l'IC. Les plus grands sous-bassins versants possèdent donc les valeurs d'IC les plus élevées. Cette corrélation s'explique dans un premier temps par la morphologie des bassins puis par la présence de tronçon hydrographique cible en leur sein. En effet, les grands sous-bassins versants possèdent tous un tronçon de réseau hydrographique cible de la modélisation contrairement aux petits sous-bassins élémentaires. Les résultats ne sont pas pour autant biaisés car l'on observe des zones à faible connectivité, malgré la présence du réseau hydrographique principal à proximité *e.g.* versant de rive gauche autour de Barèges, la partie amont de la Neste de Badet etc... Dans un deuxième temps, elle s'explique par la surface de la zone contributive amont. Un grand système avec un grand bassin de réception amont offre au cours d'eau une compétence et une capacité de transport plus importantes et favorise donc le calcul de valeur importante de connectivité.

Par ailleurs, il n'existe pas de corrélation entre l'IC moyen et maximal avec la forme des sous-bassins versants mesurée par l'indice de Gravelius.

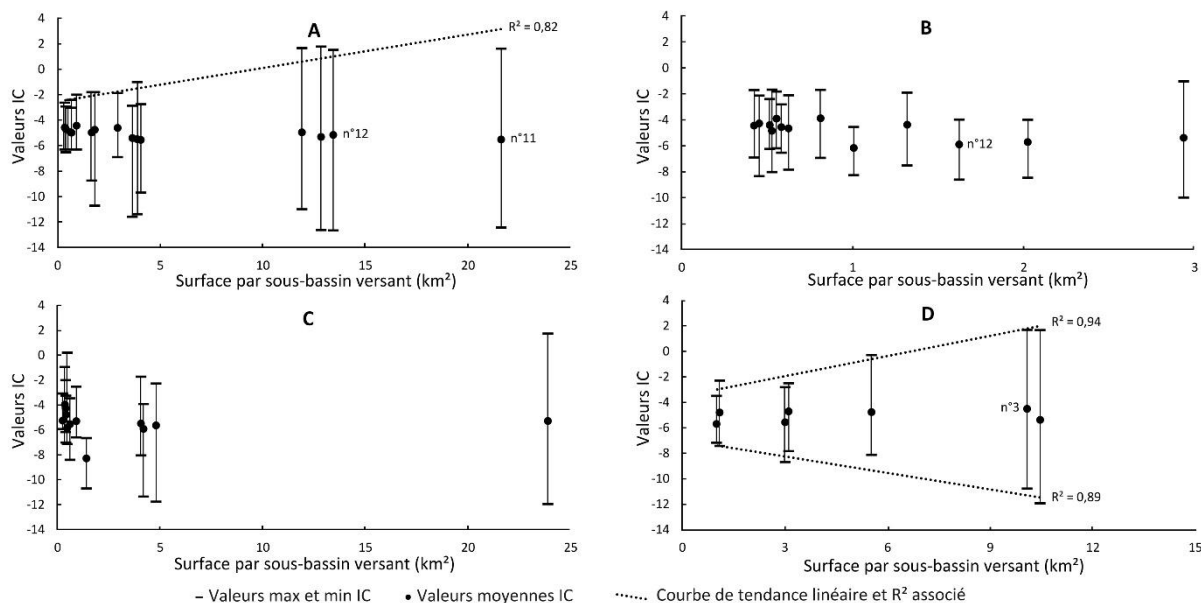


Figure 4.13 : Relation IC surface des sous-bassins versants. A. Sous-bassins du Bastan ; B. Sous-bassins de la Neste de Badet ; C. Sous-bassins de la Neste d'Oô ; D. Sous-bassins du Lys.

La distribution spatiale de l'IC

La connectivité sédimentaire structurelle de ces bassins montre des zones amont à faible connectivité théorique. Ces zones constituent notamment les têtes de bassins des sous-bassins versants de rive gauche du Bastan, l'amont de la Neste de Badet, l'amont du bassin de la Neste d'Oô et l'amont du bassin du Lys. *A contrario*, les zones à fort IC sont les gorges de la Neste d'Oô en aval du Lac d'Oô ainsi que les gorges dans le bassin du Lys *i.e.* les gorges d'Enfer, les gorges de la Houradade et du Lys aval. Dans une moindre mesure, les versants de rive droite du Bastan autour de Barèges, les versants de rive gauche dans la partie intermédiaire et aval de la Neste de Badet, les petits sous-bassins en aval de la Neste d'Oô et les sous-bassins n°2 et 4 dans le Lys possèdent également un IC important.

Le Bastan est un exemple très caractéristique de la diversité morphologique des sous-bassins. Les profils en long normalisés montrent la différence entre les grands sous-bassins aux têtes de bassins déconnectés et les petits tributaires élémentaires de versants (Fig. 4.14). Cette figure 4.14 présente les profils en long des sous-bassins versants du Bastan. Ceux des sous-bassins versants de la Neste de Badet, de la Neste d'Oô et du Lys ont été placés en annexe (Annexe 1,2 et 3). Les profils n° 10, 11, 12 et dans une moindre mesure les n° 5, 7, 8 sont des profils irréguliers en marche successive ou des têtes

de bassins peu pentues. A l'inverse, les n°1, 2, 6, 9, 14 s'organisent en pente assez homogène sans rupture de pente susceptible d'être une discontinuité sédimentaire.

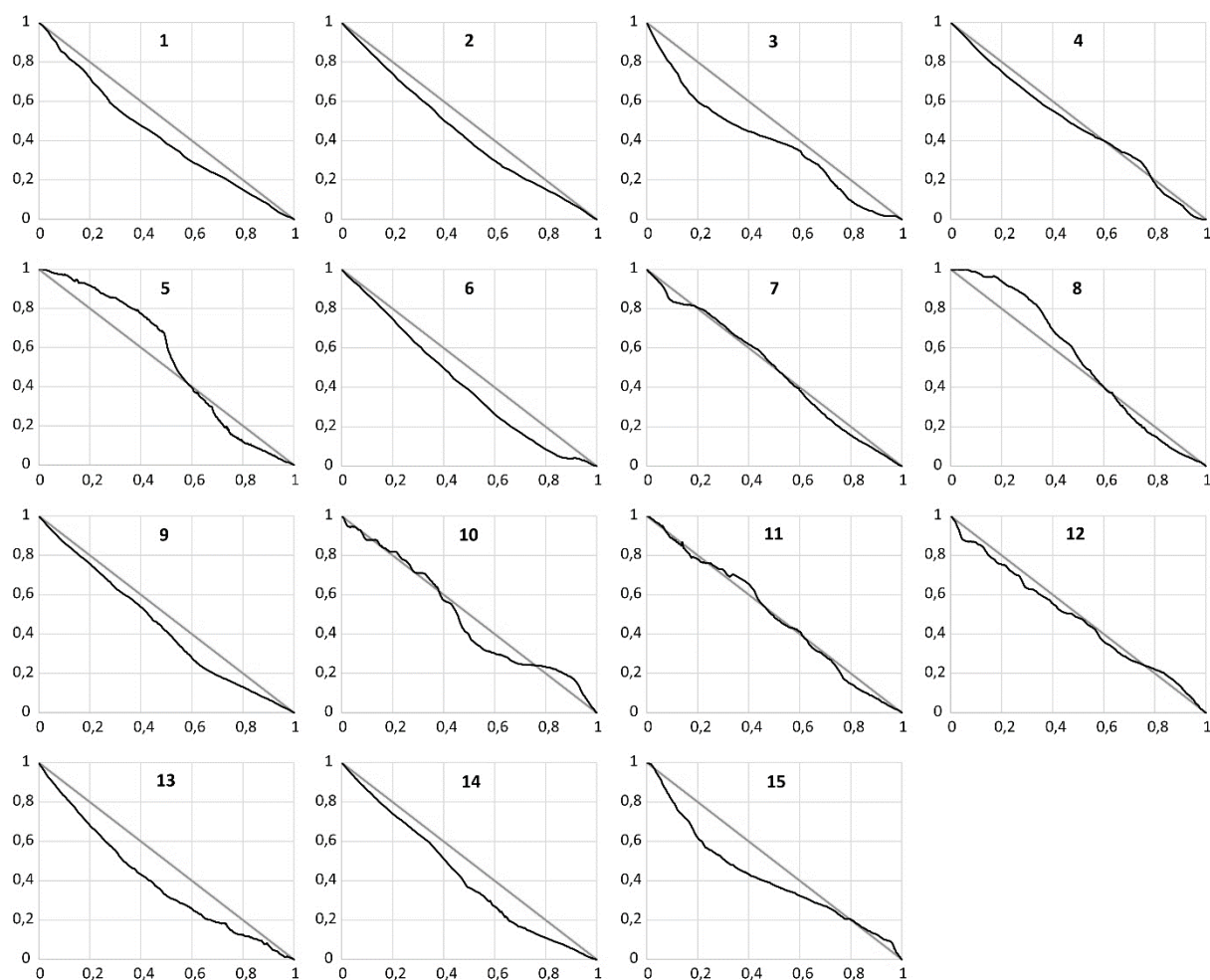


Figure 4.14 : Profils en long normalisés des sous-bassins du Bastan (d'après la BD Carthage et le MNT 5m © IGN).

3.1.2 - La connectivité sédimentaire fonctionnelle

La connectivité sédimentaire fonctionnelle a été étudiée par le croisement de l'IC et des zones actives dans chaque sous-bassin versant (Fig. 4.15). Il en ressort une faible contribution des sous-bassins versants à la surface totale des zones actives dans les quatre bassins-versants (39 % en moyenne). Les sous-bassins versants du Bastan et de la Neste d'Oô représentent seulement 19 % et 27 % des zones actives de leur bassin. La majeure partie des surfaces actives de ces deux bassins, 81 % pour le Bastan et 73 % pour la Neste d'Oô, se localisent en fond de vallée principale à proximité du collecteur principal. A l'inverse, les sous-bassins versants tributaires de la Neste de Badet ont fourni 61 % des zones actives lors de la crue de juin 2013. Dans ce bassin, certains couloirs de versants montrent des traces d'apports sédimentaires qu'il est parfois difficile de différencier des remaniements de matériaux suite aux

avalanches de l'hiver 2012/2013. Ces zones ont été considérées comme actives car des dépôts d'éboulis/avalancheux ont été remobilisés lors de la crue, comme en témoigne la formation d'un chenal torrentiel dans ces dépôts (les sous-bassins n° 3, 8, 9, 10, 11 de la Neste de Badet). Ces dépôts ont donc été connectés au réseau hydrographique par des petits chenaux torrentiels et ont ainsi participé à la recharge sédimentaire.

Il n'existe pas de corrélation statistique globale claire entre les zones actives, la surface, l'IC moyen et maximal des sous-bassins versants. Certains grands sous-bassins ont produit peu de zones actives à l'image du n°10 du Bastan, alors que des systèmes plus petits (n°12 de la Neste de Badet) ont fortement contribué. Seul le Bastan montre une corrélation entre la taille des sous-bassins et la surface des zones actives avec un R^2 à 0,75.

Au total, 39 % des zones actives sont issues des sous-bassins versants dont 26 % relèvent de quatre éléments (n°11, 12 du Bastan, n°12 de la Neste de Badet, n°3 du Lys) (Fig. 4.15), respectivement parmi les plus grands de leur bassin respectif. D'autre part, les petits systèmes tributaires fournissent une part très faible des zones actives.

En terme de distribution spatiale, ces zones actives des sous-bassins versants sont situées en fond de vallon glaciaire (n°11, 12 du Bastan), en partie aval de gros tributaires (n°10 du Bastan, n°7 du Lys et n°4 et 5 de la Neste d'Oô), puis le long de couloir torrentiel (n°1 du Lys, n°2 de la Neste de Badet).

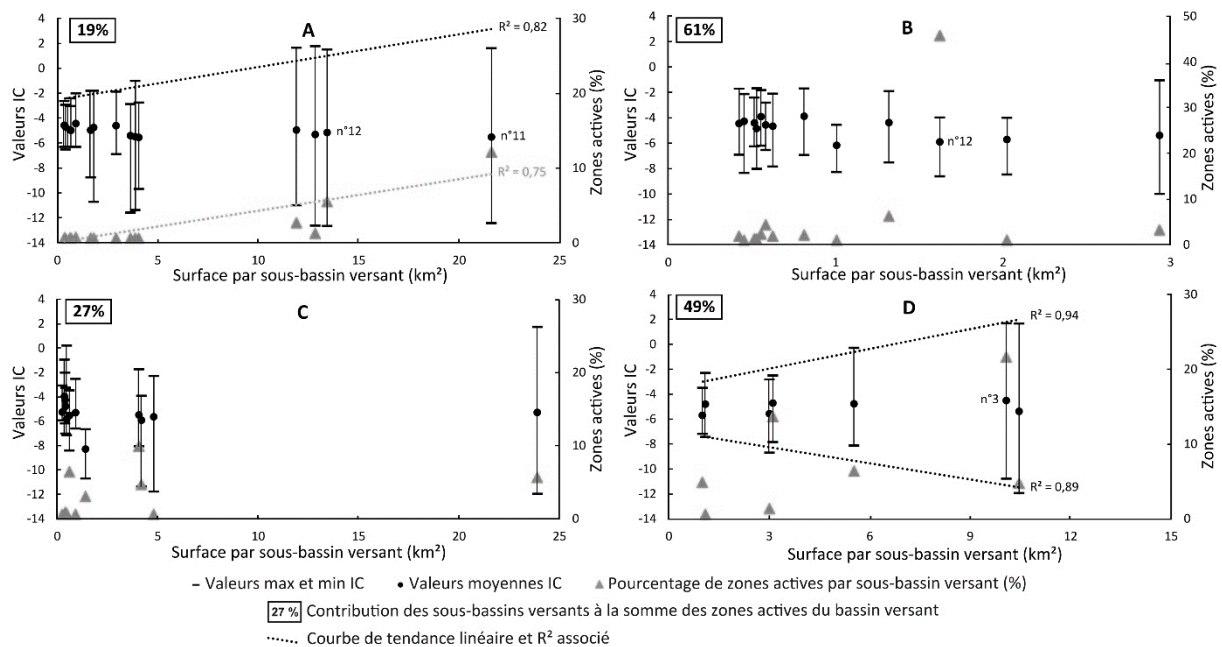


Figure 4.15 : IC et pourcentage de zones actives par sous-bassins versants. A. Sous-bassins du Bastan ; B. Sous-bassins de la Neste de Badet ; C. Sous-bassins de la Neste d'Oô ; D. Sous-bassins du Lys.

3.2 - La connectivité structurelle et fonctionnelle des formations superficielles

3.2.1 - La connectivité sédimentaire structurelle

Le couplage versant/lit cible différentes formes de stockages sédimentaires en lien direct, indirect ou intermittent avec le chenal (Harvey, 2001). La cartographie géomorphologique des formations superficielles (Fig. 4.16) permet de dresser un premier état des lieux du couplage sédimentaire (Schlunegger et al., 2009 ; Theler, 2010). Le taux de couverture par les formations superficielles sur les bassins versants du Bastan, de la Neste de Badet, de la Neste d'Oô et du Lys est respectivement estimé à 67 %, 55 %, 45 % et 42 %.

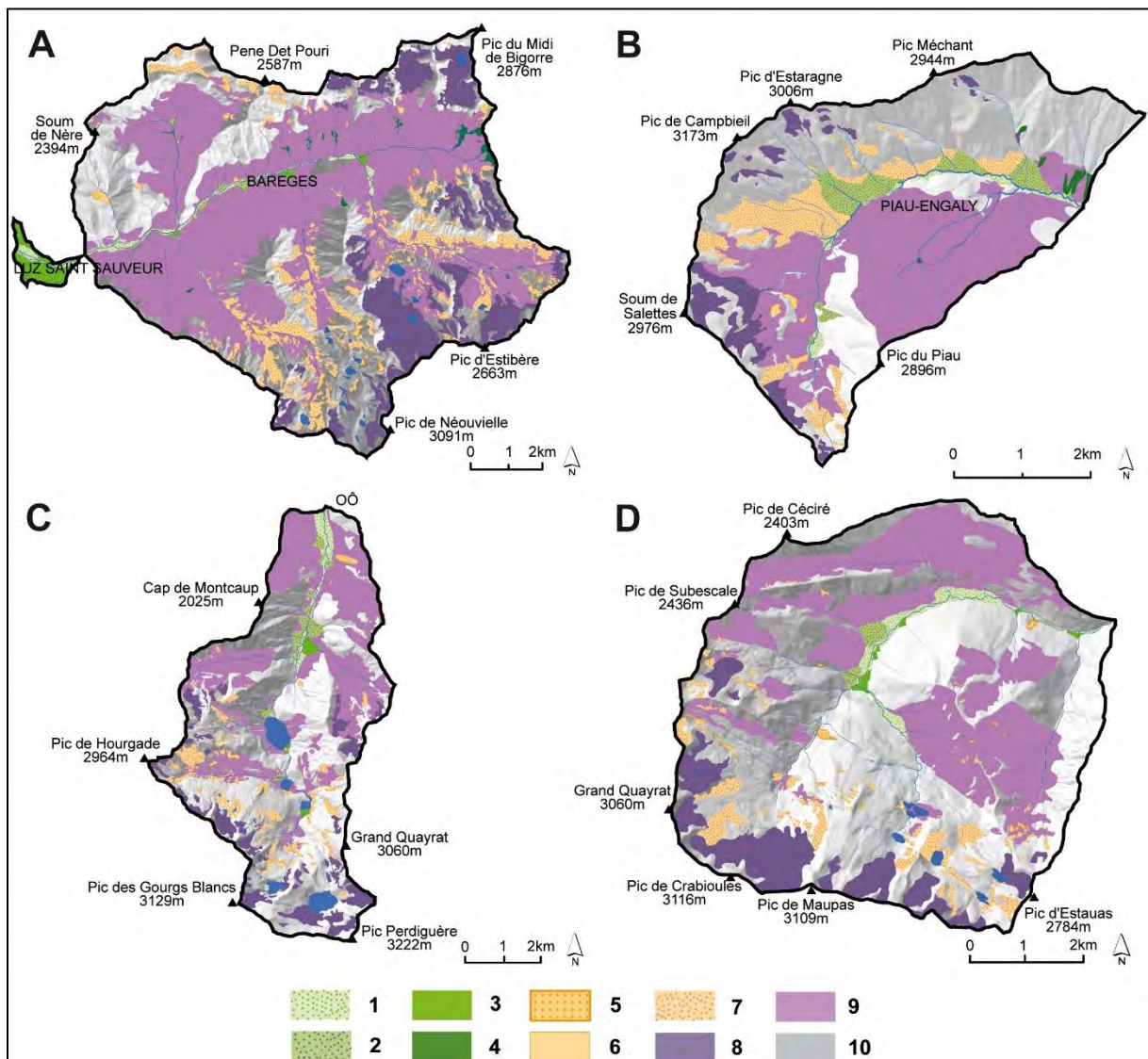


Figure 4.16 : Carte géomorphologique des formations superficielles. 1. Dépôts fluvio-torrentiels ; 2. Cônes de déjection mixtes ; 3. Cônes de déjection torrentiels ; 4. Ravines ; 5. Glissements de terrain ; 6. Eboulis ; 7. Dépôts glaciaires/Talus d'éboulis indifférenciés ; 8. Moraines ; 9. Dépôts glaciaires hérités ; 10 : Absence de formations superficielles. A. Bassin du Bastan ; B. Bassin de la Neste de Badet ; C. Bassin de la Neste d'Oô ; D. Bassin du Lys.

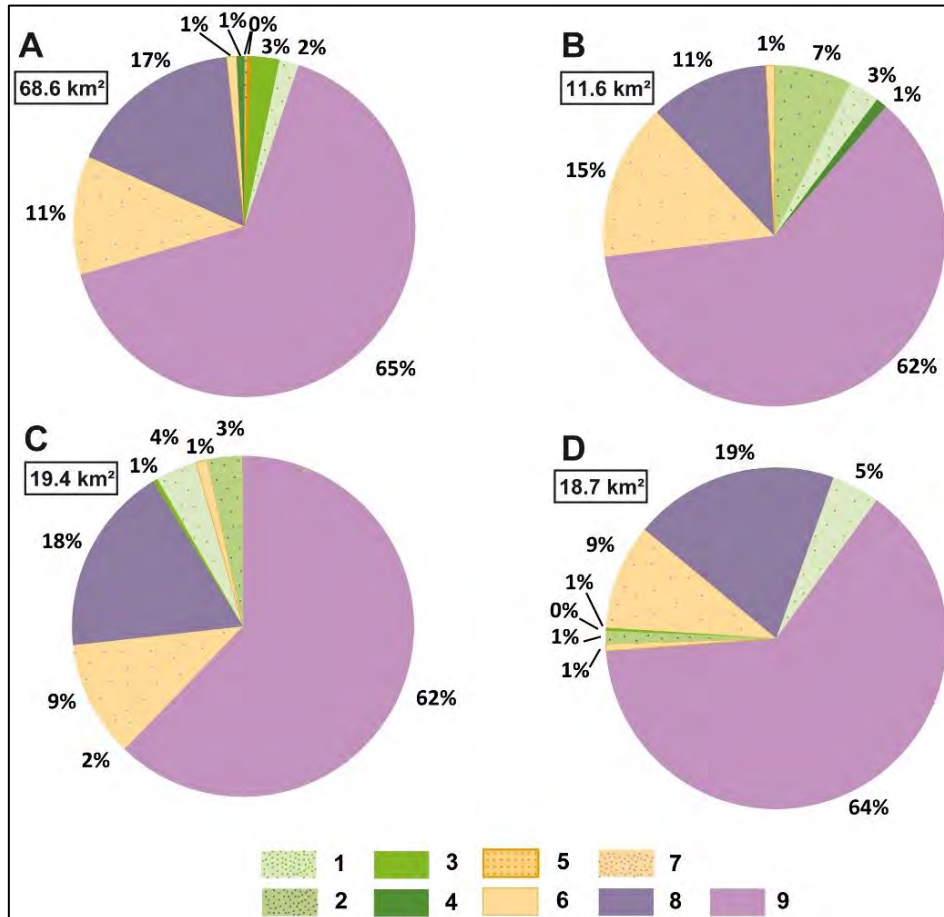


Figure 4.17 : Répartition des stocks sédimentaires par bassin versant. A : Le Bastan ; B : La Neste de Badet ; C : La Neste d'Oô ; D : Le Lys ; 1. Dépôts fluvio-torrentiels ; 2. Cônes de déjection mixtes ; 3. Cônes de déjection torrentiels ; 4. Ravines ; 5. Glissements de terrain ; 6. Eboulis ; 7. Dépôts glaciaires/Talus d'éboulis indifférenciés ; 8. Moraines ; 9. Dépôts glaciaires hérités.

Au total, 64 % des formations superficielles sont des dépôts glaciaires hérités et représentent 36 % de la superficie totale. Les moraines dénudées (17 %) et les dépôts glaciaires/talus d'éboulis indifférenciés (11 %) constituent les deux autres types de formations majoritairement présents dans ces bassins. Pris bassin par bassin, les dépôts glaciaires hérités couvrent sensiblement la même surface relative (Fig. 4.17). En revanche, les moraines sont moins présentes dans le bassin de la Neste de Badet avec seulement 11 %. Cela s'explique par l'absence de grands cirques glaciaires, lieu privilégié de dépôt des moraines du PAG, et des profils de versants abrupts sur les parties amont peu propices à l'installation de stocks glaciaires. A l'inverse, c'est le bassin qui possède un taux de recouvrement de formation post-glaciaires plus important avec les éboulis et les cônes mixtes situés en rive gauche.

Les moraines dénudées sont les dépôts les moins connectés au réseau hydrographique principal avec une valeur moyenne de -5,88. Elles sont principalement situées dans les cirques glaciaires amont et sont les plus éloignées du réseau hydrographique (Fig. 4.18). Les formations post-glaciaires, situées en

fond de vallée, comme les cônes de déjection mixtes et les dépôts fluvio-torrentiels, représentent à peine plus de 4 % des formations superficielles mais sont logiquement les plus connectées au réseau hydrographique principal, avec une valeur moyenne de -4,36. Pour les cônes de déjection torrentiels, la faible valeur moyenne de connectivité doit être nuancée. En effet, l'analyse inclut le cône du Bastan à sa confluence avec le gave de Pau à Luz-Saint-Sauveur, ce qui contribue à réduire fortement la moyenne de l'indice de connectivité. En effet, ce cône à pente très faible est l'un des plus vastes des Pyrénées. Une partie du cône a été active lors de la crue de 2013 comme l'atteste l'élargissement de la bande active et l'érosion des dépôts adjacents, mais sa faible pente minore sa connectivité dans le calcul de l'IC. L'analyse de la connectivité sédimentaire structurelle des formations superficielles semble donc indiquer une tendance à une organisation de la cascade sédimentaire théorique très courte, principalement organisée entre les formations superficielles de bas de versant, les formations fluvio-torrentielles et les chenaux collecteurs principaux.

Les formations superficielles sont à plus de 80 % dénudées ou couvertes de landes/pelouses (Fig. 4.19) dont 48 % de landes/pelouses. En moyenne, ce sont les formations recouvertes de forêts ouvertes et de landes qui sont les plus connectées au réseau hydrographique principal. Les formations dénudées *i.e.* les éboulis et les moraines du PAG, sont théoriquement plus vulnérables face à l'érosion mais n'apparaissent pas comme les formations les plus connectées.

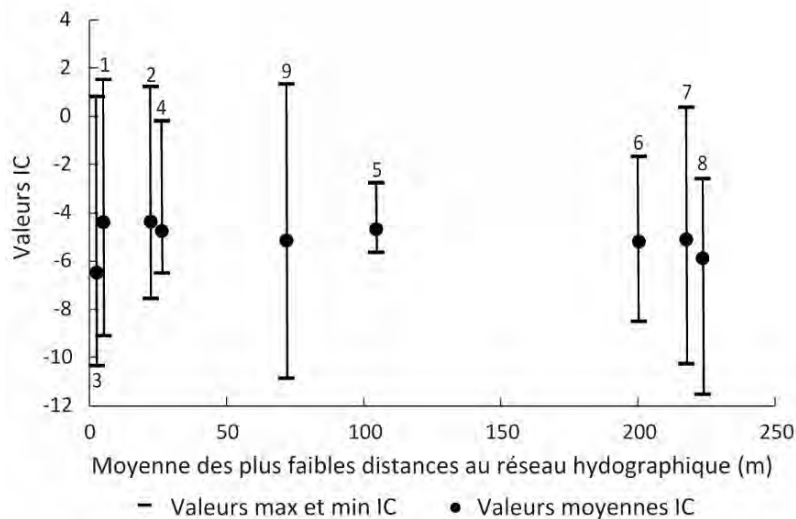


Figure 4.18 : IC des formations superficielles et moyenne des plus faibles distances au réseau hydrographique de chaque type de formations superficielles. 1. Dépôts fluvio-torrentiels ; 2. Cônes de déjection mixtes ; 3. Cônes de déjection torrentiels ; 4. Ravines ; 5. Glissements de terrain ; 6. Éboulis ; 7. Dépôts glaciaires/Talus d'éboulis indifférenciés ; 8. Moraines ; 9. Dépôts glaciaires hérités.

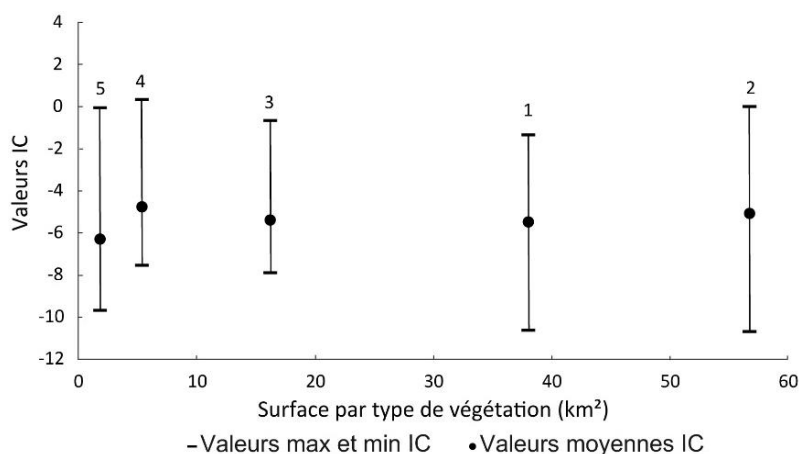


Figure 4.19 : IC des formations superficielles et surface du couvert végétal par type de végétal. 1 : Dénudé ; 2 : Lande et pelouse ; 3 : Forêt ; 4 : Forêt ouverte ; 5 : Asphalte.

3.2.2 - La connectivité sédimentaire fonctionnelle

Les résultats ci-après sont issus du croisement entre les types de formations superficielles qui ont été des zones actives et l'IC. La figure 4.20 représente un exemple de ce croisement pour la plaine de Tournaboup sur le Bastan avec les formations superficielles actives en fond de vallée le long du Bastan. Le ravin d'Ourdégon en rive droite, apparaît davantage sur la photographie aérienne de début juillet 2013 car les débits sont largement supérieurs à ceux d'août 2010. Aucun impact morphogène notable n'a été relevé malgré une forte connectivité théorique.

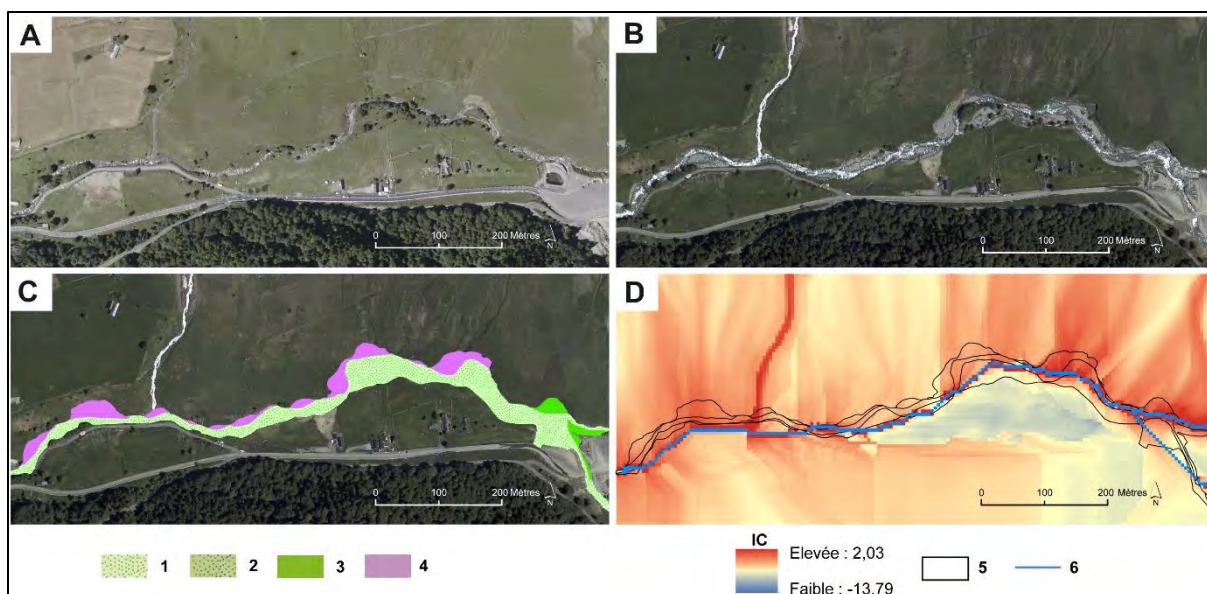


Figure 4.20 : La connectivité sédimentaire fonctionnelle des formations superficielles dans la plaine de Tournaboup. A : Orthophotographie de 2010 ©IGN ; B : Photographie aérienne RTM de début juillet 2013 ©IGN ; C : Formations superficielles actives ; D : IC et polygone des zones actives ; 1 : Dépôts fluvi-torrentiels ; 2 : Cônes de déjection mixtes ; 3 : Cônes de déjection torrentiels ; 4 : Dépôts glaciaires hérités ; 5 : Zones actives ; 6 : Réseau hydrographique principal.

L'activité des formations superficielles semble suivre la même dynamique dans les bassins versants du Bastan, du Lys et de la Neste d'Oô, avec une activité avérée des stocks sédimentaires de fond de vallée. En effet, les dépôts fluvio-torrentiels, qui ne représentent que 2,7 % des formations superficielles, concourent à plus de 58 % des zones actives lors de la crue. Ces unités comprennent les matériaux remaniés dans le chenal mais également les érosions de berges et en lit majeur. Viennent ensuite les cônes de déjection mixtes et torrentiels. Dans le bassin versant du Bastan, les dépôts glaciaires hérités adjacents du réseau hydrographique constituent 17 % des zones actives.

La Neste de Badet montre une activité plus intense des dépôts de versants avec la participation à 64 % des dépôts glaciaires/talus d'éboulis indifférenciés alors qu'ils représentent seulement 15 % des formations superficielles du bassin (Fig. 4.21). Ces zones actives se situent sur les versants de rive gauche de la Neste de Badet en partie intermédiaire et basse, et ont été remobilisées et acheminées au chenal par charriage hyperconcentré et lave torrentielle (Fig. 4.22). Le remaniement des dépôts fluvio-torrentiels représente l'autre part importante des zones actives du bassin avec 26 %. Sur les quatre bassins versants, le Bastan et la Neste de Badet concentrent 77 % des zones actives, en raison notamment de la grande taille du bassin du Bastan et de la plus forte activité des versants de la Neste de Badet.

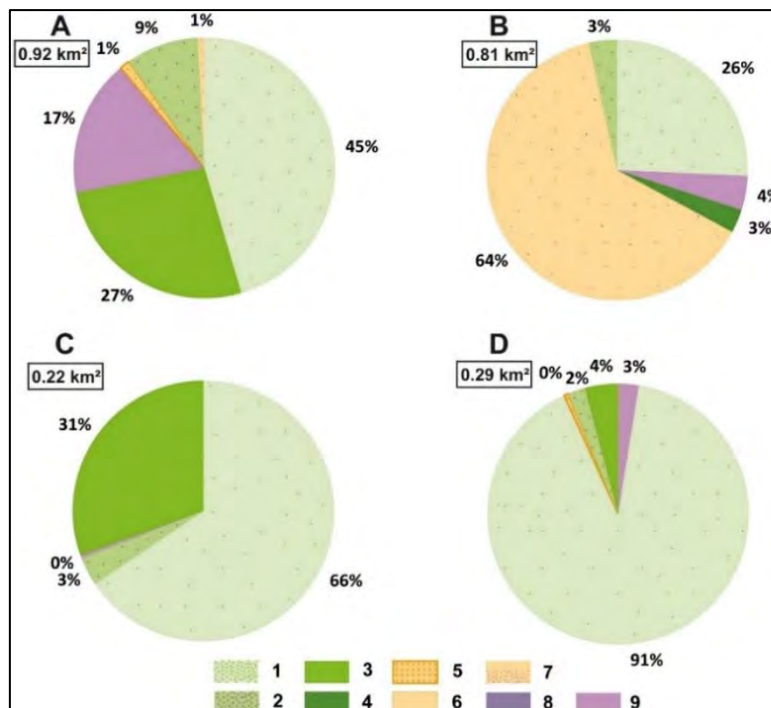


Figure 4.21 : Répartition des zones actives par bassin versant. A : Le Bastan ; B : La Neste de Badet ; C : La Neste d'Oô ; D : Le Lys ; 1. Dépôts fluvio-torrentiels ; 2. Cônes de déjection mixtes ; 3. Cônes de déjection torrentiels ; 4. Ravines ; 5. Glissements de terrain ; 6. Eboulis ; 7. Dépôts glaciaires/Talus d'éboulis indifférenciés ; 8. Moraines ; 9. Dépôts glaciaires hérités.

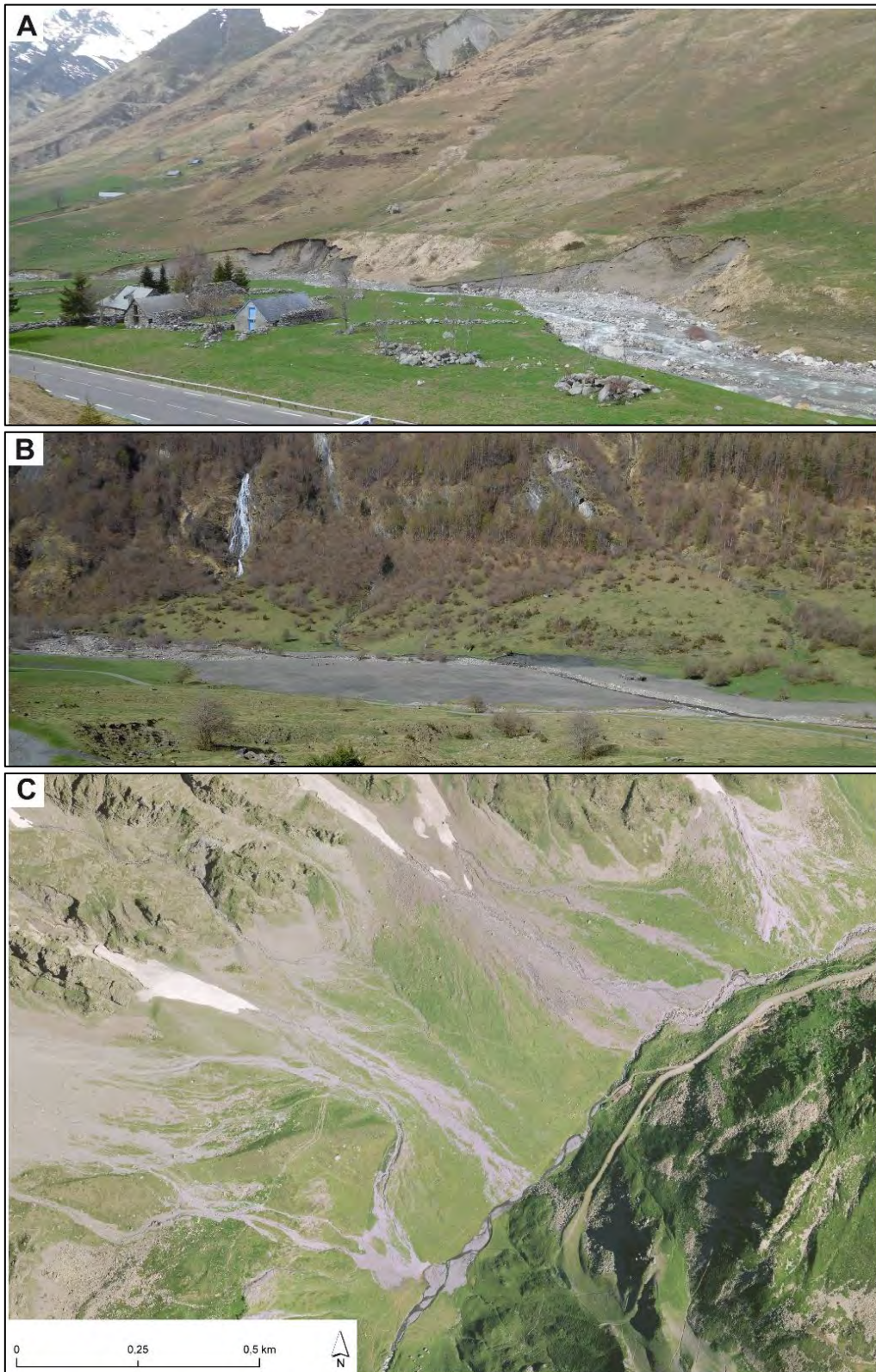


Figure 4.22 : Zones actives dans trois bassins versants. A : Photographie du Bastan à Tournaboup avec l'érosion de dépôts fluvio-torrentiels et de dépôts glaciaires hérités ; B : Photographie du remblaiement des dépôts fluvio-torrentiels remaniés pendant la crue sur la Neste d'Oô aux Granges d'Astau ; C : Orthophotographie de la Neste de Badet et zones actives de versant (tabliers d'éboulis et dépôts glaciaires connectés au collecteur principal).

Par ailleurs, l'analyse par photo-interprétation, confirmée par les rapports administratifs d'expertise post-crue, a permis de déceler la rareté de laves torrentielles dans les bassins de la Neste d'Oô, du Lys (quelques dépôts sont visibles autour du sous-bassin n°1) et du Bastan lors de la crue. La présence de neige dans les parties les plus élevées au moment de la crue, ainsi que la correction des ravines historiquement actives au milieu du 19^{ème} jusqu'au début du 20^{ème} siècle, expliquent en partie la contribution sédimentaire limitée des hauts versants. Elle s'explique également par la répartition et la connectivité des formations superficielles des zones amont. Les versants abrupts supportent peu de formations superficielles dans les parties amont du fait de leurs fortes pentes. La production sédimentaire provient alors uniquement des parois sommitales potentiellement soumises aux processus de gélifraction.

De façon globale, les formations superficielles dénudées de tête de bassin comme les moraines et les éboulis apparaissent comme des formations peu contributives à la constitution de la charge solide de la crue de juin 2013 car elles sont situées dans des zones topographiquement déconnectées. A *contrario*, ce sont les formations de fond de vallée et de pied de versant qui ont largement été remaniées (Fig. 4.18).

En terme de connectivité, les zones actives les plus connectées au réseau hydrographique principal sont les dépôts fluvio-torrentiels (-3,44), les glissements de terrain (-3,51), les cônes mixtes (-3,53) puis les dépôts glaciaires hérités (-3,76) (Fig. 4.23). Hormis, les ravines et les glissements, les cinq autres types de formations superficielles présentent des valeurs maximales supérieures à 0. Logiquement, les moyennes des plus faibles distances au réseau hydrographique de la BD Carthage IGN sont inférieures à 5 m sauf pour les glissements de terrain (12 m). Ces distances sont largement plus faibles que celles de toutes les formations superficielles et montrent bien une connectivité sédimentaire efficace proche du réseau hydrographique principal.

Comme pour la répartition des types d'occupation du sol sur les formes superficielles, environ 80 % des zones actives sont des zones dénudées ou couvertes de landes/pelouses dont 54 % de surface dénudée (Fig. 4.24). Ces zones ne sont pas pour autant les plus connectées puisque les zones actives les plus connectées sont sous forêt et asphaltées (routes et chemins).

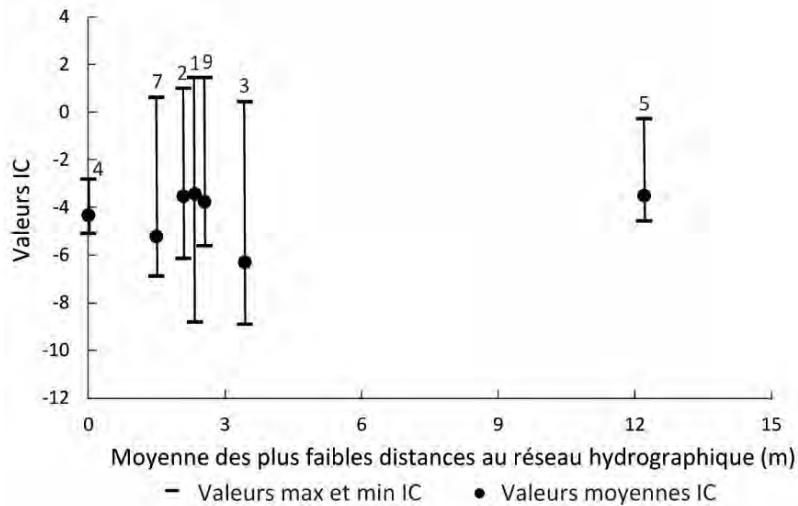


Figure 4.23 : IC des formations superficielles actives et moyennes des plus faibles distances au réseau hydrographique de chaque type de formations superficielles. 1. Dépôts fluvio-torrentiels ; 2. Cônes de déjection mixtes ; 3. Cônes de déjection torrentiels ; 4. Ravines ; 5. Glissements de terrain ; 7. Dépôts glaciaires/Talus d'éboulis indifférenciés ; 9. Dépôts glaciaires hérités.

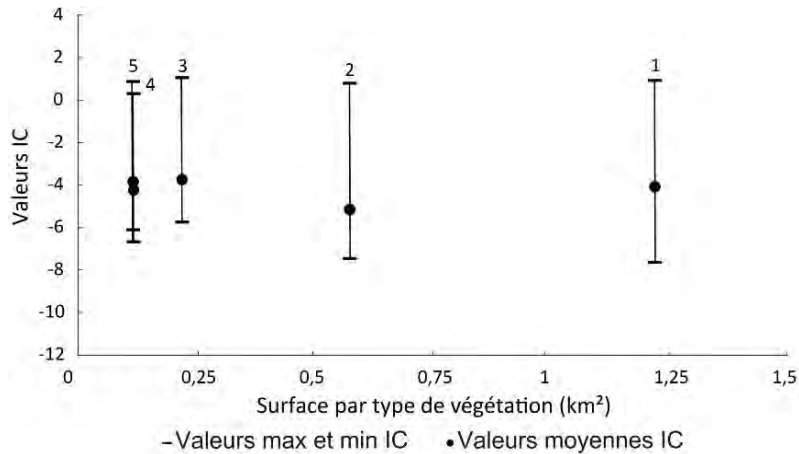


Figure 4.24 : IC des zones actives et types d'occupation du sol. 1 : Dénudé ; 2 : Lande et pelouse ; 3 : Forêt ; 4 : Forêt ouverte ; 5 : Asphalte.

3.3 - Résultats de la TRE et de la Gravimétrie relative

3.3.1 - Tomographie de Résistivité Electrique

La figure 4.25 représente la situation des 4 panneaux de tomographie électrique, le sens de lecture des modèles de résistivité associés ainsi que les deux profils en travers qui ont été modélisés.

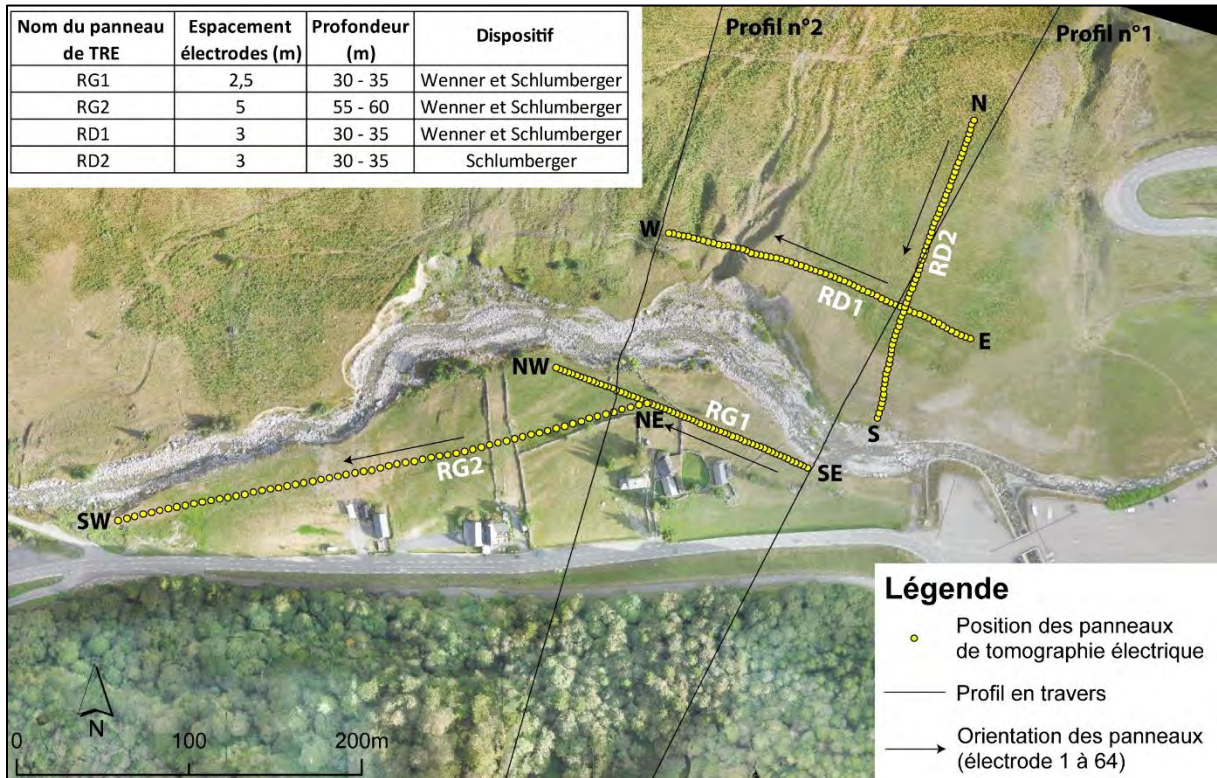
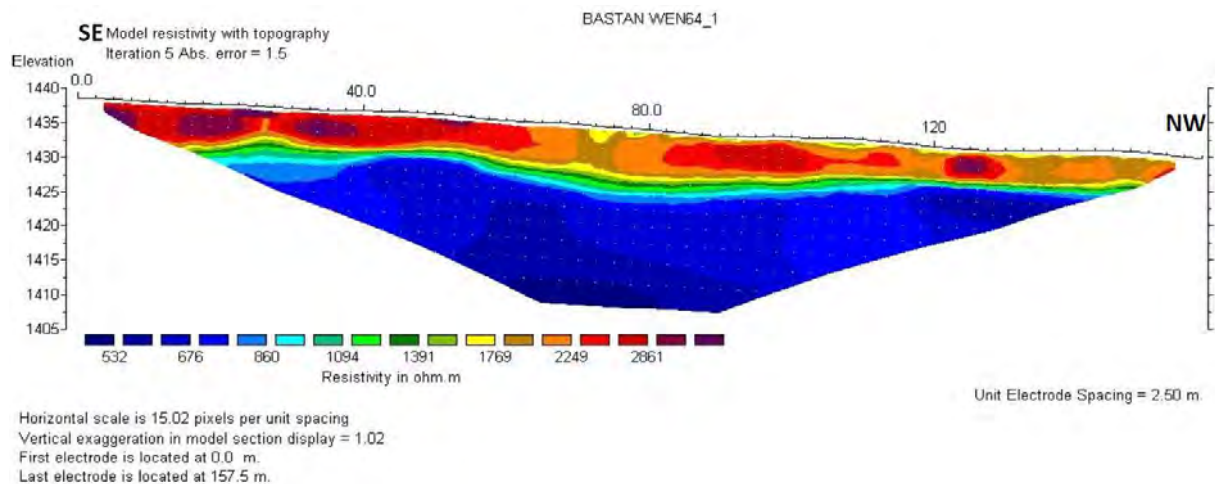


Figure 4.25 : Situation des panneaux de tomographie électrique.

La rive gauche

La résistivité a été mesurée pour le panneau RG1 selon les dispositifs de Wenner et de Schlumberger. L'espacement de 2,5 m entre électrodes a permis de mesurer jusqu'à une profondeur de 30-35 m. Deux couches sont bien différenciables sur le modèle de résistivité. La première est plus résistante avec des valeurs de résistivité comprises entre 1400 et 3000 Ohm.m (Fig. 4.26). La seconde est plus conductrice (500 à 700 Ohm.m) (Fig. 4.26).



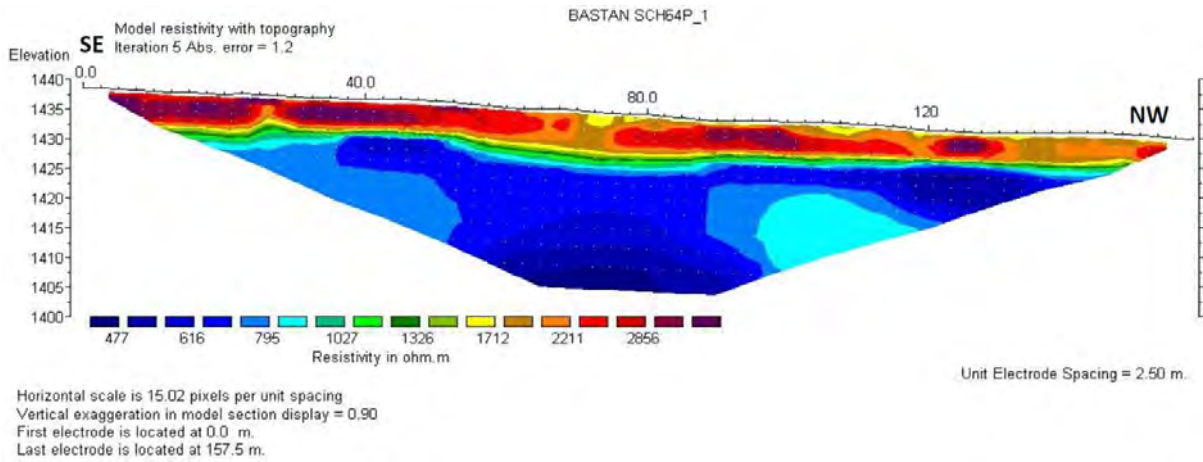
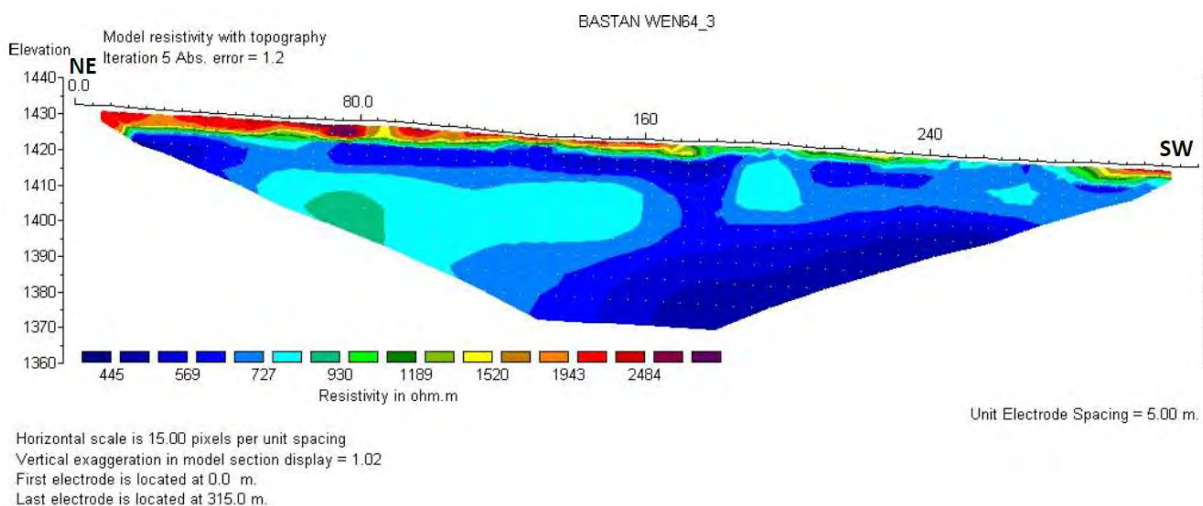


Figure 4.26 : Modèle de résistivité du panneau RG1. Dispositif de Wenner (en haut) et dispositif de Schlumberger (en bas).

Le panneau RG2 est plus long (315 m de long contre 157 m pour la coupe RG1). Les électrodes ont été espacées de 5 m pour sonder jusqu'à 55 m de profondeur pour le dispositif de Wenner et 60 m pour le dispositif de Schlumberger. La forte présence d'eau dans le sol rend cette coupe moins lisible et plus hétérogène. On distingue la couche supérieure plus résistante (1500 – 3000 Ohm.m) d'environ 5 m d'épaisseur au nord-est (Fig. 4.27). Elle devient de plus en plus conductrice (700 Ohm.m) à mesure qu'on se déplace vers le sud-ouest jusqu'à 175 m. La deuxième couche est encore plus conductrice avec des valeurs d'environ 500 Ohm.m et des intrusions de matériaux plus résistants (1000 Ohm.m) (Fig. 4.27).



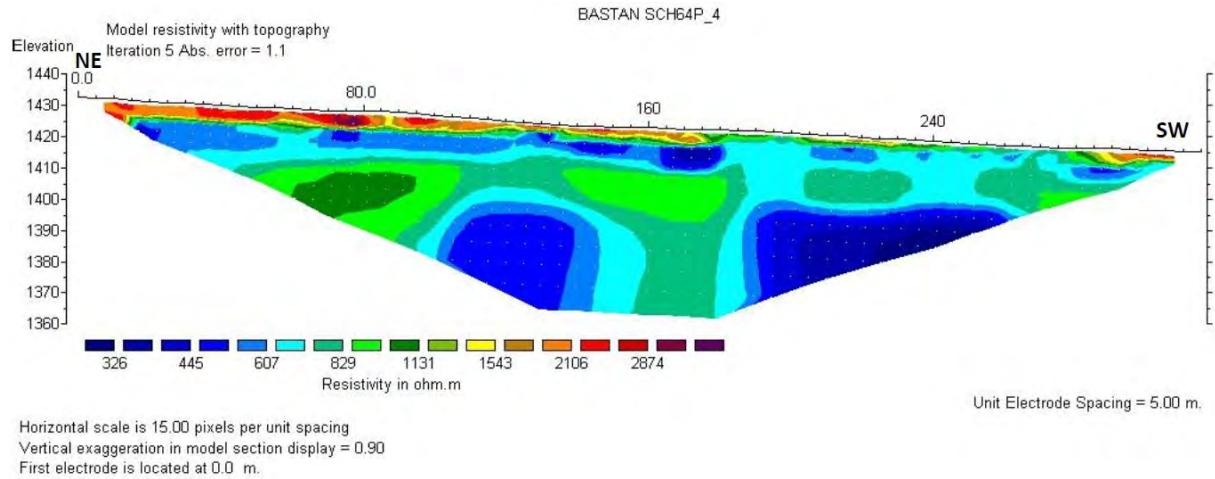
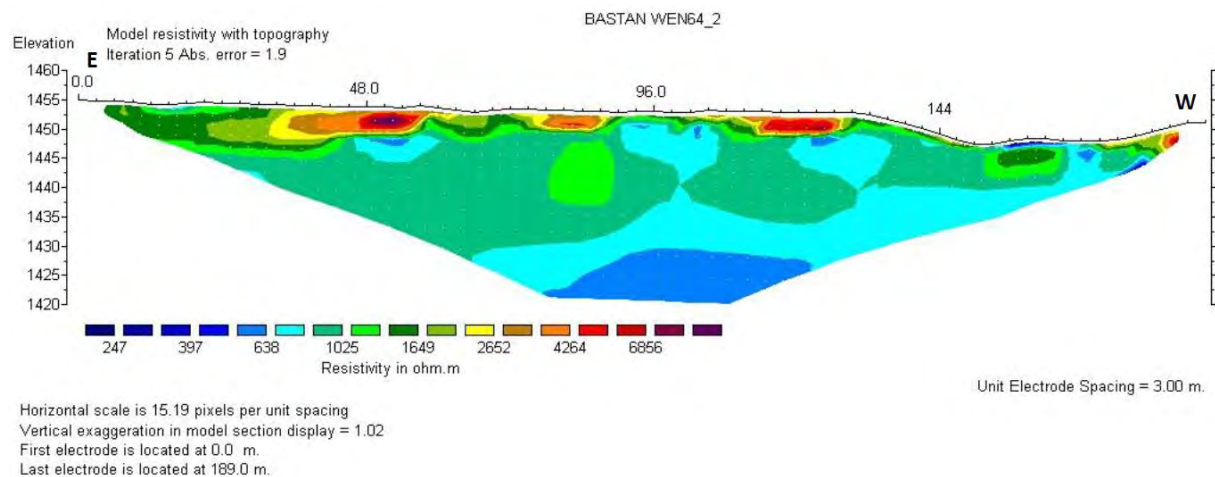


Figure 4.27 : Modèle de résistivité du panneau RG2. Dispositif de Wenner (en haut) et dispositif de Schlumberger (en bas).

La rive droite

Sur l'autre rive du Bastan, deux panneaux ont également été effectués. Le panneau RD1 est orienté dans le sens de l'écoulement du Bastan. Les électrodes ont été espacées de 3 m pour une profondeur attendue de 35 m selon les deux dispositifs. Dans le cas du dispositif de Schlumberger, le modèle d'inversion a été affiné pour améliorer la lisibilité. Deux couches sont également observables. La première couche possède une résistivité allant de 2000 Ohm.m en surface à 1000 Ohm.m en profondeur. Cette couche est épaisse d'environ 10 m à l'est et s'amincit puis disparaît à l'ouest. La deuxième couche est plus profonde et plus conductrice avec des valeurs de résistance de 500 Ohm.m (Fig. 4.28).



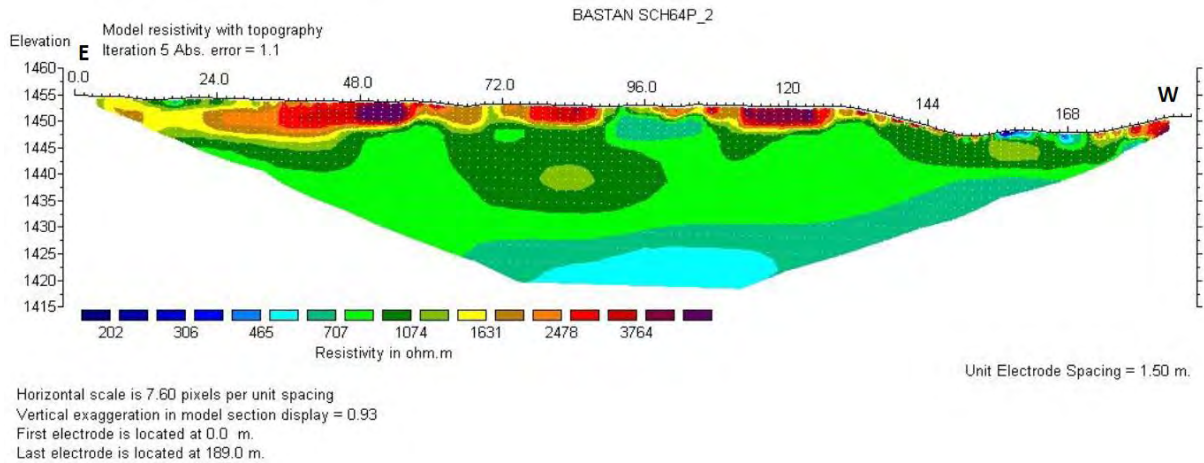


Figure 4.28 : Modèle de résistivité du panneau RD1. Dispositif de Wenner (en haut) et dispositif de Schlumberger (en bas).

Si les 3 panneaux précédents suivent globalement la même orientation que l'écoulement du Bastan, le panneau RD2 est perpendiculaire. Il part du versant (1485 m d'altitude) jusqu'au lit majeur (1438 m). Sur cette coupe, seul le dispositif de Schlumberger a été utilisé (Fig. 4.29). Il confirme les résultats obtenus en RD1 à savoir une couche superficielle résistante d'environ 10 m d'épaisseur. La lecture de la partie basse de la coupe est perturbée par la présence d'eau dans les dépôts.

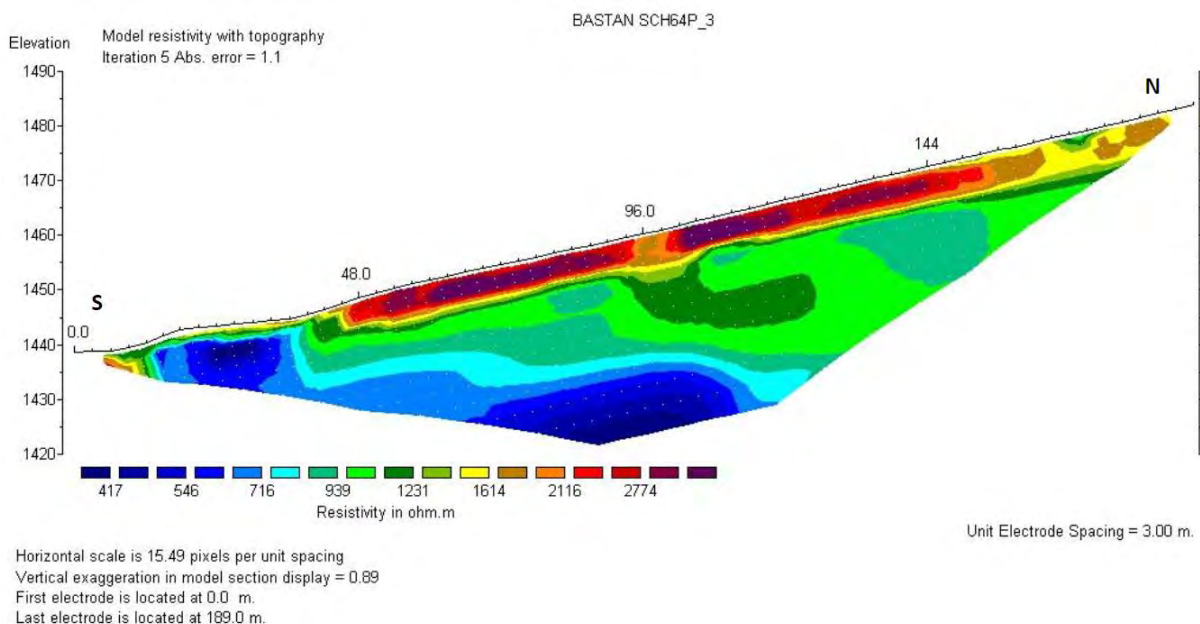


Figure 4.29 : Modèle de résistivité du panneau RD2. Dispositif de Schlumberger.

3.3.2 - La gravimétrie relative

La figure 4.30 représente les 45 observations de gravimétrie relative, sectorisées en deux régions en rive gauche et en un profil en rive droite.

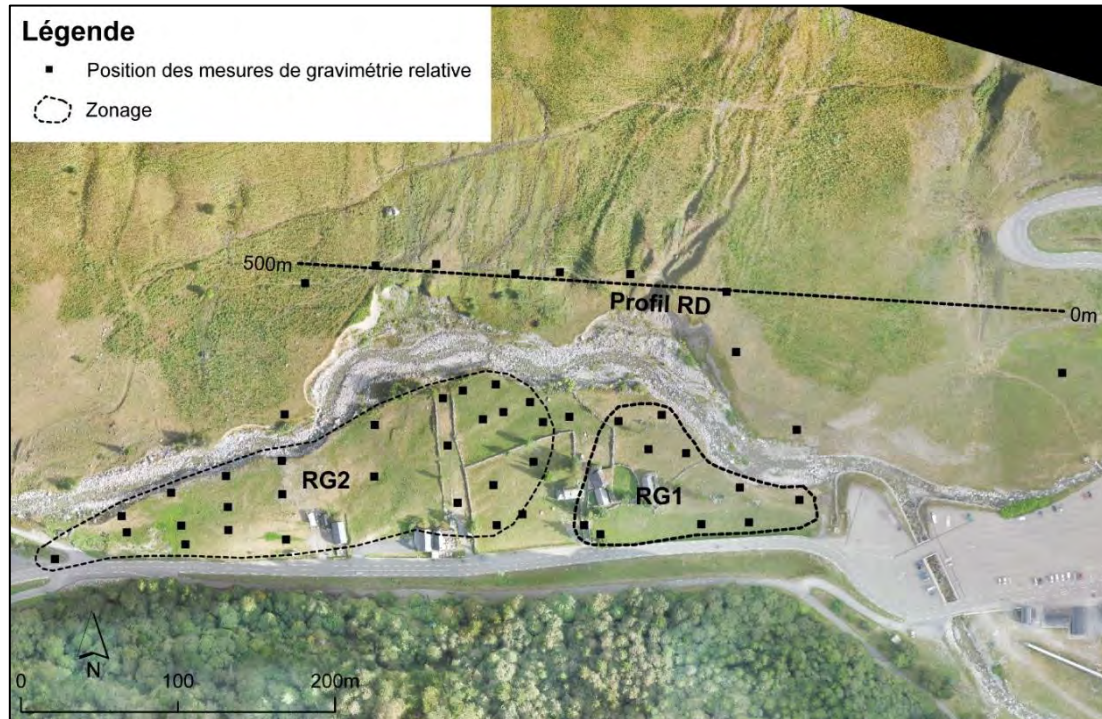


Figure 4.30 : Carte des mesures de gravimétrie relative.

D'après la carte d'anomalies de Bouguer, il y a une amplitude gravimétrique de 0,450 (mgal= $1e^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) en rive gauche (Fig. 4.31). La zone RG1 possède des valeurs assez homogènes allant de 4633,05 à 4633,3 mgal. En revanche, l'amplitude des valeurs de la RG2 montre plusieurs anomalies, témoins d'un milieu plus hétérogène. Elles sont le marqueur de présence de structure à densité plus faible que la densité moyenne de croûte, dans notre cas fixé à 2,8. La topographie plus pentue en rive droite ne nous a permis d'effectuer qu'un profil gravimétrique (Fig. 4.30 et 4.32). Il est complémentaire avec le panneau de tomographie électrique RD1. L'effet gravimétrique varie le long du profil avec une amplitude de -0,382 mgal.

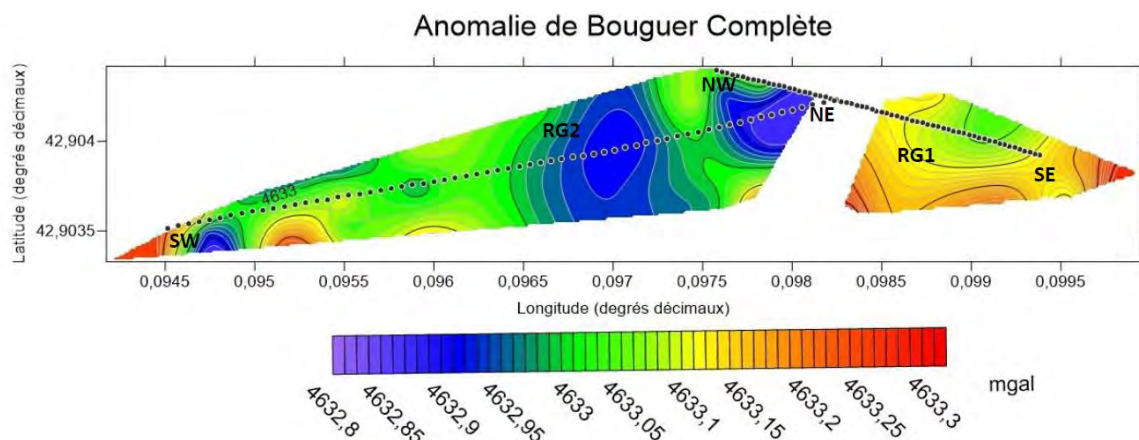


Figure 4.31 : Anomalies de Bouguer de la rive gauche (en pointillé les panneaux de tomographie RG1 et RG2).

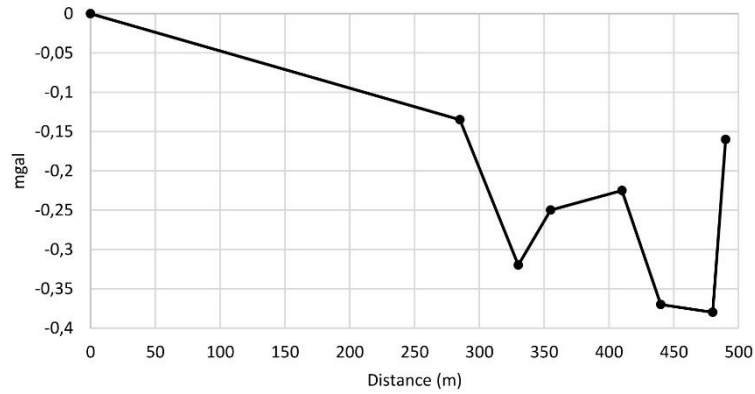


Figure 4.32 : Profil gravimétrique en rive droite.

3.3.3 - Interprétation

Dans la vallée du Bastan, des forages ont été réalisés à Barèges, à 2,5 km en aval de la plaine de Tournaboup, par le BRGM *e.g.* à Barèges en 1965, à Barzun en 1987 (Fig. 4.33)... Ces sondages révèlent une couche supérieure, de 7 à 30 m d'épaisseur selon les endroits. Elle se compose d'alluvions glaciaires non classées avec des gros blocs de granite et parfois de calcaire. Plus en profondeur, la deuxième couche est le substratum composée de schistes (schistes gris bleu très dur et très siliceux, schistes tendres et sombres, ou des alternances de schistes gris bleu très dur et de lits de calcaire cristallin blanc). Dans les rapports de sondage, une coupe géologique transversale à hauteur des termes de Barzun a été effectuée. Au regard de la carte géologique du bassin (cf Fig. 1.16), il semble que la structure géologique soit identique à l'amont.

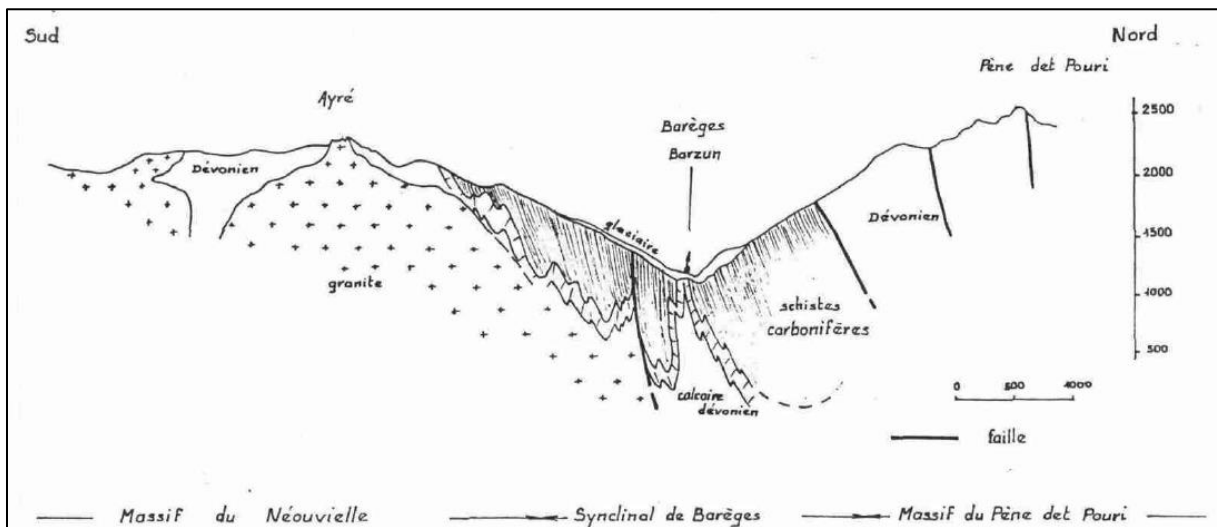


Figure 4.33 : Coupe géologique transversale de Barèges à hauteur des thermes de Barzun (BRGM).

Deux tableaux de résistivité et de densité des matériaux terrestres de Loke (2004) et de Dubois et al. (2011) sont présentés en annexe et permettent l'interprétation des types de matériaux (Annexe 4 et 5). Pour les compléter, Chouteau (2002) estime la densité des schistes entre 2,39 et 2,9.

La rive gauche

Le croisement des résultats de la tomographie électrique et de la gravimétrie confirme la plus grande homogénéité de la RG1 par rapport à la RG2. A la lumière des informations des forages de Barèges, le panneau de tomographie RG1 permet bien de distinguer une couche d'alluvions de 5 à 10 m d'épaisseur et une seconde de schistes plus conductrice (Fig. 4.34).

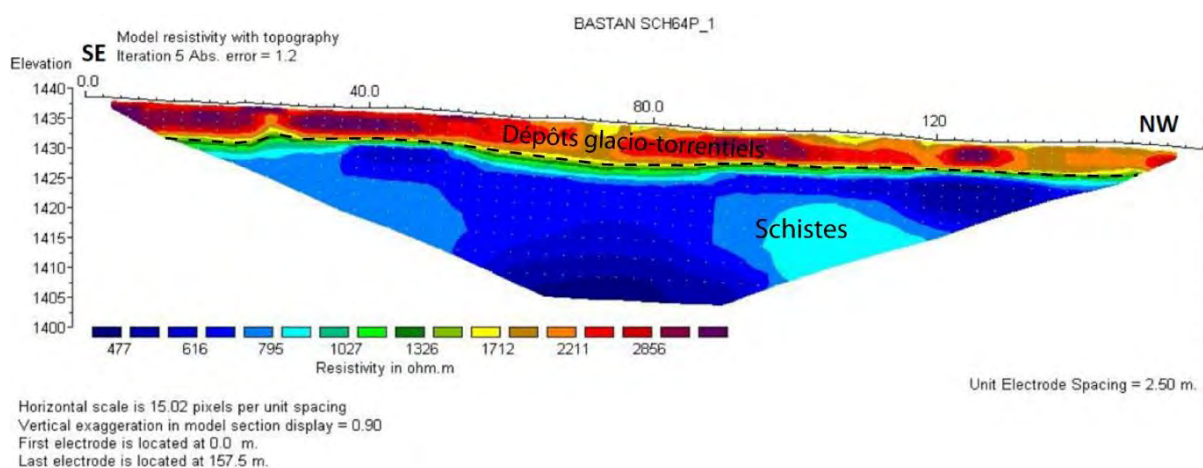


Figure 4.34 : Interprétation du panneau de tomographie électrique RG1.

Sur la RG2, la tomographie électrique permet également d'estimer l'épaisseur sédimentaire entre 5 et 10 m (Fig. 4.35). Si la gravimétrie n'apporte pas d'informations complémentaires sur l'épaisseur sédimentaire, elle permet d'interpréter la composition de la seconde couche plus profonde. En effet, deux structures A et B sont identifiées, à la fois sur le panneau de tomographie et sur la carte gravimétrique. Elles sont plus résistantes et moins denses que le milieu encaissant et sont interprétées comme étant des schistes durs mélangés avec des calcaires moins denses.

Par ailleurs, les valeurs de résistivité sont plus importantes en rive gauche qu'en rive droite. Elles s'expliquent probablement par une plus forte abondance de blocs granitiques.

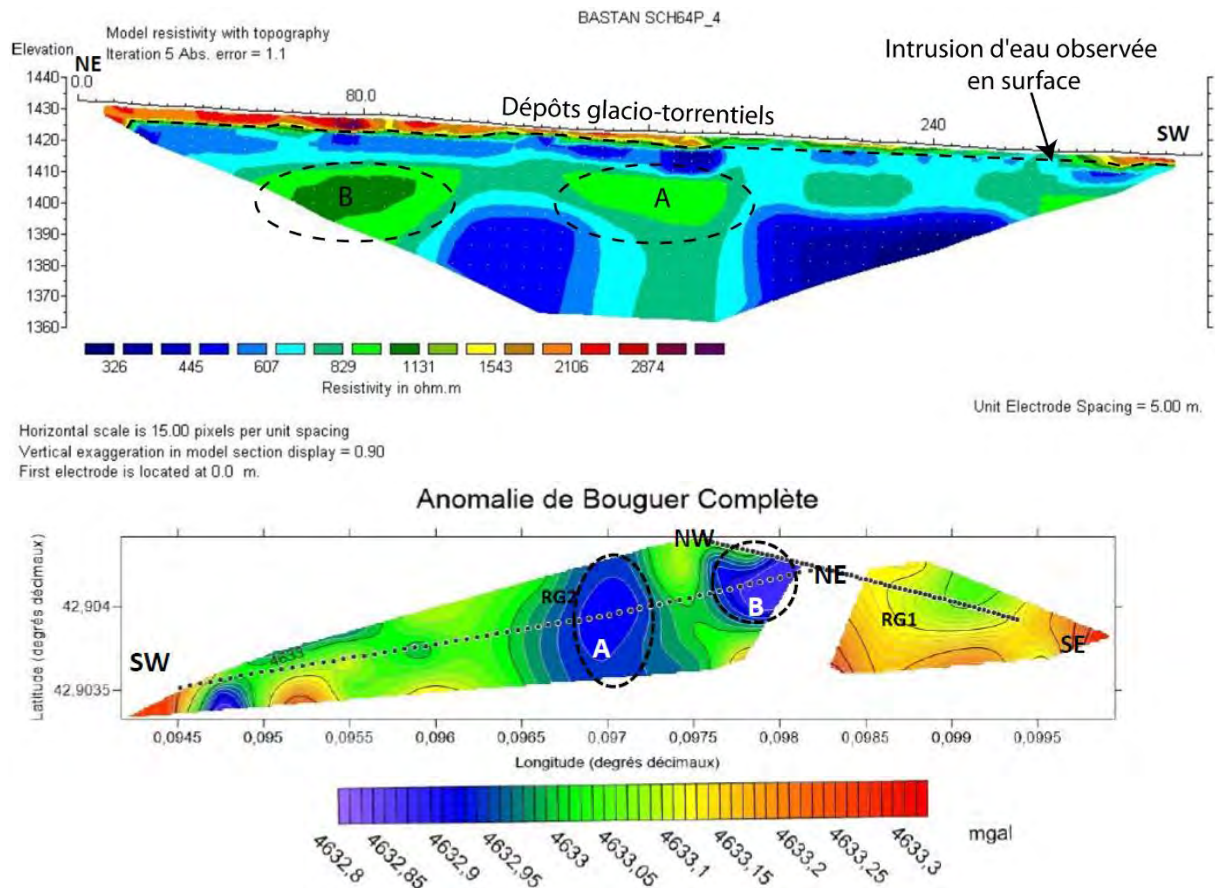


Figure 4.35 : Interprétation de la région RG2.

La rive droite

La résistivité importante de la couche supérieure du panneau RD1 met en évidence la couche d'alluvions et de gros blocs de granite avec une épaisseur de 5 à 10 m. Le panneau montre un amincissement de la couche vers l'ouest. Sur la figure 4.30, on observe des ravines qui ont creusé les dépôts hérités. Elles sont surtout alimentées en période d'orage et de fonte nivale.

Concernant le panneau RD2, l'épaisseur de la couche d'alluvions oscille entre 5 et 10 m, plus proche des 10 m sur la partie haute du profil (Fig. 4.36).

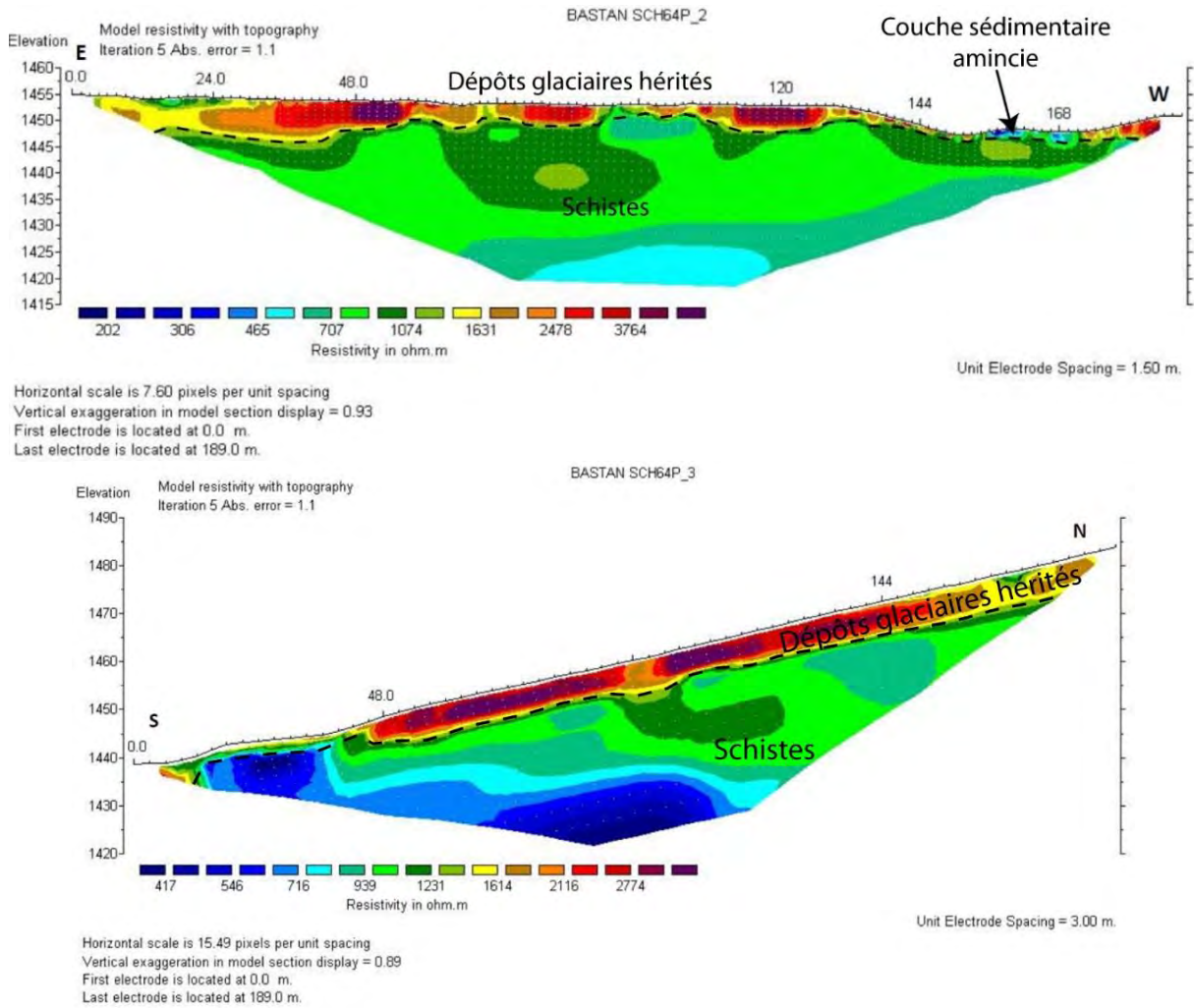
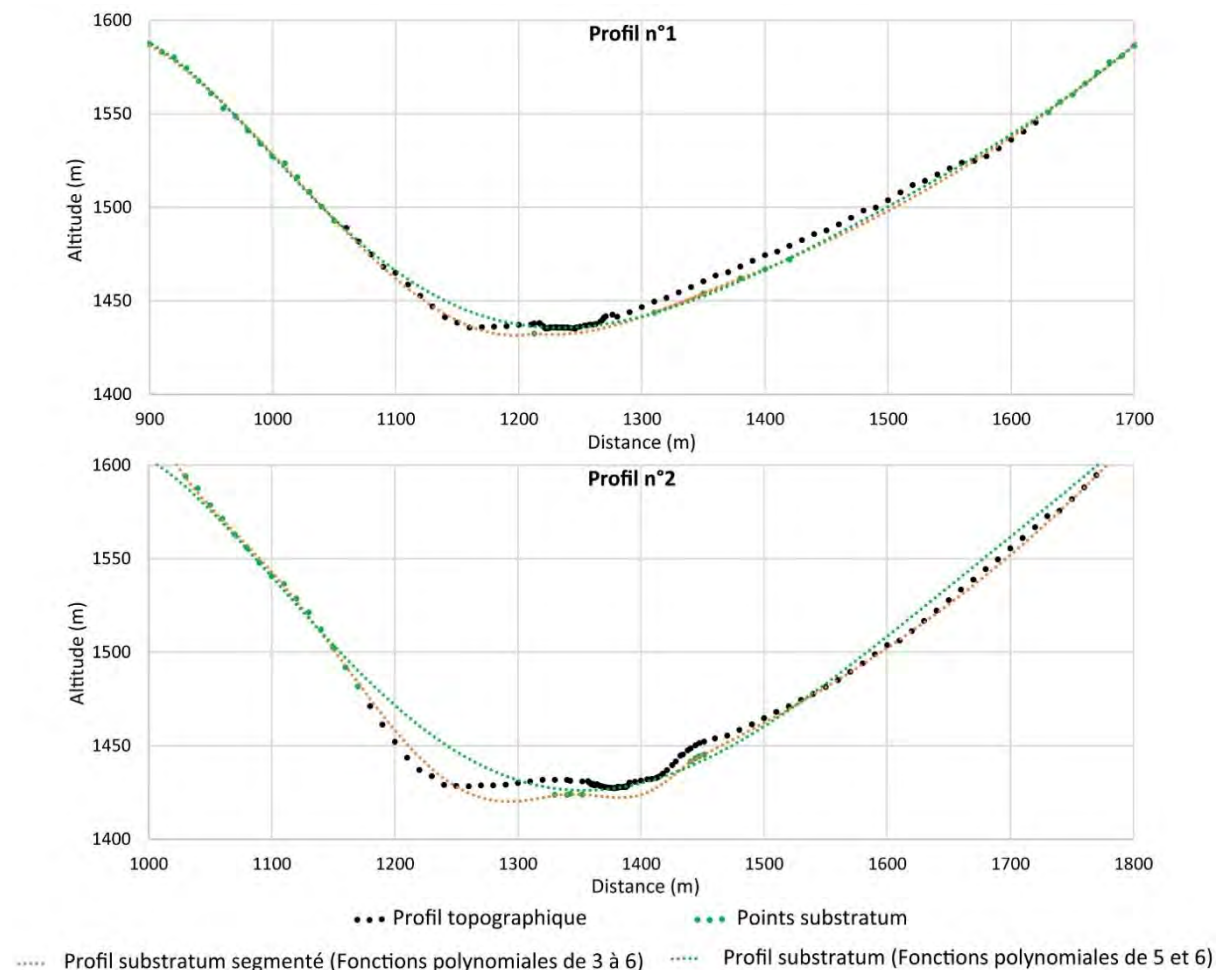


Figure 4.36 : Interprétation du panneau RD1 et RD2.

Modélisation statistique du substratum

Grâce à la tomographie de résistivité électrique, l'épaisseur de la couche d'alluvions fluvio-glaciaires est globalement estimée entre 5 et 10 m sur la plaine de Tournaboup. La faible densité des données et son absence sous le chenal ne permet pas de créer un MNT du substratum. Cependant sur deux profils en travers, une modélisation du substrat a été réalisée à partir de fonctions polynomiales de 3 à 6. Sur la figure 4.37, le profil topographique a été créé à partir du MNT 5 m © IGN sur les versants et à partir de mesure au DGPS dans le chenal. Les points du substrat sont issus d'une part des points du profil topographique où le substrat affleure (d'après la carte géologique du BRGM au 1/50 000), et d'autre part, des panneaux tomographiques. Ces deux profils sont positionnés de telle sorte qu'il est possible d'extraire une ou plusieurs altitudes du substrat par rive à l'aide de la tomographie (à plus ou moins 50 cm de précision). A partir de tous ces points ont été estimés le profil en travers du substrat à l'aide de fonctions polynomiales sous tableur. En effet, Svenson, (1959) et Graf (1970) ont montré que les profils en travers des vallées glaciaires s'apparentent à des paraboles. Depuis de nombreux

auteurs cités dans Carlier et al. (2018) ont utilisé les lois de puissance ($y = a x^b$) ou des fonctions quadratiques ($y = a x^2 + b x + c$) pour modéliser ces profils. Sur la figure 4.37, le profil du substrat en vert est issu de la fonction polynomiale d'ordre 5 et 6. Cependant, la dissymétrie entre les versants provoque des anomalies par rapport à la réalité. Nous avons découpé le profil en 3 segments, respectivement le versant de rive droite, le fond de vallée et le versant rive gauche et choisi la fonction polynomiale la plus adaptée (d'ordre 3 à 6) pour chacun des segments. Ce résultat doit toutefois être considéré comme indicatif.



L'utilisation de la tomographie de résistivité électrique permet d'estimer le potentiel de la plaine de Tournaboup dans sa participation à la constitution de la charge solide lors de prochaines crues. Si les dynamiques d'élargissements et d'incisions se poursuivent lors des prochaines crues, les formations superficielles vulnérables de fond de vallée ont un potentiel de recharge sédimentaire sur environ 10 m d'épaisseur sur la plaine de Tournaboup et de 7 à 30 m autour de Barèges, deux zones à incisions marquées lors de la crue de juin 2013.

4 – Discussion/Conclusion

4.1 - Les apports et les limites

La modélisation à base morphométrique de la connectivité sédimentaire sous SIG est un outil efficient pour l'amélioration de la compréhension de la dynamique sédimentaire (Crema et Cavalli, 2018 ; Cavalli et al., 2016 ; Tiranti et al., 2016). Les croisements réalisés entre l'indice morphométrique et la cartographie des formations superficielles d'une part, et les zones actives lors de la crue de 2013 d'autre part, ont permis d'établir un diagnostic des connectivités structurelles et fonctionnelles à l'échelle de l'événement, puis de comprendre le rôle des formations superficielles dans la caractérisation globale de la connectivité sédimentaire. Si la portée prédictive n'a pu être réalisée, ces croisements ont permis de montrer la contribution des différentes formations superficielles en fonction de leur type et de leur localisation dans le bassin versant. Dans la mesure où les valeurs moyennes de connectivité des zones actives sont supérieures à celles des formations superficielles (Fig. 4.38), l'étude confirme la pertinence de ces croisements. Les formations superficielles actives ont des valeurs de connectivité supérieures de 1 point en moyenne par rapport aux formations de l'inventaire.

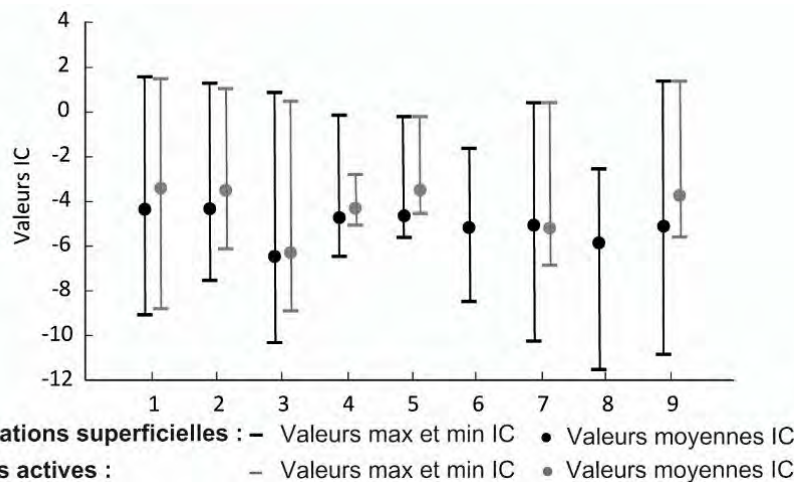


Figure 4.38 : Comparaison de l'IC des formations superficielles et des zones actives. 1. Dépôts fluvio-torrentiels ; 2. Cônes de déjection mixtes ; 3. Cônes de déjection torrentiels ; 4. Ravines ; 5. Glissements de terrain ; 6. Eboulis ; 7. Dépôts glaciaires/Talus d'éboulis indifférenciés ; 8. Moraines ; 9. Dépôts glaciaires hérités.

L'utilisation des formations superficielles et des zones actives en complément de l'IC a permis d'atténuer les limites liées à la seule utilisation de l'indice morphométrique. En effet, l'indice morphométrique n'intègre pas le rôle, la fréquence et la magnitude des événements extrêmes, mais surtout, il ne prend pas en compte le rôle de la végétation et des processus qui sont pourtant des

facteurs de contrôle majeurs de la connectivité sédimentaire. Selon Cavalli et al. (2013), cet indice a tendance à surévaluer le rôle de la topographie sur la connectivité sédimentaire.

Enfin, la modélisation morphométrique de la connectivité sédimentaire dépend beaucoup de la cible finale choisie. Ici, le choix du réseau hydrographique principal nous semble le mieux adapté pour estimer la connectivité sédimentaire en cas de crue torrentielle type juin 2013 où le réseau hydrographique est fonctionnel. C'est également le choix le plus adapté pour caractériser la connectivité sédimentaire générale des Pyrénées centrales. Dans un contexte de diminution de l'activité des versants et de la déconnexion des zones amont, la crue et le réseau hydrographique principal deviennent alors des vecteurs primordiaux de la connectivité sédimentaire efficace. Cette analyse a également permis d'étudier l'influence des facteurs de contrôle, et pas uniquement morphométriques, caractéristiques de la connectivité sédimentaire des Pyrénées centrales.

4.2 - Facteurs de contrôle

Avant toute chose, le facteur de contrôle principal de la connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales est le cadre géologique résistant qui explique la faible fourniture des parois et, localement, les petites tailles des formations superficielles. Cependant, l'analyse de la connectivité des sous-bassins versants, des formations superficielles et des zones actives, met en évidence l'importance d'autres facteurs de contrôle sur la connectivité sédimentaire au réseau hydrographique. En premier lieu, la forme des sous-bassins versants, à travers l'analyse de la compacité de Gravelius, ne semble contrôler ni la connectivité structurelle ni la connectivité fonctionnelle. L'indice morphométrique ne prenant pas en compte la végétation dans sa modélisation de la connectivité sédimentaire, il est logique que la variable végétation ne soit pas explicative de la connectivité structurelle. Cependant, elle aurait pu jouer un rôle significatif pour la connectivité fonctionnelle mais ce n'est pas le cas. En effet, le couvert végétal n'a pas expliqué la susceptibilité d'une formation superficielle à devenir une zone active lors de la crue de juin 2013. Les zones actives dénudées et à landes/pelouses constituent certes près de 80 % des zones actives mais ne présentent pas pour autant des valeurs de connectivité plus élevées.

L'influence du retrait des glaciers, dans un contexte de réchauffement climatique, a été avancée par certains auteurs comme cause de la variabilité temporelle de la connectivité (Cavalli et al., 2016 ; Goldin et al., 2016 ; Micheletti and Lane, 2016). Dans les Pyrénées, au vu de la faible emprise des glaciers et du stade avancé de leur recul (René, 2011), de la situation des quelques marges proglaciaires et des moraines récentes dans des cirques glaciaires faiblement connectés, le désenglacement final

des Pyrénées centrales n'influence en rien la connectivité sédimentaire actuelle et n'influencera pas la connectivité future. Son influence réside plutôt dans la modification des régimes hydrologiques de ses émissaires.

Durant cet épisode, la taille des sous-bassins versants a été un facteur de contrôle sauf dans le bassin de la Neste de Badet. Les grands sous-bassins versants ont globalement été les contributeurs principaux de fourniture sédimentaire au collecteur principal. Cependant, il est important de nuancer et de mettre en relation la taille du bassin versant avec l'événement pluviométrique des 18-19 juin 2013. Les précipitations se sont abattues selon un gradient latitudinal avec des cumuls plus importants sur les hauts bassins situés les plus au sud. Il s'avère que ces hauts bassins, en plus d'être les parties les plus élevées, constituent les plus grands bassins de réception de leur bassin versant respectifs *i.e.* la rive gauche du Bastan et les cirques glaciaires du Lys et de la Neste d'Oô. En absence de sous-bassin versant monitoré mais au vu de la carte des précipitations, on suppose donc que ces sous-bassins versants ont subi une crue plus importante amplifiant le facteur de contrôle « taille ».

Dans ces grands sous-bassins versants, les valeurs de connectivités au réseau hydrographique principal les plus importantes se situent en fond de vallée où les formations superficielles sont les plus abondantes. *A contrario*, les stocks sédimentaires les moins connectés se trouvent dans les parties amont. La dynamique de la crue de 2013 l'a mis en évidence avec des fonds de vallées en aval très actifs et une faible contribution des formations superficielles de têtes de bassins ou des hauts versants. La distribution spatiale, et indirectement le type de formations superficielles, sont donc des facteurs de contrôle de la connectivité sédimentaire pyrénéenne.

4.3 - Les spécificités de la connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales

4.3.1 - Comparaison avec d'autres massifs

Les Pyrénées centrales françaises offrent, d'une part, un cadre géologique très résistant et peu favorable au développement d'une connectivité sédimentaire active mais, d'autre part, un cadre morphométrique théoriquement favorable à une connectivité sédimentaire efficace. Des sommets (environ 3000 m d'altitude) au piémont et à la plaine (environ 500 m d'altitude), le dénivelé de 2500 m sur moins de 50 km induit un système à fortes pentes. Les fonds de vallée sont étroits et les versants raides, autant de caractéristiques propices à l'efficacité de la connectivité sédimentaire (Fryirs, 2005). En réalité, la modélisation morphométrique fait ressortir de faibles valeurs de connectivité. Les études de Cavalli et al. (2016) et de Messenzehl et al. (2014), dans les Alpes italiennes et suisses, montrent des valeurs de connectivité supérieures aux quatre bassins des Pyrénées

centrales. La connectivité sédimentaire au réseau hydrographique des bassins torrentiels étudiés dans les Alpes (bassins d'une superficie comprise entre 6 et 8,5 km²) est évaluée entre -2,35 et -2,6 alors qu'elle est comprise entre -3.8 et -6.2 dans les sous-systèmes de nos quatre bassins versants (superficie entre 0,25 et 21 km²), pour une moyenne supérieure à -5. Ces résultats sont à nuancer en fonction, d'une part, de la résolution des MNT utilisés *i.e.* 1 et 2 m pour Cavalli et al. (2016) et Messenzehl et al. (2014) contre 5 m dans notre étude et, d'autre part, du seuil du réseau hydrographique cible.

La spécificité de notre terrain d'étude réside également dans la longueur de la cascade sédimentaire active. Depuis la fin du PAG, la fourniture sédimentaire des versants a largement diminué, à tel point que la connectivité sédimentaire de la crue de juin 2013 a mis en exergue une cascade sédimentaire efficace relativement courte. Cavalli et al. (2016) et Messenzehl et al. (2014) notent à travers l'analyse des différents stocks sédimentaires et des toposéquences, une plus forte connectivité des formations superficielles localisées dans les sections aval et intermédiaires des vallées, proches de l'exutoire. Dans notre cas, les zones théoriquement les plus connectées sont les zones à fortes pentes *i.e.* sous-bassin versant élémentaire, zone de gorge souvent dépourvue de formations superficielles. Du côté des formations superficielles, ce sont les formes de pied de versant ou de fond de vallée qui présentent une connectivité plus forte au réseau hydrographique. C'est dans cette partie que se sont concentrées les zones actives de la crue. D'autre part, les têtes de bassins sont déconnectées, tant du point de vue de la connectivité structurelle que fonctionnelle. En introduisant une discontinuité du transit sédimentaire, les cirques glaciaires ainsi que les lacs glaciaires déconnectent les parties amont des parties aval. La faible connectivité des formations superficielles amont et l'absence de zones actives dans ces zones l'attestent également. La figure 4.39 des altitudes des zones actives comparées à la répartition des altitudes du bassin versant en est l'illustration, avec une faible présence des zones actives dans les hautes altitudes.

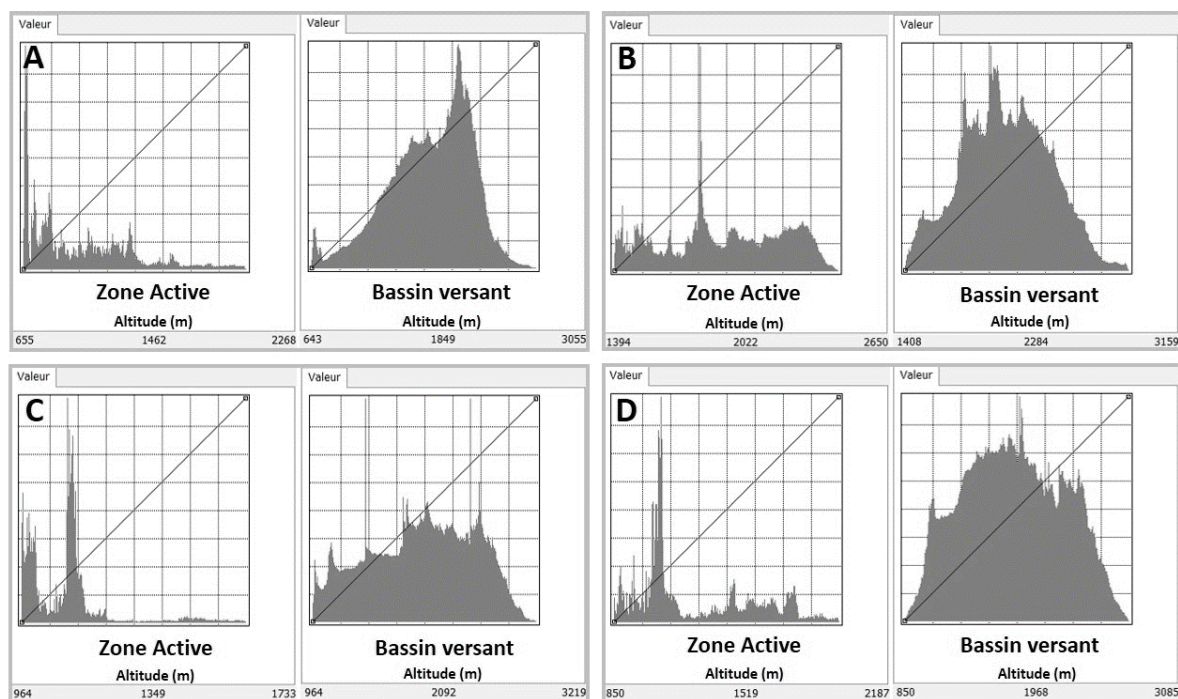


Figure 4.39 : Comparaison de la répartition altitudinale des zones actives et du bassin versant sous SIG (Figure extraite sous Arc Gis avec l'altitude en abscisse des basses altitudes aux hautes altitudes et le nombre de pixel en ordonnée). A. Bassin du Bastan ; B. Bassin de la Neste de Badet ; C. Bassin de la Neste d'Oô ; D. Bassin du Lys.

Le bassin de la Neste de Badet est dénué de cirques glaciaires amont étendus mais possède des stocks de formations superficielles actives en milieu et bas de versant. Ce bassin possède le couplage versant/lit le plus efficace de notre étude, la cascade sédimentaire efficace la plus longue et les valeurs d'IC les plus élevées. Dans les trois autres bassins, l'efficacité ou même le (dys)fonctionnement de la cascade sédimentaire pose question. La connectivité est efficace uniquement entre le chenal et les formations adjacentes, principalement par érosion de berge ou sapement du pied des versants. A titre de comparaison, dans le Queyras (bassin-versant du Guil) où les apports sédimentaires sont importants lors des crues ou laves torrentielles (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004 ; Graff et al., 2018), une partie des stocks sédimentaires hérités de la dernière glaciation et des réajustements post-glaciaires n'est plus connectée au système géomorphologique actuel (Carlier et al., 2018). Cependant, la cascade sédimentaire s'active lors des événements Basse Fréquence Haute Magnitude (BFHM), en partant des versants par coulées de débris et des tributaires par laves torrentielles jusqu'au collecteur principal du Guil (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004). Elle est aussi plus fréquemment efficace, notamment lors d'événements de plus faible magnitude, uniquement sur les drains élémentaires et certains sous bassins (Graff et al., 2018) issus des versants de schistes lustrés. C'est également le cas dans les Alpes Néozélandaises de l'île du Sud, où la connectivité et les cascades sédimentaires étudiées, sont réputées pour faire partie des plus efficaces du monde. Sous certains aspects *e.g.* dimensions du massif, système de pentes..., ce massif ressemble au massif pyrénéen. Mais la vigueur des processus, l'abondance de

stocks sédimentaires... rendent les apports sédimentaires des versants très importants et très récurrents. A tel point que certains cours d'eau de fond de vallée présentent une dynamique d'exhaussement du lit (Fryirs et al., 2007). Contrairement à ce qui est mis en évidence dans les Pyrénées centrales, les Alpes du Sud Néo-zélandaise possède un fort pourcentage de cascades sédimentaires efficaces (Fryirs et al., 2007).

Dans les Alpes du Nord, Berthet (2016) démontre que l'efficacité de la cascade sédimentaire s'est réduite sous l'impact de la déglaciation. Les zones désenglacées créent, notamment en aval de la Mer de Glace, des discontinuités sédimentaires et limitent les apports en aval au même titre que les lacs et cirques glaciaires dans les Pyrénées centrales. La taille de la cascade sédimentaire efficace s'est donc réduite depuis la fin du PAG dans la vallée de Chamonix (Berthet, 2016). Son évolution est représentée dans la figure 4.40. La cascade sédimentaire efficace s'étend des stocks sédimentaires en aval de la marge proglaciaire, voire même des gorges ou zones de transit en aval lorsque celle-ci sont encore chargées de matériel, au fond de vallée (Berthet, 2016). Les Pyrénées centrales, lors de l'exceptionnel épisode pluviométrique et de fonte de juin 2013, ont montré une faible réactivité d'une part des têtes de bassins versants et d'autre part des versants. Ces derniers génèrent peu de processus de laves torrentielles même dans les couloirs historiquement connus comme producteurs. *A contrario*, ce sont les formations superficielles de fond de vallée et de pied de versant qui ont montré la réactivité et la connectivité fonctionnelle la plus efficace.

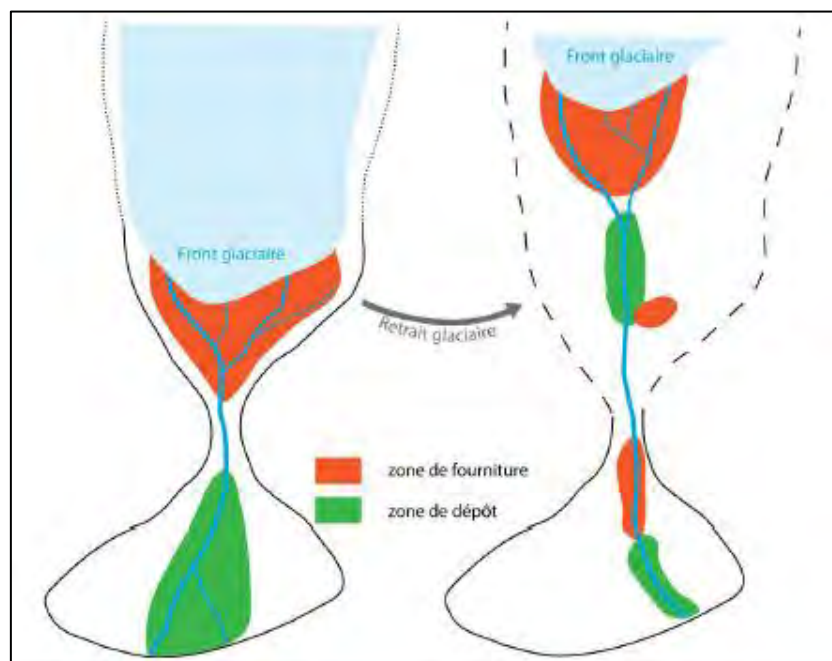


Figure 4.40 : Evolution des zones de fourniture et de stockage sédimentaire avec le retrait glaciaire dans la vallée de Chamonix (Berthet, 2016).

4.3.2 - Caractérisation de la cascade sédimentaire des Pyrénées centrales

L'interprétation de la connectivité sédimentaire structurelle et fonctionnelle à travers les 4 bassins versants les plus actifs lors de la crue et leurs 47 sous-bassins versants nous amène à proposer deux types de cascades sédimentaires caractéristiques du paysage des Pyrénées centrales (Fig. 4.41).

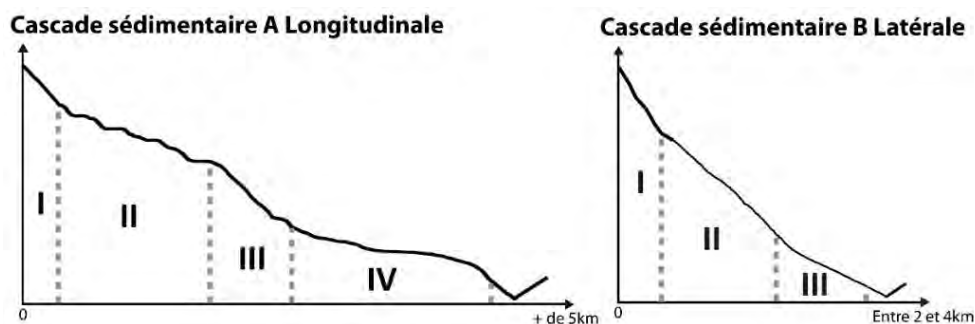


Figure 4.41 : Schéma du profil en long de la cascade sédimentaire A et B.

Cascade sédimentaire longitudinale A

C'est la cascade la plus longue entre les cirques glaciaires et le collecteur principal de fond de vallée. Afin de mieux comprendre l'agencement de cette cascade sédimentaire, le versant est segmenté en quatre séquences (Fig. 4.42):

I – la première séquence représente la paroi amont des cirques glaciaires. Ce stock structural à fortes pentes se trouve à plus de 2600 m et est soumis à d'intenses processus périglaciaires mais également gravitaires. On n'y trouve généralement pas, compte tenu de la pente et des conditions climatiques extrêmes, de formations superficielles ni de végétation ;

II – la deuxième séquence est une zone où alternent des ombilics occupés par des lacs glaciaires ou dépressions au pied de cirques glaciaires, verrous rocheux et cascades. Le *bedrock* y est encore largement affleurant. Il est parfois recouvert de dépôts glaciaires *e.g.* les moraines du PAG, et de dépôts post-glaciaires *e.g.* éboulis, tablier d'éboulis issus des parois environnantes. Nous sommes ici à la limite du domaine périglaciaire avec des formations superficielles peu ou pas végétalisées. La fourniture sédimentaire issue des parois peut engendrer localement des processus gravitaires ou torrentiels sur les versants puis des processus de stockage en bas de versant, dans les lacs glaciaires ou dans les dépressions. Ces lacs ou dépressions font office de discontinuités sédimentaires ;

III – cette séquence représente des zones à fortes pentes qui peuvent parfois prendre la forme de gorges. Elles peuvent cependant être entrecoupées de zones de replat ou dépression où se trouvent généralement les rares formations superficielles de cette séquence *e.g.* les dépôts de charriage dans les gorges. Les parois ou versants très abrupts peuvent localement être soumis à des écroulements ou

glissements même si la géologie pyrénéenne y est peu propice. De plus, ces parois ou versants ne se situant pas au-dessus de 2500 m, les processus périglaciaires ont un impact plus faible que sur les parois sommitales de la séquence I. Le fond de ces gorges est le domaine des processus torrentiels mais la fourniture y est peu abondante ;

IV – la dernière séquence représente une plaine alluviale ou un vallon glaciaire relativement ouvert. A la sortie des gorges, l'écoulement du torrent s'effectue dans des dépôts fluvi-torrentiels qui recouvrent les dépôts glaciaires hérités à pente douce *e.g.* moraine de fond. C'est une zone à faible pente. Hors connectivité exacerbée à l'occasion des crues BFHM, cette séquence représente également une discontinuité sédimentaire. En crue, la connectivité y est plus efficace, malgré la pente, car les formations superficielles sont vulnérables face à la capacité de transport induite par l'épisode hydro-météorologique et la grande taille des zones contributives amont.

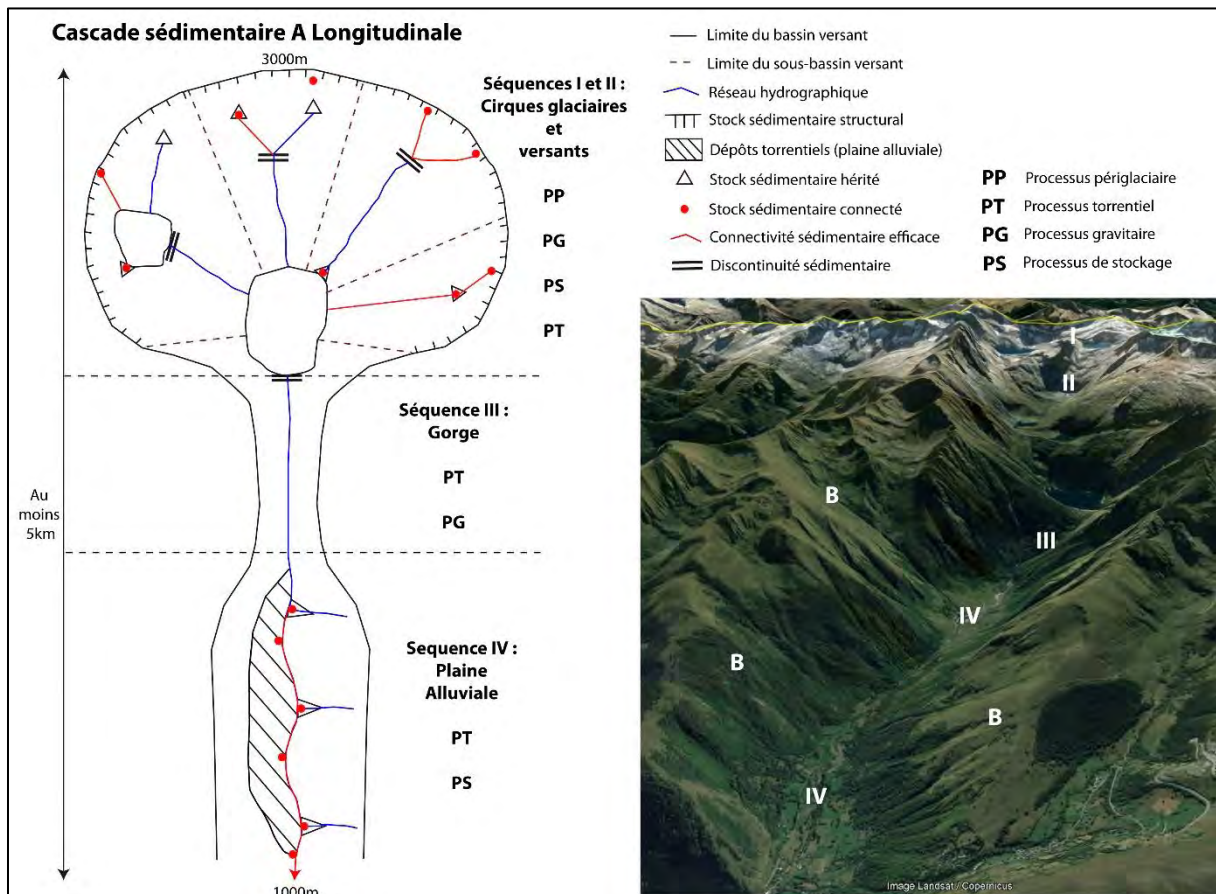


Figure 4.42 : Représentation schématique de la cascade sédimentaire A et de son efficacité lors de la crue de 2013 et exemple du bassin versant de la Neste d'Oô sous Google Earth.

Cette cascade sédimentaire schématique est caractéristique des sous-bassins versants de la rive gauche du Bastan (n°10, 11, 12), de l'amont du Lys (n°7) et de la Neste d'Oô (n°3). La taille de chaque

séquence peut varier selon les cas. Par exemple, les sous-bassins versants n°5, 8, 15 du Bastan et n°5 de la Neste d'Oô sont des systèmes de plus petite taille où le cirque glaciaire amont est de seulement un étage. Au sein même de cette cascade, on retrouve également le type de cascade B sur les tributaires latéraux. A l'échelle des Pyrénées centrales, ce type de cascade se retrouve dans les bassins versants issus du morphotype 2 de la typologie fonctionnelle (Partie 2).

Lors d'événements paroxystiques de type crue de 2013, l'efficacité de cette cascade sédimentaire est très courte. Les zones amont, qui peuvent être localement actives, ne sont pas contributives. Dès lors, le couplage avec le réseau hydrographique principal ne s'effectue qu'avec les formations superficielles adjacentes de fond de vallée, soit la séquence IV.

Cascade sédimentaire latérale B

Cette cascade sédimentaire est beaucoup plus courte que la cascade A et correspond davantage à une cascade latérale de versant, de bassins élémentaires. Son efficacité et l'occurrence de ses processus varient selon un gradient altitudinal. Elle s'organise en 3 séquences (Fig. 4.43):

I – Son sommet prend soit la forme d'une paroi rocheuse dénudée ou d'un sommet pentu enherbé, boisé. Les formations superficielles sont absentes. La production de matériel s'effectue uniquement lorsque les parois sont dénudées et assez élevées pour être soumises aux processus périglaciaires et gravitaires ;

II – La deuxième séquence est une zone de transfert à fortes pentes où les écoulements vont se concentrer dans un chenal torrentiel. Il n'y a pas ou peu de formations superficielles. La fourniture sédimentaire présente est issue de processus périglaciaire ou gravitaire amont si il y en a ;

III – La troisième séquence correspond au bas du versant où les formations glaciaires et post-glaciaires se concentrent *e.g.* cône de déjection torrentielle ou mixte, de terrasses glaciaires. C'est le lieu de creusement des ravines, ou dans le cas d'une pente plus douce, d'installation de hameaux ou de pâturages.

La morphologie très pentue de cette cascade n'a pas permis le dépôt de stocks sédimentaires glaciaires ou post-glaciaires importants dans les séquences I et II. De fait, la production sédimentaire de ces séquences dépend uniquement de la géologie de la paroi sommitale et de l'intensité des processus périglaciaires.

Aujourd'hui dans les Pyrénées centrales, on observe une connectivité sédimentaire versant/lit efficace dans la cascade B en fond de chaîne. Les apports sédimentaires de l'action des processus périglaciaires

sur les parois abruptes, situées autour de 3000 m, sont encore connectés au chenal ou se déposent sur les stocks de bas de versant via des éboulements mais surtout des laves torrentielles et des avalanches. Les formations superficielles sont peu ou pas végétalisées dans les parties intermédiaires et basses de versant pour plusieurs raisons : 1. les conditions climatiques extrêmes liées à l'altitude sont une contrainte ; 2. aucune opération anthropique de revégétalisation n'y a été menée ; 3. l'activité morphogénique provenant des parois amont est assez fréquente. Les formations superficielles de la partie basse de cette cascade sédimentaire sont alors des sources sédimentaires importantes *e.g.* ravines, car elles correspondent aux zones où l'écoulement se concentre dans des chenaux torrentiels qui vont venir se charger dans ces formations. Dans ce type de cascade de haute altitude, il n'y a pas de discontinuités qui entravent la connectivité sédimentaire. Elle correspond aux sous-bassins versants élémentaires de haute altitude *e.g.* la rive gauche de la Neste de Badet (Fig. 4.43A). A l'échelle des Pyrénées ce type de cascade se retrouve dans les sous-systèmes des bassins du morphotype 3 et sur les versants élémentaires de certains bassins du morphotype 1.

Plus en aval et plus bas en altitude (sommets de la cascade à 2500 m), cette cascade est moins, voire n'est pas, efficace alors que le système de pentes et le dénivelé sont similaires. En revanche, ces cascades ont pu l'être à la sortie du PAG. Les séquences II et III étaient des zones d'intenses ravinements ou de couloirs de laves torrentielles. Le reboisement, la correction RTM, la recolonisation végétale spontanée des zones actives *e.g.* ravine anciennement active aujourd'hui enherbée, ont rendu ce type de cascade inefficace. De plus, avec la remontée de la limite des domaines morpho-climatiques, la fourniture sédimentaire issue des processus périglaciaires est très faible. Sur les quatre bassins versants étudiés, elle s'observe dans les sous-bassins de la rive droite du Bastan (Fig. 4.43C et 4.43B) et de la partie aval de la Neste d'Oô.

Encore plus en aval (sommets de la cascade situés en dessous de 2000 m), la végétation a totalement fixé les sommets et les versants. Globalement, cette cascade est aujourd'hui inactive même si localement, elle peut se réactiver lors d'évènements BFHM. Le relais de processus prend la forme de couloirs à laves torrentielles sous forêt (n°1 du Lys, Torrent de Sainte-Christine et du Gourron dans le Luchonnais). Ces systèmes semblent avoir été de moins en moins productifs au fil des crues du 20^{ème} siècle. Ce type de cascade est très présent dans les bassins versants du morphotype 1.

S'il existe d'autres formes de cascade sédimentaire dans les Pyrénées centrales, les cascades de type A et B sont les plus représentatives et les plus abondantes sur le territoire étudié. Cette partie a montré globalement une connectivité sédimentaire très localisée lors de la crue de juin 2013 et des cascades sédimentaires efficaces très courtes. La cascade sédimentaire A, plus longue, n'a été contributive que

Partie 5 : La connectivité sédimentaire en fond de vallée et les ajustements morphologiques post-crue 2013 de tronçons torrentiels



Torrent du Bastan dans la plaine alluviale de Tournaboup en septembre 2018.

- 1 – Présentation des tronçons et des impacts morphologiques de la crue de juin 2013
- 2 – Mobilité de la charge de fond
- 3 – Suivi de l'érosion
- 4 – Synthèse et discussion

Lors de la crue de juin 2013, certains tronçons ont montré une connectivité sédimentaire en 3 dimensions (longitudinale, latérale, verticale) très efficace entre le chenal et les berges de plaine alluviale d'une part et, entre le chenal et les formations superficielles de bas de versant d'autre part. Un suivi terrain sur deux tronçons a été effectué entre l'été 2016 et 2018. L'objectif principal de cette partie est d'effectuer un bilan sédimentaire et d'étudier les processus à l'échelle de la forme afin d'identifier les couplages sédimentaires et de caractériser la connectivité sédimentaire des zones les plus connectées de la torrentialité pyrénéenne. En marge, l'étude de la connectivité post-crue 2013 du chenal torrentiel pose la question des ajustements qui se mettent en place pendant cette période de réponse et de recherche d'un nouvel état d'équilibre. L'objectif secondaire est donc d'identifier ces ajustements afin de compléter notre connaissance sur la dynamique torrentielle actuelle.

Pour y répondre, les tronçons et leurs changements morphologiques sont présentés dans un premier temps. Puis la mobilité de la charge grossière et la quantification de l'érosion au cours de la période de thèse sont étudiées à travers la mise en place d'un monitoring terrain.

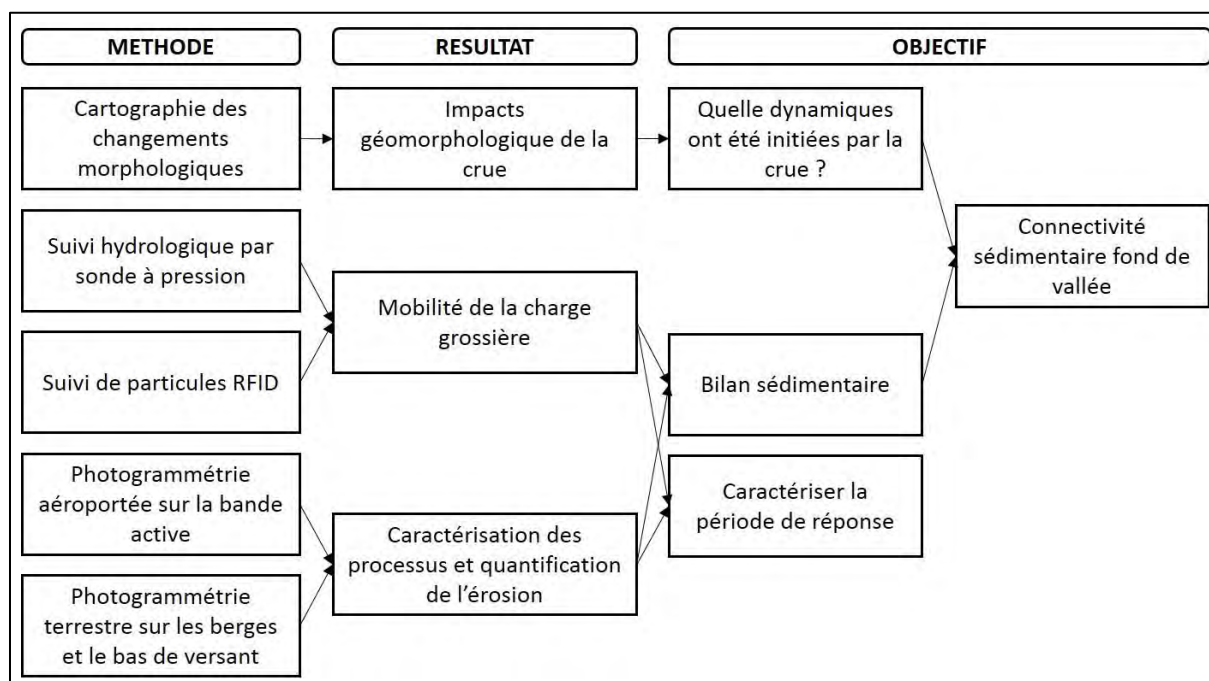


Figure 5.1 : Synthèse de la démarche méthodologique de la partie 5.

1 – Présentation des tronçons et des impacts morphologiques de la crue de juin 2013

Pour cette analyse à l'échelle du chenal, deux tronçons torrentiels ont été choisis *i.e.* la plaine alluviale de Tournaboup dans le bassin versant du Bastan et la plaine alluviale en aval de la cascade d'Enfer dans le bassin versant du Lys. Ces deux sites font partie de deux bassins étudiés dans le cadre de la connectivité sédimentaire et représentent des zones où la crue de juin 2013 a eu un impact morphogène important, avec des élargissements, des érosions de berges, des incisions... Ces sites ont fait l'objet de quelques travaux *e.g.* remblais, déviation du chenal, juste après la crue mais aucun n'a été effectué pendant la période de thèse.

1.1 - La plaine de Tournaboup (torrent du Bastan)

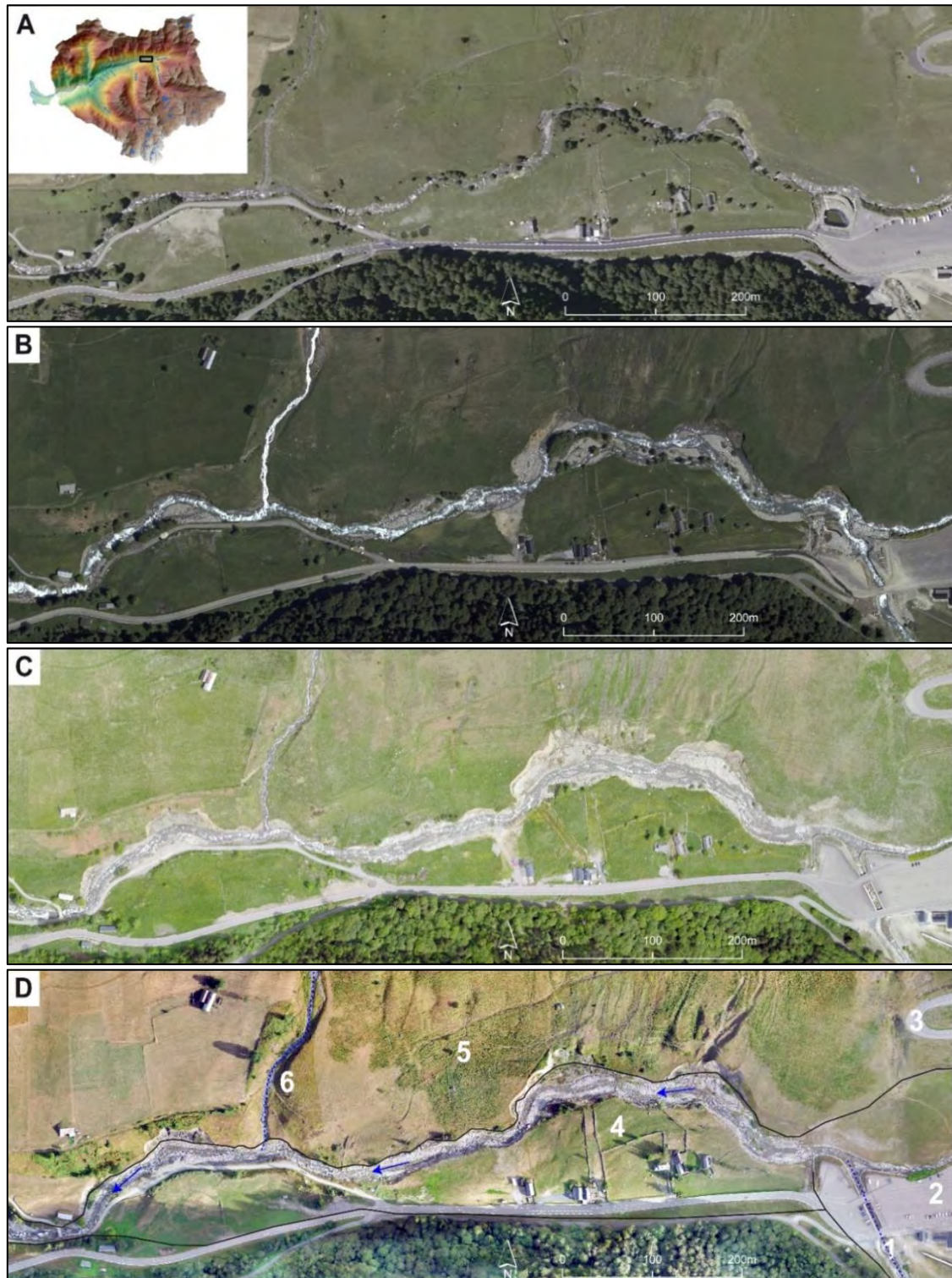
1.1.1 - Caractéristiques du tronçon

Le tronçon torrentiel de la plaine de Tournaboup s'étend sur 1 km entre le parking de la station de ski de Super Barèges, à hauteur de la confluence entre le Bastan et le torrent Dets Coubous à l'amont, jusqu'au pont qui permet de rejoindre les granges de Transarriou et de Souriche en aval (Fig. 5.3D). A la confluence, la surface de la zone contributive est de 37,5 km² (15,9 km² pour le Bastan amont et 21,6 km² pour le bassin Dets Coubous).

Longueur du tronçon (m)	1025	Surface de la zone contributive (km²)	
Altitude (max - min)	1442 - 1385	amont du tronçon	15,88
Pente (%)	5,56	à la confluence avec le torrent Dets Coubous	37,54
Largeur moyenne en 2018 (m)	28,6	aval du tronçon	40,44
D₅₀ (mm)	106,2		

Figure 5.2 : Caractéristiques morphométriques du tronçon torrentiel.

Le chenal, de 1025 m de long, s'écoule selon une pente moyenne de 5,5 %, sur une largeur moyenne, en septembre 2018, de 28,6 m (Fig. 5.2). Toute la gamme granulométrique y est représentée avec un D₅₀ de 106,2 mm. La charge grossière du tronçon semble provenir majoritairement du torrent Dets Coubous avec des galets ou blocs granitiques semblables dans les deux chenaux (Fig. 5.4 A et B). En avril 2016, la fraction fine était peu présente dans le chenal en raison de son exportation pendant la crue puis de ses écoulements postérieurs. Le torrent du Bastan est un chenal à pavage mobile qui a largement été arraché par la crue de 2013. Depuis, le chenal et la charge grossière se stabilisent au gré de différents faciès d'écoulement.

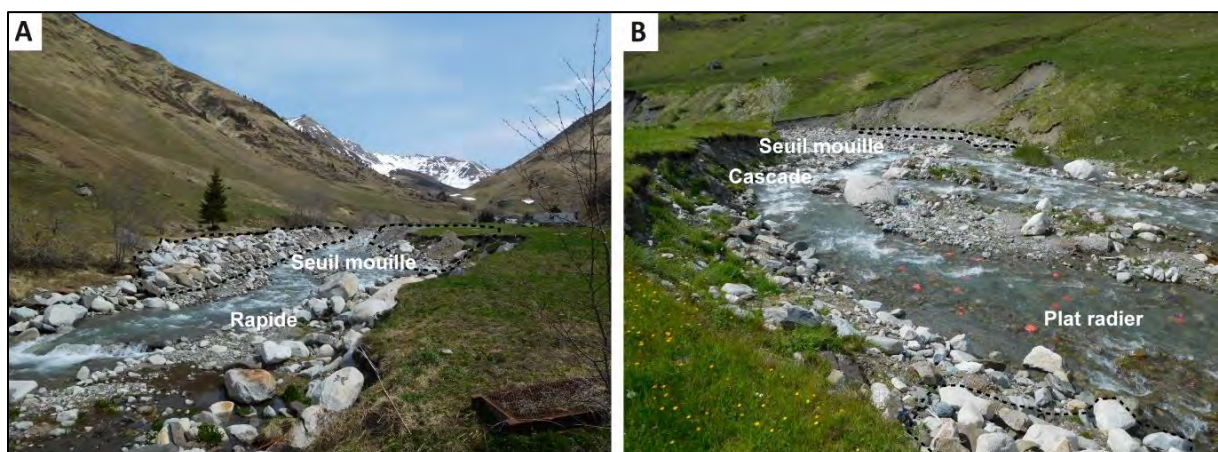


- | | | | | | |
|---|---|---|---------------------------|---|--------------------|
| 1 | Torrent Dets Coubous et son cône de déjection | 2 | Parking de Tournaboup | 3 | Route du Tourmalet |
| 4 | Plaine alluviale de Tournaboup et granges | 5 | Dépôts glaciaires hérités | 6 | Torrent d'Ourdégon |

Figure 5.3 : Evolution de la plaine de Tournaboup. A : Orthophotographie 2010 © IGN ; B : Photographie aérienne juillet 2013 RTM ; C : Photographie aérienne issue du vol drone juin 2016 ; D : Photographie aérienne issue du vol drone septembre 2018.

Selon la classification de Malavoi (1989), sur ce tronçon, le Bastan présente des faciès d'écoulement allant du plat radier dans les zones les plus larges à plus faible pente, à un faciès de seuil-mouille et petite cascade lorsque le chenal est moins large et plus pentu (Fig. 5.4C). Le faciès de seuil-mouille (« step-pool ») est peu marqué et toujours en cours de re-formation depuis la crue. En effet, d'après nos observations de terrain, il a semblé s'être reformé depuis 3 ans. Sur cette même période, on observe également une augmentation de l'épaisseur de la fraction fine dans les mouilles. Si la fraction grossière provient principalement du torrent Dets Coubous, la fraction fine semble majoritairement être issue des ravines creusées dans les dépôts glaciaires hérités schisteux situées en dessous du col du Tourmalet.

Ce tronçon correspond à une plaine alluviale où la pente du chenal est moins raide que celle du torrent Dets Coubous en amont ou du Bastan plus en aval à Barèges (Fig. 5.5). Dans cette plaine alluviale, le Bastan s'écoule dans des dépôts fluvio-glacio-torrentiels (Fig. 5.5 et 5.6). Ces dépôts constituent les berges de plaine alluviale en rive gauche. En rive droite, le torrent érode le pied de versant et ses dépôts glaciaires hérités, formant ainsi de grandes anses d'érosions déjà visibles sur les photographies aériennes anciennes de 1954. La figure 5.4C met en évidence des pieds de versants dans les dépôts glaciaires hérités de plus de 10-15 m de hauteur et inversement des berges de plus petite taille dans les dépôts de la plaine alluviale (moins de 5 m). Cette carte a été réalisée à partir du Modèle Numérique d'Élévation, issu du vol drone de septembre 2018 et de mesures topométriques réalisées à l'aide d'un DGPS Trimble Geo7X.



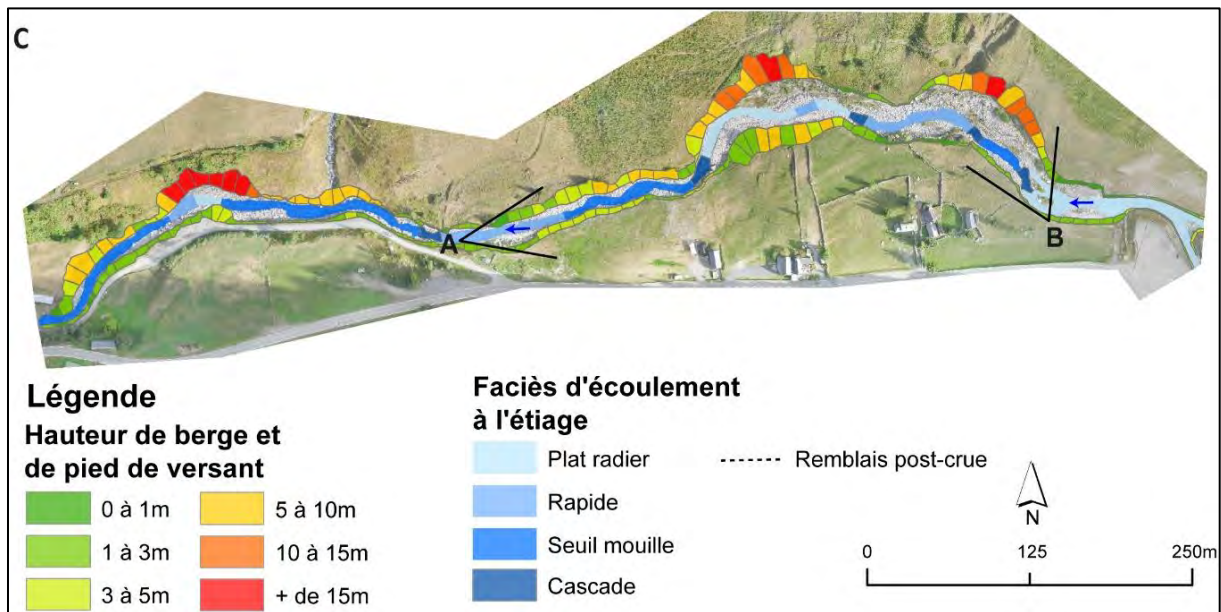
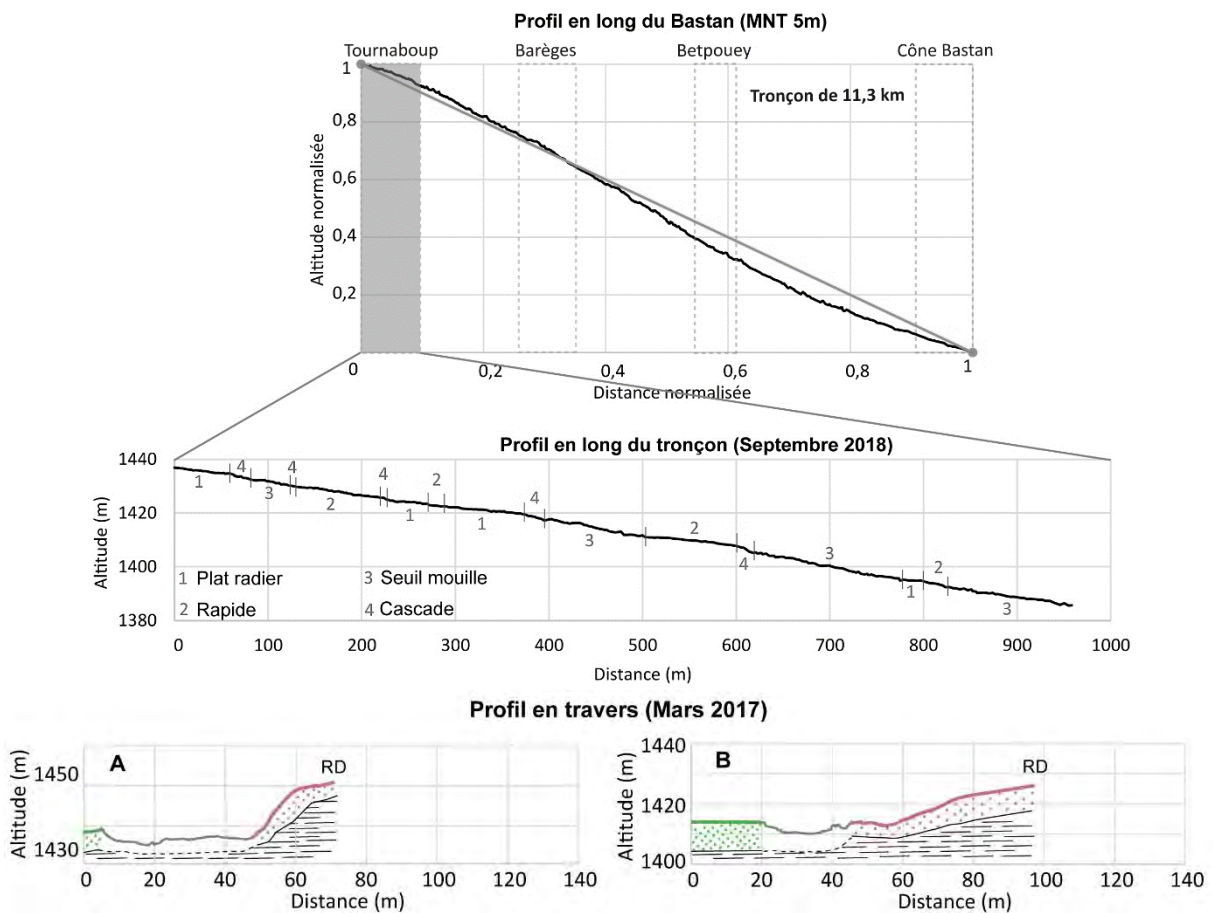


Figure 5.4 : Présentation du tronçon du torrent du Bastan sur la plaine de Tournaboup. A : Photographie du Bastan avril 2016 ; B : Photographie du Bastan mai 2016 ; C : Carte des hauteurs de berges et des pieds de versants ainsi que des faciès d'écoulements à l'étiage sur la photographie aérienne issue du vol drone septembre 2018.



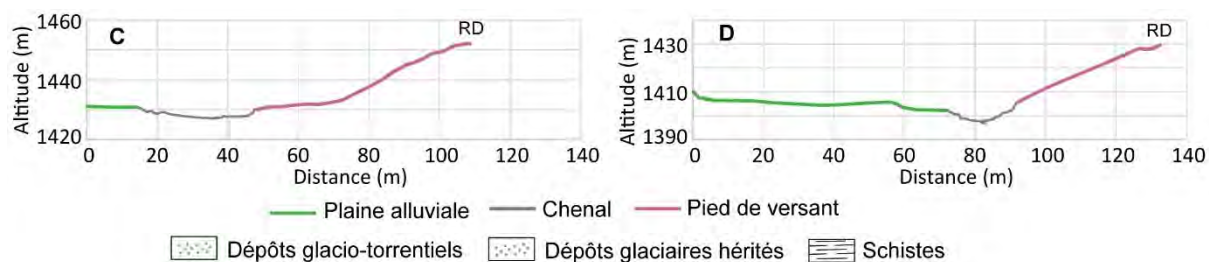


Figure 5.5 : Topographie du tronçon torrentiel de la plaine de Tournaboup. Profil en long du Bastan réalisé à partir du MNT 5m © IGN ; Profil en long et profils en travers du tronçon torrentiel réalisé au GPS Différentiel et localisés sur la figure 5.6.

1.1.2 - Impacts morphologique de la crue

Ce tronçon a subi une forte dynamique de contraction entre 1954 et 2010 (environ 10 m en moyenne). En 2010, le chenal était sinueux, étroit (9 m de large en moyenne) et bordé de végétation arbustive et arborée. Ce tronçon a été un lieu d'élargissement important du Bastan lors de la crue de 2013 avec un ratio d'élargissement de 3,5. La plaine de Tournaboup a été un secteur majeur de la recharge sédimentaire lors de la crue, un des plus en amont du bassin du Bastan. Différents impacts morphologiques ont pu être identifiés sur ce tronçon (Fig. 5.6) :

- une érosion marquée des grandes anses de rive droite ;
- un recul des berges compris entre 2 et 40 m ;
- une incision verticale importante sur plusieurs secteurs. Si l'incision a été potentiellement globale sur le tronçon, la figure 5.6 montre les secteurs dans lesquels l'incision est avérée soit par le rapport de Geodiag (2014), soit par observations diachronique d'orthophotographie, soit par témoignage oraux des riverains. L'un deux parle d'une incision supérieure à 2 mètres.

Lors des travaux de ré-aménagement du parking de Tournaboup, une campagne d'arrachage de la végétation a été menée dans le chenal afin de diminuer le risque d'embâcle. Lors de cette campagne, des dépôts de crue ont été remaniés et disposés en avant de certaines berges ou pieds de versants (Fig. 5.4A et B).

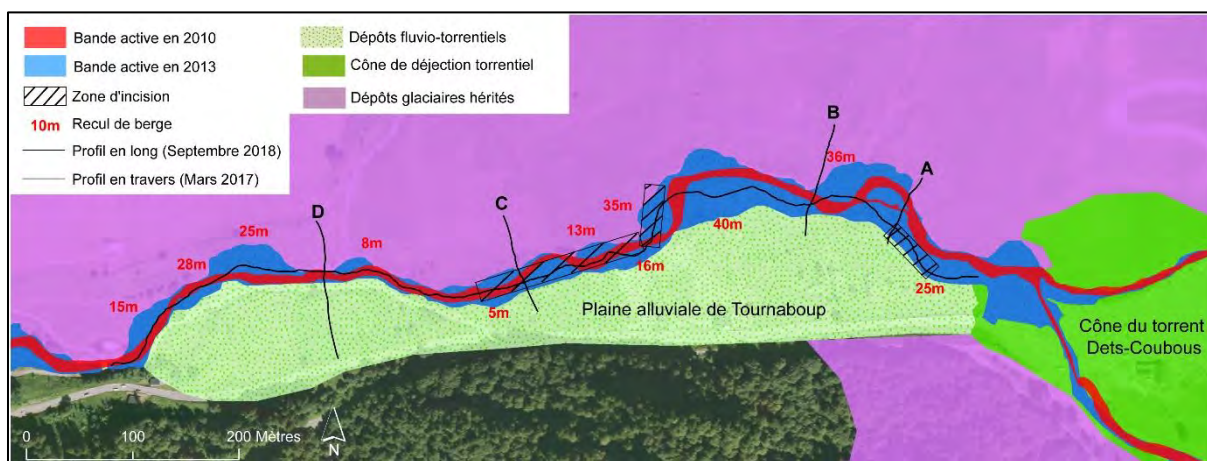


Figure 5.6 : La dynamique de crue de juin 2013 et carte géomorphologique. Vectorisation de la bande active sur l'orthophotographie de 2010 © IGN et de 2013 après crue © RTM sur fond de la photographie aérienne de septembre 2018.

1.2 - La plaine du Lys

1.2.1 - Caractéristiques du tronçon

La plaine du Lys s'ouvre à la sortie des gorges et de la cascade d'Enfer à 1143 m d'altitude (Fig. 5.7, 5.8 et 5.10). L'amont du tronçon est marqué par la confluence entre le torrent du Lys et le torrent de la Houradade. La surface de la zone contributive passe alors de 9,88 km² à 20,55 km². Ce torrent est l'affluent majeur du Lys et est réputé comme une source importante de laves torrentielles dans la première moitié du 20^{ème} siècle. Il a d'ailleurs fait l'objet d'une correction torrentielle par des seuils RTM. La limite aval du tronçon est la confluence avec le torrent de Lacourbe à 1109 m d'altitude. Le chenal, de 1010 m de long, est rectiligne et s'écoule selon une pente moyenne de 3,36 %. La largeur moyenne de la bande active a été mesurée en 2017 à 38,8 m. Comme sur le Bastan, le chenal est constitué d'un pavage mobile où une large partie de la gamme granulométrique est représentée. Le D₅₀ est de 82,1 mm avec, au contraire du Bastan, une faible présence des blocs de grande et moyenne tailles. Ce tronçon correspond à une plaine alluviale où la pente se réduit fortement à la sortie des gorges. Sur sa première moitié, le Lys s'écoule dans des dépôts fluvio-torrentiels, contraint par deux cônes de déjection *i.e.* le cône torrentiel de la Houradade qui constitue les pieds de versant en rive droite, et le cône mixte du torrent de Coume-Nère en rive gauche (Fig. 5.7C, 5.9 et 5.11). Jusqu'à la passerelle, qui permet de franchir le torrent, la pente est plus importante. Le Lys s'écoule alors majoritairement selon un faciès de rapides et de seuils-mouilles. Dans la seconde moitié du tronçon, le torrent s'écoule dans ces dépôts fluvio-torrentiels jonchés de dépôts post-glaciaires de moindre taille qu'en amont. La pente est plus faible et le faciès d'écoulement prend la forme de plat radier et de rapides (Fig. 5.9 et 5.10).

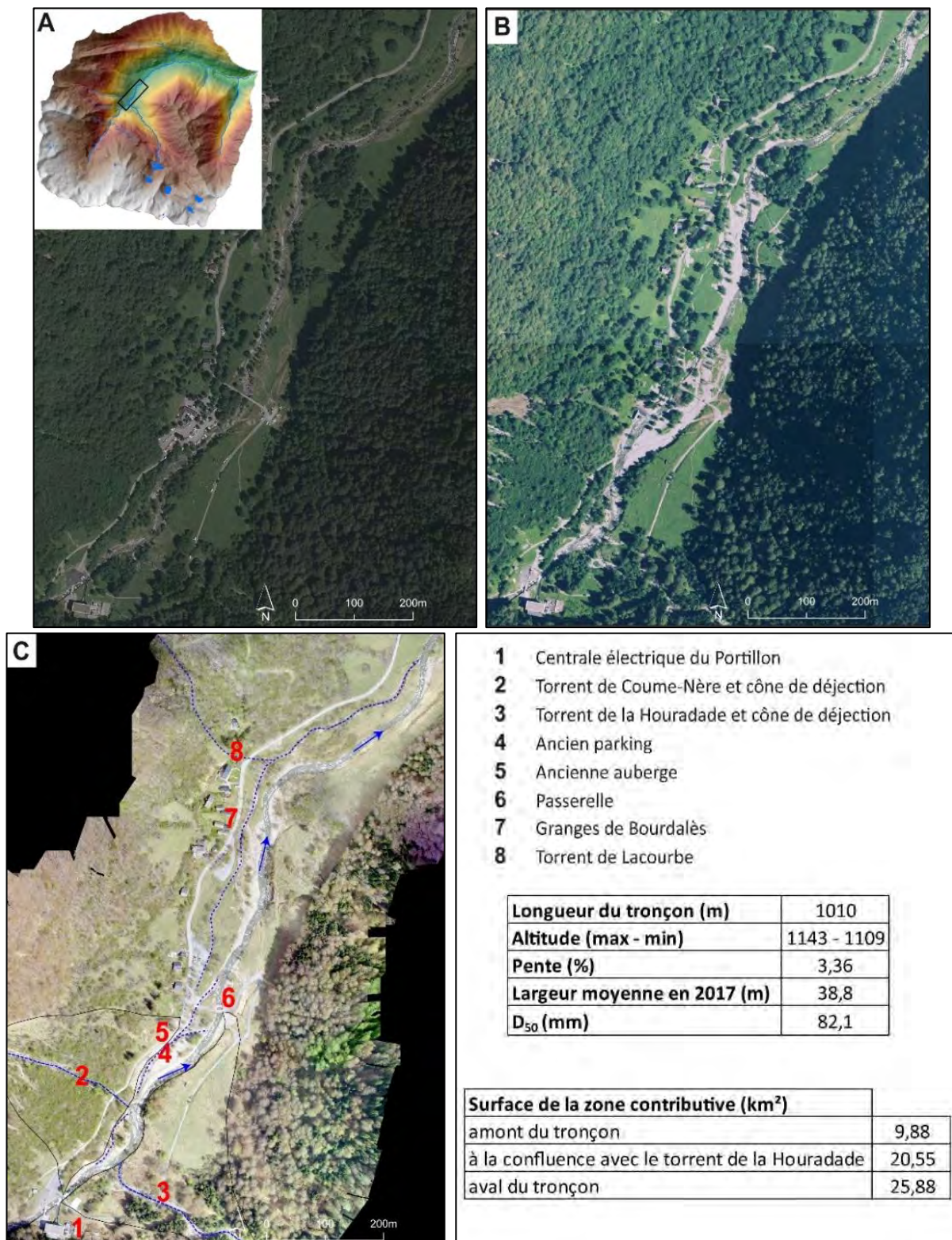


Figure 5.7 et 5.8 : Évolution de la plaine du Lys et caractéristique morphométrique du tronçon torrentiel. A : Orthophotographie 2010 © IGN ; B : Photographie aérienne juillet 2013 RTM ; C : Photographie aérienne issue du vol drone mai 2017.

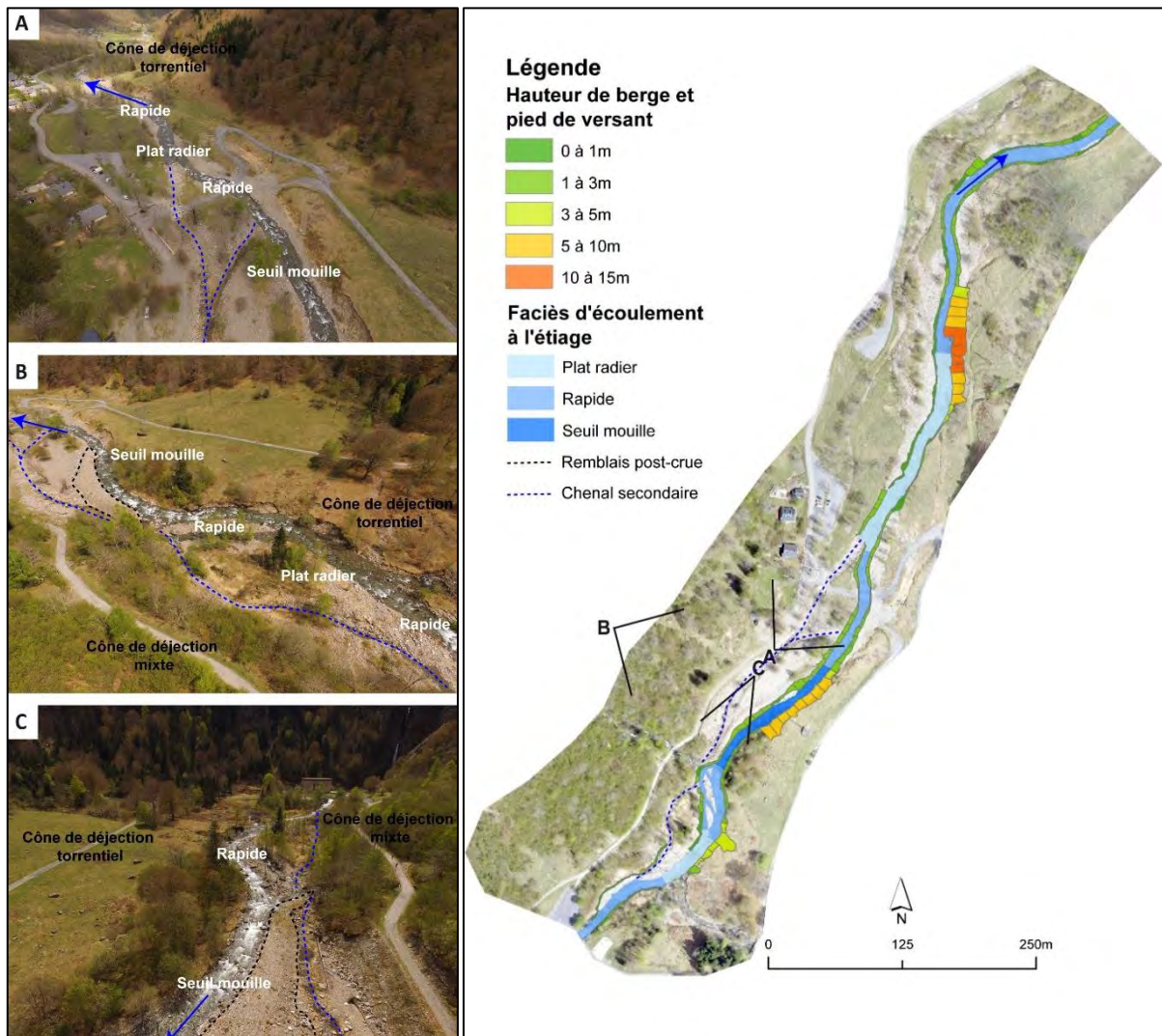
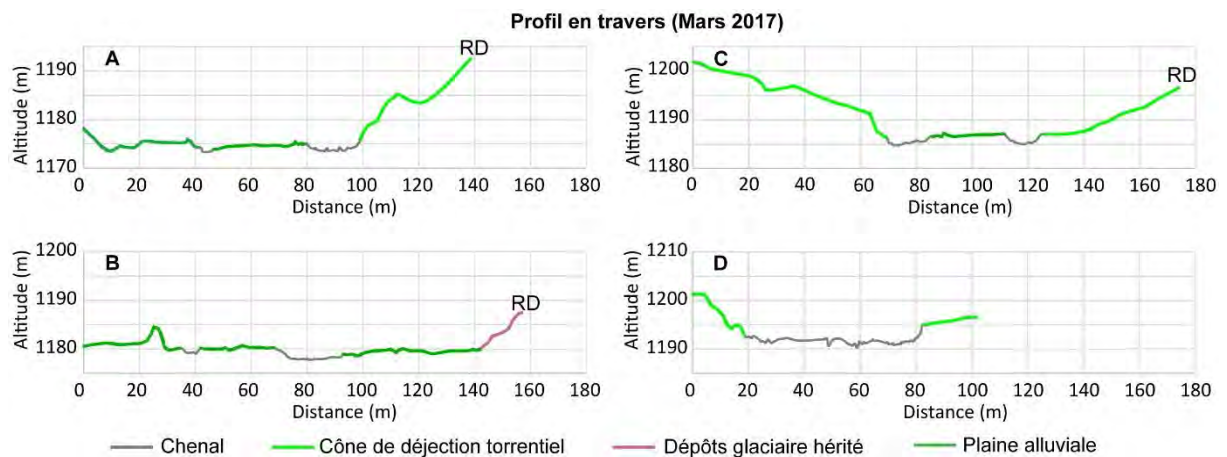


Figure 5.9 : Présentation du tronçon du torrent du Lys sur la plaine du Lys. A, B et C : Photographies mai 2017 ; Carte des hauteurs de berges et des pieds de versant ainsi que des faciès d'écoulements sur la photographie aérienne issue du vol drone mai 2017.



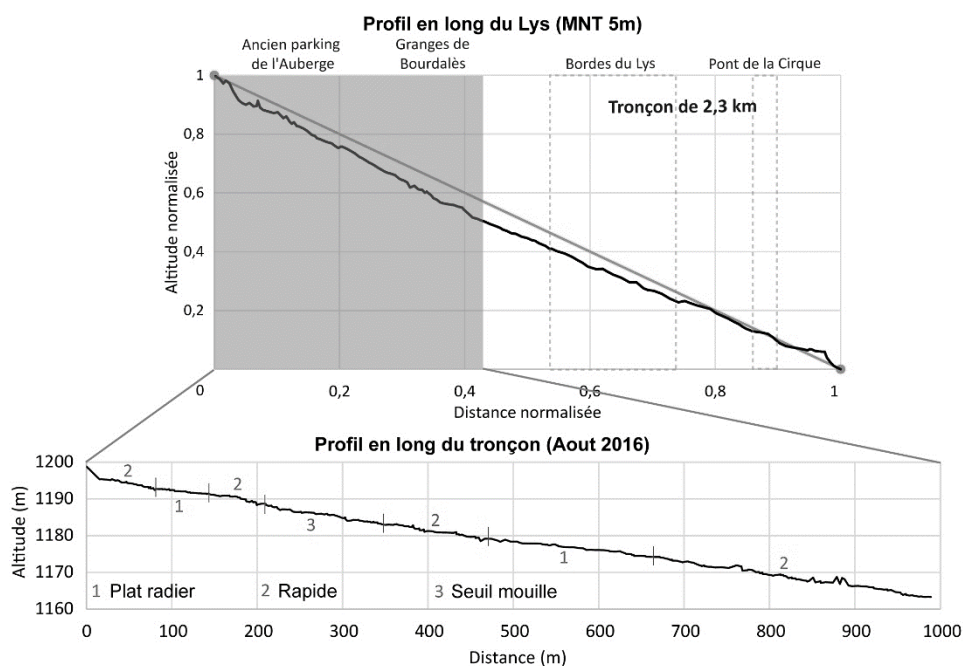


Figure 5.10 : Topographie du tronçon torrentiel de la plaine du Lys. Profil en long du Lys réalisé à partir du MNT 5m © IGN ; Profil en long et profils en travers du tronçon torrentiel réalisé au GPS Différentiel et localisés sur la figure 5.10.

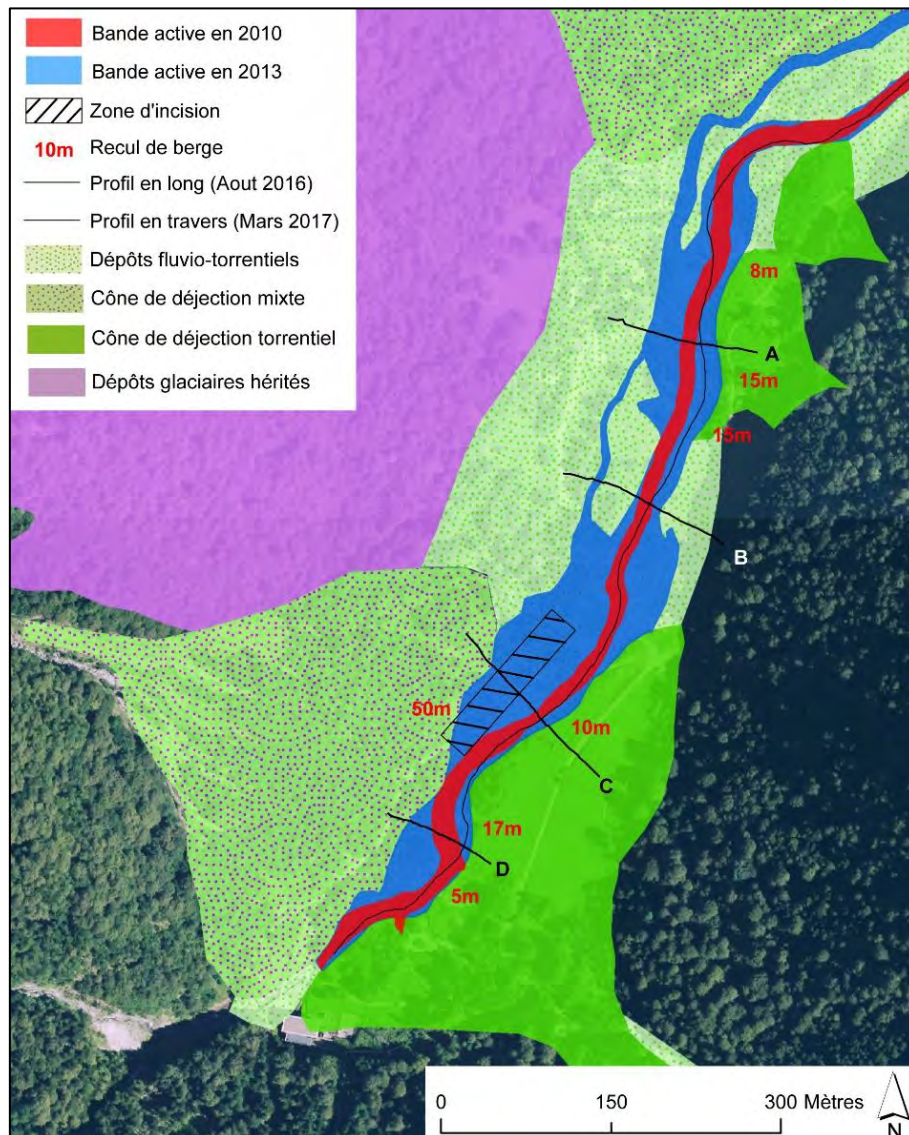
1.2.2 - Impacts morphologiques de la crue

Comme sur le Bastan, le chenal du Lys s'est contracté depuis la seconde moitié du 20^{ème} siècle avec cependant des élargissements mesurés lors de la crue de 1982. Avant la crue en 2010, on observe d'ailleurs la présence de nombreux bosquets en bordure du chenal ou dans le lit majeur pour une largeur moyenne du chenal d'environ 15 m.

Le torrent du Lys a largement érodé son pied de versant dans les dépôts post-glaciaires jusqu'à une hauteur de 12 m en rive droite (Fig. 5.11). Lors de la crue, le chenal s'est élargi selon un ratio de 3,6 avec :

- des érosions de pieds de versants en rive droite (recul entre 5 et 17 m) ;
- des élargissements par dépôts, érosions et réouverture de chenaux secondaires dans les dépôts torrentiels de la plaine alluviale ;
- l'érosion et l'incision dans les dépôts/remblais de l'ancien parking. A cet endroit, le chenal d'écoulement principal s'est décalé de 50 m en rive gauche, juste en amont de l'ancienne auberge.

Peu après la crue, une digue de remblais non maçonnés a été construite afin de rediriger le chenal en rive droite, plus loin des granges de Bourdalès. Le chenal est ici plus étroit et plus pentu, c'est dans ce secteur qu'il s'écoule en seuils-mouilles.



2 – Mobilité de la charge de fond

2.1 - Introduction

L'étude du transport solide en rivière s'est développée pendant les années 1960 au travers de l'utilisation de particules peintes (Takayama, 1965 ; Leopold et al., 1966). A partir des années 2000, le développement du traçage sédimentaire par transpondeur RFID (Radio Frequency Identification) a provoqué une augmentation d'études sur le transport solide (Nichols, 2004 ; Lamarre et al., 2005 ; Lenzi et al., 2006a ; Lamarre et Roy, 2008 ; Liébault et Laronne, 2008). Un « PIT tag » (Passive Integrated Transpondeur) est une capsule de verre, de 23 mm dans notre cas, qui contient un noyau en ferrite, un circuit intégré, un condensateur de charge et de résonance (Rollet, 2007). Ce transpondeur passif est détecté par signal électromagnétique émis par une antenne RFID (Liébault et Laronne, 2008).

L'utilisation de « PIT tags » revêtent différents intérêts (Rainato et al., 2017a) : le calcul de volume charrié (Schneider et al., 2014) ; les distances et trajectoires parcourues (Rollet, 2008 ; Olinde et Johnson, 2015 ; Chapuis et al., 2015) ; le calcul de seuil de mise en mouvement (Lenzi et al., 2006b) ; le calcul du taux de charriage (Dell Agnese et al., 2015). Les PIT tags sont également utilisés dans différents contextes comme les rivières (Rollet, 2007 sur l'Ain ; Jantzi, 2008 sur la Garonne), les rivières torrentielles (Chapuis, 2012 ; Chapuis et al., 2015 sur la Durance ; Camenen et al., 2010 sur l'Arc), les torrents à crues torrentielles (Liébault et al., 2012 sur le Bouinenc ; Lamarre et Roy, 2008 à Spruce Creek) et torrents à laves torrentielles (Rainato et al., 2017a sur le Rio Cordon; Graff et al., 2018 sur la Peyronnelle). Dans le cadre de ce travail en contexte de crue torrentielle à charriage dominant, l'objectif est d'analyser :

- les distances de déplacement des particules ;
- les seuils de mise en mouvement de différentes gammes granulométriques ;
- les facteurs de contrôle du transport solide.

2.2 - Méthodes du suivi

2.2.1 - Granulométrie

Au préalable, une granulométrie a été effectuée sur environ 450 particules par site, selon la méthode standardisée de Wolman (1954). Cette granulométrie montre un D_{50} plus élevé sur le Bastan que sur le Lys (106,2 mm contre 82,1 mm). Les particules entre 129 mm et 512 mm d'axe b sont les plus

abondantes dans le chenal du Bastan en raison de la fourniture de blocs granitiques résistants. Si toutes les gammes granulométriques sont représentées dans les deux chenaux, les sédiments fins et très gros blocs sont moins abondants dans le Lys que sur le Bastan (Fig. 5.12).

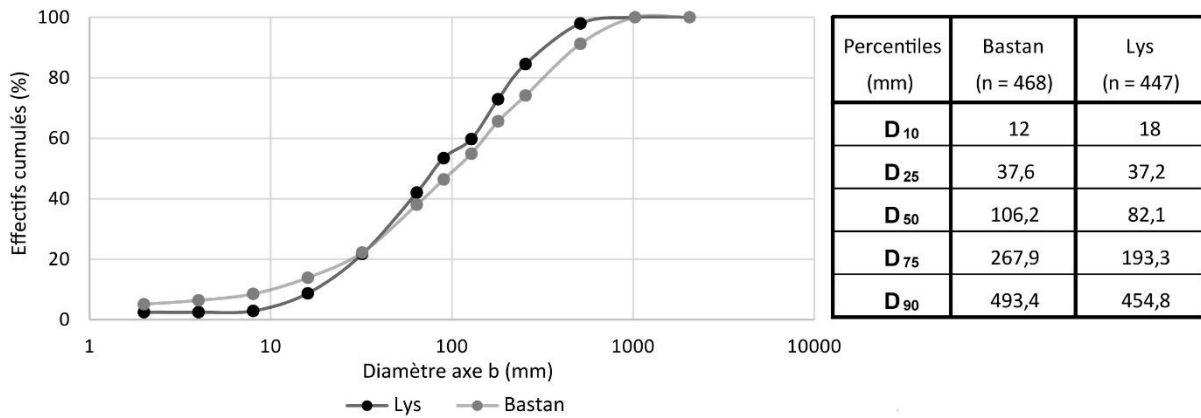


Figure 5.12 : Granulométrie du Bastan et du Lys.

2.2.2 - Installation des PIT Tags

Les photographies et vidéos de la crue de juin 2013 mettent en évidence un transport solide important, *a minima* jusqu'aux particules de 512 mm d'axe b. Toutes les gammes granulométriques à partir de 33 mm de diamètre ont donc été pucées. Cette taille correspond à la taille minimale à partir de laquelle il est possible d'insérer un PIT tag par perforateur, au foret de diamètre 4 mm. Les trous ont ensuite été rebouchés à l'aide de ciment chimique. La perte de masse inhérente au perçage a été considérée comme négligeable aux vues de la taille des particules équipées (Michler et al., 2016). 259 PIT Tags ont été injectés dans le Bastan entre mai et juillet 2016 pour un D₅₀ de 126 mm. Sur le Lys, 252 PIT Tags ont été placés entre juillet et septembre 2016 avec un D₅₀ de 113 mm (Fig. 5.13). Le nombre de PIT tags par gamme granulométrique est représentatif de chaque gamme dans le chenal.

L'injection des PIT tags s'est effectuée directement dans le chenal pour les grosses particules. Les plus petites particules ont été équipées sur le bord du torrent puis replacées à l'identique ou à la place de particules similaires. Les traceurs se répartissent dans le chenal d'écoulement principal, en bordure voire au pied de certaines berges. Par ailleurs, sur le Lys, l'installation des plus petites puces a été réalisée de façon fortuite lors d'un lâcher de la centrale du Portillon. Nous savons donc que les lâchers estivaux n'ont aucun impact sur la mobilité de la charge équipée.

Connaissant la faible fréquence de crues morphogènes au cours des décennies précédentes la crue de juin 2013, cette méthode de puçage permet de prendre en compte la première crue dans l'analyse. De

plus, à l'été 2016, 3 ans après la crue et 6 mois après une crue annuelle en décembre 2015 sur le Bastan, la charge grossière des chenaux était encore relativement instable et le colmatage par des particules plus fines limité. Nous considérons donc que l'instabilité des particules, générées par le puçage, est négligeable et que la première crue peut être prise en compte dans l'analyse. Dans certains cas, la première crue est considérée comme une réorganisation plus naturelle et stable des traceurs (Lamarre et Roy, 2008).

En plus du diamètre de l'axe b, il a été renseigné pour chaque PIT tag la forme de la particule *i.e.* anguleuse, arrondie, plate..., la lithologie, l'altitude relative et la distance par rapport au talweg du chenal actif.

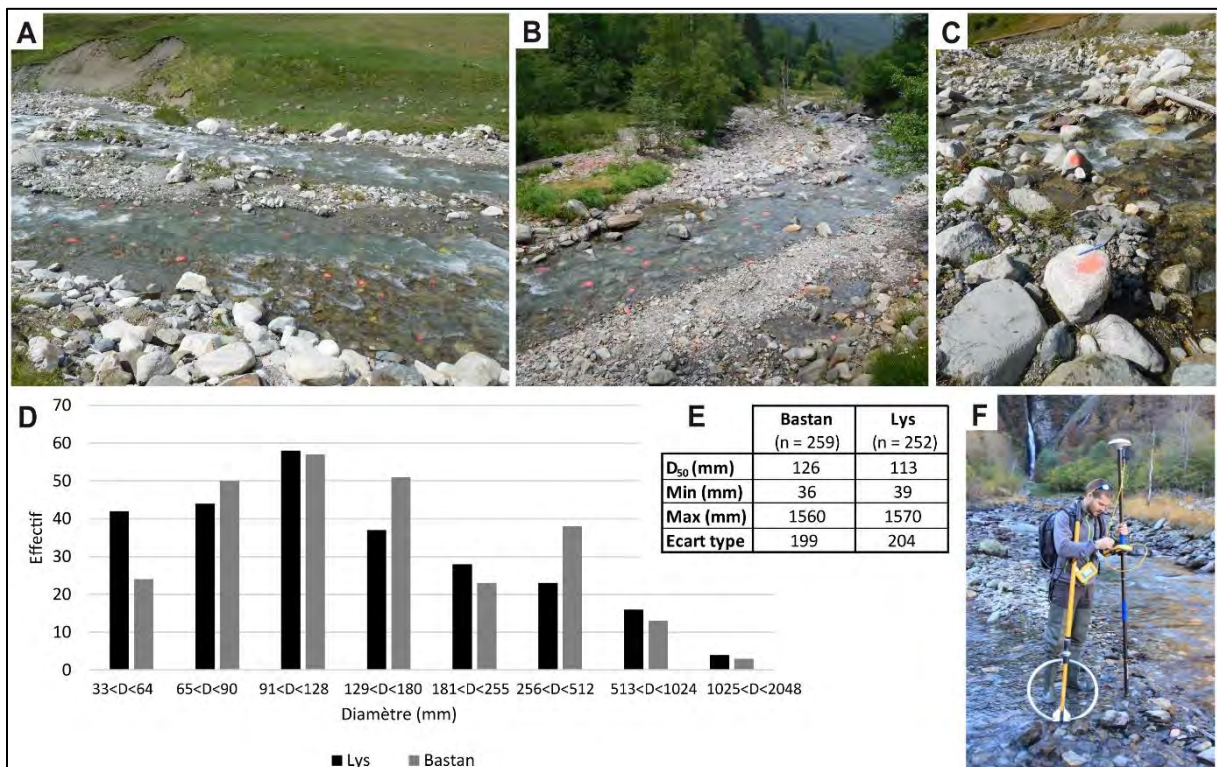


Figure 5.13 : Puçage RFID du Bastan et du Lys. A : Photographie des PIT tags peintes dans le Bastan en mai 2016 ; B : Photographie des PIT tags peints dans le Lys en juillet 2016 ; C : Photographie des grosses PIT tags peintes en septembre 2016 ; D : Graphique de la répartition des PIT tags par gamme granulométrique ; E : Caractéristiques des transpondeurs passifs ; F : Photographie de l'antenne Aquartis Accueil® et du DGPS Trimble Geo 7X.

2.2.3 - Le suivi

Les sondages sont réalisés soit post-crue pour le Lys, soit annuellement pour le Bastan car l'étiage estival est la seule période où il est possible de parcourir le chenal. Chaque sondage nécessite l'utilisation d'une antenne RFID (Aquartis Accueil®), composée d'une antenne de détection circulaire

de 53 cm de diamètre, d'un module de contrôle, d'un écran LCD et d'une batterie 12 volts (Fig. 5.13F). Cette antenne permet la reconnaissance individuelle des PIT tags par un identifiant.

Chaque PIT tag est géolocalisé à l'aide d'un GPS différentiel (DGPS « Differential Global Positioning System) Trimble Geo 7X. Ce DGPS permet d'obtenir une précision centimétrique en post-traitement même en fond de vallée montagnarde. Les sondages ont été réalisés en prenant en compte la portée de l'antenne et les différents facteurs influençant le taux de retour *i.e.* l'enfouissement, la submersion dans le chenal, le nombre d'interfaces traversées et l'interférence due à l'agglomération de transpondeurs trop proches les uns des autres (Chapuis et al., 2014). En parallèle de ce suivi de la charge grossière et dans l'objectif d'estimer des seuils de mise en mouvement, un suivi des hauteurs d'eau par sonde à pression a été mis en place dans ces bassins non instrumentés.

2.3 - Le suivi hydrologique

2.3.1 - Sonde à pression et calcul de débit

Conditions hydrologiques du suivi

Le suivi hydrologique sur ces tronçons a été effectué à l'aide d'une sonde à pression OTT Orpheus Mini (Fig. 5.14). Sa cellule de mesure en céramique permet d'obtenir les hauteurs et la température de l'eau à un pas de temps donné.

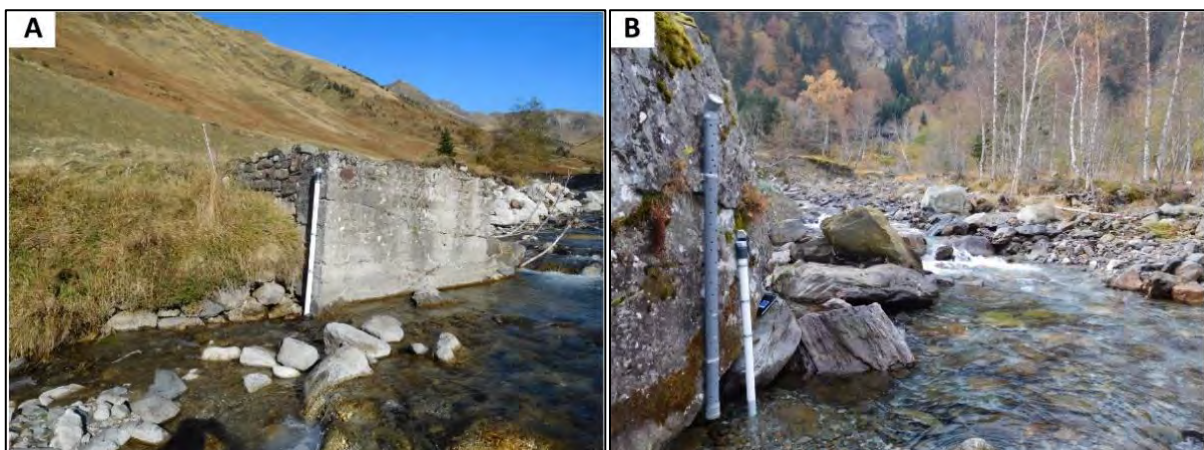


Figure 5.14 : Photographie du positionnement de la sonde à pression. A : Derrière une ancienne pile de pont dans le torrent Bastan ; B : Sur le côté d'un gros bloc dans le torrent du Lys.

Le suivi a été réalisé du 04/11/2016 au 11/09/2018 au quart d'heure sur le torrent du Bastan. L'unique crue durant le suivi s'est produite le 13 juin 2018 avec une hauteur d'eau maximale à la sonde de 65,7 cm (Fig. 5.15). Cette crue a été estimée de l'ordre d'une crue quinquennale par le PLVG et a eu de

nombreux impacts morphogènes sur le Bastan. Elle a été initiée par des précipitations importantes : 20,8 mm le 10/06/2018 et 41,4 mm le 12/06/2018 associées à une fonte nivale intense.

Par ailleurs, la station a mesuré un autre pic à 87,1 cm le 16 janvier 2017 mais il ne s'agit pas d'une crue. Cette montée des eaux a été brutale et n'a duré que 2 h pour redescendre directement en écoulement d'étiage hivernal. Les hauteurs d'eau étaient de 10,6 cm le 16/01/2017 à 5 h pour passer à 82,1 cm à 5 h 15 et redescendre à 10,5 cm à 7 h 30. Aucune crue, aucun impact morphogène et aucun déplacement de puces n'ont été relevés pour ce pic. Cependant, le 15 et 16 janvier se sont abattues 77 mm de précipitations, principalement sous forme neigeuse dans le bassin. Nous considérons donc qu'il s'agit soit d'une anomalie de mesure, soit d'un apport brutal de neige dans le chenal d'autant que la sonde se situe juste à l'amont du couloir d'Ourdégon *e.g.* avalanche ou glissement de plaque de neige très localisé provoquant un embâcle ou une montée brutale des eaux.

On observe également que des précipitations importantes se sont abattues le 23/11/2016 (40,2 mm) et le 18/10/2017 (47,6 mm). Ces précipitations n'ont pas déclenché de crues confirmant, ainsi la forte sensibilité du Bastan aux crues de fusion nivale.

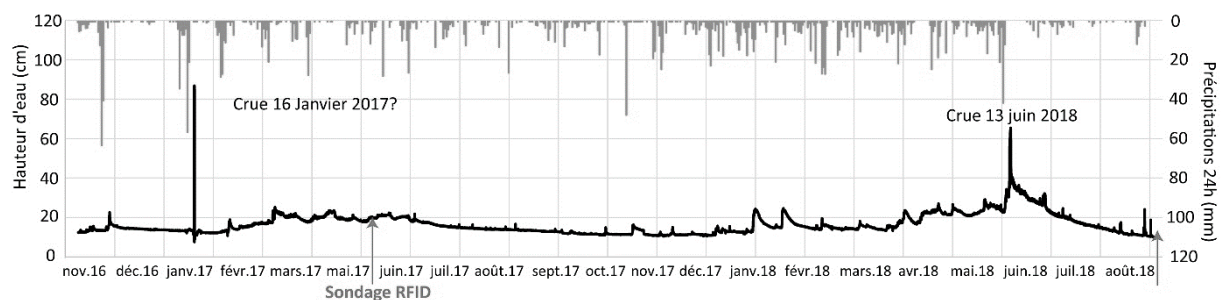


Figure 5.15 : Hauteurs d'eau de la sonde à pression OTT Orpheus Mini du Bastan et cumuls de précipitations quotidiens à Luz-Saint-Sauveur (d'après les données d'Infoclimat).

Sur le tronçon du Lys, la sonde à pression, située 250 m en aval de la centrale du Portillon, a mesuré les hauteurs d'eau entre le 03/11/2016 et le 31/07/2018. La courbe apparaît plus chaotique que celle du Bastan, en raison des lâchers réguliers de la centrale (Fig. 5.16). Cette fréquence permet d'ailleurs d'expliquer en partie l'absence de dynamique de colmatage du chenal contrairement au Bastan. Hormis en Novembre 2016, ces lâchers ne dépassent pas 50 cm de hauteurs d'eau à la sonde.

Pendant la période de suivi, 5 crues ont été mesurées. La hauteur d'eau maximale (57,6 mm) a été atteinte lors de la crue du 13 juin 2018. Les crues du 11/05/2017 et du 13/06/2018 correspondent à des crues de fonte accompagnées de précipitations alors que les trois autres sont des crues initiées par des orages (Fig. 5.16 et 17).

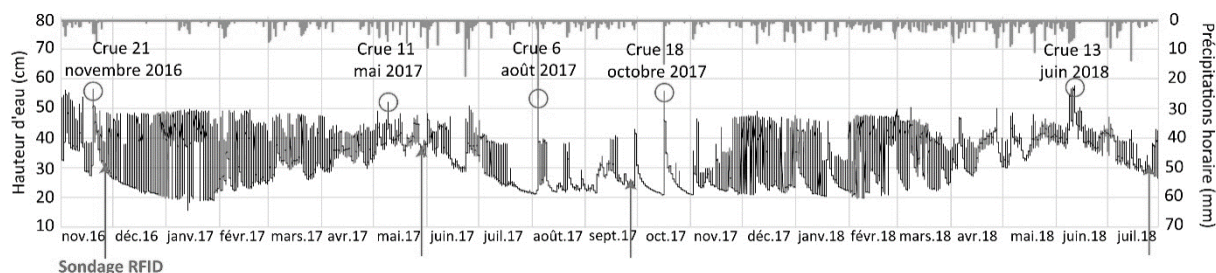


Figure 5.16 : Hauteurs d'eau de la sonde à pression OTT Orpheus Mini du Lys et cumuls de précipitations horaires à la centrale du Portillon (d'après les données EDF).

Crue	Hauteur d'eau Sonde à pression (cm)	Précipitations (mm)
21/11/2016	56,4	41,7mm en 17h
11/05/2017	51,8	42,6 en 29h
06/08/2017	54,8	59,9mm en 8h
18/10/2017	55,8	58,9 en 15h
13/06/2018	57,6	75,9mm en 22h

Figure 5.17 : Hauteurs d'eau et précipitations des crues du Lys.

Calcul des débits

La station de mesure hydrologique de la centrale du Portillon n'a pas fonctionné durant notre suivi et aucun suivi de débits n'est effectué, à notre connaissance, sur le Bastan. L'objectif a été ici de mesurer et calculer des débits sur le transect de la sonde à pression afin de traduire les hauteurs d'eau en débit. Pour les écoulements d'étiages peu turbulents, des mesures de débits ont été effectuées à l'aide de la méthode de jaugeage par dilution de traceur. L'appareil SalinoMADD a été utilisé pour mesurer la dissolution du sel. 3 mesures dans le Lys et 4 dans le Bastan ont été effectuées entre le printemps et l'automne 2017. Les deux profils en travers des sondes à pression ont été levés à l'aide du DGPS Trimble GEO7X. Ces profils et la granulométrie ont été chargés sur la plateforme Irstea BedloadWeb afin d'estimer les débits théoriques. Les caractéristiques de ces profils sont présentées dans la figure 5.18.

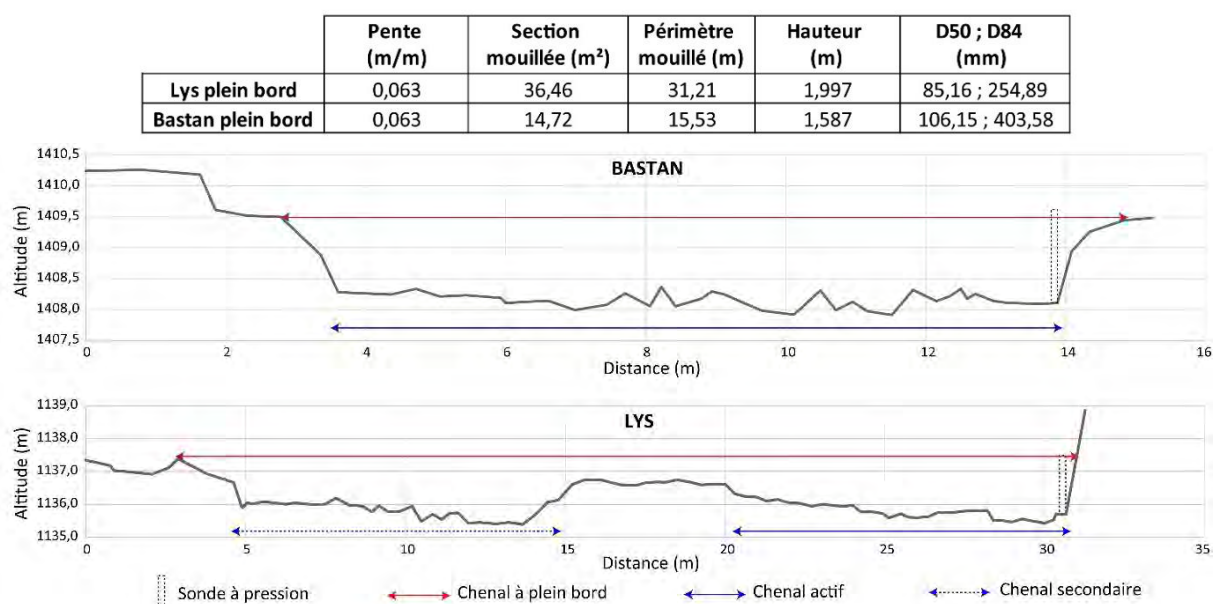


Figure 5.18 : Profil en travers et caractéristiques de la section.

Dans un premier temps ont été calculés les débits de pleins bords puis les débits de chaque crue. Pour ces calculs, la loi de frottement de Ferguson (2007) a été prise en compte. Elle est considérée comme appliquée au cours d'eau de montagne à forte rugosité et faible profondeur (Rickenmann et Recking, 2011). Elle est utilisée pour les chenaux dénués de végétation qui s'écoulent dans un lit sédimentaire. La rugosité prise en compte par cette loi est le D_{84} .

Le débit de plein bord du Bastan est estimé à $53,55 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et la crue du 13 juin 2018 à $10,05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 5.19). Une courbe de tarage est extraite sur laquelle ont été positionnées les mesures du SalinoMADD (Fig. 5.20).

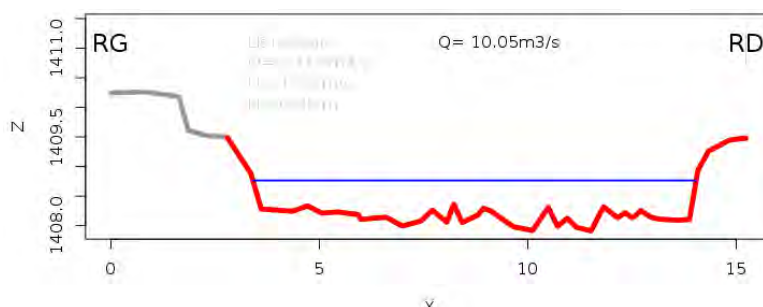


Figure 5.19 : Transect de la sonde à pression du Bastan. En rouge : le chenal à plein bord ; En bleu : la hauteur d'eau de la crue du 13 juin 2018.

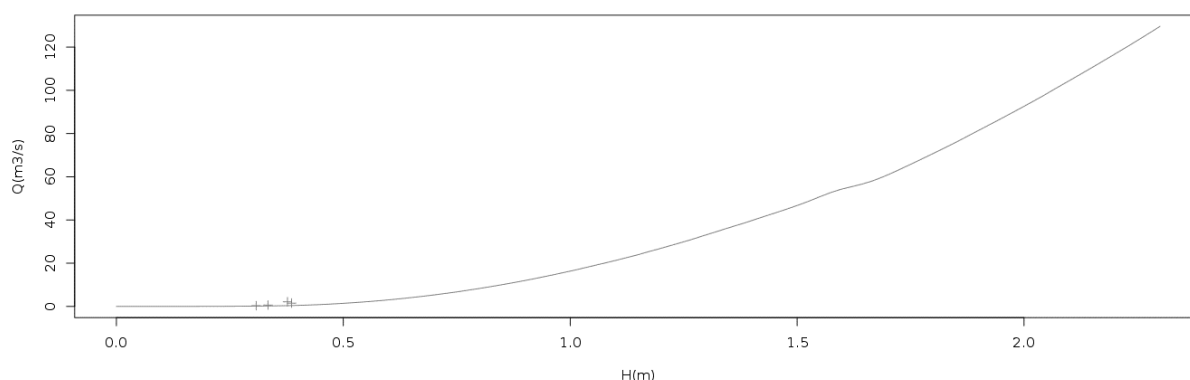


Figure 5.20 : Courbe de tarage du Bastan. Les croix rouges représentent les mesures de débit au SalinoMADD.

Le transect du Lys est plus accidenté (Fig. 5.18). Le chenal actif occupe un tiers de la section en rive droite. La berge de rive droite correspond au bloc sur lequel est fixée la sonde à pression. En rive gauche se situe un chenal secondaire mis en eau par l'amont, à partir d'un certain débit non quantifié. Le débit à plein bord est estimé à $208,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La figure 5.22 présente les débits théoriques de chaque crue. La crue la plus importante est celle du 13 juin 2018 avec un débit de $16,96 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 5.21).

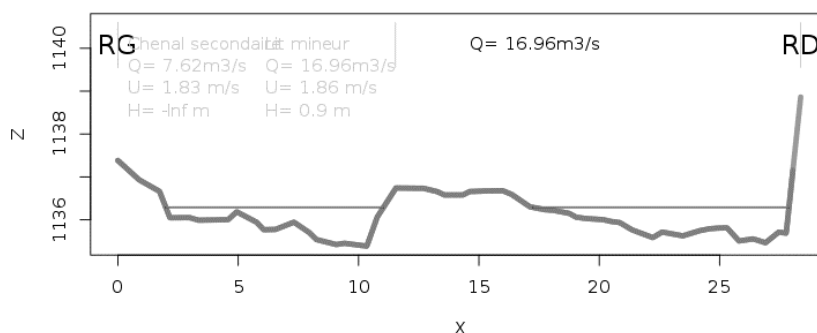


Figure 5.21 : Transect de la sonde à pression du Lys. En rouge : le chenal à plein bord ; En bleu : la hauteur d'eau de la crue du 13 juin 2018.

	Hauteur d'eau à la sonde à pression (cm)	Hauteur d'eau maximale sur le transect (cm)	Estimation débit (m³/s)
Crue 21/11/2016	56,4	89,1	16,15
Crue 11/05/2017	51,8	84,5	13,24
Crue 06/08/2017	54,8	87,5	15,07
Crue 18/10/2017	55,8	88,5	15,75
Crue 13/06/2018	57,6	90,3	16,96

Figure 5.22 : Hauteur d'eau et estimation des débits des crues du Lys.

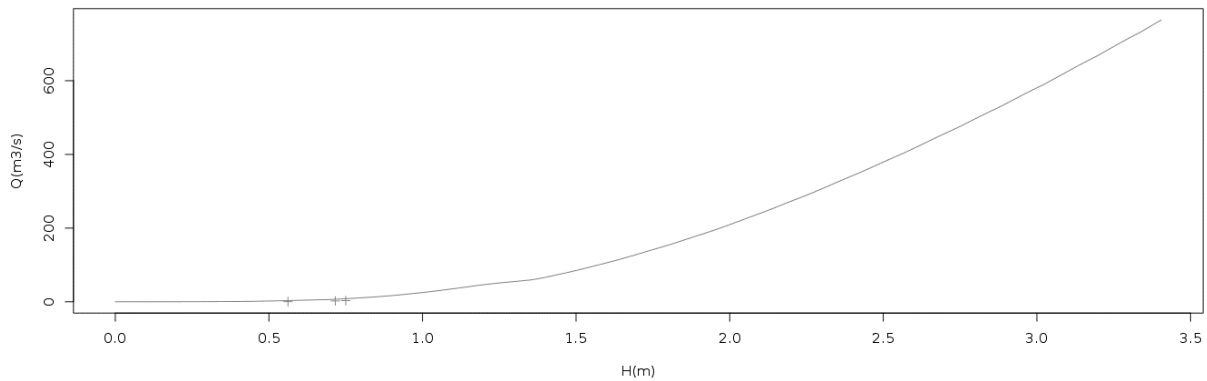


Figure 5.23 : Courbe de tarage du Lys. Les croix rouges représentent les mesures de débit au SalinoMADD.

Comme sur le Bastan, une courbe de tarage a été extraite (Fig. 5.23). Cependant, il a été choisi de ne pas transformer toutes les hauteurs d'eau en débits, via ces courbes de tarage, pour plusieurs raisons. Tout d'abord, la mesure de débit sur le transect du Lys est compliquée avec la présence d'un chenal secondaire dont on ne connaît pas le débit seuil de mise en eau. De plus, les estimations de débits varient fortement sur les deux sections lorsque l'on utilise la loi de Manning-Strickler. En fonction de la variation du coefficient de rugosité K , entre 25 et 50 pour le domaine torrentiel (Kellerhalls, 1967 ; Lane et Carlson, 1954 ; Whipple et al., 2013), les estimations de débits varient du simple au triple par rapport à la loi de Ferguson (2007).

2.3.2 - Les caractéristiques hydrauliques des sections et des tronçons

La puissance spécifique, la contrainte de cisaillement, le nombre de Shields et la vitesse de frottement ont été estimés pour les débits à pleins bords mais également pour chaque crue. La contrainte de cisaillement critique et le nombre de Shields critique ont également été estimés sur le tronçon. Ces caractéristiques hydrauliques permettent la comparaison avec d'autres torrents et posent les bases de la compréhension de la mobilité des traceurs sur nos tronçons. La figure 5.25 est la synthèse de ces caractéristiques hydrauliques.

La puissance spécifique (ω)

La puissance spécifique représente la quantité d'énergie de l'écoulement par unité de surface. Elle traduit la capacité d'ajustement d'un cours d'eau (Malavoi et Bravard, 2010) en étant un indicateur de la sensibilité du chenal aux processus d'érosions et de dépôts (Bizzi et Lerner, 2015). Elle a été calculée à partir de la formule suivante :

$$\omega = \frac{\rho g Q s}{L}$$

Avec ω : puissance spécifique ($W.m^{-2}$) ; ρ : masse volumique de l'eau (1000 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 valeur de puissance spécifique la plus importante a été estimée lors de la crue du 13 juin 2018 sur le Bastan à 584 W.m^{-2} . Dans le Lys, les puissances spécifiques des crues sont comprises entre 433 et 533 W.m^{-2} .

La contrainte de cisaillement de fond (τ)

Appelée également force tractrice de fond, elle représente la contrainte de l'écoulement sur une particule. Elle permet d'appréhender la connaissance des seuils de mise en mouvement. Elle a été calculée à partir de la formule suivante :

$$\tau = \rho g R_h s$$

Avec τ : force tractrice ($N.m^{-2}$) ; ρ : masse volumique de l'eau (1000 kg.m^{-3}) ; g : accélération de la gravité ($m.s^{-1}$) ; R_h : rayon hydraulique ou hauteur (m) ; s : pente ($m.m^{-1}$). Sur le Bastan, elle est de 602 N.m^{-2} pour le débit de plein bord et de 308 N.m^{-2} pour la crue de juin 2018. Dans le Lys, la force tractrice de fond est plus importante avec 722 N.m^{-2} en débit de plein de bord et plus faible pour les 5 crues (entre 241 et 265 N.m^{-2}).

La contrainte de cisaillement critique (τ_c)

La force tractrice critique est la force à partir de laquelle est mise en mouvement une particule. Elle a été calculée pour le D_{50} et le D_{84} à partir de la formule suivante :

$$\tau_c = 0,08 (\rho_s - \rho) D_{50}$$

Avec τ_c : force tractrice critique ($N.m^{-2}$) ; ρ_s : masse volumique du galet ($2\ 650 \text{ kg.m}^{-3}$) ; ρ : masse volumique de l'eau (1000 kg.m^{-3}) ; D_{50} : diamètre du galet (m). Pour le D_{50} , elle est de 14 N.m^{-2} pour le Bastan et de $11,2 \text{ N.m}^{-2}$ pour le Lys. Elle augmente à $53,2 \text{ N.m}^{-2}$ et $33,5 \text{ N.m}^{-2}$ pour le D_{84} . Lorsque $\tau > \tau_c$, la particule est théoriquement mise en mouvement. Si cela ne donne pas d'information sur tout

le tronçon, cela permet d'estimer un transport solide efficace pour le D_{50} et le D_{84} à hauteur des sondes à pression pour chacune des crues.

La vitesse de frottement (μ^*)

La vitesse de frottement est la contrainte de cisaillement près du fond converti en unité de vitesse. Elle a été calculée à l'aide de la formule suivante :

$$\mu^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$$

Avec μ^* : vitesse de frottement ; τ : force tractrice ($N.m^{-2}$) ; ρ : masse volumique de l'eau ($1000 kg.m^{-3}$). Elle oscille entre 0,49 et 0,52 lors des 5 crues du Lys et atteint 0,85 pour un débit de plein bord. Sur le Bastan, elle est estimée à 0,78 en débit de plein bord et 0,55 pour la crue de juin 2018.

Le nombre de Shields (τ^*)

Le nombre de Shields est la contrainte de cisaillement rendue adimensionnelle (Shields, 1936). Il caractérise la stabilité d'une particule soumise à un écoulement. Il a été calculé pour le D_{50} et D_{84} à partir de la formule suivante :

$$\tau^* = \frac{\tau}{g(\rho_s - \rho)D_{84}}$$

Avec τ^* : nombre adimensionnel de Shields ; τ : force tractrice ($N.m^{-2}$) ; g : accélération de la gravité ($m.s^{-1}$) ; ρ_s : masse volumique du galet ($2650 kg.m^{-3}$) ; ρ : masse volumique de l'eau ($1000 kg.m^{-3}$) ; D_{50} et D_{84} : Diamètre du grain (m). Pour le D_{50} , il a été calculé à 0,351 pour les débits de plein bord et 0,180 pour la crue du 13 juin 2018 sur le Bastan. Il descend à 0,047 pour le D_{84} lors de cette même crue. Dans le Lys, il est de 0,544 et 0,175 respectivement pour le D_{50} et D_{84} pour les débits de plein bord. Il s'étend de 0,182 à 0,2 pour le D_{50} et de 0,059 à 0,064 pour le D_{84} lors des 5 crues. Selon la classification de Parker, (1982) pour les cours d'eau à granulométrie étendue, la valeur de 0,088 correspond au seuil des premières mises en mouvements de la taille de la particule donnée sans générer pour autant de débit solide (Fig. 5.24). Entre 0,088 et 0,138, la mise en mouvement des particules de cette taille est totale.

Sur les deux tronçons, le transport solide du D₅₀ a théoriquement été total à chaque crue alors que les particules de la taille du D₈₄ sont restées immobiles.

- pour $\tau^* < 0,088$,	il n'y a aucun mouvement ;
- pour $0,088 < \tau^* < 0,138$,	il y a apparition des tous premiers mouvements pour quelques grains de l'armure, mais pas assez pour générer un débit solide ;
- pour $\tau^* > 0,138$ environ,	l'armure est détruite, et tous les grains du substrat alimentent le débit solide

Figure 5.24 : Classification pratique du nombre de Shields (Parker, 1982 in Degoutte, 2004).

Le nombre de Shields critique (τ_c^*)

Le nombre de Shields critique est la contrainte minimale nécessaire pour la mise en mouvement d'une particule. Il est en fonction de la taille du grain et a été calculé pour le D₅₀ et le D₈₄ à partir de la formule suivante :

$$\tau_c^* = \frac{\tau_c}{g(\rho_s - \rho)D_{84}}$$

Avec τ_c^* : nombre adimensionnel critique de Shields ; τ_c : force tractrice critique (N.m⁻²) ; g : accélération de la gravité (m.s⁻¹) ; ρ_s : masse volumique du galet (2 650 kg.m⁻³) ; ρ : masse volumique de l'eau (1000 kg.m⁻³) ; D_{84} : Diamètre du grain (m). Il est de 0,0081 et de 0,0065 respectivement pour le D₅₀ du Bastan et du Lys. Pour le D₈₄, il est de 0,031 pour le Bastan correspondant à des valeurs d'écoulement turbulent (Parker, 2004) et 0,008 pour le Lys.

		ω (W.m-2)	τ (N.m-2)	μ^*	τ^* D ₅₀	τ^* D ₈₄
Bastan	Plein Bord	2631	602	0,776	0,351	0,092
	Crue 13/06/18	584	308	0,555	0,180	0,047
Lys	Plein bord	4591	722	0,85	0,544	0,175
	Crue 21/11/16	510	260	0,51	0,196	0,063
	Crue 11/05/17	433	241	0,492	0,182	0,059
	Crue 06/08/17	480	253	0,503	0,191	0,061
	Crue 18/10/17	500	257	0,507	0,194	0,062
	Crue 13/06/18	533	265	0,515	0,200	0,064

		τ_c (N.m-2)	τ_c^*
Bastan	D ₅₀	13,992	0,008
	D ₈₄	53,196	0,031
Lys	D ₅₀	11,22	0,006
	D ₈₄	33,528	0,008

Figure 5.25 : Synthèse des caractéristiques hydrauliques.

2.4 - La mobilité des traceurs

2.4.1 - Distance parcourue et taux de mobilité

Lys

Quatre sondages ont été effectués dans le torrent du Lys entre l'été 2016 et 2018 sur une surface d'environ 12 500 m². Chaque sondage a été réalisé après une ou plusieurs crues. Entre l'installation des puces en juillet/aout 2016 et le premier sondage du 25/11/16, la crue principale est celle du 21/11/2016. Cependant, une crue d'intensité plus faible a eu lieu le 05/11/2016. En outre, la sonde à pression ayant été installée au début du mois de novembre 2016, il se peut que d'autres crues se soient produites courant septembre et octobre 2016 *e.g.* à la suite des fortes précipitations du 24/10/16 (48 mm en 24 h à la centrale du Portillon). Cela explique en partie le fort taux de mobilité du premier sondage (31 %) comparativement aux autres sondages (Fig. 5.26). L'autre raison avancée est le seuil de mise en mouvement plus faible des particules consécutive à l'injection, malgré les précautions prises pour se rapprocher le plus possible des conditions naturelles.

Les sondages du 29/05/2017 et du 28/09/2017 sont associés respectivement aux crues du 11/05/2017 et du 06/08/2017. Ces crues possèdent les débits estimés les plus faibles et donc logiquement un taux de mobilité plus faible (14 %). En revanche, la période entre le 3^{ème} et le 4^{ème} sondage a vu deux crues se produire dans le Lys *i.e.* 18/10/2017 et la crue majeure du suivi le 13/06/2018. Sur cette période, le taux de mobilité est de 23 % alors que les valeurs du D₅₀ mobile et des distances de mobilité moyennes et maximales sont les plus importantes.

	Nbre de puces manquantes	Taux de retour (%)	Distance moyenne (m)	Nbre de puces mobiles	Distance moyenne de puces mobiles (m)	Distance maximale (m)	D ₅₀ mobile (mm)	Date de crue associée	Débit estimé (m ³ /s)
Sondage 25/11/2016	17	93,2	10,1	73	33	261	75	21/11/2016	16,15
Sondage 29/05/2017	16	93,6	3,7	34	25,7	246	73	11/05/2017	13,24
Sondage 28/09/2017	31	87,7	1,9	31	13,3	70,2	70	06/08/2017	15,07
Sondage 28/07/2018	19	92,5	14,3	54	61,8	446	86	13/06/2018	16,96

Figure 5.26 : Mobilité, distance des traceurs RFID dans le torrent du Lys par sondage.

La figure 5.27 représente les distances des traceurs mobiles avec l'estimation de leurs trajectoires respectives pour chaque sondage. Les relations entre le diamètre d'axe b des traceurs avec les distances parcourues puis le taux de mobilité par classe granulométrique ont également été calculés. Les faibles R² (de 0,07 à 0,26) indiquent une certaine indépendance entre la taille des particules et la distance de transport. Cependant, les particules aux distances maximales de transport sur chaque

sondage correspondent toujours à des particules de taille inférieure ou égale à la gamme granulométrique 65-90 mm, soit des petits galets.

Le transport solide sur l'ensemble de ces crues s'étend des particules fines jusqu'aux gammes 181 à 255 mm. La relation entre le taux de mobilité et la gamme granulométrique mobile est plus évidente avec des R^2 compris entre 0,8 et 0,9. Les gammes entre 31 et 90 mm d'axe b, soit des graviers très grossiers et des petits galets, ont été mobiles à plus de 50 % lors des crues d'octobre et novembre 2016.

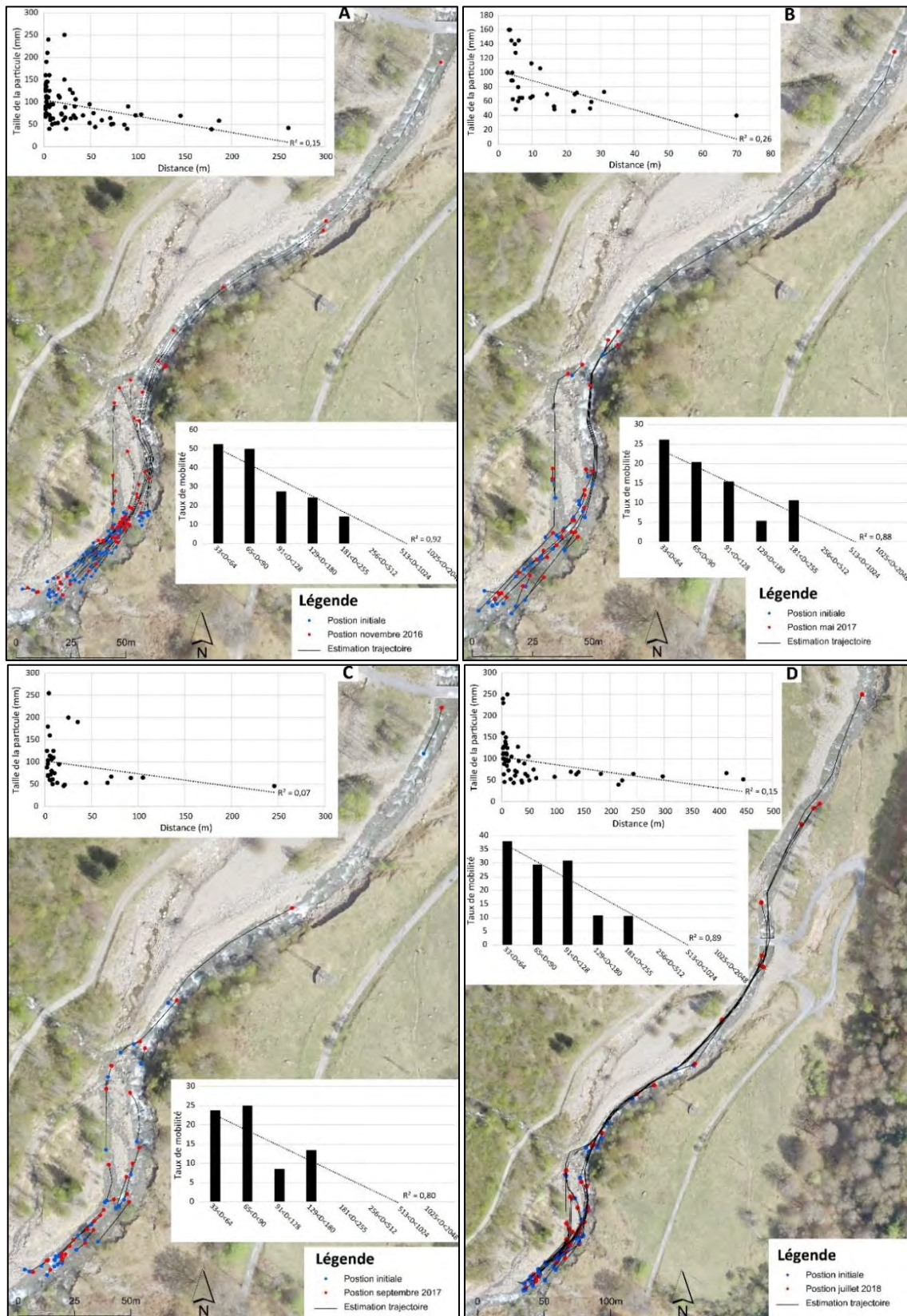


Figure 5.27 : Mobilité et trajectoire des traceur RFID dans le torrent du Lys. A : sondage du 25/11/2016 ; B : sondage du 29/05/2017 ; C : sondage du 28/09/2017 ; D : sondage du 29/07/2018.

En cumulant ces quatre sondages, le taux de retour atteint 92,5 % sur la période de suivi (Fig. 5.28). La majorité des puces manquantes sont des graviers très grossiers (33-64 mm) qui ont été, soit exportés au-delà du tronçon sondé, soit enfouis, soit non retrouvés par l'opérateur. Le taux de mobilité est de 48,5 % et concerne les cinq premières gammes granulométrique équipées (Fig. 5.29). A l'image des différents sondages, il y a une forte dépendance entre le taux de mobilité et les gammes granulométriques ($R^2 = 0,94$). D'autre part, il existe une corrélation entre les distances moyennes des puces mobiles et les gammes granulométriques ($R^2 = 0,7$). Sur deux années de suivi, les distances moyennes des puces mobiles s'élèvent à 62 m pour une distance maximale de 496 m parcourue par une particule de 67 mm d'axe b.

Globalement, les crues de la période de suivi, estimées à plus de $13 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, sont en capacité de transporter des particules allant des fines aux très gros galets (de 0 à 255 mm). Les crues supérieures à $16 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ont transporté sur de longues distances essentiellement des particules de diamètre d'axe b inférieur à 64 mm. Elles ont également mis en mouvement environ un tiers des trois premières gammes granulométriques équipées. Le débit de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ est ici identifié comme le débit-seuil de mise en mouvement des particules allant jusqu'à 90 mm d'axe b.

	Nbre de puces manquantes	Taux de retour (%)	Distance moyenne (m)	Nbre de puces mobiles	Distance moyenne de puces mobiles (m)	Distance maximale (m)	D50 mobile (mm)
Cumul des 4 sondages	19	92,5	25,1	113	62	496	88

Figure 5.28 : Mobilité et distance de transport de tous les sondages.

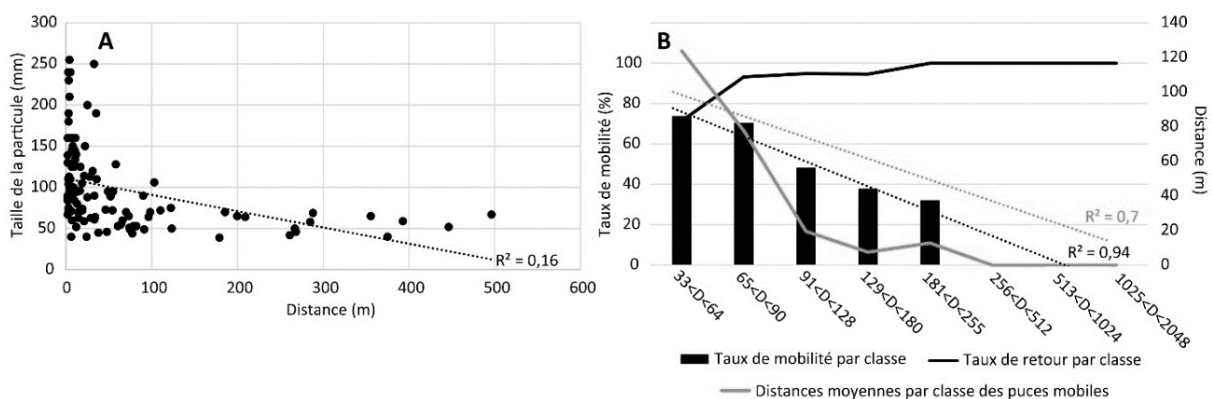


Figure 5.29 : Distance parcourue en fonction de la taille des particules. A : Rapport distance taille ; B : Taux de mobilité, taux de retour et distance moyenne des puces mobiles par classe granulométrique.

Le Bastan

Un premier sondage a été effectué en mai 2017 sans qu'il y ait eu de crue. Il a enregistré seulement trois déplacements de moins de 8 m pour un taux de retour de 98 %. Le deuxième sondage a couvert une surface de 14 500 m² en septembre 2018. Les mouvements de puces enregistrés correspondent à la mobilité de la charge sédimentaire lors de la crue du 13 juin 2018, dont le débit estimé est de 10,05 m³.s⁻¹. L'absence de mouvement pendant presque 2 ans couplé à la dynamique de colmatage nous amène à considérer que l'instabilité générée par le positionnement des puces est négligeable. Cette crue a généré un transport solide significatif avec 128 puces mobiles sur les 167 puces retrouvées, soit un taux de mobilité de 76,5 %, pour un taux de retour de 64,5 % (Fig. 5.30 et 5.31). Les particules mobiles se sont déplacées de 135 m en moyenne, avec une distance maximale de 664 m pour une particule de 98 mm d'axe b.

	Nbre de puces manquantes	Taux de retour (%)	Distance moyenne (m)	Nbre de puces mobiles	Distance moyenne de puces mobiles (m)	Distance maximale (m)	D ₅₀ mobile (mm)	Date de crue associée	Débit estimé (m ³ /s)
Sondage 09/2018	92	64,5	103,5	128	135	664	131	13/06/2018	10,05

Figure 5.30 : Mobilité, distance des traceurs RFID dans le torrent du Bastan lors du sondage de septembre 2018.

Comme dans le torrent du Lys et dans certains couloirs à laves torrentielles (Graff et al., 2018), il n'existe pas de relation entre les distances de transport et la taille des particules ($R^2 = 0,12$) (Fig. 5.32A). Néanmoins, les particules ayant parcouru les plus longues distances (plus de 400 m) sont toutes de taille inférieure à 150 mm. En classant les particules par classe granulométrique, on obtient une corrélation importante entre taille et distances moyennes de transport ($R^2 = 0,96$). Les graviers grossiers (33-64 mm) mobiles ont atteint, en moyenne, des distances de transport d'environ 200 m, et les galets compris de 65 à 128 mm, une distance moyenne d'environ 160 m... Contrairement au torrent du Lys, il n'y a pas de dépendance entre classe granulométrique et taux de mobilité. Le taux de mobilité a été plus élevé pour la gamme granulométrique 129-180 mm (plus de 60 %). Il a été d'environ 40 % pour les particules comprises entre 33 et 90 mm mais aussi pour celles comprises entre 256 et 1024 mm. Il faut cependant pondérer ces taux par le nombre de particules équipées par classe. En effet, les 40 % de taux de mobilité de la fraction 512-1024 mm correspondent à 5 particules mobiles alors que les 40 % de la gamme 33-64 mm correspondent à 20 particules mobiles.

Le taux de retour est de 64,5 % et d'après la figure 5.32B, ce taux montre une forte dépendance avec les gammes granulométriques mobiles ($R^2 = 0,96$). Il est supérieur à 80 % pour les gammes supérieures à 256 mm d'axe b, à 70 % pour les gros galets (129-255 mm) et chute à 46 % les gammes comprises

entre 33 et 90 mm. Cette relation met en évidence la sous-estimation des taux de mobilité et probablement des distances moyennes de transport des petites gammes granulométriques.

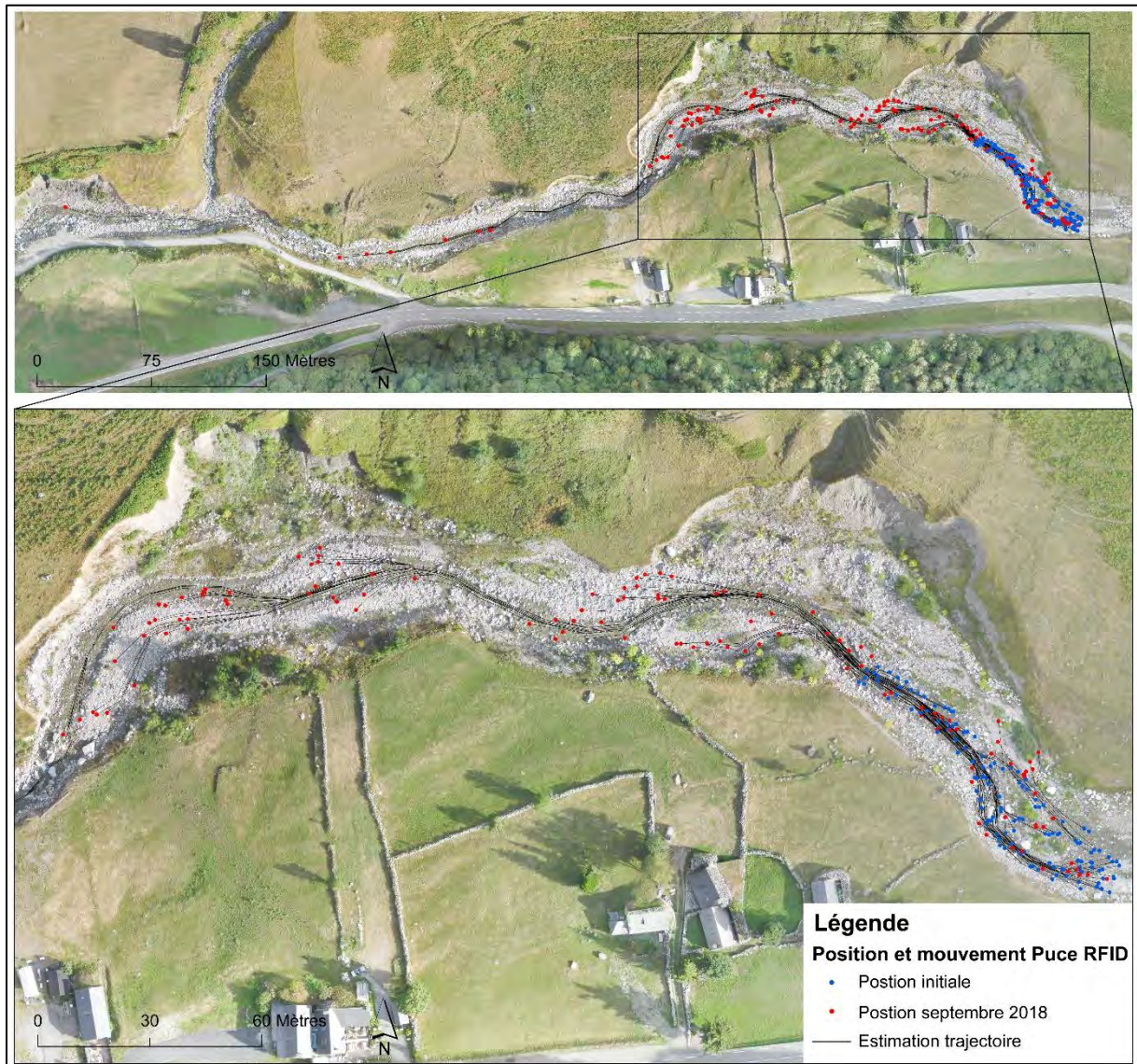


Figure 5.31 : Cartes de la mobilité et trajectoire des particules RFID dans le torrent du Bastan.

La crue du 13 juin 2018, d'environ $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de débit, a donc provoqué un important transport solide sur toutes les gammes granulométriques excepté les gros blocs de diamètre supérieur à 512 mm. Au vu des distances parcourues, ce transport s'apparente majoritairement à du charriage voire à de la suspension pour les traceurs les plus petits. Il est difficile d'extrapoler sur la mobilité des puces manquantes. Cependant, lorsque l'on analyse le taux d'immobilité par classe (soustraction à l'effectif des puces mobiles et manquantes), on s'aperçoit que le transport a été quasi-total sur les quatre premières gammes granulométriques équipées (Fig. 5.32C) si l'on considère que les puces manquantes

ont été exportées de la zone sondée. Le débit de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ est donc considéré comme un débit efficace pour la mise en mouvement des particules allant de 33 à 180 mm, soit du gravier très grossier au gros galet.

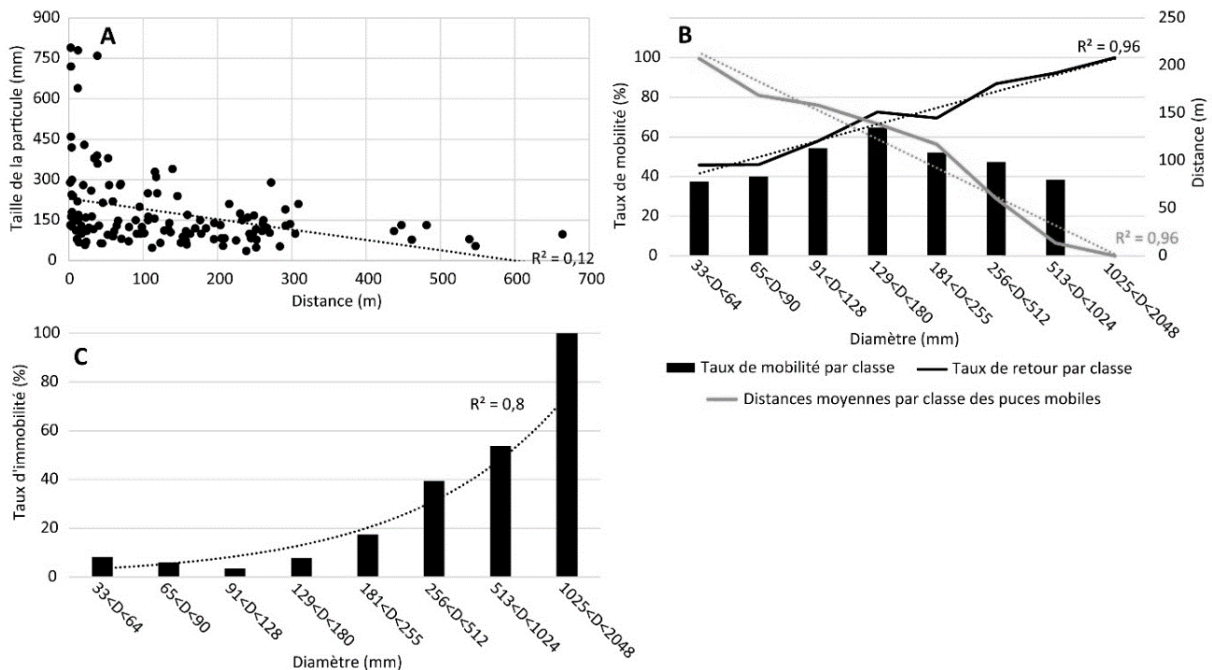


Figure 5.32 : Distance parcourue en fonction de la taille des particules. A : Rapport distance taille ; B : Taux de mobilité, taux de retour et distances moyennes des puces mobiles par classe granulométrique mobile; C : Taux d'immobilité par classe granulométrique.

2.4.2 - Trajectoire et facteurs de contrôle de la mobilité des traceurs

Trajectoire des traceurs

D'après la position finale des particules et l'estimation de leur trajectoire issue des figures 5.27 et 5.31, il est possible de caractériser les dynamiques spécifiques de chaque tronçon.

En amont du Lys, deux chenaux secondaires ont été actifs en termes de transport solide. Leurs talwegs sont d'ailleurs plus bas que celui du chenal actif. Dans le chenal actif, lorsque la particule mobile a passé la zone de plat radier et de rapide à l'amont, elle est transportée dans un chenal plus étroit où le faciès de seuil-mouille est en cours de re-formation. Les distances de transport ont tendance à augmenter et la surface des zones de dépôts à diminuer. En effet, on observe des distances de mobilité assez courtes pour les puces sur le plat radier et dans le rapide avec un dépôt dans le chenal actif et sur les marges. Dès qu'elles transitent dans ce chenal plus étroit, les distances de transport

augmentent. Les particules déposées dans cette zone, se situent soit sur les marges des mouilles, soit dans des accumulations en dessous de gros blocs dans le chenal actif.

Le lit majeur du Bastan est plus large sur les 400 premiers mètres du tronçon, laissant plus de zones de dissipation d'énergie et de dépôt. Hors tronçon d'injection, les zones de dépôts de particules de la crue de juin 2018 se situent principalement sur les marges du chenal actif à hauteur des zones de rapide et de plat radier. Il y a très peu de dépôts de traceurs dans les faciès turbulents de cascades et de step-pool.

La distance des traceurs au talweg du chenal actif

La distance des traceurs au talweg du chenal actif a été comparée avec, d'une part, la mise en mouvement ou non des particules par gamme granulométrique et, d'autre part, avec les distances de transport. La position initiale des traceurs immobiles pendant la période de suivi est plus éloignée du talweg du chenal actif que la position initiale des traceurs mobiles sur toutes les gammes granulométriques des deux sites (Fig. 3.33). Excepté dans la gamme 181 mm - 255 mm du Bastan, la différence est d'au moins 2 m dans tous les cas. Lors des crues de la période de suivi, les débits n'ont pas été assez élevés pour permettre un transport homogène sur toute la section. Pour ces crues, il existe logiquement un gradient latéral de mise en mouvement des particules.

Par ailleurs, il y a une absence de relation entre cette distance au talweg initiale et les distances parcourues des traceurs (R^2 entre 0,01 et 0,05) (Fig. 5.34).

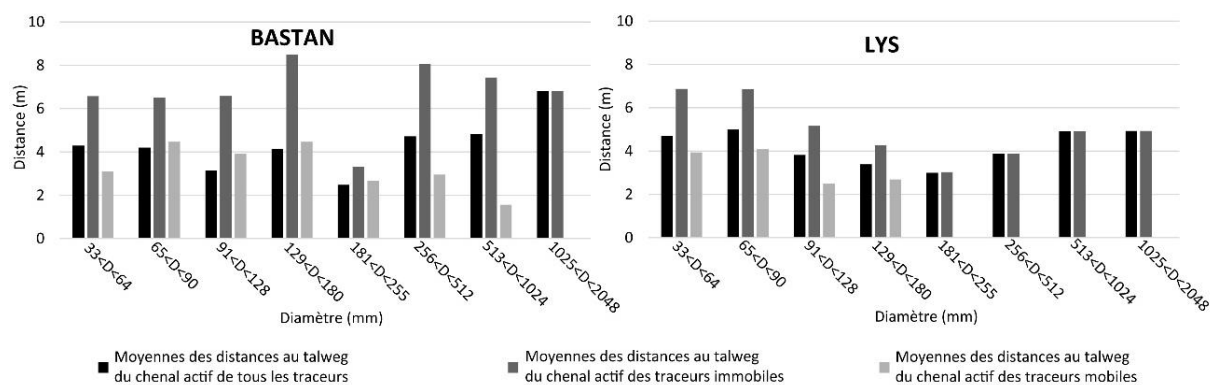


Figure 5.33 : Comparaison de la distance au talweg du chenal actif entre tous les traceurs, les traceurs immobiles et les traceurs mobiles.

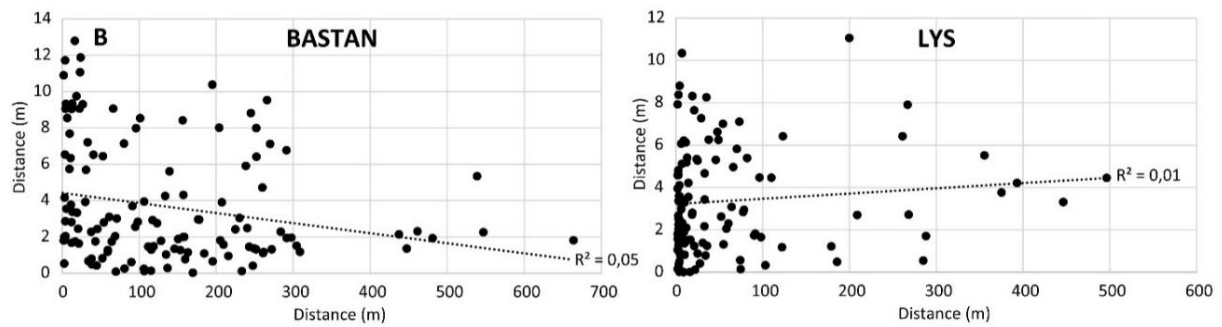


Figure 5.34 : Distances de transport des traceurs par rapport à leurs distances au talweg du chenal actif en position initiale.

L'altitude relative des traceurs au talweg du chenal actif

L'altitude relative des traceurs au talweg du chenal actif a été comparée avec les mêmes variables que la distance au talweg. En position initiale, les particules mobiles du Bastan sont en moyenne à une altitude plus proche du talweg que les particules immobiles notamment sur les gammes granulométriques comprises entre 65 et 255 mm (Fig. 5.35). Cette différence s'explique par la position de certaines particules immobiles dans le chenal secondaire plus élevé en rive droite... Sur le Lys, la différence d'altitude entre les puces mobiles et immobiles ne semble pas être un facteur explicatif.

Il en est de même avec la comparaison des distances de transport. La faible valeur des R^2 ne permet pas de valider l'altitude au talweg comme variable de contrôle des distances de transport. Contrairement à la taille de la charge ou à sa distance au talweg, l'altitude relative au talweg ne semble pas corrélée à la mise en mouvement des particules (Fig. 5.36). Le rôle des effets de sites semble prédominant.

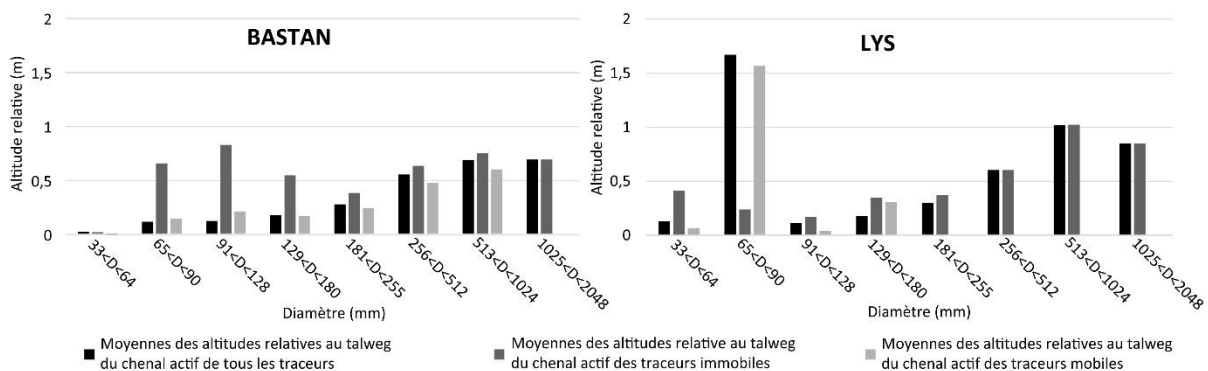


Figure 5.35 : Comparaison de l'altitude relative au talweg du chenal actif entre tous les traceurs, les traceurs immobiles et les traceurs mobiles.

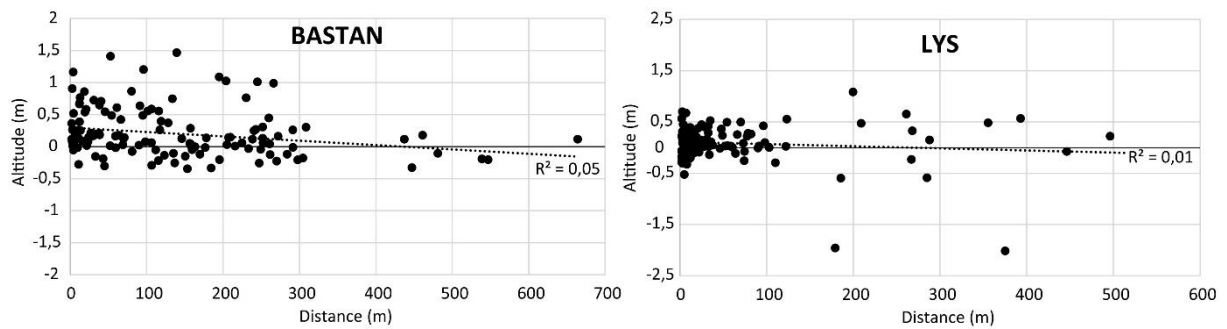


Figure 5.36 : Distances de transport des traceurs par rapport à leurs altitudes relatives au talweg du chenal actif en position initiale.

Taux de mobilité et faciès d'écoulement

Le taux de mobilité des particules par faciès d'écoulement a également été analysé sur le tronçon d'injection. Les faciès les plus turbulents, respectivement cascade et step-pool sur le Bastan et rapide sur le Lys ont, de manière non surprenante, des taux de mobilité plus élevés (Fig. 5.37). Ces faciès correspondent aux zones d'injection où la pente est la plus forte et la puissance spécifique plus élevée.

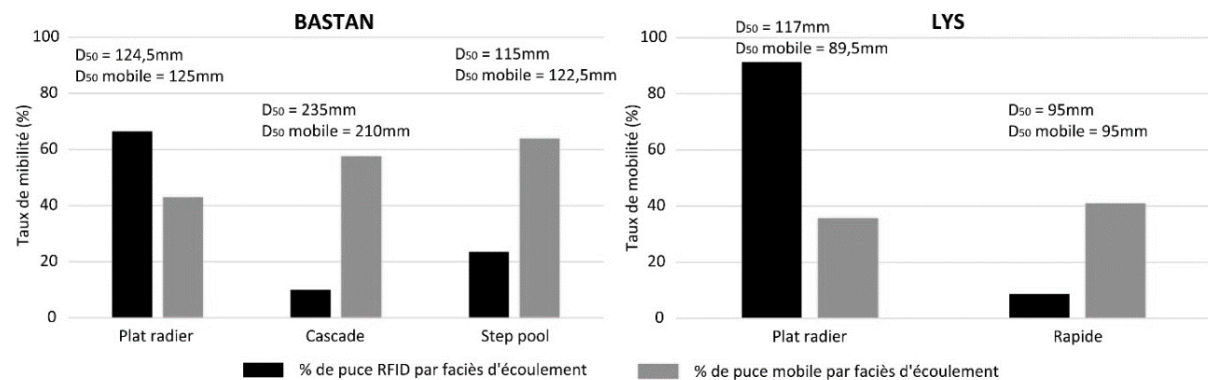


Figure 5.37 : Comparaison des taux de mobilité par faciès d'écoulement du torrent du Bastan et du Lys.

L'analyse de la mobilité des particules met donc tout d'abord en évidence la taille des particules comme variable explicative des taux de mobilité. Si l'altitude de la position initiale au talweg ne semble pas influente, le faciès d'écoulement et la distance au talweg sont au contraire des paramètres qui contrôlent la mise en mouvement des particules. Enfin, pour expliquer les distances de transport, seule la taille des particules a permis de démontrer une corrélation.

2.4.3 - Interprétation/Discussion

Les taux de retour des traceurs RFID après 2 ans de suivi sont de 92,5 % dans le torrent du Lys et de 64,5 % dans le torrent du Bastan. Le taux de retour des traceurs du Bastan est globalement du même

ordre de grandeur que d'autres études réalisées dans des torrents à crues torrentielles après deux ans de suivi *e.g.* 65 % dans le Bouinenc (Liébault et al., 2012), 62 % dans le Spruce Creek (Lamarre et Roy, 2008), 82 % dans l'Argent Double (Michler et al., 2016) (Fig. 5.38). Le torrent du Lys présente un taux de retour plus proche de ceux observés dans les études en milieu fluvial, autour de 90 % (Lamarre et al., 2005 ; Rollet, 2008). Comparativement, les torrents à laves torrentielles possèdent des taux de retour de traceurs RFID de 30 à 40 % après un seul événement (Graff et al., 2018 ; Bel et al., 2017). La comparaison des taux de mobilité doit être analysée au regard des gammes granulométriques équipées, des taux de retour et de l'intensité des crues qui se sont produites pendant la période de suivi. Elle montre que les petites crues sur le Lys génèrent un transport solide très faible comparé aux crues ordinaires des trois autres torrents (Bouinenc, Spruce Creek et Argent Double). Les taux de mobilité des particules oscillent entre seulement 14 % et 31 % alors que 92 % des traceurs ont été retrouvés. La situation est différente sur le Bastan, puisqu'il a enregistré une crue importante au cours de la période de suivi. Son taux de mobilité est d'ailleurs l'un des plus importants. Cependant les distances de transport sont plutôt faibles au regard de l'intensité de la crue. Le suivi montre qu'une partie de la charge grossière est mise en mouvement tous les ans voire plusieurs fois par an pour le Lys. Les crues mobilisatrices se sont produites soit à l'automne (crue orageuse) soit au printemps (crue augmentée par la fonte).

	D ₅₀ du chenal (mm)	Nombre de traceurs RFID	Taux de retour 2 ans (%)	Taux de mobilité (%)	Distance moyenne (m)	Distance maximale (m)	Auteurs
Bastan	106	259	64,5	76	25,1	496	
Lys	82	252	92,5	14 - 31	31 - 73	70 - 446	
Argent Double (Aude)	63	240	82	44 - 54	73 - 78	209 - 226	Michler et al., 2016
Bouinenc (Alpes du Sud)	33	451	65	23 - 44	119 - 336	+ de 2000	Liébault et al., 2012
Spruce Creek (Québec)	160	196	62	32 - 86			Lamarre et Roy, 2008

Figure 5.38 : Comparaison avec d'autres études de traceurs RFID sur des torrents à crues torrentielles.

Le charriage lié à la crue majeure sur le Bastan et aux crues ordinaires dans le chenal du Lys met en évidence l'efficacité très éphémère de la connectivité longitudinale. Dans le torrent du Bastan, elle n'aura été efficace qu'une fois durant les deux ans de suivi. Dans le Lys, son efficacité a été moindre mais plus régulière. La mobilité de cette charge grossière met logiquement en évidence le chenal torrentiel comme source sédimentaire de la fourniture lors de crue.

Par ailleurs, le transport sédimentaire des graviers et galets (33 à 255 mm) du Lys participe à la reconstruction du pavage du plat radier ainsi qu'à la re-formation de la structure de la partie en step-pool en période de relaxation. Cette morphologie tend à se stabiliser lorsque les apports sédimentaires

sont faibles et peu fréquents (Recking et al., 2012). La crue de juin 2013 a totalement détruit la structure du chenal alors que les petites crues actuelles remodelent le chenal vers un nouvel état d'équilibre.

La force tractrice de fond et le nombre de Shields renseignent sur le seuil de mise en mouvement des particules de la taille du D_{50} ou du D_{84} . Le nombre de Shields oscillent entre 0,18 et 0,2 pour le D_{50} puis entre 0,047 et 0,064 pour le D_{84} sur nos deux tronçons. Théoriquement, ils correspondent à un transport total du D_{50} et à une absence de transport du D_{84} . L'étude de la mobilité des traceurs permet de souligner que ces valeurs ont tendance à surestimer le transport du D_{50} sur le Lys et à minimiser celui du D_{84} sur le Bastan.

Dans le Bastan, la charge grossière n'a été mise en mouvement qu'une seule fois durant le suivi lors d'une crue de fonte. Les orages n'ont pas été assez importants en été et en automne pour provoquer une crue au transport solide efficace. La crue du 13 juin 2018 a provoqué un important transport solide qui a localement déstabilisé la structure du chenal. L'étude de la dynamique de cette crue peut être approfondie au travers d'un suivi de l'érosion sur le tronçon du Bastan.

3 – Suivi de l'érosion

3.1 - Introduction

3.1.1 - La photogrammétrie

Depuis les années 2000, on assiste à un développement de l'utilisation des données topographiques à haute résolution en géomorphologie (Lane et al., 2003 ; Fonstad et al., 2013). Ces données permettent la compréhension de plus en plus fine des processus géomorphologiques dans différents contextes *e.g.* falaises, parois rocheuses, rivières (O'neal et Pizzuto, 2011 ; Lallias-Tacon et al., 2014), plages (Brunier et al., 2016a et b), torrents (Schürch et al., 2011), glaciers (Mölg et Bolch, 2017) et badlands (James et al., 2017). Différentes techniques sont utilisées pour reconstruire la topographie *i.e.* le LiDAR aéroporté, le laserscan terrestre (TLS pour Terrestrial Laser Scanning), la photogrammétrie terrestre et aéroportée et le DGPS.

Si initialement il avait été prévu de quantifier l'érosion par TLS, nous avons opté pour l'utilisation de la photogrammétrie terrestre et aéroportée. La photogrammétrie s'est « démocratisée » en géosciences depuis quelques années grâce au développement d'une approche différente de la photogrammétrie stéréoscopique classique que l'on appelle Structure from Motion (SfM) (Westoby et al., 2012 ; Micheletti et al., 2015). Cette approche est une alternative moins coûteuse que le LiDAR et utilisable par le plus grand nombre, grâce à l'automatisation des processus de traitement photogrammétrique (Carbonneau et al., 2003 ; Fonstad et al., 2013). Initialement développée pour la vision d'objets et, ou, de bâtiments en 3 dimensions, la méthode photogrammétrique SfM permet la reconstruction de la structure tri-dimensionnelle d'un objet ou d'une surface à partir de photographies numériques (Stumpf et al., 2014). Elle consiste à prendre plusieurs photographies d'un objet à fort pourcentage de chevauchement et à différents angles de vue. Contrairement à la photogrammétrie stéréoscopique traditionnelle, la méthode SfM n'a pas besoin de renseigner les paramètres de prise de vue (focale, orientation, position...) car elle les calcule à partir de la corrélation d'images et d'ajustements de faisceaux. La corrélation spatiale entre images est réalisée par un algorithme itératif très redondant de minimalisation non linéaire des moindres carrés, à partir de points remarquables homologues (Snavely, 2008 ; Westoby et al., 2012). Elle permet de corriger les déformations photographiques et aboutit à la création d'un nuage de points puis d'un Modèle Numérique d'Élévation (MNE).

La répétition des opérations photographiques dans le temps permet l'utilisation diachronique de la photogrammétrie et donc d'identifier puis de quantifier les changements de surfaces qu'il est possible de corréler à des processus géomorphologiques d'érosion ou de dépôt.

Lorsque les surfaces présentent une topographie complexe, par exemple les berges ou les versants abrupts dans notre cas, la comparaison diachronique s'effectue via les nuages de points (Lague et al., 2013). En revanche, pour des plus grandes surfaces, plus planes, la comparaison se fait à l'aide de Modèle Numérique de Terrain (MNT) ou Modèle Numérique d'Élévation (MNE). Cette répétition de MNE est très utilisée pour caractériser et quantifier la distribution spatiale des changements morphologiques, les processus et les transferts sédimentaires (Heckmann et Véricat, 2018 ; James et al., 2012 ; Williams, 2012). Cette méthode est communément appelée le MNT des différences (DoD « DEM of Difference »). Lorsque deux campagnes d'acquisition encadrent une ou plusieurs crues, l'analyse des changements morphologiques permet d'étudier la connectivité fonctionnelle (Heckmann et Vericat, 2018). C'est une approche complémentaire de l'analyse de la connectivité, réalisée à une échelle plus fine qu'avec l'indice de Cavalli.

3.1.2 - Objectifs et sites d'étude

L'objectif est ici d'effectuer un bilan sédimentaire au cours de la période de suivi. Cette période correspond quasi entièrement à l'analyse de la crue de juin 2018 durant laquelle des changements morphologiques importants se sont produits.

Sur le tronçon du Lys, la crue de juin 2018 a généré un faible transport solide et aucun impact morphogène sur le chenal, les berges ou les pieds de versant. Une campagne de TLS a été effectuée en juillet 2016 sur un pied de versant. Un suivi photogrammétrique de quatre pieds de versant a été également initié entre octobre 2016 et septembre 2017, suivi d'un vol drone sur le tronçon en juin 2017. Des profils en travers et un profil en long levés au DGPS viennent compléter cet état topographique 0. Le suivi n'a pas été poursuivi sur 2018 et ne sera donc pas présenté pour plusieurs raisons. La première et la plus importante, est l'absence de crues morphogènes sur la période. La seconde, corrélative de la première, est la forte reprise végétale herbacée et arbustive sur les formes érodées de pieds de versant qui perturbe l'analyse photogrammétrique. En effet, cette végétation crée un masque sur la surface et cause un biais à l'analyse topographique.

Seule la crue de juin 2018 a eu de réels impacts morphogènes sur le chenal, les berges et les pieds de versants du Bastan. Le transport solide lors de cette crue étant connu, l'utilisation de la photogrammétrie terrestre sur les berges de la photogrammétrie aéroportée sur le chenal a pour but au-delà d'effectuer un bilan sédimentaire, d'identifier les sources sédimentaires sur le tronçon puis de

caractériser les couplages au sein du chenal, entre le chenal et les berges puis entre le chenal et les pieds de versants (Figure 5.39).

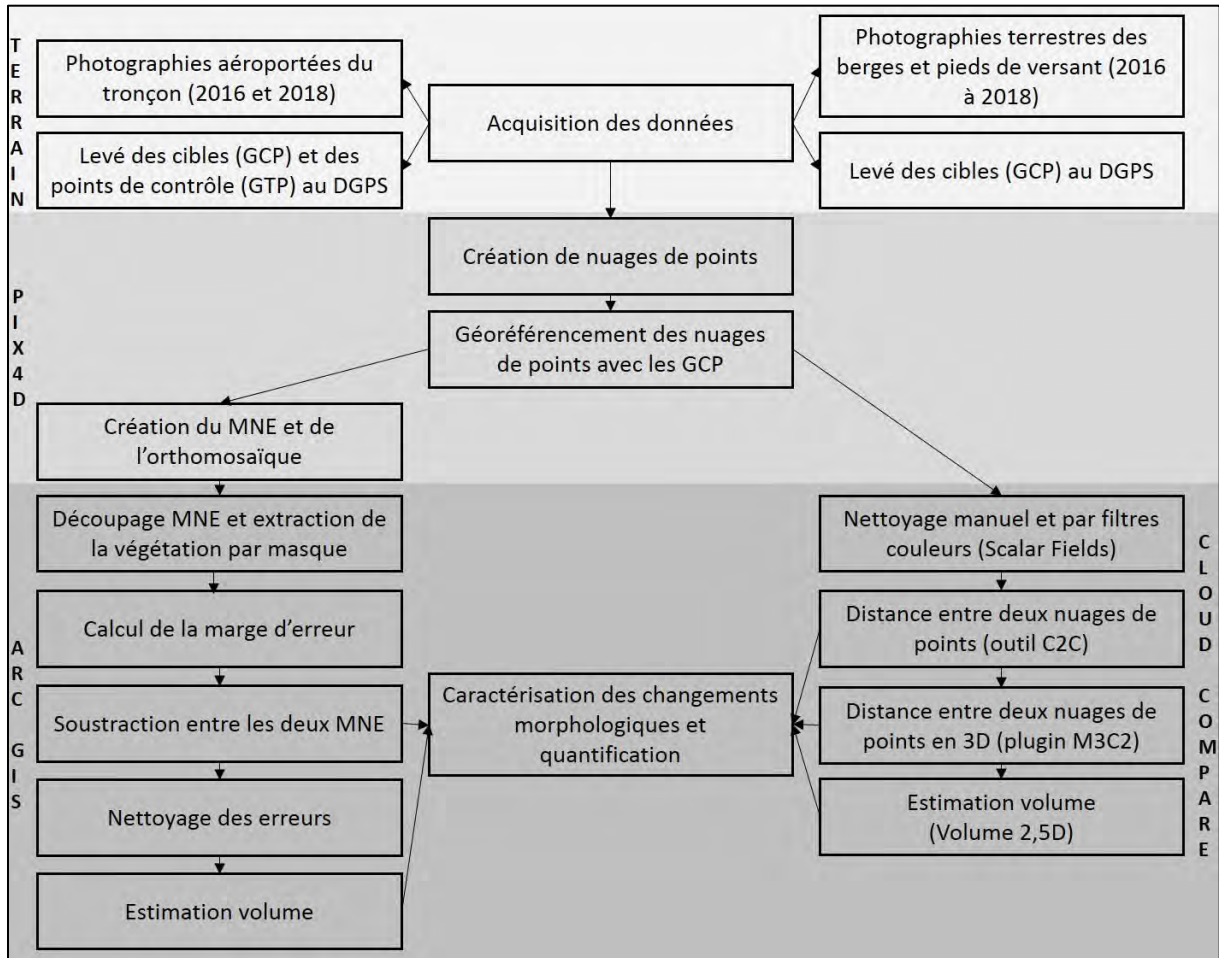


Figure 5.39: Méthodologie de la photogrammétrie aéroportée et de la photogrammétrie terrestre.

3.2 - La photogrammétrie aéroportée du chenal

3.2.1 - Du survol drone au nettoyage du MNE

Acquisition des données et création du MNE

Les survols du 3 juin 2016 et du 12 septembre 2018 ont été réalisés par l'aile volante senseFly ebee X au-dessus de la plaine de Tournaboup et du torrent Dets Coubous. En juin 2016, deux vols ont couvert une superficie de 0,95 km² et ont permis d'acquérir 369 photographies par l'intermédiaire du capteur CMOS Exmor R™ (DSC-WX 220). 13 Ground Control Points (GCP) ont été levés au DGPS Trimble XH 6000 afin de géoréférencer, d'améliorer l'ortho-rectification et l'aéro-triangulation du projet (Brunier et al., 2016a). L'erreur quadratique associée s'élève à 0,038 m. Deux vols ont également été effectués en septembre 2018 par la même aile volante. 441 photographies couvrant une superficie de 1,1 km²

ont été prises avec le capteur Soda senseFly. 10 GCP ont été levés au DGPS Trimble Geo7X et ont permis de géoréférencer le nuage de points avec une erreur quadratique de 0,01 m.

La création des nuages de points a été réalisée sous le logiciel Pix4D mapper par l'intermédiaire de l'algorithme de transformation des caractéristiques invariables d'échelles « Scale Invariant Feature Transform (SIFT) (Mölg et Bolch, 2017 ; Lowe, 2004). Il permet d'identifier des points clés pour chaque image et des correspondances entre les images avant d'effectuer une triangulation automatique et un ajustement de bloc de faisceau afin d'estimer la position et l'orientation de la prise de vue. Le logiciel génère ensuite un nuage de points densifiés géoréférencé, un Modèle Numérique d'Élévation ainsi qu'une orthomosaïque. Un rapport de qualité associé fournit les informations sur la qualité du rendu final (Fig. 5.40). La résolution du MNE et de l'orthomosaïque est de 4,24 cm pour 2018 et 5 cm pour 2016. La figure 5.40 présente les photographies des deux vols effectués en 2018 ainsi que le nuage de points densifiés de la plaine de Tournaboup.

Par ailleurs, une trentaine de Ground Truth Point (GTP), différents des GCP, ont été également pointés au DGPS sur le terrain dans le but de d'estimer la qualité du modèle puis de rendre comparable les données via le calcul d'une marge d'erreur.

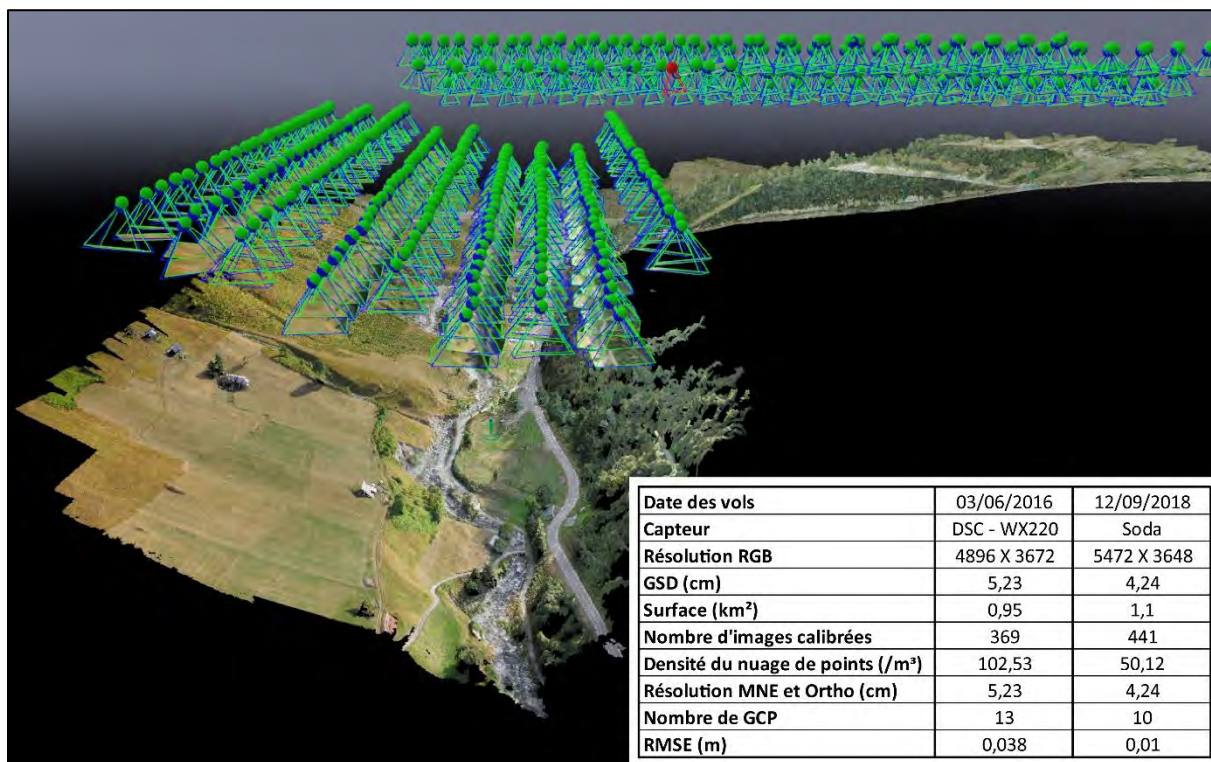


Figure 5.40 : Caractéristiques et maillage du nuage de points en 3D du vol drone de septembre 2018.

Nettoyage du MNE et recolonisation végétale

Un Modèle Numérique d'Élévation amalgame la surface de la canopée de la végétation et le sur-sol *e.g.* les bâtiments, dans sa représentation du relief. La présence de végétation dans le chenal est un biais important dans la quantification des changements topographiques par soustraction de MNE.

Les MNE de 2016 et 2018 ont été découpés selon une emprise identique qui correspond à la plus large bande active en chaque point entre 2016 et 2018. La végétation de la bande active a été vectorisée sur chaque orthomosaique afin d'en faire un masque sur les MNE respectifs.

Si l'objectif principal de l'utilisation de la photogrammétrie est de caractériser et quantifier les changements morphologiques, l'objectif secondaire est de caractériser les ajustements qui se mettent en place pendant cette période de réponse. A ce titre, la végétation a également été vectorisée dans ce tronçon sur la photographie aérienne du service RTM de juillet 2013. En 2014, des travaux ont été menés dans la bande active pour remblayer quelques berges mais surtout pour arracher les îlots de végétation encore présents. Le traumatisme des embâcles créés par la crue de juin 2013 a provoqué l'arrachage de toute la végétation dans le Bastan de la part du RTM. Les îlots présents en juillet 2013 après la crue et manquants sur l'orthomosaique de 2016 ont été soustraits à la superficie du couvert végétal de 2013 afin d'estimer la couverture végétale en 2014. La dynamique de recolonisation végétale est ainsi estimée entre juillet 2013 et septembre 2018 (Fig. 5.41 et 5.42). La végétation recouvrait sur ce tronçon 1500 m², soit 3 % de la bande active en 2014 ; la canopée de 2018 couvre plus de 8000 m², soit 17 % de la surface de la bande active. Malgré l'impact de la crue de juin 2018, la vitesse de reconquête végétale augmente avec le temps durant cette période de réponse.

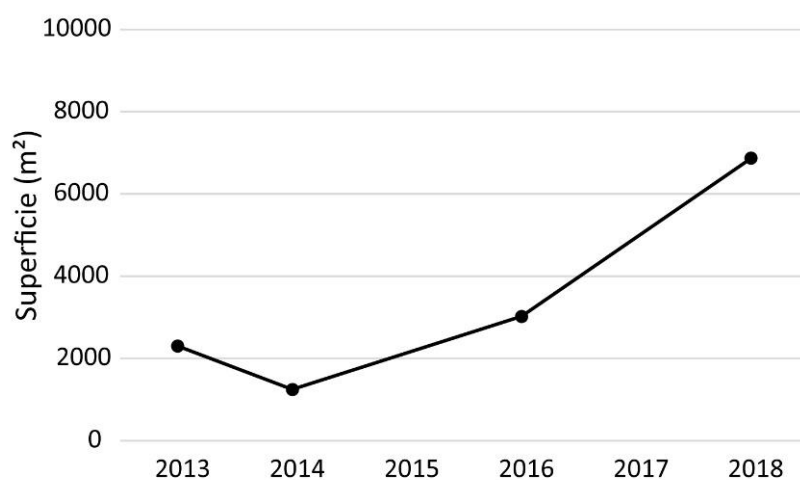


Figure 5.41 : Reconquête végétale de la bande active du Bastan à Tournaboup.

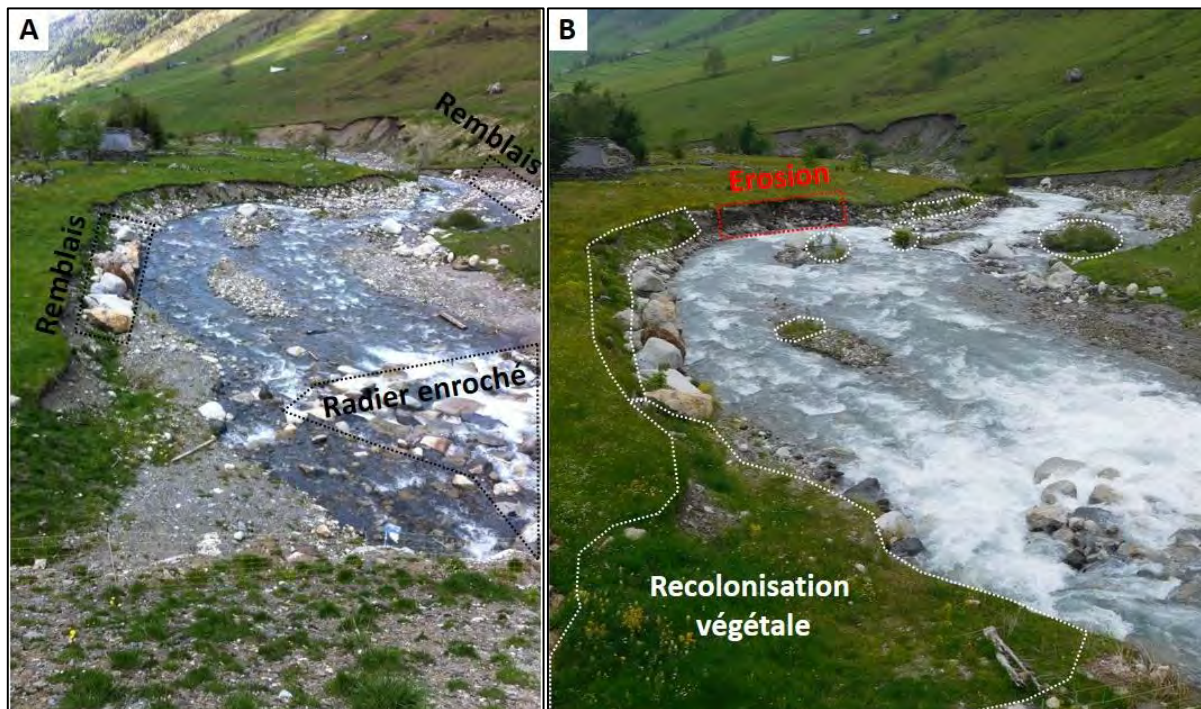


Figure 5.42 : Recolonisation végétale de l'amont du tronçon. A : Photographie de mai 2016 ; B : Photographie du 15 juin 2018.

3.2.2 - Calcul de la marge d'erreur – Seuil minimum de détection

De l'acquisition des données à la création du MNE géoréférencé, des erreurs s'insèrent à chaque étape *e.g.* erreur liée à l'opérateur, au géoréférencement, à l'interpolation (Balaguer-Puig et al., 2017). Les erreurs de chaque MNE se propagent et s'amplifient lorsqu'une différence de MNE est réalisée. Il est donc indispensable de l'estimer et de la prendre en compte, surtout dans notre cas où les potentiels changements morphologiques sont susceptibles d'être du même ordre de grandeur que l'erreur (Lallias-Tacon et al., 2014). L'erreur de chaque MNE est considérée comme la somme de l'erreur de transformation et de l'erreur de traitement *i.e.* interpolation (Balaguer-Puig et al., 2017). L'erreur de transformation est estimée à partir de l'erreur quadratique des GCP (James et Robson, 2012) alors que l'erreur de traitement est considérée comme négligeable (Ouédraogo et al., 2014). Ces erreurs sont présentées dans la figure 5.43. Les erreurs quadratiques de chaque MNE sont considérées comme largement acceptables à la vue de la résolution du MNE.

Date des vols	03/06/2016	12/09/2018
Nombre de GCP	13	10
Erreur Moyenne X (cm)	0,150	0,038
Erreur Moyenne Y (cm)	-0,005	-0,014
Erreur moyenne Z (cm)	0,329	0,215
RMSE (cm)	3,80	1,00
Erreur Moyenne de Reprojection (pixel)	0,283	0,166
Nombre de GTP	29	29
Erreur Moyenne μ (cm)	32,772	16,459
Ecart type σ (cm)	37,866	38,280
Médiane m (cm)	32,5	20,5
NMAD (cm)	43,138	42,669

Figure 5.43 : Caractéristiques de la marge d'erreur.

Dans l'optique de quantifier les changements morphologiques par soustraction de MNE, il est primordial d'estimer la précision verticale (Wheaton et al., 2010). Elle est estimée à partir des GTP levés au DGPS. Leur altitude est comparée à l'altitude des mêmes points sur les MNE de 2016 et 2018 (Fig. 5.45). Ces GTP ont été pris sur les surfaces minérales ou asphaltées afin d'éviter le biais de la végétation. L'objectif est ici de calculer un niveau minimum de détection (LoD) pour définir ensuite un intervalle de confiance (James et al., 2012 ; Williams, 2012).

Le calcul de ce seuil suit la méthodologie développée dans Brunier et al. (2016a et b). La différence d'altitude entre les GTP et chaque MNE est appelée Δh (Höhle et Höhle, 2009). Ce Δh permet de caractériser la distribution spatiale de la différence verticale pour chaque MNE. Elle explique la déformation du modèle produit par l'algorithme de photogrammétrie (Ouédraogo et al., 2014). Les valeurs absolues de Δh sont plus importantes sur le MNE de 2016. Sur les 29 points, elles s'étendent de 1,4 à 84 cm pour une moyenne de 32,7 cm (Fig. 5.44). *A contrario* sur le MNE 2018, la moyenne s'abaisse à 16,5 cm pour des valeurs comprises entre 3 et 83 cm. Elles s'expliquent par la plus faible précision, d'une part du DGPS XH 6000 comparé au Geo 7X et, d'autre part, du capteur DSC WX-220 par rapport au capteur Soda. Pour chaque MNE, le Δh est plus faible dans le chenal alors que sa valeur augmente en bas de versant de rive droite et au centre de la plaine de Tournaboup en rive gauche.

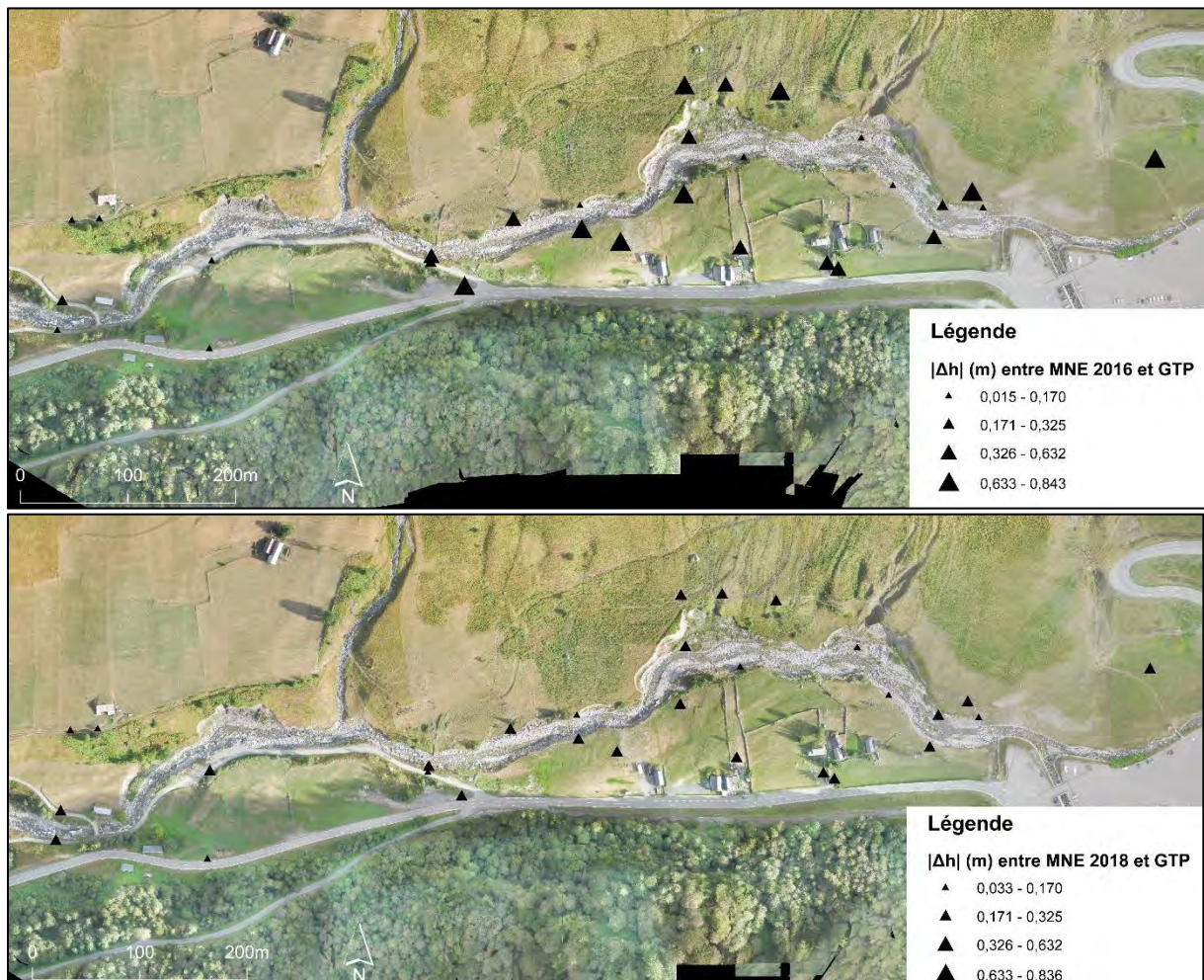


Figure 5.44 : Distribution spatiale du Δh entre GTP et chaque MNE.

La valeur absolue de la médiane normalisée appelée NMAD (Normalized Median Absolute Deviation) a ensuite été calculée et est considérée comme la valeur la plus adéquate pour représenter l'erreur verticale (Brunier et al., 2016a et b). Elle est proportionnelle à la médiane de la différence absolue entre les erreurs et la médiane des erreurs. Elle est calculée selon la formule suivante (Höhle et Höhle, 2009) :

$$NMAD = 1,4826 \cdot \text{médiane}_j(|\Delta_j - m\Delta_h|)$$

avec Δ_h qui désigne les erreurs individuelles j . Elle est de 43,14 cm pour le MNE de 2016 et de 42,67 cm pour celui de 2018.

Le seuil de détection est ensuite calculé d'après la formule communément utilisée pour le calcul d'erreur de différence de MNT en géomorphologie (Brasington et al., 2003 ; Lane et al., 2003 ; Wheaton et al., 2010 ; Williams, 2012) :

$$EDOD = \sqrt{EMNE_{2016}^2 + EMNE_{2018}^2}$$

avec $EMNE_{2016}$ et $EMNE_{2018}$, les NMAD de chaque MNE d'après Brunier et al. (2016a et b). Le seuil est de 0,607 m. Il permet de définir un intervalle de confiance compris entre -0,6 et 0,6 m. Toutes les valeurs non comprises dans cet intervalle ont été considérées comme valables. Celles supérieures à 0,6 m et inférieures à -0,6 m montrent donc respectivement des zones d'érosions et de dépôts.

3.2.3 - Le MNE des différences morphologiques

Avant de créer le MNE des différences d'altitude, deux paramètres restent à préciser. Le premier est le potentiel biais créé par la différence de hauteurs d'eau entre juin 2016 et septembre 2018. La sonde à pression n'ayant été installée que début novembre 2016, nous n'avons pas de hauteur d'eau en juin 2016. La hauteur d'eau à la sonde à pression est estimée à partir de la largeur du chenal en eau de l'orthomosaïque de septembre 2016 reportée sur le transect topographique. La hauteur d'eau en juin 2016 est estimée à environ 25 cm à la sonde à pression contre 10,6 cm le 7 septembre 2018 soit un différentiel d'environ 15 cm. En considérant la marge d'erreur à 60 cm et la différence de hauteur d'eau de seulement 15 cm sur une des sections les plus étroites du tronçon, ce biais est considéré comme négligeable. Le second paramètre à préciser est la dégradation de la résolution du MNE de 2018 à la même résolution que celle du MNE de 2016 (0,05 m).

La création du MNE des différences est réalisée à partir de la formule suivante (Williams, 2012) :

$$MNE_{diff} = MNE_{2018} - MNE_{2016}$$

La figure 5.45A représente le MNE_{diff} brut avant insertion de l'intervalle de confiance et découpage sur la bande active. Le MNE_{diff} final montre en rouge la différence négative, soit le processus d'érosion et en bleu la différence positive, soit le processus de dépôt (Fig. 5.45B).

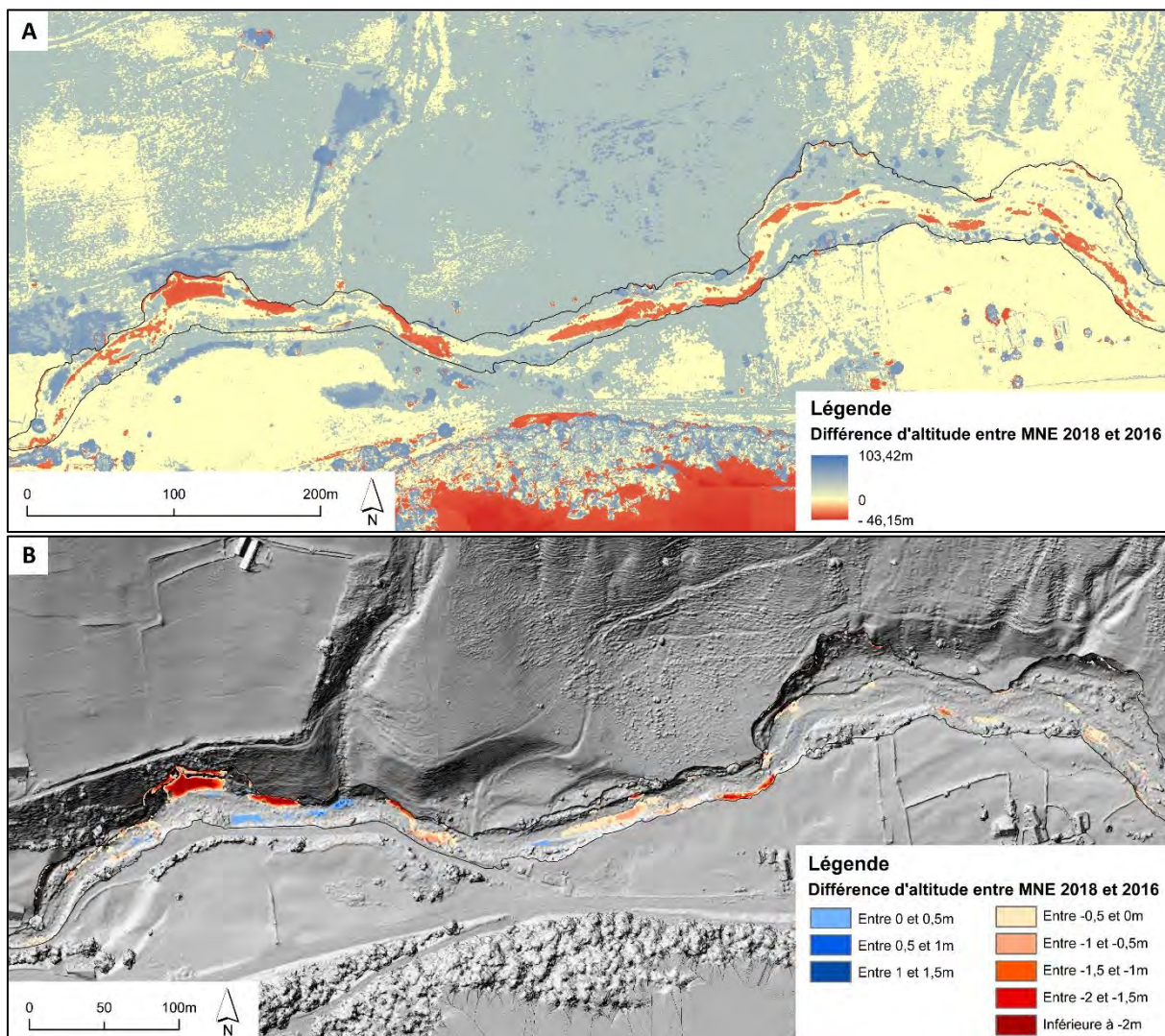
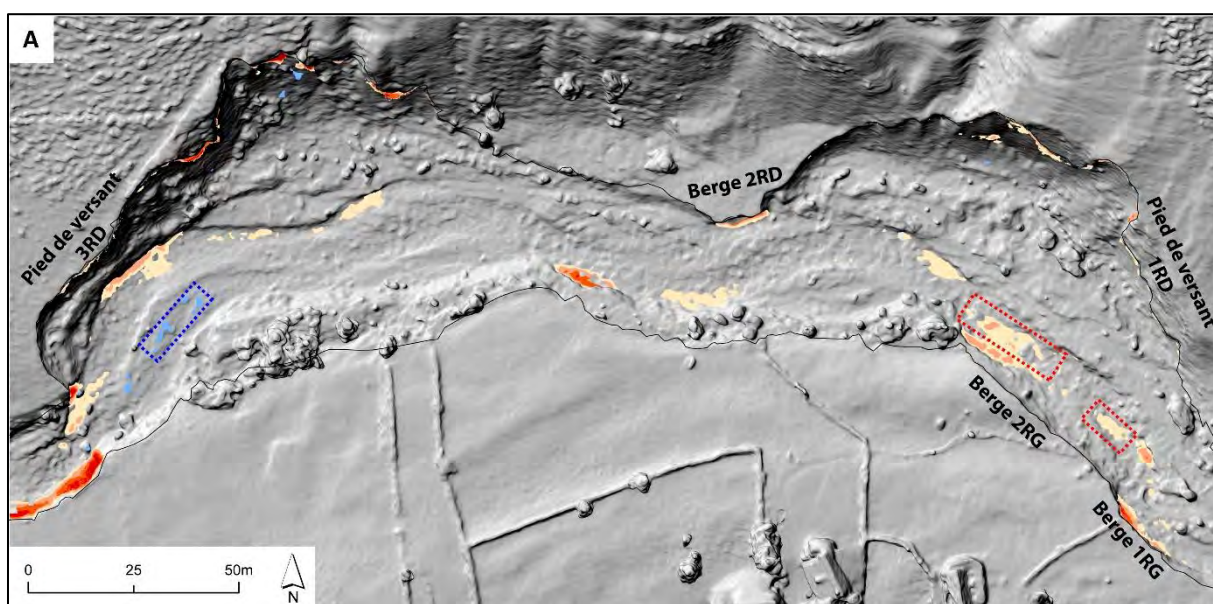


Figure 5.45 : MNT des différences. A : sans marge d'erreur ; B : avec marge d'erreur.



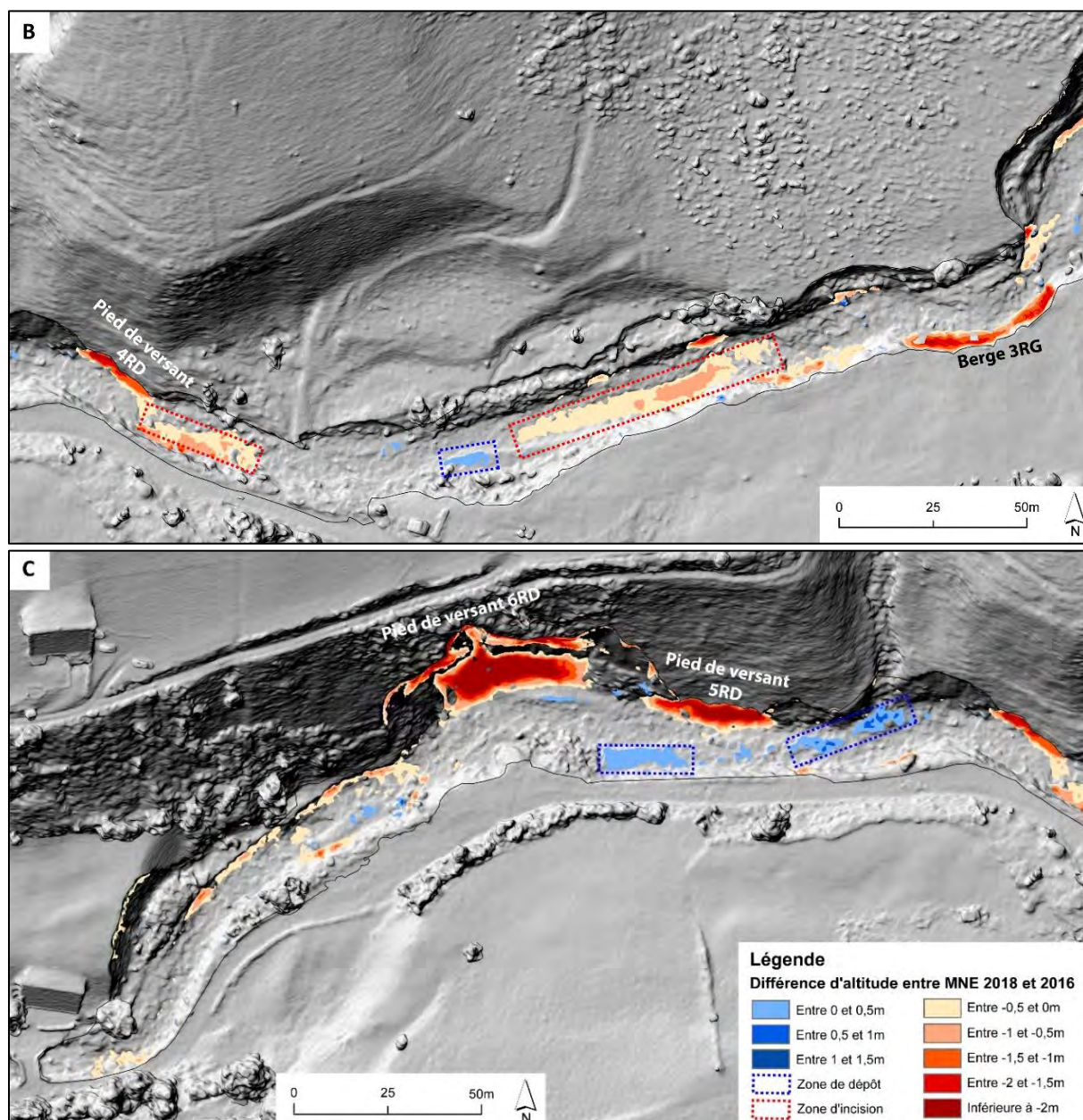


Figure 5.46 : Zoom sur le MNE des différences. A : Amont du tronçon ; B : Partie intermédiaire du tronçon ; C : Aval du tronçon.

Lors de la crue de juin 2018, le processus d'érosion a largement dominé le processus de dépôt, même dans la partie amont la plus plane. Le tronçon a été découpé en trois parties pour analyser plus précisément les types de processus et leur distribution spatiale (Fig. 5.46) :

- la partie amont est la partie où la bande active est la plus large (Fig. 5.46A). Les seuls dépôts se trouvent à hauteur du pied de versant 3RD à l'endroit où le chenal en eau s'écoulait en 2016 avant de migrer en rive droite lors de la crue de juin 2018. L'érosion a été d'intensité moindre que sur le reste du tronçon. Elle a consisté en une légère incision, inférieure à 1 m, mais surtout

à un recul de berge (berge 1RG et 2RD) et par sapement et affouillement à la base du versant (Pied de versant 3RD). Sur le pied de versant, ce sont majoritairement, les remblais post-crue 2013 qui ont été mobilisés à la base avec un recul de 2,5 m (Fig. 5.47). Le volume érodé sur le pied de versant 3RD est estimé à 15,5 m³. Sur la berge 2RD et 1RG, les reculs du sommet de berge, observés à partir de la comparaison des orthomosaïques, sont respectivement de 2 m et 1,5 m au maximum. Les volumes érodés sont estimés à 14,5 m³ et 6,5 m³. Dans une moindre mesure, on observe des érosions aux sommets des anses d'érosions de pied de versant, qui ont pu se produire hors crue de juin 2018 ;

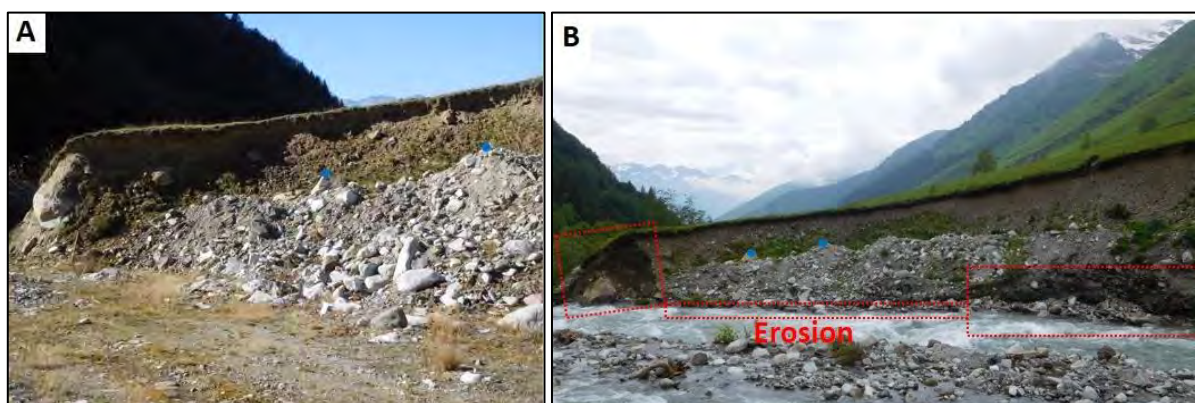


Figure 5.47 : Comparaison photographique du pied de versant 3RD. A : Photographie d'octobre 2017 ; B : Photographie du 15 juin 2018.

- la partie intermédiaire est la zone où l'incision a été la plus importante en juin 2013 (Fig. 5.46B). Elle s'est poursuivie en 2018 à deux endroits, selon un ordre de grandeur inférieur au mètre. Par ailleurs, les érosions de berges ont été importantes. Le recul de la berge 3RG est estimé à environ 4 m dans les remblais post-crue 2013 et la différence d'altitude d'environ 2 m. Selon un axe vertical, le volume estimé érodé est de 154 m³. Le pied de versant 4RD a subi un sapement et un recul de 2 à 3 m pour une différence d'altitude de 2 m dans les dépôts glaciaires hérités. L'estimation est de 64 m³ d'érosion. Lorsque la bande active s'élargit sur cette partie, on observe la seule zone de dépôt de la partie intermédiaire ;
- la partie aval a été une zone de processus efficace lors de la crue de juin 2018 (Fig. 5.46C). Des érosions de pied de versant se sont produites par sapement basal et effondrement sommital. Le sommet de l'anse d'érosion 5RD a reculé de plus de 3m sur des hauteurs supérieures à 2 m. Le volume érodé est estimé à environ 230 m³. Le pied de versant 6RD, de plus de 15 m de haut, a connu un faible recul sommital mais a largement été sapé à la base sur des hauteurs de plus de 2 m (Fig. 5.48). Son inclinaison est aujourd'hui verticale comparée à la pente plus douce en 2016. Le MNT des différences estime le volume érodé à 880 m³. Plus en aval, l'érosion s'est

poursuivie dans les remblais, le long de la rive droite. En revanche, on n'observe pas ou très peu d'incisions mais deux zones de dépôts. La première, en amont, correspond à la confluence avec le ravin d'Ourdégon. La deuxième est interprétée comme un dépôt induit par le blocage de la charge par le remblaiement de gros blocs en rive gauche.

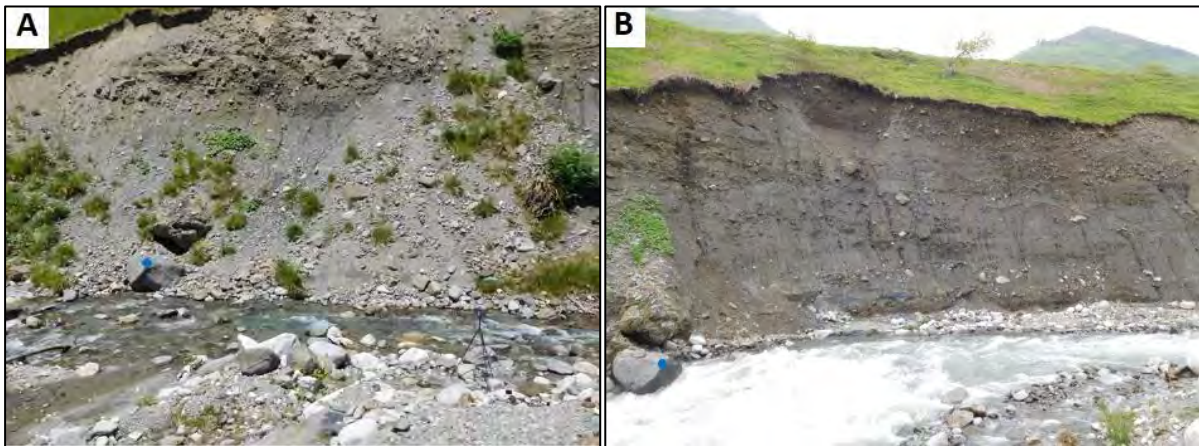


Figure 5.48 : Comparaison photographique de la berge 6RD. A : Photographique de juillet 2016 ; B : Photographie du 15 juin 2018.

Les estimations sont synthétisées dans la figure 5.49. Dans la bande active du tronçon, les volumes estimés à partir du MNE des différences sont de 1809 m³ d'érosion et de 77 m³ de dépôt. Ces volumes incluent les érosions de berges et de pied de versant, l'incision dans le chenal et les érosions sommitales des anses d'érosion. Sur ces 1800 m³, 1400 m³ proviennent des érosions de berges et de pied de versant. Cependant, ces valeurs sont à confirmer par la photogrammétrie terrestre, méthode plus précise pour l'estimation des érosions en zone de fortes pentes.

Le chenal a ensuite été découpé au pied de berge et pied de versant de la bande active afin de conserver uniquement les zones planes, et de fournir des estimations réalistes des processus dans le chenal. L'estimation est de 92 m³ érodés et 1,1 m³ déposés et correspondent à des estimations minimum à la vue de l'importante marge d'erreur. Dans le volume charrié lors de la crue de juin 2018, au moins 92 m³ proviennent du chenal.

N° Berge ou pied de versant	Erosion (m ³)	Dépôt (m ³)
Berge 1RG	14,5	
Berge 2RD	6,5	
Pied de versant 3RD	15,5	
Berge 3RG	154	
Pied de versant 4RD	64	
Pied de versant 5RD	230	
Pied de versant 6RD	880	
Bande active (avec berges et pieds de versant)	1809	77
Chenal	92	1,1

Figure 5.49 : Tableau récapitulatif des volumes estimés par photogrammétrie aéroportée.

3.3 - La photogrammétrie terrestre des berges et pieds de versant

Un suivi par lasergrammétrie avait été initié sur les pieds de versants en aval du tronçon mais n'a pu être poursuivi durant ce travail de thèse. En amont du tronçon, la photogrammétrie terrestre a été appliquée sur 3 berges et 2 pieds de versants de la plaine de Tournaboup en octobre 2016 et 2018 (Fig. 5.50). Le protocole suit plusieurs étapes résumées dans la figure 5.40.

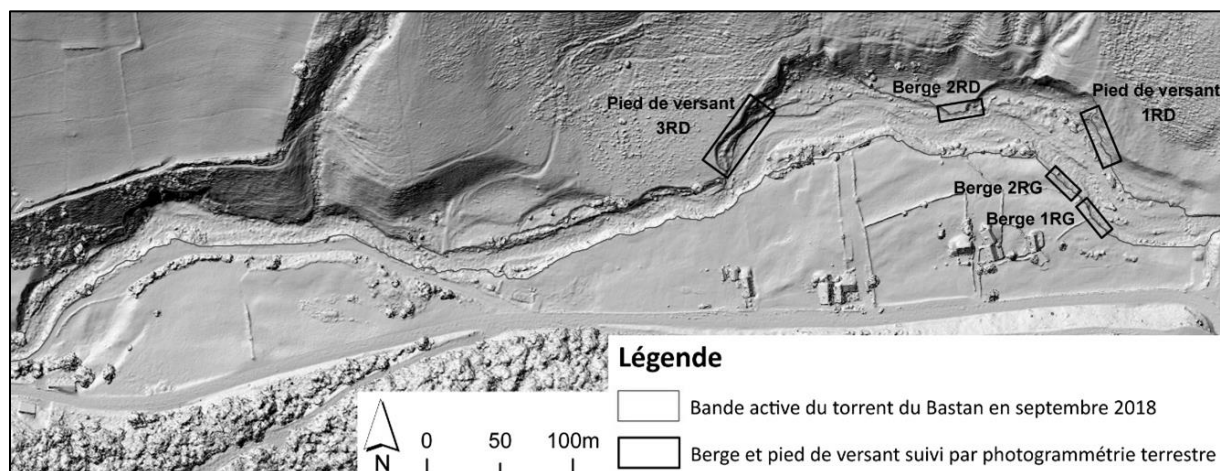


Figure 5.50 : Situation des 3 berges et 2 pieds de versant de la plaine de Tournaboup du torrent du Bastan.

3.3.1 - De l'acquisition des données au nettoyage des nuages de points

Acquisition des données et création des nuages de points

Chaque année, l'acquisition s'est faite en automne pour limiter la perturbation de la végétation. Les jeux de photographies ont été pris avec un appareil photographique réflexe Canon EOS450D en respectant au mieux les règles de photogrammétrie SfM, décrites dans le guide pour la prise de vue photogramétrique de C3DC. Le protocole utilisé est la prise de vue parallèle à la berge par stratégie linéaire (Fig. 5.51 et 52A) et est présenté en annexe (Annexe 6).

Par ailleurs, à chaque jeu photographique entre 5 et 10 cibles ont été installées sur la berge et levées au DGPS Trimble XH6000 en 2016 et Trimble Geo7X en 2018 dont la précision en post-traitement est comprise entre 0 et 5 cm.

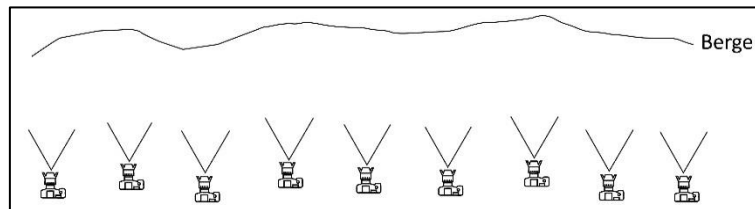


Figure 5.51 : Prise de vue parallèle par stratégie linéaire.

La création des nuages de points a été réalisée sous le logiciel Pix4D mapper selon la même procédure que pour la photogrammétrie aéroportée, à la différence que le géoréférencement a été réalisé par l'intermédiaire de l'éditeur simple. La figure 5.53 présente les différentes caractéristiques de chaque nuage de points densifiés, le produit final utilisé en photogrammétrie terrestre (Fig. 5.52B).

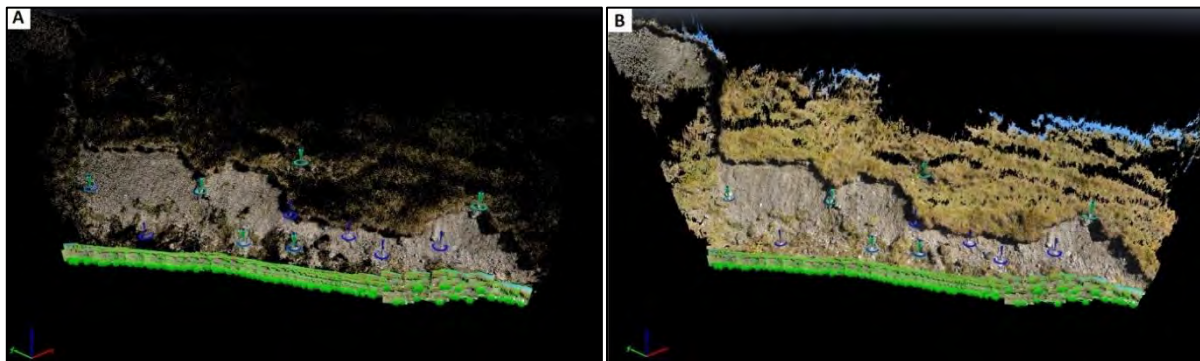


Figure 5.52 : Géoréférencement et densification du nuage de points de la berge 1RD.

	Pied de versant 1 RD		Berge 2RD		Pied de versant 3RD		Berge 1RG		Berge 2RG	
	2016	2018	2016	2018	2016	2018	2016	2018	2016	2018
Nombre de photos	112	158	85	93	103	135	54	127	66	98
Distance moyenne d'échantillonnage au sol (GSD) (cm)	0,33	0,2	1,51	0,44	0,61	0,5	0,21	0,2	0,17	0,21
Nombre de GCP	7	6	6	7	7	7	6	6	6	7
RMSE (m)	0,044	0,028	0,048	0,009	0,084	0,014	0,05	0,012	0,12	0,135
Densité du nuage de points (par m ³)	77744,6	395863	2044,2	33508,2	19784,7	36792	196328	281821	437198	321054

Figure 5.53 : Caractéristiques des nuages de points des 5 berges et pieds de versant de la plaine de Tournaboup.

Nettoyage des nuages de points

Les nuages de points ont été importés sous le logiciel libre de traitement et de comparaison de nuages de points 3D Cloud Compare V2.10 (EDF RD, 2011). Ils ont tout d'abord été nettoyés manuellement

des points aberrants et découpés afin d'avoir la même emprise entre les nuages de points de 2016 et 2018 d'une même berge. Ils ont ensuite été convertis en filtres couleurs (Scalar fields) afin de les nettoyer de la végétation. Le plugin CANUPO de Brodu et Lague (2012) sous Cloud Compare n'a pas permis d'effectuer un nettoyage précis notamment à cause de la forte présence de végétation herbacée assez rase dont la géométrie diffère peu des sédiments fins des berges. L'objectif est de conserver uniquement la surface minérale.

3.3.2 - Identification et quantification des processus de berges

Cloud to cloud distance

L'outil Cloud to Cloud distance est utilisé pour obtenir une première vision des changements morphologiques et de ses ordres de grandeurs. C'est la méthode la plus simple et la plus rapide qui permette de calculer la distance entre le nuage de points de référence (2016) et le nuage de comparaison (2018) (Fig. 5.54). La distance d'un point du nuage de référence est calculée avec son voisin le plus proche du nuage de comparaison.

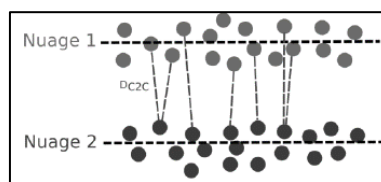


Figure 5.54 : Méthode de l'outil Cloud to cloud distance (d'après Fadili, 2015).

Des zones d'erreurs sont visibles notamment aux marges des nuages de points (Fig. 5.55). Ces erreurs correspondent à des différences de délimitation du nuage notamment en raison de la suppression de certaines portions du nuage à cause de la végétation. Cet outil est très sensible à la rugosité, aux points aberrants ainsi qu'à l'espacement des points (Lague et al., 2013). Il opère selon une seule direction et est donc un outil intéressant pour observer les potentiels reculs de berges.

Le pied de versant 1RD et la berge 2RG semblent avoir été très peu soumis à l'érosion si ce n'est le bourrelet sommital du pied de versant 1RD. *A contrario*, les berges 2RD, 1RG ont subi un recul majeur alors que l'érosion du pied de versant 3RD s'est produite sous forme de sapement à la base.

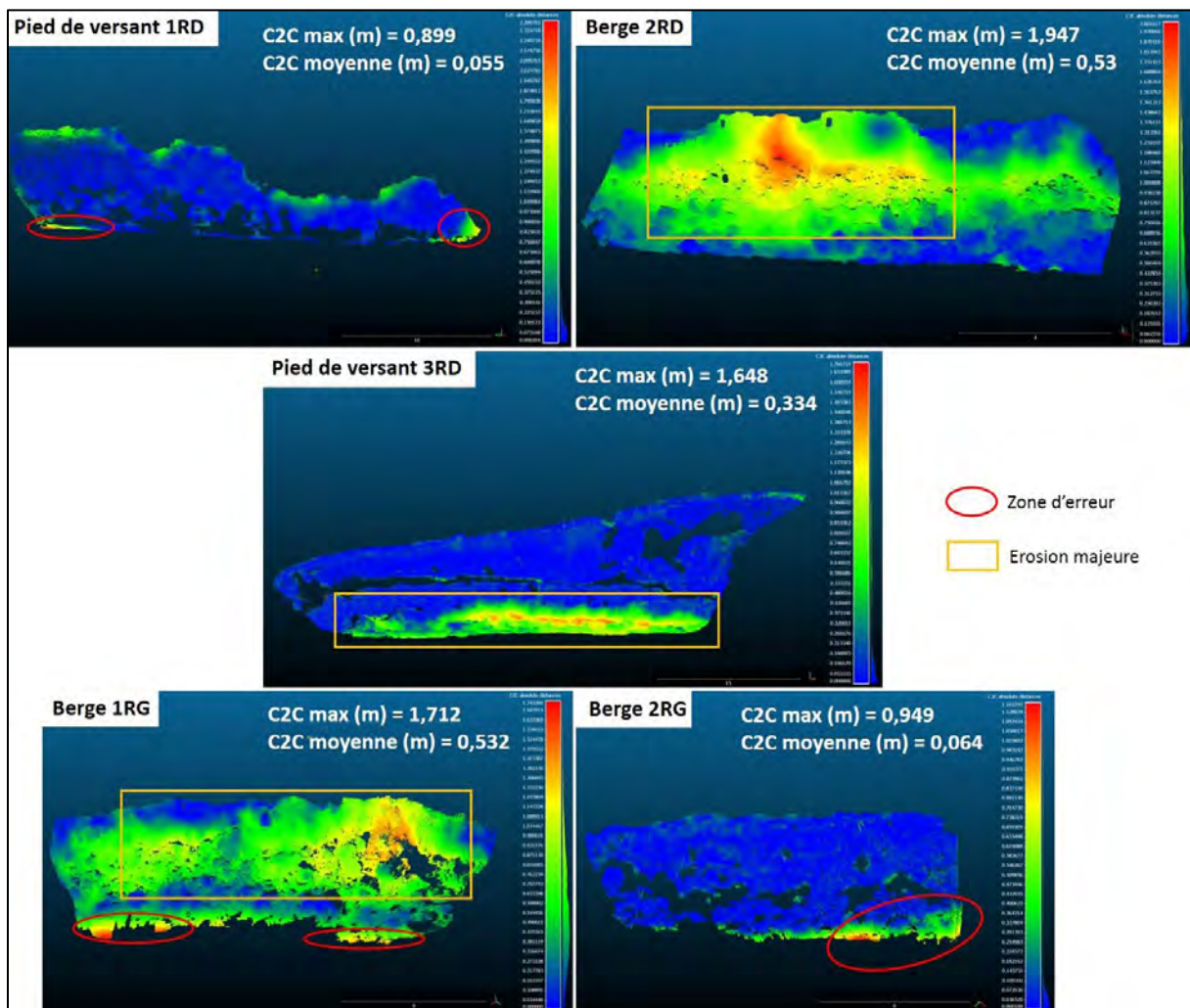


Figure 5.55 : Cloud to cloud distance entre les nuages de points des 5 formes du Bastan en 2016 et 2018.

Multiscale Model to Model Cloud Comparison (M3C2)

Dans le cas des berges à topographie complexe où les changements morphologiques sont à la fois verticaux et horizontaux, une approche comparative en 3 dimensions est nécessaire. Elle est rendue possible par l'algorithme du Plugin M3C2 développé par Lague et al. (2013) sous Cloud Compare. Ce plugin est également appliqué aux nuages de points et permet de calculer la distance en deux nuages de points en fonction d'une direction pertinente propre à chaque point en prenant en compte une marge d'erreur. Le protocole est largement détaillé dans Lague et al. (2013) et présenté en annexe (Annexe 7).

Les nuages produits en fonction des différents réglages sont comparés afin de sélectionner le plus réaliste sur chaque berge (Fig. 5.56).

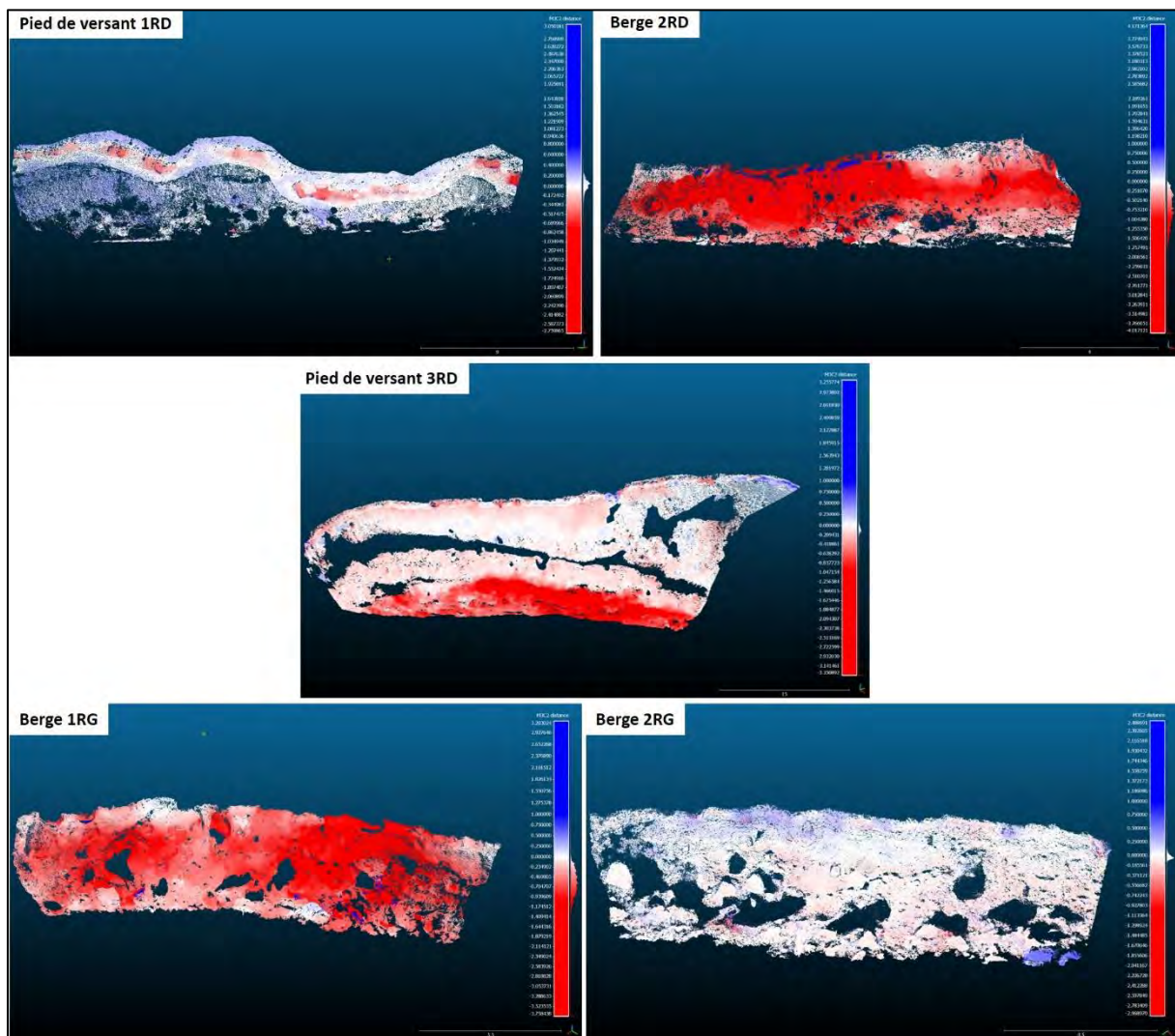


Figure 5.56 : Détection des changements morphologiques par le plugin M3C2.

Cette comparaison en 3 dimensions confirme les premières observations faites avec l'outil C2C. Les points où le différentiel entre les deux nuages est négatif apparaissent en rouge *i.e.* les zones d'érosions, et en bleu, les zones où le différentiel est positif *i.e.* les zones de dépôt. On observe également à droite de l'échelle, la répartition des valeurs du nuage de points. Le pied de versant 1RD et la berge 2RG ont subi une faible action des processus au cours des deux années de suivi. Sur le pied de versant 1RD, les valeurs de la plupart des points s'étendent entre -0,2 et 0,2 m. L'érosion a néanmoins été active au sommet de l'anse d'érosion. Les processus ont été très peu actifs sur la berge 2RG avec des valeurs encore plus proches de 0. La berge 2RD et le pied de versant 3RD possèdent les valeurs d'érosions les plus importantes *i.e.* entre -3 et -4 m. L'algorithme M3C2 confirme le sapement à la base du pied de versant 3RD. Les berges 2RD et 1RG possèdent une forte représentation des valeurs comprises respectivement entre 0 et -1,7 m et entre 0 et -1,4 m.

Si cet outil permet une observation assez précise des changements morphologiques des berges du Bastan, il ne permet pas la quantification des volumes érodés et déposés.

2,5D Volume

L'outil 2,5D Volume de Cloud Compare a été utilisé afin de quantifier ces changements morphologiques. Il n'est cependant pas aussi précis que le plugin M3C2. Le cubage s'effectue uniquement selon un axe défini et les estimations varient en fonction de la taille du maillage utilisé *i.e.* 0,1 m ; 0,05 m ; 0,01 m. Les intervalles d'estimations sont donnés dans la figure 5.57 afin d'estimer un ordre de grandeur de l'action des processus. En effet, il est important de noter que cet outil ne permet pas de paramétrer la marge d'erreur liée au géoréférencement, à la rugosité et aux traitements des données.

	Erosion (m ³)		Dépôt (m ³)	
	Min	Max	Min	Max
Pied de versant 1RD	6,9	13	3,3	7,7
Berge 2RD	30	37	0,3	1,2
Pied de versant 3RD	98,5	155	2,1	3,6
Berge 1RG	49	52	0	0,05
Berge 2RG	2,5	3,4	2,4	3,2
TOTAL	186,9	260,4	8,1	15,75

Figure 5.57 : Estimation du volume des processus d'érosions et de dépôts des berges et pieds de versant du Bastan entre octobre 2016 et 2018.

3.4 - Interprétation/Discussion

L'utilisation de la photogrammétrie SfM aéroportée et terrestre, deux méthodes à faible coût, ont été ici complémentaires pour établir un budget sédimentaire. La photogrammétrie aéroportée a surtout permis de quantifier les changements morphologiques verticaux dans le chenal puis, dans un second temps, d'estimer les volumes fournis par les marges de la bande active. La photogrammétrie terrestre est, quant à elle, plus adaptée à l'échelle de la forme (berge, pied de versant) et aux topographies complexes pour identifier les changements morphologiques en 3 dimensions.

Sur le tronçon, l'approche par photogrammétrie aéroportée estime les volumes érodés à 1809 m³ pour des volumes déposés de l'ordre de 77 m³. Dans le chenal, l'érosion s'est faite sous forme d'incision en remobilisant les dépôts torrentiels du chenal, encore instable à la suite de la crue de juin 2013. Son volume est estimé à 92 m³ pour un dépôt de seulement 1,1 m³. En raison de la forte marge d'erreur, il faut considérer ces valeurs comme minimales.

Sur les berges et pieds de versant, il existe une grande différence entre les estimations issues de la photogrammétrie aéroportée et terrestre (Fig. 5.58). Sur les berges 1RG et 2RD et le pied de versant 3RD, le bilan sédimentaire est de 36m³ érodés selon la photogrammétrie aéroportée et est compris entre 186 et 260 m³ selon la photogrammétrie terrestre.

	Erosion estimée par photogrammétrie terrestre (m ³)	Erosion estimée par photogrammétrie aéroportée (m ³)
Berge 1RG	49	14,5
Berge 2RD	30	6,5
Pied de versant 3RD	98	15,5

Figure 5.58 : Comparaison des cubages de photogrammétrie terrestre et aéroportée.

Plusieurs raisons expliquent cet écart :

- malgré la bonne qualité des MNE et l'utilisation de la méthode de Brunier et al. (2016a et b), la marge d'erreur du MNE des différences est importante. Elle provoque une tendance à sous-estimer les volumes ;
- l'imprécision des MNE dans les zones de fortes pentes. Si le nombre de GCP est suffisant pour avoir un géoréférencement précis (Mölg et Bolch, 2017), il manque des GTP pour mieux quantifier et spatialiser l'erreur ;
- l'imprécision de l'outil M3C2 et Volume 2,5D. En effet, nous émettons certaines réserves vis-à-vis de la marge d'erreur prise en compte dans l'outil M3C2. Que la valeur de traitement (reg) soit nulle ou paramétrée, le nuage de points et les valeurs associées résultant sont exactement les mêmes. De plus, les estimations de volume par l'outil Volume 2,5D ne prennent pas en compte de marge d'erreur et sont effectuées selon un axe défini.

Cependant, la photogrammétrie terrestre a permis de bien identifier les types de processus à l'échelle de la forme alors que la photogrammétrie aéroportée a décrit leur distribution spatiale dans le tronçon. Globalement en rive droite, les pieds de versants, de plus de 10 m de haut, ont été sapés à la base provoquant ainsi des glissements sommitaux (Fig. 5.59). Les plus importants se situent à l'aval du tronçon où le chenal actif s'écoule selon une pente plus importante et directement en pied de berge. La pente de cette forme devient alors très verticale voire même a subi un affouillement à la base. Lors de la période de réponse, comme on l'a observé sur le torrent du Lys ou sur le Bastan entre les crues de 2013 et de 2018, le pied de versant vertical va de nouveau être en proie à des glissements/éboulements sommitaux le conduisant à tendre vers une pente plus douce.

En rive gauche et sur la berge 2RD, le processus dominant est le recul net de berge. Le recul de berge le plus conséquent est celui situé dans les remblais de la berge 3RG. Ces berges étant de petite taille, la hauteur d'eau lors de la crue vient saper directement la partie basse et intermédiaire de la berge voire directement la partie haute lors des crues plus exceptionnelles. Le processus d'ajustements en période de réponse est le même que sur les pieds de versants. Ces éboulements/glislements déposent du matériel au pied de la forme. Ils sont soit remaniés par une crue en capacité de les remobiliser, soit ils se végétalisent et participent à la contraction de la bande active.

Par ailleurs, certains pieds de versants et berges *e.g.* 1RD et 2RG, n'ont pas été soumis aux processus liés à la dynamique torrentielle. Le Bastan ne s'écoulait pas directement au pied de la berge en 2016 et la crue n'est pas suffisamment montée en juin 2018 pour provoquer de quelconques érosions. Les faibles érosions ou dépôts quantifiés sur ces formes sont davantage liés à des processus de météorisation ou du piétinement des moutons pâturant dans le secteur (Fig. 5.60).

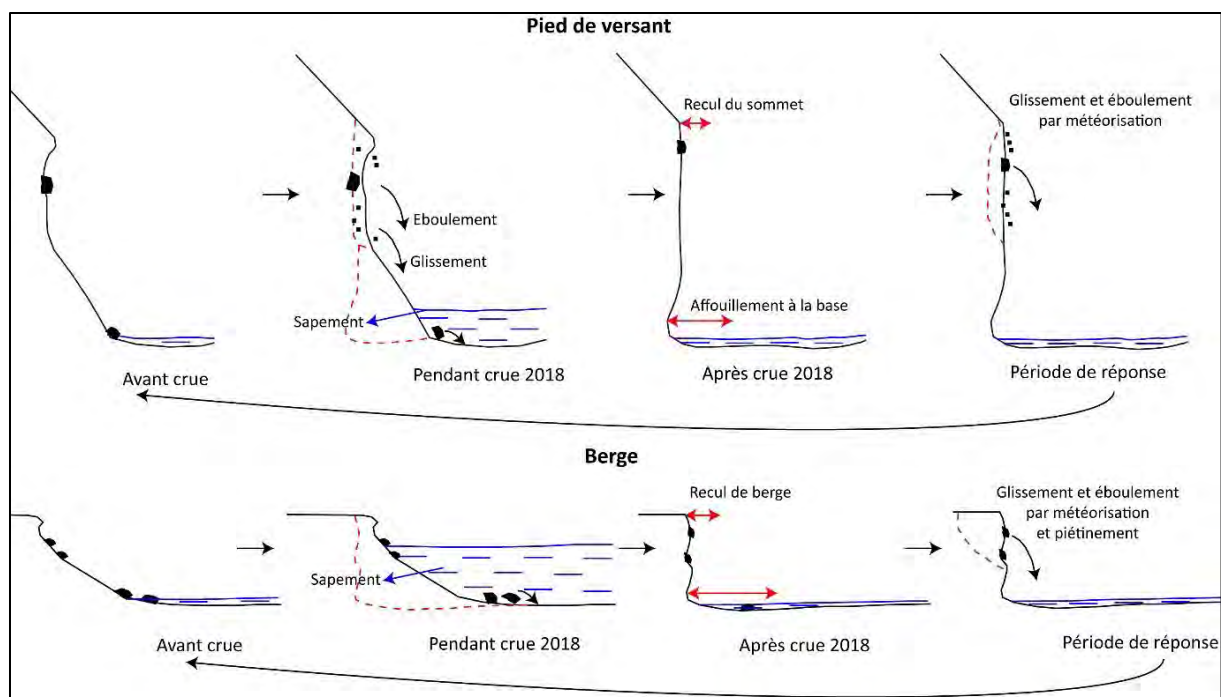


Figure 5.59 : Schéma des processus d'érosion de berges et de pieds de versants pendant la crue de juin 2018.

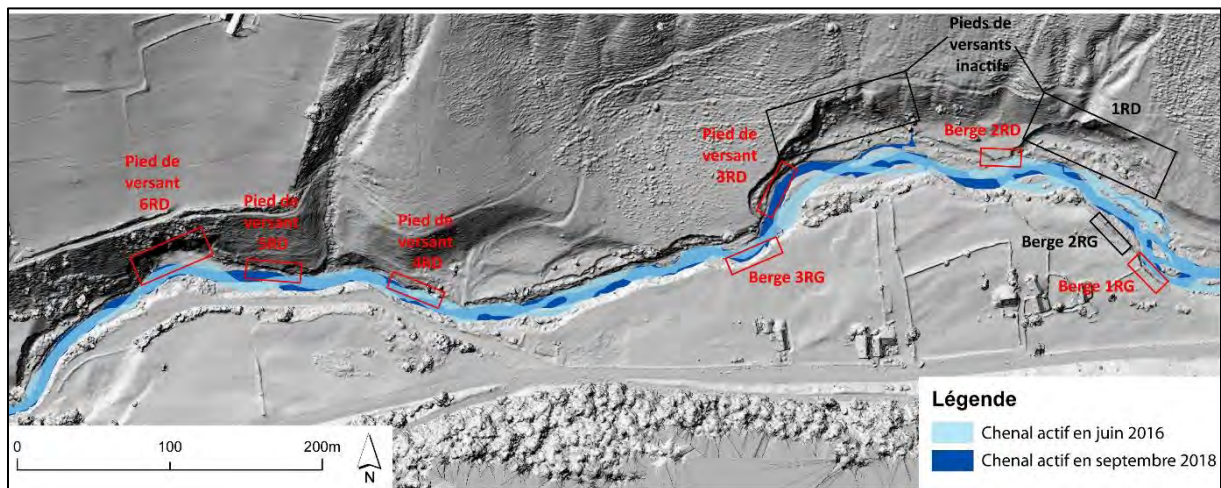


Figure 5.60 : Mobilité du chenal actif lors de la crue de juin 2018.

Ce croisement de méthodes photogrammétriques identifie donc le chenal et ses dépôts torrentiels, les berges de la plaine alluviale et ses dépôts glacio-torrentiels, ainsi que les pieds de versants et ses dépôts glaciaires hérités comme source sédimentaire contributive à l'écoulement de crue de juin 2018 à des degrés d'intensité différents et via des processus spécifiques.

4 – Synthèse et discussion

4.1 - Des tronçons aux dynamiques torrentielles différentes

4.1.1 - Le torrent du Lys

La crue de 2013 a impacté le tronçon du Lys par élargissements de la bande active et incision.

L'élargissement s'est produit par :

- érosion de pied de versant (entre 5 et 20 m de recul du sommet des anses d'érosions dans les cônes de déjection) ;
- érosion des remblais en rive gauche amont (jusqu'à 50 m de recul) ;
- érosion de berges ;
- dépôt et divagation dans des chenaux secondaires en rive gauche aval ;
- incision dans ses propres dépôts en amont puis dans les remblais de l'ancien parking.

Durant la période de suivi, seules des crues ordinaires se sont produites. Les débits de ces crues ont été estimés entre 13 et 17 m³.s⁻¹, et ont mis en mouvement des particules inférieures à 90 mm d'axe b. Dans le chenal, elles n'ont pas déstructuré le pavage. Elles ont davantage participé à sa stabilisation ainsi qu'à re-travailler la structure du chenal (plat radier en amont et aval et seuil-mouille dans la partie intermédiaire) par charriage de petite gamme granulométrique.

Aux marges de la bande active, les berges et les pieds de versants n'ont pas participé à la fourniture sédimentaire des écoulements des 5 crues ordinaires. Ils étaient pourtant encore dénudés et instables suite à la crue de juin 2013 lors du début de notre suivi. Durant cette période de réponse du système, elles se sont stabilisées par l'intermédiaire d'une végétalisation rapide, à tel point que la mise en œuvre de la photogrammétrie est devenue compliquée à partir de 2017. Que ce soit latéralement ou verticalement, il n'y a pas eu de changements morphologiques assez importants pour permettre de les estimer via les méthodes de photogrammétrie SfM. L'action des processus d'érosion et de dépôt sur ces formes a donc été considérée comme négligeable.

L'étude de la mobilité de la charge grossière a permis de démontrer que la fourniture sédimentaire, qui a été transportée lors des différentes crues ordinaires, provient directement du chenal alors que le couplage chenal-berge et chenal-pied de versant a été inefficace.

Cette période de réponse post-crue majeure voit donc une dynamique de fixation et de contraction de la bande active se mettre en place, avec une recolonisation végétale des berges, des pieds de versants, des remblais et des dépôts torrentiels adjacents du chenal actif (Fig. 5.61). Ces ajustements nous

amènent à déduire que l'état d'équilibre futur sera proche du précédent. Néanmoins, le tronçon reste vulnérable face aux crues plus importantes, de type BFHM.

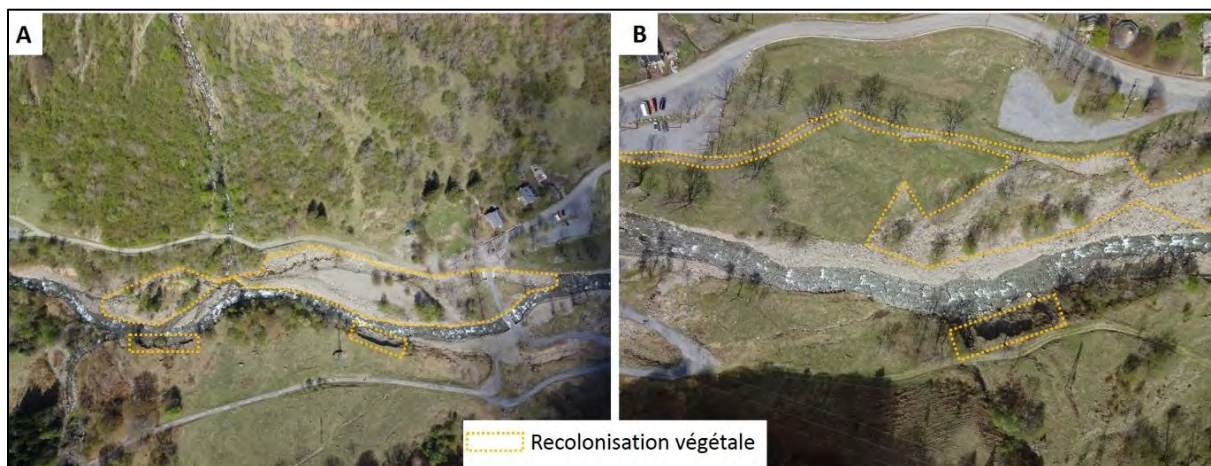


Figure 5.61 : Fermeture de la bande active du Lys. A : Photographie du vol drone de mai 2017 de l'amont du tronçon ; B : Photographie du vol drone de mai 2017 à l'aval du tronçon.

4.1.2 - Le torrent du Bastan

La crue de 2013 a également impacté le torrent du Bastan par élargissement de la bande active et incision, mais dans des proportions plus importantes. Le recul de berges et du sommet des anses d'érosions de pied de versant a parfois été jusqu'à 40 m pour une incision supérieure à 2 m dans la partie intermédiaire du tronçon.

Durant la période de suivi, ce tronçon n'a vu s'écouler qu'une seule crue. Elle a été estimée à $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, d'une intensité de l'ordre de la crue quinquennale. Elle a mobilisé une large gamme granulométrique. D'après le suivi des traceurs RFID, son débit correspond à une mise en mouvement total depuis les particules fines jusqu'aux particules de 180mm d'axe b.

Cette crue a eu des impacts morphologiques importants sur le chenal. La photogrammétrie SfM a permis d'estimer et de localiser les changements morphologiques dans le chenal. Une incision très localisée, inférieure au mètre, s'est produite lors de la crue de juin 2018. En termes de volume, l'approche par photogrammétrie aéroportée a estimé à 92 m^3 l'érosion dans le chenal. L'érosion de berges et des pieds de versants a été, quant à elle, estimée à environ 1400 m^3 . Cependant les résultats issus de la photogrammétrie terrestre montre une érosion plus importante à travers l'analyse des berges et pieds de versants de la partie amont de la plaine de Tournaboup. Au total, sur ce tronçon, 3 berges et 4 pieds de versants ont été identifiés comme sources sédimentaires à l'écoulement de la crue de juin 2018.

Ces résultats tendent à démontrer plusieurs choses :

- le chenal est une source sédimentaire importante. Si les méthodes de photogrammétrie ont mis en évidence des changements morphologiques (incision) de plus faible ampleur que ceux des berges ou pieds de versants, l'étude de la mobilité de la charge grossière montre un transport solide efficace des particules du chenal. Les dépôts torrentiels de la crue de juin 2013, encore instables pour une partie, ont été remaniés. Cela s'est localement traduit par l'arrachement du pavage. Le couplage sédimentaire au sein du chenal a donc été efficace mais uniquement lors de la crue de juin 2018 sur notre période de suivi ;
- les pieds de versants et les dépôts glaciaires hérités ont également participé à la fourniture sédimentaire de la crue, surtout dans la partie aval du tronçon. Cette contribution s'est faite par l'intermédiaire de processus de sapement à la base et glissement/éboulement sur les parties supérieures (Fig. 5.62C, E, F et G). Après la crue de juin 2018, il ne restait pas de dépôt au pied de ces formes. Les volumes érodés ont donc été charriés par la crue. Le couplage sédimentaire chenal-pied de versant a ainsi été efficace ;
- les berges de la plaine alluviale de Tournaboup et leurs dépôts glacio-torrentiels ont également été remaniés dans les parties amont et intermédiaire du tronçon (Fig. 5.62A, B et D). Ces berges, de hauteurs plus petites que les pieds de versants, ont été sapées par l'écoulement de crue provoquant ainsi un recul direct de la berge. Le couplage sédimentaire chenal-berge de plaine alluviale a ainsi été efficace ;
- toutes les zones de la bande active n'ont pas été sources sédimentaires durant cette crue notamment les deux grandes anses d'érosions en amont (Fig. 5.60 et 63). Le chenal actif a été fixé après la crue de 2013 en rive gauche et des remblais ont été déposés en rive droite au pied de ces anses. La crue de 2018 n'a pas été suffisamment morphogène pour remanier ces remblais et atteindre ces deux anses.

Le croisement traceurs RFID et photogrammétrie SfM met donc en évidence une connectivité fonctionnelle efficace en 3 dimensions lors de la crue quinquennale de juin 2018, avec une contribution des formations superficielles de fond de vallée en sédiments fins mais également en charge grossière.

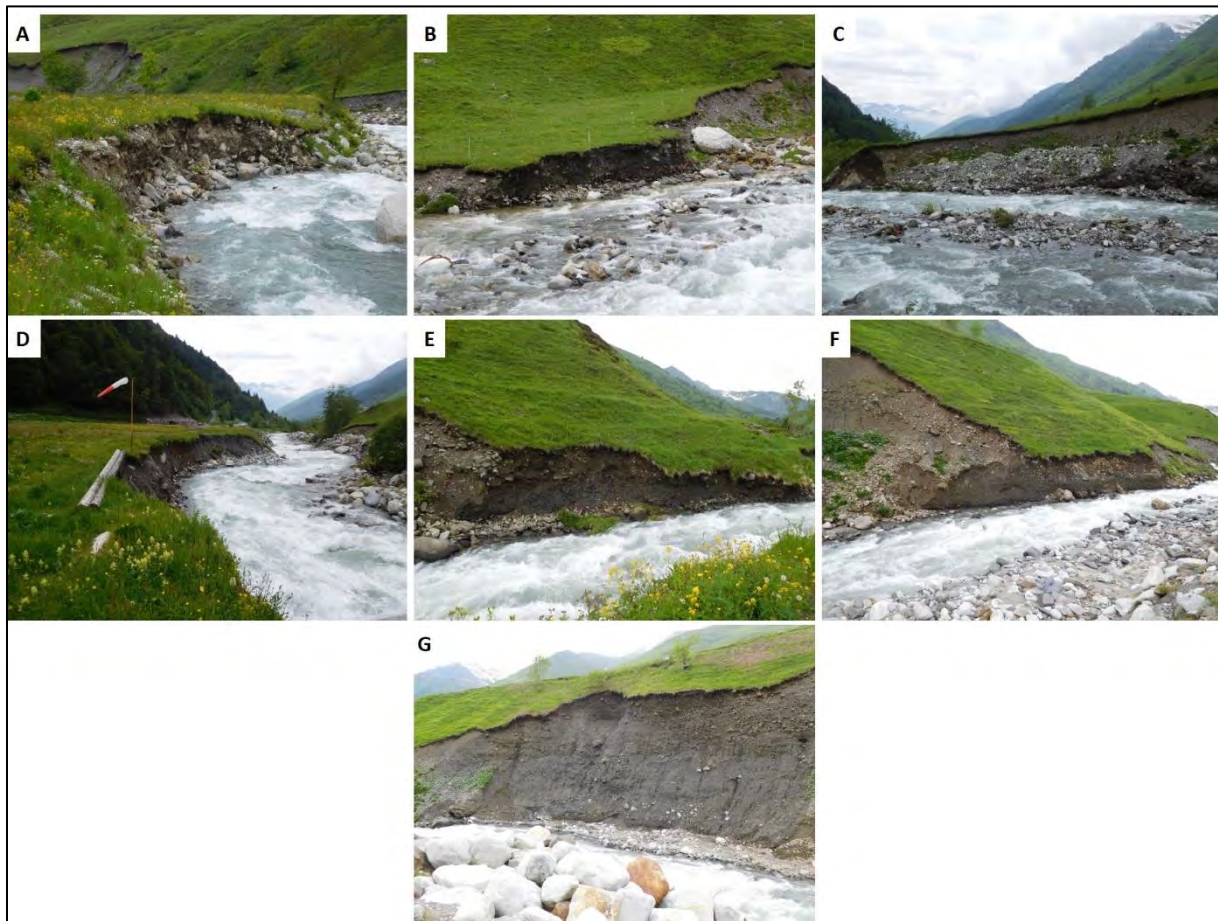


Figure 5.62 : Les érosions majeures des 3 berges (A : Berge 1RG ; B : Berge 2RD ; D : Berge 3RG) et des 4 pieds de versants (C : Pied de versant 3RD ; E : Pied de versant 4RD ; F : Pied de versant 5RD ; G : Pied de versant 6RD) de la plaine de Tournaboup d'après les photographies du 15 juin 2018.

En termes de dynamiques et d'ajustements, les dynamiques initiées en juin 2013 *i.e.* érosion de berges et de pieds de versants et incision, ont été poursuivies par la crue de juin 2018 mais selon une intensité moindre. Le recul de ces formes n'a pas excédé les 5 mètres, comparé au recul de 35 mètres de la berge 3RD en juin 2013. Le recul des berges et pieds de versants, initié sur le tronçon en 2013, s'est poursuivi localement avec la crue de juin 2018 notamment sur les berges 1RG, 2RD, 3RG et les pieds de versant 3RD, 4RD, 5RD et 6RD. La crue de juin 2018 a donc mis en évidence l'instabilité des différentes formes de la bande active encore vulnérables (car dénudées) suite à la crue de 2013.

Cette crue de juin 2018 a agi comme une perturbation dans la période de réponse du système, durant laquelle la contraction de la bande active s'était bien amorcée. Notre étude a permis de quantifier la recolonisation végétale de la bande active. Elle a été estimée à environ 15 % entre 2014 et 2018. Elle s'est mise en place sur certains dépôts et remblais dans le chenal mais également sur certaines berges et pieds de versants. Cette recolonisation est à mettre en relation avec les travaux post crue *i.e.*

remblais sur les berges, remblais du parking de Tournaboup pour expliquer la dynamique de contraction rapide de la bande active.

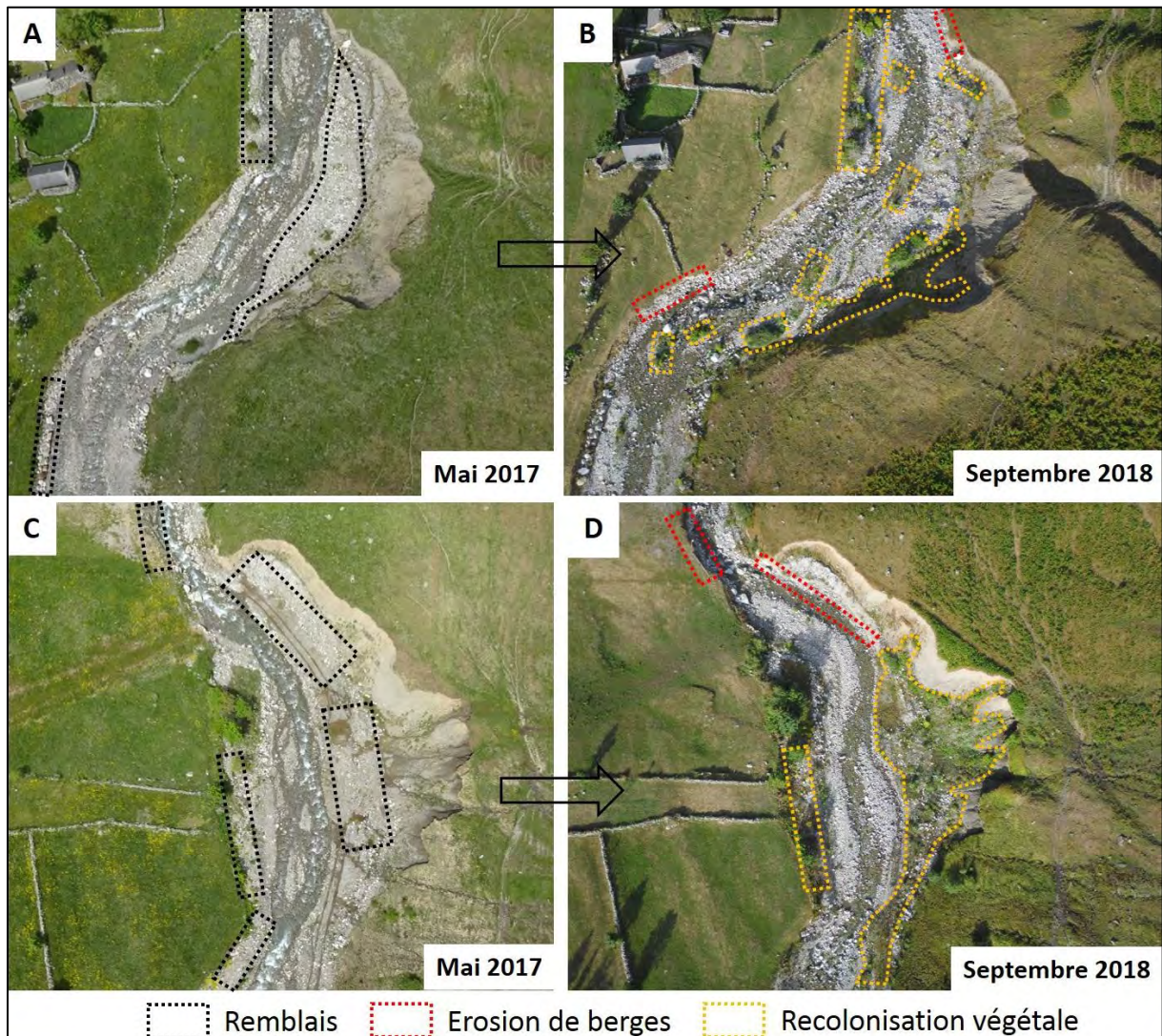


Figure 5.63 : Erosion et recolonisation végétale des remblais et dépôts de crue. A et B: Amont du tronçon ; C et D : Amont de la partie intermédiaire (Photographies aériennes des vols drone de mai 2017 et septembre 2018).

Ce tronçon montre donc deux dynamiques opposées à savoir une contraction de la bande active depuis 2013 qui n'a localement pas été perturbée par la crue de juin 2018 et, d'autre part, des dynamiques d'élargissement et d'incision, initiées par la crue de 2013, et qui se sont poursuivies localement lors de la crue de juin 2018 (Fig. 5.63).

4.2 - La connectivité sédimentaire de fond de vallée

4.2.1 - Apports et limites méthodologiques pour l'analyse de la connectivité sédimentaire en 3 dimensions

La mise en place d'un budget sédimentaire et la caractérisation des différents processus ont rendu possible l'analyse précise de la connectivité sédimentaire fonctionnelle de fond de vallée en 3 dimensions. Cette approche s'avère très complémentaire de l'analyse plus théorique menée par le biais de l'indice de connectivité de Cavalli et al. (2013).

Dans un premier temps, le couplage entre l'étude de la mobilité de la charge grossière et l'étude des processus dans le chenal a permis de caractériser la connectivité longitudinale. Les apports sédimentaires du chenal charriés par l'écoulement de crue de juin 2018 dans le torrent du Bastan ont ainsi pu être estimés par l'intermédiaire de l'utilisation de puce RFID. L'approche par photogrammétrie aéroportée a ensuite identifié et quantifié les changements morphologiques du chenal. Les zones d'incision identifiées dans les dépôts torrentiels du chenal ont ainsi participé à la constitution de la charge solide. Le transport solide des matériaux du chenal et les zones d'érosion dans le chenal témoignent d'une connectivité sédimentaire longitudinale efficace lors de la crue de 2018. Par ailleurs, ces mêmes zones d'incision très localisées dans le chenal du Bastan, font écho aux incisions plus importantes dans le Lys et le Bastan lors de la crue de juin 2013. Elles mettent en évidence une connectivité sédimentaire verticale efficace en période de crue majeure.

La connectivité sédimentaire latérale en fond de vallée a, quant à elle, été démontrée par le couplage entre photogrammétrie aéroportée et terrestre. Si la quantification reste encore imprécise sur ces zones à fortes pentes, ce couplage est très intéressant pour l'analyse des processus, que ce soit à l'échelle du tronçon ou de la forme. Il a démontré une forte connectivité en juin 2018, par l'intermédiaire de processus spécifiques, entre le chenal et les berges de la plaine alluviale d'une part, et entre le chenal et les pieds de versants d'autre part.

Au-delà des limites liées aux outils utilisés comme les marges d'erreur en photogrammétrie SfM ou les outils sous Cloud Compare, il faut toutefois noter l'absence de prise en compte des apports sédimentaires extérieurs au tronçon et extérieurs aux crues. Lors de la crue de 2018 sur le Bastan, la charge solide provenant du Bastan amont, du torrent Dets-Coubous ou du ravin d'Ourdégon n'a pas été étudiée. Il en est de même sur le torrent du Lys avec le torrent de la Houradade et de Coume-Nère. En observant de plus près la dynamique de la confluence du Ravin d'Ourdégon par l'intermédiaire des photographies aériennes des deux vols drone, il semble y avoir eu du dépôt à la confluence ainsi que quelques mètres en aval (Fig. 5.64). S'il y a eu du transport solide dans le ravin d'Ourdégon, il ne s'est

pas effectué sur toutes les gammes granulométriques et il n'a pas pris la forme de laves torrentielles. En effet, via la comparaison des deux photographies aériennes (Fig. 5.64A et B), de nombreuses particules sont restées immobiles. Les deux hypothèses sont : (i) il y a eu une alimentation en matériaux du ravin d'Ourgédon que l'écoulement de crue du Bastan n'a pas été en mesure de charrier ou (ii) l'écoulement perpendiculaire du ravin d'Ourgédon au Bastan a obstrué l'écoulement du torrent du Bastan et ainsi provoqué la mise en place de dépôts.

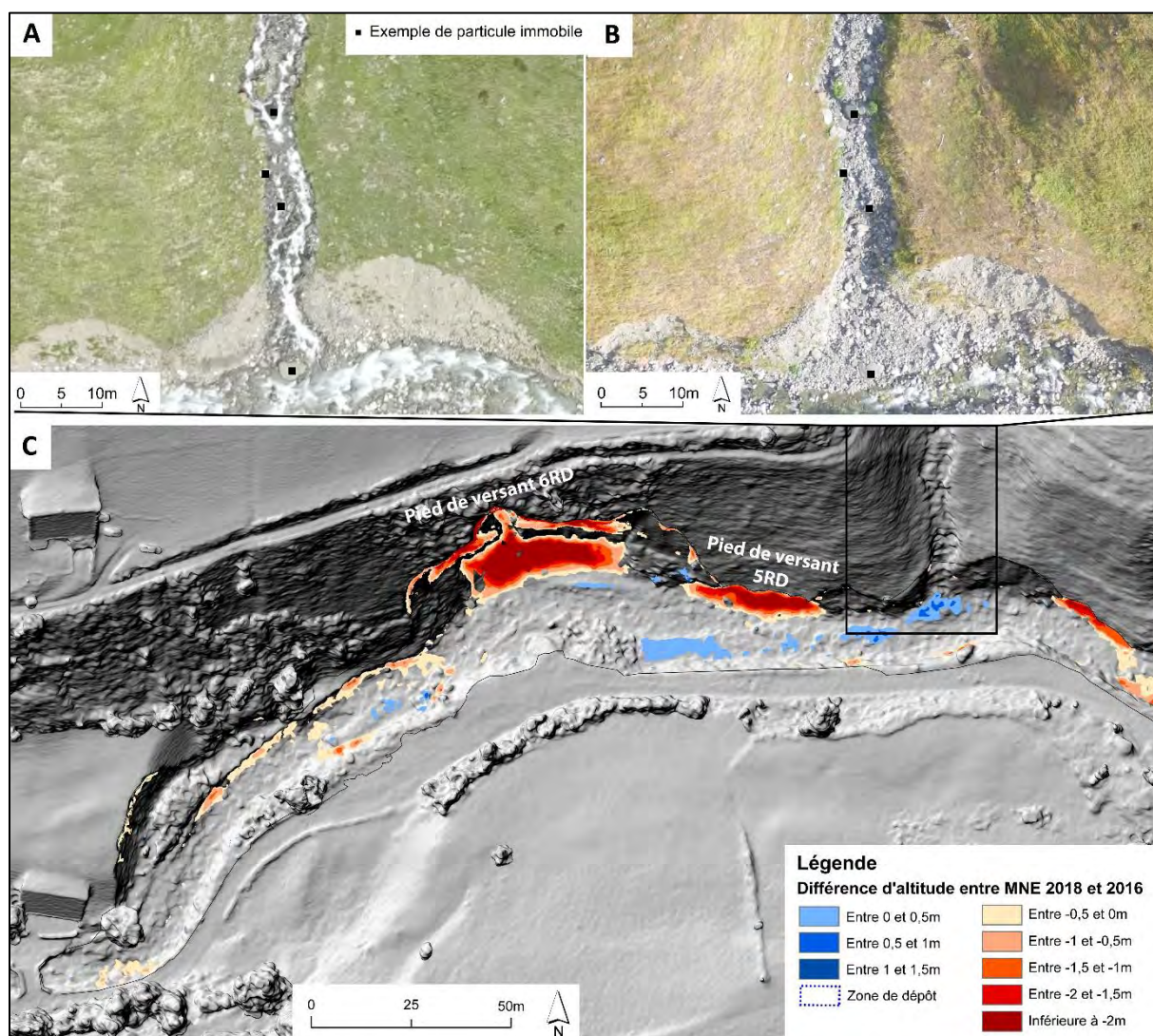


Figure 5.64 : Analyse de la dynamique de la confluence entre le torrent du Bastan et du torrent de l'Ourgédon. A : Orthomosaïque de 2016 ; B : Orthomosaïque de 2018 ; C : MNE des différences dans la partie aval du tronçon.

4.2.2 - Le modèle de connectivité sédimentaire de fond de vallée

Différentes dynamiques ont donc été étudiées sur ces tronçons que ce soit lors de la crue de 2013, de celle de 2018, lors des crues ordinaires mais également durant la période de réponse post-crue 2013.

Ces dynamiques nous amènent à proposer un modèle graphique de connectivité sédimentaire permettant de cerner son fonctionnement en fond de vallée (Fig. 5.65).

L'activation de la connectivité sédimentaire en fond de vallée s'est mise en place uniquement lors de crues majeures à l'image de celle de 2013 ou celle de 2018 sur le Bastan. La connectivité sédimentaire efficace s'articule alors autour des couplages du chenal, du pied de versant et de berge de plaine alluviale avec leurs stocks sédimentaires respectifs. Ces couplages locaux ont rendu la courte cascade sédimentaire de fond de vallée efficace. Cette activation s'est réalisée par l'intermédiaire de processus spécifiques :

- dans le chenal, la charge grossière a été remaniée entraînant ainsi l'arrachement du pavage. Le chenal est devenu plus sensible à l'incision, processus qui a augmenté la contribution à la charge solide ;
- sur les dépôts glaciaires hérités de pied de versant, l'écoulement de crue a sapé la base de cette forme. En rive concave, la dynamique de crue a même eu tendance à affouiller à la base. La pente de la berge et son instabilité ont augmenté induisant des glissements et éboulements dans la partie sommitale. Ces dépôts sont tombés directement dans l'écoulement de crue et ont participé ainsi à la fourniture sédimentaire ;
- sur les berges, l'écoulement a sapé directement la berge. Tous les dépôts glacio-torrentiels arrachés ont alimenté la part solide de l'écoulement de crue.

Si cette fourniture sédimentaire devient suffisante, elle peut participer à limiter l'incision. Ces couplages locaux ont donc activé une connectivité sédimentaire efficace mais éphémère en 3 dimensions.

Le reste du temps, la connectivité sédimentaire est considérée comme très faiblement efficace voire inefficace. Le terme faiblement efficace est ici retenu car le faible transport solide lors des crues ordinaires et les petits glissements/éboulements des berges et pieds de versants peut être considéré comme une forme d'efficacité de la connectivité sédimentaire mais ils sont surtout considérés comme des ajustements. En effet, les crues ordinaires, comme cela a été démontré sur le tronçon du Lys, ont mobilisé des petites gammes granulométriques. Ces particules ont participé à reformer le pavage, les faciès d'écoulement et donc à stabiliser le chenal. Il en est de même avec le colmatage par les sédiments fins. D'autre part, les berges et pieds de versants verticaux, destabilisés par une crue majeure, sont devenus instables. Leur pente s'est alors ajustée par éboulement/glissement sommital déclenché par des processus de météorisation ou de piétinement, afin de tendre vers une pente

d'équilibre. Des dépôts se sont formés alors en pied de forme. En période d'inefficacité du couplage avec le chenal, le chenal actif n'est pas en capacité de les remobiliser, ils sont aujourd'hui en cours de re-végétalisation. Dans le chenal, les zones dans lesquelles le chenal actif en crue ordinaire ne s'écoule pas *i.e.* les dépôts, les chenaux secondaires ou autres marges de la bande active, sont en proie à une recolonisation végétale rapide, surtout à basse altitude (Torrent du Lys). Tous ces ajustements ajoutés aux travaux sur les berges et dans le chenal, participent à la contraction rapide de la bande active. La stabilité de toutes ces formes croît durant cette période de réponse et augmente l'intensité nécessaire d'une crue pour réactiver ses couplages sédimentaires.

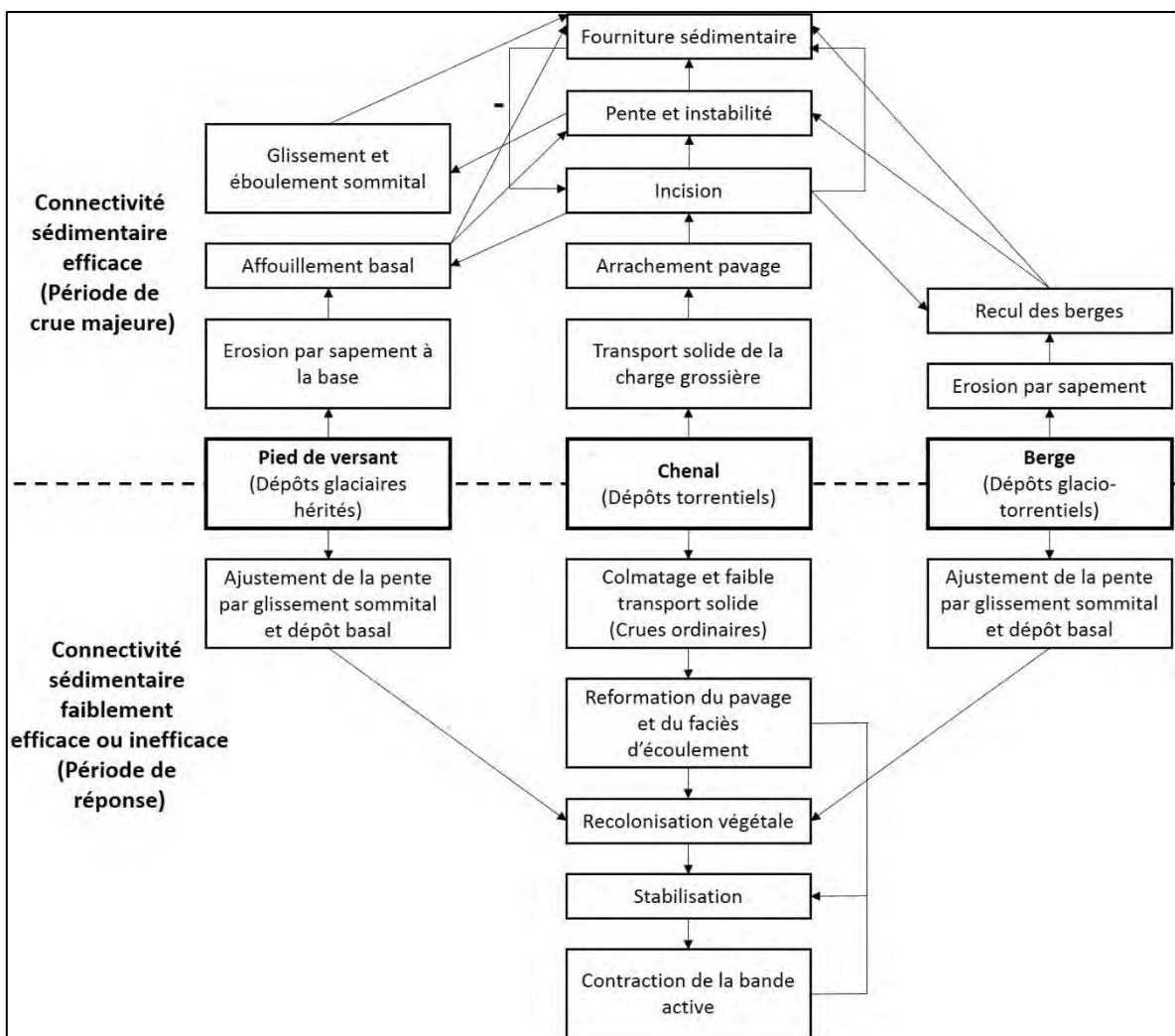


Figure 5.65 : Modèle graphique de la connectivité sédimentaire efficace et inefficace en fond de vallée.

La connectivité sédimentaire de fond de vallée s'organise autour du triptyque Berge-Chenal-Pied de versant. Une crue majeure active la connectivité sédimentaire quand les ajustements liés à la période de réponse post-cruve la rendent de plus en plus difficile à activer au cours du temps. La crue de juin

2018 sur le torrent du Bastan a démontré que la bande active était encore instable suite à l'événement de 2013 alors que dans le même temps, le tronçon du torrent du Lys a démontré une forte capacité de résilience suite à la crue de 2013.

Conclusion générale

Les années 1990 avaient marqué le début de nombreuses études sur la dynamique torrentielle dans les Pyrénées centrales par l'intermédiaire de travaux sur l'évolution du paysage, des monographies de vallées ou d'études géohistorique du risque (Antoine, 1994 ; Métaillié, 1986). Mais depuis, au contraire des Alpes et dans un contexte d'absence de grandes crues, l'amélioration de la compréhension de la dynamique torrentielle et de ces facteurs de contrôle n'a pas été poursuivie. Les crues d'octobre 2012 et surtout de juin 2013 ont ravivé l'intérêt des hydromorphologues pour les torrents pyrénéens.

Dans ce contexte, les objectifs initiaux de notre travail étaient de caractériser : 1) les spécificités du cadre torrentiel pyrénéen, 2) l'évolution historique du contexte hydro-sédimentaire, 3) la connectivité sédimentaire, 4) et plus précisément la connectivité sédimentaire de fond de vallée et la dynamique torrentielle actuelle ; le tout à la lumière de la crue BFHM du 18/19 juin 2013.

Cette conclusion générale vise dans un premier temps à synthétiser les principaux résultats. Puis sera développée et comparée la connectivité spécifique des Pyrénées centrales, de laquelle découlent le déficit sédimentaire et le début de l'incision des systèmes torrentiels pyrénéens, pour finir par la mémoire du risque. Ces thématiques de conclusion sont devenues des questionnements centraux au cours de la thèse. Enfin, ce travail s'achèvera par les perspectives de recherche qu'engendre ce premier travail sur la torrentialité à l'échelle des Pyrénées centrales.

Synthèse des principaux résultats

L'analyse morphométrique

L'analyse morphométrique, complétée par l'analyse de variables annexes *e.g.* géologique, climatique, occupation du sol, a permis de proposer une typologie des bassins versants torrentiels des Pyrénées centrales. Elle a mis en avant trois types de bassins caractéristiques des Pyrénées centrales :

- 1) les tributaires latéraux de basse vallée à faible dynamique torrentielle. Ces tributaires se localisent dans les basses parties des grandes vallées ;
- 2) les bassins versants du domaine granitique à faible densité de drainage ;
- 3) les bassins versants de la haute chaîne à forte pente et forte densité de drainage.

Par ailleurs, la morphométrie des bassins versants n'est pas explicative de l'intensité de la crue de 2013, mesurée à partir des zones actives. A l'échelle régionale et comparativement aux massifs alpins, les 89 bassins versants étudiés montrent une faible densité de drainage et de faibles valeurs de l'indice

de Melton. Les valeurs moyennes s'apparentent à celles des bassins soumis aux processus fluviaux, alors que le système de pentes est caractéristique des bassins soumis aux processus torrentiels voire même aux laves torrentielles pour certains. Cette analyse identifie donc les premières variables explicatives d'une dynamique torrentielle plutôt faible, d'une connectivité sédimentaire faible, et des chenaux torrentiels étroits.

L'analyse géohistorique et hydrogéomorphologique

Le couplage entre les approches géohistoriques et hydrogéomorphologiques a permis de comprendre l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire depuis le 19^{ème} siècle. Cette évolution a été retracée par l'intermédiaire d'analyses des dynamiques de crues, des fréquences événementielles, de la connectivité sédimentaire, des évolutions des paysages et des évolutions du contexte socio-économique. Elle permet, d'une part, de comprendre les ajustements des versants et des bandes actives à ces nouvelles conditions hydro-sédimentaires et, d'autre part, d'évaluer le poids des différents facteurs de contrôle depuis la sortie du PAG. L'évolution du contexte hydro-sédimentaire s'organise respectivement en 6 périodes pour le Bastan et 4 périodes sur le bassin de Pique (Fig. 6.1 et 6.2).

Date	Facteurs de contrôle	Ajustements
1830 - 1850	« Dégradation de la montagne » ; maximum de population puis début de l'exode rural.	Elargissement de la bande active 2,5 fois plus large qu'en 2010 ; augmentation de la connectivité sédimentaire.
1850 - 1910	Crise agro-pastorale ; exode rural ; dégradation maximale des versants ; événements hydro-climatiques intenses ; développement du thermalisme ; prise de conscience et début des travaux RTM.	Hypothèse d'une bande active plus large ; connectivité sédimentaire efficace ; fréquence importante des laves torrentielles.
1897 - 1910	Crue de juillet 1897 ; travaux RTM de corrections torrentiels.	Largeur bande active de la crue de 1897 = 2013 ; dynamique de crue en lave torrentielle et exhaussement du chenal ; rétraction rapide avec les travaux post-crue.

Conclusion générale

1910 - 1950	Efficacité des travaux RTM ; transformation économique de la vallée ; diminution taille des cheptels ; poursuite de l'exode rural mais maintien d'une forte tradition agro-pastorale.	Contraction de la bande active ; réduction de la connectivité sédimentaire.
1950 - Avant crue 2013	Période de calme hydrologique ; impacts de l'hydroélectricité et des dérivations d'eau ; développement du tourisme ; urbanisation du fond de vallée à la place des terres cultivées ; poursuite exode rural ; maintien activités agropastorales ; recolonisation végétale des marges du fond de vallée et localement sur les versants.	Forte contraction de la bande active ; passage de large bande active à chenal unique à ripisylve ; réduction de la connectivité sédimentaire ; état d'équilibre.
2013 - 2018	Crue de juin 2013 ; nombreux travaux post-crue ; période de réponse.	Largeur bande active de la crue de 2013 = 1897 ; dynamique d'incision et crue à charriage dominant ; rétraction rapide.

Figure 6.1 : Evolution du contexte hydro-sédimentaire du bassin versant du Bastan.

Date	Facteurs de contrôle	Ajustements
1850 - 1937	Crise agro-pastorale dans les bassins d'Oueil et du Larboust ; développement du thermalisme ; événements hydro-climatiques extrêmes ; travaux de correction RTM.	Connectivité sédimentaire efficace ; crues majeures avec apports des versants par laves torrentielles ; larges bandes actives après la crue de 1925.
1937 - 1982	Travaux RTM post-crue ; diminution taille des cheptels ; baisse de la population des villages amont ; poursuite de la déprise agro-pastorale ; développement hydroélectricité ; construction des barrages de l'One et de Castelvial ; recolonisation végétale des marges des fonds de vallées et localement sur les versants ; développement de stations de ski (enfrichement limité en altitude).	Contraction et rétraction des bandes actives ; élargissements en 1937, 1952 et 1982 ; apports de versants de plus en plus localisés ; diminution des volumes transportés par les crues.
1982 - Avant crue 2013	Période de calme hydrologique ; poursuite de l'enfrichement ; développement tourisme ; augmentation de la taille du cheptel ; diminution de la population de Luchon ; stabilité de la population des villages amont ; augmentation de la population des villages aval.	Contraction majeure des bandes actives ; développement de la végétation riparienne ; diminution de la production sédimentaire même si la connectivité sédimentaire est localement active lors d'orages ; passage de chenaux multiples à chenal unique sur les plaines alluviales d'Astau et du Lys.

2013 - 2018	Crue de juin 2013 ; travaux post-crue avec ré-engazonnement, enrochements et remblais.	Largeur bande active 2013 = 1925 ; dynamique d'incision locale et crue à charriage dominant ; rétraction rapide post-crue.
-------------------	--	--

Figure 6.2 : Evolution du contexte hydro-sédimentaire du bassin versant de la Pique.

Dans le bassin versant du Bastan, la réduction de l'efficacité de la connectivité sédimentaire et la contraction de la bande active semblent majoritairement dues aux travaux RTM et à la variabilité hydrologique naturelle. En revanche dans le bassin de la Pique, ces dynamiques sont davantage issues d'une conjonction de tous les facteurs qui se sont succédés dans le temps.

Ces deux bassins versants font ressortir plusieurs spécificités :

- malgré la dynamique de contraction des bandes actives, elles restent sensible aux crues majeures ;
- la connectivité sédimentaire des versants semble être devenue globalement inefficace ;
- le rôle de l'enfrichement des terroirs est à nuancer au regard des dynamiques alpines, ariègeoises et des Pyrénées centrales espagnoles. Son rôle ne semble devenir important qu'à partir des années 1960/1980 ;
- le rôle du thermalisme sur certains facteurs de contrôle (démographie, activité agro-pastorale, occupation du sol, la prise de conscience et la gestion du risque...).

L'analyse de la connectivité sédimentaire

Les connectivités structurelle et fonctionnelle ont été analysées dans quatre bassins versants par l'intermédiaire d'une modélisation géomorphométrique de la connectivité sédimentaire couplée, d'une part, avec les formations superficielles et, d'autre part, avec les zones actives de la crue de juin 2013.

Ces approches ont mis en évidence :

- le rôle des formations superficielles dans la caractérisation de la connectivité sédimentaire et dans la constitution de la charge solide lors de la crue de 2013 surtout dans un cadre géologique résistant. L'analyse fait ressortir que les formations superficielles de tête de bassin versant sont non contributives à l'écoulement de crue, qu'elles soient d'origine glaciaire ou post-glaciaire. Les formations superficielles les plus contributives ont été les dépôts fluvio-glacio-torrentiels et plus faiblement les dépôts glaciaires hérités, les cônes de déjection mixtes

et torrentiels adjacents au réseau hydrographique principal dans les bassins du Bastan, du Lys et de la Neste d'Oô. Seul le bassin de la Neste de Badet a montré une contribution des formations superficielles de versant comme les éboulis dépôts glaciaires indifférenciés ;

- les facteurs de contrôle de la connectivité sédimentaire. La forme des sous-bassins versant et le couvert végétal des formations superficielles ne sont pas des variables explicatives. De même que le stade de désenglacement final des Pyrénées n'a et n'aura pas d'impact sur la connectivité sédimentaire à la vue de la déconnexion des marges proglaciaires actuelles. En termes de variable explicative, la taille influence la connectivité fonctionnelle mais son rôle reste à nuancer selon la répartition spatiale des cumuls pluviométriques lors des crues. La morphologie des sous-bassins versants de la cascade sédimentaire sont également des facteurs influents avec *e.g.* des têtes de bassins en cirques glaciaires déconnectées. La dernière variable explicative est la distribution spatiale des formations superficielles. En effet, il y a très peu de formations superficielles dans les gorges et sur les têtes de bassins versants structurellement très connectées. *A contrario*, les formations superficielles de fond de vallée des systèmes à grand bassin de réception sont les plus vulnérables lors de l'activation de la connectivité en crue ;
- plus globalement, le fonctionnement de la connectivité sédimentaire et plus spécifiquement de la cascade sédimentaire. Les paramètres cités précédemment ont permis d'identifier deux types de cascade sédimentaire dominante dans ces 4 bassins versants. La cascade sédimentaire A est longue et s'étend des parois sommitales à la plaine alluviale en passant par les lacs glaciaires et les gorges. Lors de la crue de juin 2013, cette cascade sédimentaire a été efficace uniquement dans la partie aval, la plaine alluviale. La cascade B est plus courte et correspond à une cascade sédimentaire de versant. Elle s'étend des parois sommitales jusqu'au formations superficielles de pied de versant et du réseau hydrographique principal. La majorité des formations superficielles se situent dans sa partie basse. A haute altitude, elle a été localement active sur toute sa longueur. En moyennes et basses altitudes, elle a globalement été inactive ou localement active entre le bas de versant et le réseau hydrographique principal par érosion de berge.

L'analyse de la connectivité sédimentaire de fond de vallée et des ajustements post-crue

L'analyse de la connectivité sédimentaire de fond de vallée en 3 dimensions a été réalisée sur deux tronçons torrentiels à partir d'un bilan sédimentaire d'une part et d'une analyse fine des processus en vigueur dans la bande active d'autre part. Cela s'est effectué par l'intermédiaire d'un suivi hydrologique, d'un suivi de la mobilité de la charge grossière par transpondeurs passifs RFID puis d'un suivi de l'érosion par photogrammétrie SfM. Dans un premier temps, les deux tronçons étudiés ont montré des dynamiques de crue quasi-identique en 2013 *i.e.* élargissement des bandes actives par érosions de berges, incision, arrachement du pavage. Les seules différences résident dans l'intensité plus importante sur le Bastan et un volume supérieur de dépôts dans le torrent du Lys. Ensuite, ce couplage d'approches de terrain a permis d'établir un modèle de connectivité efficace en période de crue majeure et un modèle de connectivité faiblement efficace ou inefficace depuis la crue de juin 2013.

La connectivité sédimentaire efficace en fond de vallée s'articule autour des couplages entre le chenal et les berges, entre le chenal et les pieds de versant et au sein même du chenal. Lors de la crue de juin 2018 sur le torrent du Bastan, l'érosion dans le chenal a été estimée à 92 m³ avec un transport solide quasi-total des particules de taille inférieure à 180 mm d'axe b. L'estimation de l'érosion a été d'environ 1400 m³. Elle s'est faite par sapement des berges et de la base des pieds de versant, puis par glissement/éboulement des parties hautes des pieds de versant. L'analyse de la connectivité efficace des crues de 2013 et 2018 a démontré l'importance des dépôts torrentiels du chenal, des dépôts fluvio-glacio-torrentiels de la plaine alluviale et des dépôts glaciaires hérités de pieds de versant dans la constitution de la charge solide des crues.

En parallèle, ce suivi a également permis d'identifier les ajustements qui se sont mis en place depuis la crue de 2013. A l'exception de la crue de juin 2018 sur le Bastan, la connectivité sédimentaire a été inefficace. Dans le tronçon du torrent du Lys, 5 crues ordinaires se sont produites et ont mis en évidence une faible connectivité fonctionnelle. Lors de ces 5 crues, les berges et les pieds de versants n'ont pas participé à la constitution de la charge de solide. Dans le chenal, les crues ont mis en mouvement principalement des particules de taille inférieure à 90 mm. La période de suivi a permis d'identifier différents ajustements post-crue 2013. A l'image de certaines berges et certains pieds de versants très verticaux après la crue de juin 2018 sur le Bastan, les formes actives du Lys et du Bastan l'étaient également après la crue de 2013. Depuis, la pente de ces formes s'est ajustée, des remblais ont parfois été déposés et, en l'absence de couplage sédimentaire actif, la recolonisation végétale a commencé à s'effectuer depuis 2014. Cette dernière s'est également mise en place sur des dépôts

torrentiels, des chenaux secondaires aux marges de la bande active. Les crues ordinaires dans le torrent du Lys ont également participé à stabiliser le chenal via du colmatage, la reformation du pavage et des faciès d'écoulement. Cette période de réponse post perturbation montre une forte recolonisation végétale qui débouche sur une contraction rapide de la bande active.

La connectivité sédimentaire spécifique des Pyrénées centrales

La connectivité sédimentaire et la morphométrie : l'importance des discontinuités sédimentaires

Les bassins versants du domaine granitique à faible densité de drainage (morphotype n°2), présentent une cascade sédimentaire de type A (Fig. 6.1). Leurs têtes de bassins sont les plus élevées du territoire et prennent la forme de cirques glaciaires ou de cascade sédimentaire de versant de type B de hautes altitudes. Les processus glaciaires et périglaciaires y sont les plus intenses. Cependant, le diagnostic géomorphologique de la crue de juin 2013 a mis en évidence leur faible contribution à l'écoulement solide de crue. Dans un cadre géologique assez résistant, elle s'explique par la présence de discontinuités sédimentaires entre le bassin de réception et la zone de transit du système torrentiel. Les dépressions aux pieds des parois de cirques glaciaires ainsi que les lacs glaciaires, au pied de cascades sédimentaires parfois efficaces, sont des pièges à sédiments. Il existe d'autres types de discontinuités sédimentaires dans le système torrentiel qui peuvent s'effacer lors d'événements BFHM, comme les plaines alluviales, les seuils du faciès d'écoulement seuil-mouille... Mais les dépressions et lacs glaciaires sont les discontinuités les plus permanentes. La cascade sédimentaire efficace de versant de hautes altitudes ou autres zones actives issues de stocks sédimentaires structuraux ou hérités ne sont alors pas contributives à la constitution de la charge solide. Ces discontinuités sédimentaires isolent de vastes parties du système torrentielle, des sources sédimentaires et conditionnent l'efficacité de la cascade sédimentaire en aval (Fryirs et al., 2007).

Sur les versants, la cascade sédimentaire de type B se répartit sur tout le territoire mais elle est représentative :

- soit du morphotype n°1 lorsque l'amont de la cascade sédimentaire est à faibles et moyennes altitudes. Elle est très végétalisée et peu efficace ;
- soit du morphotype n°3 lorsque elle se situe en haute chaîne à des altitudes plus élevées. Elle est plus active et localement connectée avec le réseau hydrographique de fond de vallée (Fig. 6.1).

L'efficacité de cette cascade de versant dépend de son altitude (végétation sur le versant et processus périglaciaire sur les parois sommitales) et de la distribution spatiale des formations superficielles, généralement peu abondante sur les parties amont.

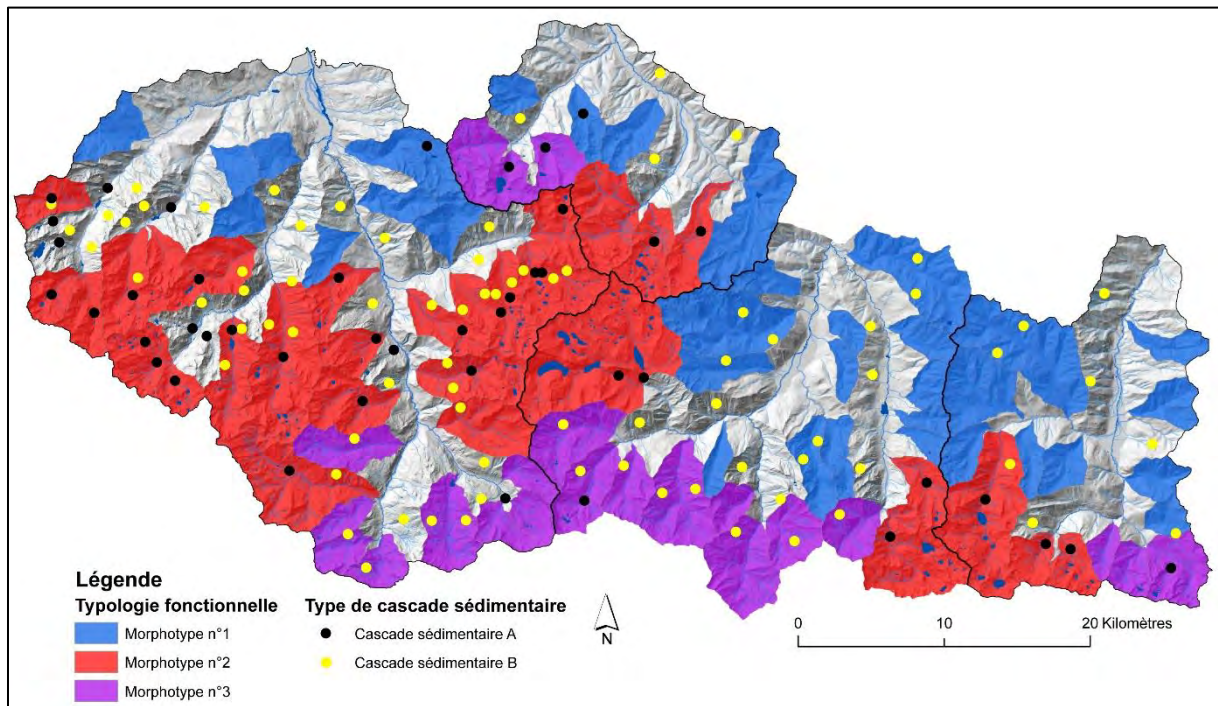


Figure 6.1 : Répartition des types de cascades sédimentaires sur le territoire d'étude.

Un modèle graphique de la connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales

L'organisation de la connectivité sédimentaire caractéristique des Pyrénées centrales est schématisée et synthétisée dans le modèle graphique de la figure 6.2. Ce modèle inclut les deux types de cascades sédimentaires. Le diagnostic géomorphologique de la crue de juin 2013 a mis en évidence une cascade sédimentaire efficace courte et le rôle prépondérant des formations superficielles de fond de vallée. En effet, dans un contexte de réduction des apports sédimentaire de versants et de déconnexion morphométrique des têtes de bassin versant, les formations superficielles de fond de vallée ont été réactives lors de la crue de juin 2013.

Les bassins versants relevant du morphotype n°2 possèdent de larges bassins de réception. Lorsqu'un événement pluviométrique intense se produit, les apports sédimentaires en amont sont piégés. L'écoulement, même s'il peut être légèrement écrêté par les lacs et barrages, transite vers l'aval et se charge, en fonction de sa compétence. Il se charge notamment dans les formations superficielles de fond de vallée après s'être écoulé dans une zone de transit ou dans des gorges où les formations superficielles sont quasi absentes.

Le constat est identique sur les versants de moyennes et basses altitudes. La cascade sédimentaire n'est que très localement efficace pour différentes raisons :

- la production sédimentaire des parois a été évacuée au cours des événements de la fin du PAG et du début du 20^{ème} siècle et/ou l'intensité des processus périglaciaires sur les stocks structuraux a diminué sous l'impact du réchauffement climatique ;
- les formations superficielles sont quasi-absentes dans le bassin d'alimentation et la zone de transit de ces petits systèmes torrentiels ;
- les formations superficielles, présentes dans les parties basses du versant se sont végétalisées et stabilisées ;
- couplé à quelques aménagements RTM à la fin du 19^{ème} siècle et au début du 20^{ème} siècle.

Ces versants ont donc très peu contribué à la constitution de la charge solide, si ce n'est très localement par laves torrentielles. Le couplage sédimentaire efficace le plus généralisé entre les versants et le chenal se produit alors, par sapement et glissement dans les formations superficielles de pied de versant directement en contact avec le chenal actif.

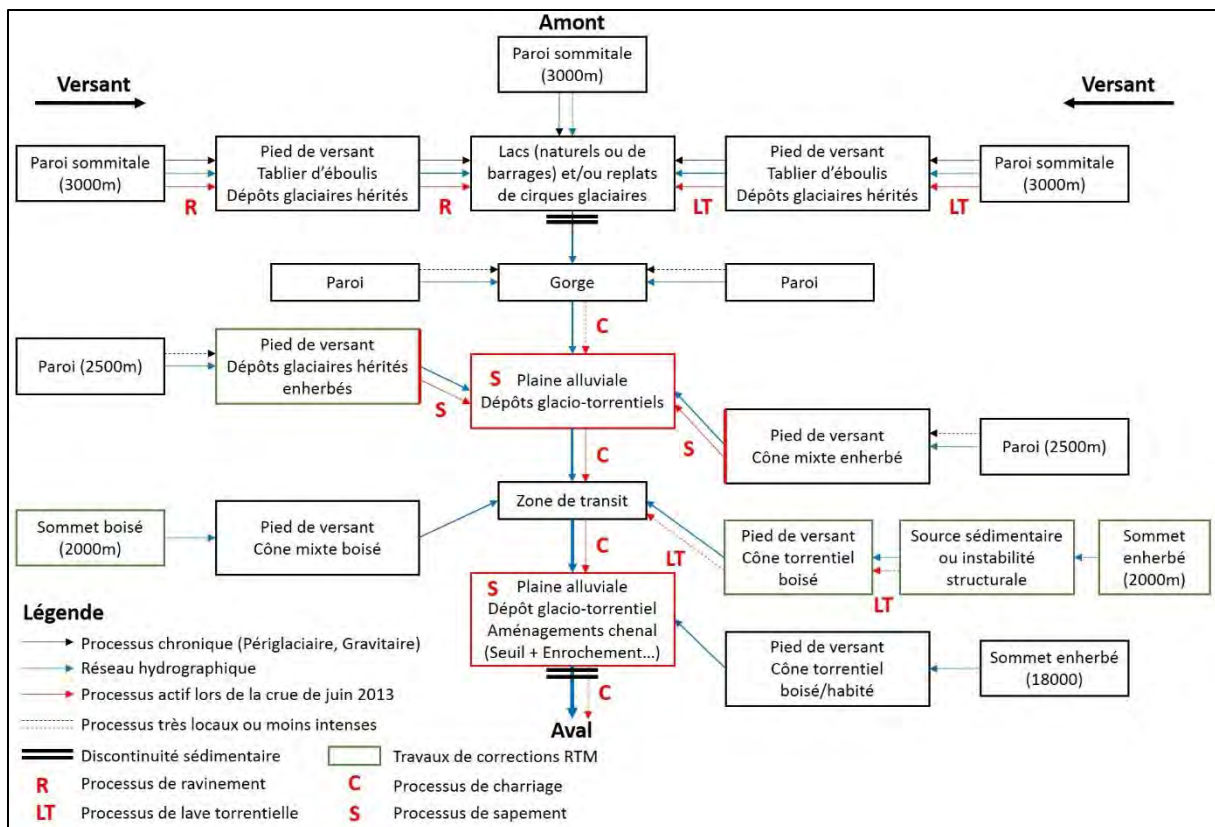


Figure 6.2 : Modèle graphique de la connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales en période de crue BFHM.

La pénurie sédimentaire dans les systèmes torrentiels des Pyrénées centrales

Depuis la fin du PAG, on assiste globalement à une réduction de la torrencialité mais également à un transfert de processus actifs (des processus de versants vers des processus de fond de vallée). La caractérisation de la connectivité sédimentaire au travers des types de cascade évoqués ci-dessus, couplée à la compréhension de l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire nous a amené à retracer l'évolution de la cascade sédimentaire de versant (Fig. 6.3).

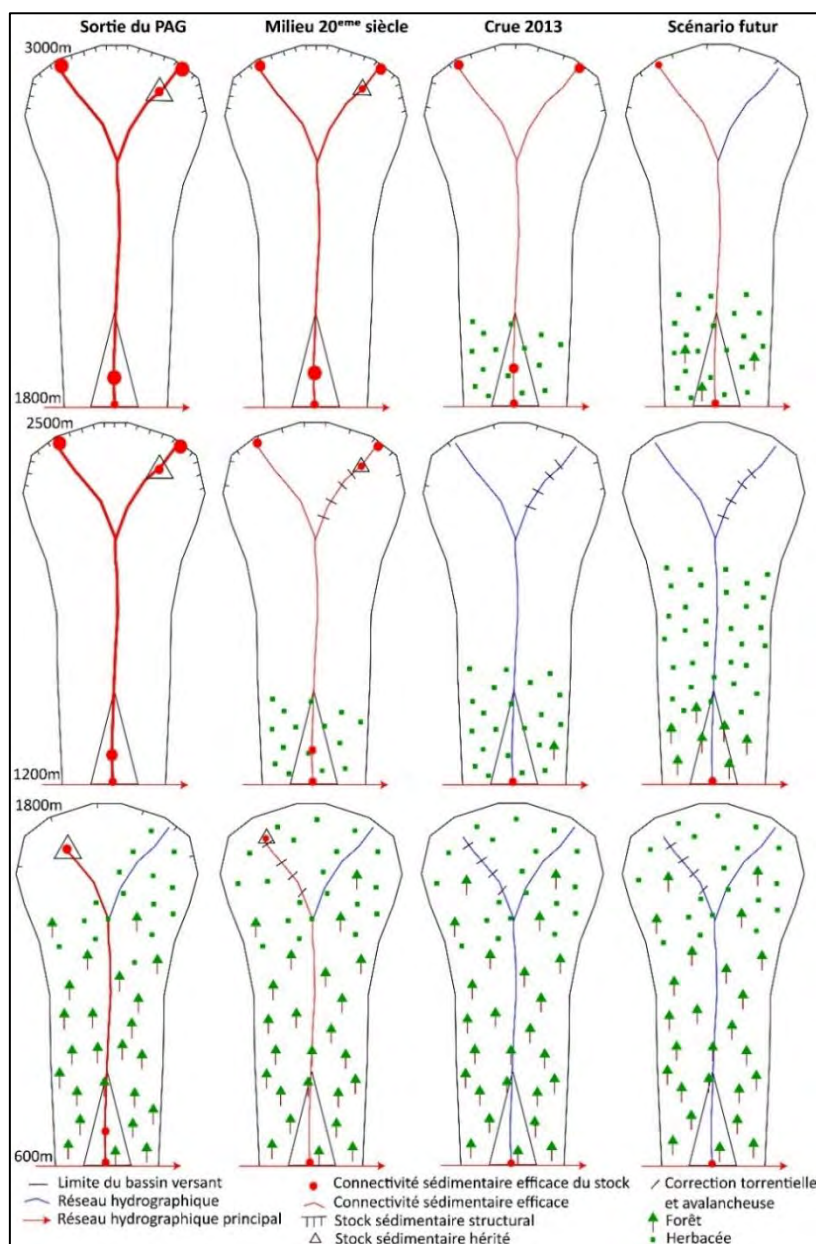


Figure 6.3: Schéma simplifié de l'évolution de la cascade sédimentaire de versant dans les Pyrénées centrales depuis la sortie du PAG.

L'évolution de la cascade sédimentaire de versant de la fin du PAG à aujourd'hui

La cascade sédimentaire de versant de haute altitude a été globalement efficace durant la crue de juin 2013 même si elle n'a été que localement contributive. Ces parois sommitales, situées à près de 3000 m d'altitude, sont encore soumises à des processus périglaciaires intenses malgré le réchauffement climatique. D'après nos observations par photo-interprétation et cartographie géomorphologique, les formations superficielles sont très peu présentes dans les bassins d'alimentation amont. En crue, l'écoulement se charge de la production sédimentaire des parois, issus des processus chroniques, puis remobilise du matériel dans les formations superficielles de pieds de versant *i.e.* tablier et cônes d'éboulis, dépôts glaciaires hérités, cône de déjection, avant de confluer avec le réseau hydrographique principal de fond de vallée. En 2013, les stocks de pieds de versant ont également contribué par sapement et glissement lorsque le chenal actif de fond de vallée s'écoulait à proximité. Cette cascade sédimentaire est peu documentée car elle est éloignée des aménagements anthropiques et n'a pas été le siège d'aménagements RTM. Cependant la récurrence d'événements hydro-climatiques extrêmes, d'avalanches morphogènes et de processus périglaciaires plus vigoureux sur les parois amont à la sortie du PAG ont rendu cette cascade très efficace lors de cette période ainsi qu'au cours du 20^{ème} siècle.

La cascade sédimentaire de moyenne altitude a subi une évolution plus marquée. A la sortie du PAG, elle était particulièrement efficace, dynamisée notamment par des avalanches et laves torrentielles récurrentes. D'importantes ravines sont même nées à ce moment dans les dépôts glaciaires hérités de pieds de versant à certains endroits *e.g.* rive droite du Bastan, rive gauche aval de la Neste de Badet.... Au cours du 20^{ème} siècle, cette dynamique s'est fortement réduite, notamment sous l'impact de la variation hydro-climatique et des aménagements RTM, mais également par tarissement local ou stabilisation des sources sédimentaires. Ces versants se sont stabilisés et la cascade sédimentaire efficace s'est raccourcie à tel point qu'elle n'a été active qu'entre les formations de pied de versant et le chenal actif lors de la crue de juin 2013.

La cascade sédimentaire de basse vallée s'est toujours développée sur des versants très végétalisées. Le climat à cette altitude est plus clément et les processus érosifs moins vigoureux. A la sortie du PAG, des défrichements locaux couplés aux événements paroxystiques ont rendu cette cascade active entre la source sédimentaire amont et le fond de vallée. Au cours du 20^{ème} siècle, cette cascade sédimentaire est rapidement devenue inactive. Elle est restée très localement active dans deux cas particulier :

- entre le pied de versant et le chenal actif lorsque le chenal de fond de vallée s'écoule directement au pied de stocks sédimentaires hérités de pied de versant. En effet, ces versants

de basse altitude encadrent notamment les grandes vallées glaciaires à fond plat. Dans ces plaines alluviales, le chenal actif étroit en fond de vallée ne s'écoule pas toujours au pied de versant et ne permet pas un couplage toujours actif lors des crues majeures ;

- par processus de laves torrentielles. Certains couloirs à laves torrentielles ont vu leur production totalement s'éteindre quand d'autres ont maintenu une activité. Elle est certes moins intense et moins récurrente que par le passé mais peut localement produire des laves torrentielles *e.g* le ravin de Sainte-Christine et de Castelveil à proximité de Bagnères-de-Luchon.

Les scénarios d'évolution et l'impact du changement climatique

L'évolution des cascades sédimentaires de basses ou moyennes altitudes peut aujourd'hui fournir des informations sur l'évolution potentielle des cascades sédimentaires de haute altitude. Dans ces scénarios à conditions hydro-climatiques et socio-environnementales égales mais dans un contexte de réchauffement climatique et de poursuite de recolonisation végétale, nous envisageons une faible évolution à venir de la cascade sédimentaire de basse altitude.

A haute altitude, le réchauffement climatique influence la fonte des glaciers et du pergélisol. La fonte des glaciers ne fera pas varier la production sédimentaire à la vue de la déconnexion et de la petite taille des glaciers restants. La fonte du pergélisol, quant à elle, engendre théoriquement une variation de la production sédimentaire respectivement par la mise en place de processus paraglaciers et par la déstabilisation du pergélisol. Nous manquons encore de recul pour attester du lien entre fonte du pergélisol et augmentation des écroulements ou glissement de terrain. Mais différentes études montrent une augmentation des écroulements pendant les étés caniculaires (Ravanel et al., 2017), de même que l'augmentation des lignes de fracture dans les parois (Fischer et al., 2011 ; Ravanel et Deline, 2011) par déstabilisation du pergélisol. La dégradation du pergélisol pourrait donc affecter sensiblement la stabilité des versants (Stoffel et Huggel, 2012). D'autre part, Feuillet, (2010) estime la remontée du domaine périglaciaire d'environ 200m depuis la fin du PAG dans les Pyrénées centrales avec une augmentation de la température moyenne de l'air de plus de 1°C. L'intensité des processus périglaciaires sur les parois sommitales s'est donc réduit au cours du 20^{ème} siècle et pourrait continuer de se réduire, en témoignent les plus de 100 jours consécutifs sans gel au Pic du Midi de Bigorre (2870 m) en 2018. L'augmentation des températures pourrait également favoriser la reconquête végétale et la stabilisation de formations superficielles de bas de versant. La cascade sédimentaire de haute altitude pourrait alors évoluer comme celle de moyenne altitude au cours du 20^{ème} siècle. Il est

donc possible d'émettre l'hypothèse d'une potentielle diminution de la connectivité sédimentaire des cascades sédimentaires de haute altitude sous l'effet du réchauffement climatique. Dans l'étude de l'évolution de la connectivité sédimentaire pyrénéenne de versant, il faut donc considérer l'impact du réchauffement climatique comme antagoniste : d'une part, il peut être un vecteur potentiel de connectivité par déstabilisation du permafrost et des versants et, d'autre part, il peut au contraire être réducteur de connectivité par la diminution de l'impact des processus périglaciaires et la végétalisation des zones sources. Si cette dernière hypothèse se confirme, à fréquence d'événement BFHM et conditions socio-environnementales égales, la connectivité efficace dans les Pyrénées centrales pourrait continuer de se réduire. Des événements gravitaires isolés, des laves torrentielles et des avalanches continueront de se produire localement, mais la connectivité sédimentaire efficace lors de crues BFHM se concentrerait sur les formations superficielles de fond de vallée ou de pied de versant des bassins ou sous-bassins à grand bassin de réception.

L'effet du réchauffement climatique sur l'amont de la cascade A, que ce soit la déstabilisation du pergélisol, l'augmentation des processus paraglaciers, la déglaciation où la réduction de production sédimentaire des parois et des versants, ne sera pas transmise en aval au vu de la déconnexion des zones amont.

Le transfert de processus

La caractérisation de la connectivité sédimentaire des Pyrénées centrales et de son évolution démontre un transfert de processus depuis la fin du PAG. La part des processus glaciaires et périglaciaires dans l'évolution géomorphologique des bassins versants montagnards et dans la formation de la fourniture sédimentaire est progressivement à nuancer dans le temps, au profit des processus gravitaires et fluvio-torrentiels (Cossart, 2014). C'est également le cas dans les Pyrénées centrales. La déglaciation ne semble pas influencer la torrentialité actuelle et à venir, l'importance des processus périglaciaires tend à diminuer avec la remontée du domaine glaciaire et périglaciaire. De plus, la taille de la cascade sédimentaire active de versant s'est largement réduite depuis la fin du PAG. L'activité géomorphologique des versants a donc diminuée, en témoigne la baisse de la production sédimentaire des versants *e.g.* réduction de la fréquence et des volumes apportés par les laves torrentielles, et la baisse de l'intensité des avalanches morphogènes.

Dans les Pyrénées centrales, les processus efficaces ont alors vu leur impact morphogène être transféré au fond de vallée. Les processus gravitaires (glissement de terrain de grande ampleur ou simple glissement sommital de pied de versant) et fluvio-torrentiels du fond de vallée revêtent alors

une importance prépondérante, d'une part dans l'évolution géomorphologique des systèmes et, d'autre part, dans la constitution de la charge solide de crue. La crue torrentielle est donc devenue dans les Pyrénées centrales un agent essentiel de connectivité efficace. La crue de 2013 le confirme et met en lumière les couplages efficaces entre les berges et le chenal, entre le chenal et les pieds de versants et au sein même du chenal.

La crue de juin 2013 révélatrice de la pénurie sédimentaire

Cette évolution de la connectivité sédimentaire et ce transfert de processus vers le fond de vallée met en lumière la pénurie sédimentaire qui s'est installée dans les Pyrénées centrales depuis la fin du PAG. La crue de 2013 est un marqueur des évolutions du système car elle a mis en évidence les premières incisions majeures des systèmes torrentiels. Ces incisions font suite à une période de forte contraction des chenaux torrentiels au cours du 20^{ème} siècle, les faisant passer de bande active à chenal à ripisylve. Ces ajustements sont plutôt communs comme cela a déjà été étudié dans la vallée de Chamonix (Berthet, 2016), de l'Arve (Peiry, 1994), ou sur les rivières Drômoises (Liébault, 2003). Dans les Pyrénées centrales, la dynamique de contraction des bandes actives a pu être mesurée au cours du 20^{ème} siècle mais l'incision n'a pas été observée ou quantifiée. Elle l'a seulement été sur les rivières torrentielles de piémont *e.g.* 1m sur la Pique aval (Artélia, 2015) mais jamais sur les torrents à l'amont. La crue de juin 2013 a été un véritable révélateur des dynamiques du système en initiant une incision importante dans différents chenaux torrentiels *e.g.* à plusieurs endroits sur le torrent du Bastan : plaine de Tournaboup, Barèges, Betpouey ; au parking de la cascade d'Enfer sur le torrent du Lys ; aux granges d'Espoujau sur la Neste d'Oô (Fig. 6.4). Ces incisions correspondent aux premières incisions contemporaines majeures des systèmes torrentiels pyrénéens. Elles révèlent un déficit sédimentaire en réponse à l'évolution des différents facteurs de contrôle inhérents à la réduction de l'efficacité de la connectivité sédimentaire. En déficit sédimentaire, les chenaux torrentiels principaux de fond de vallée pourraient poursuivre cette incision. Dans un contexte où il a été démontré que les systèmes torrentiels des Pyrénées centrales possédaient une activité géomorphologique et torrentielle réduite mais restaient vulnérables face aux crues BFHM, l'incision régulière par les crues ordinaires sera minimale. En revanche, l'incision aura tendance à s'effectuer lors des crues plus rares lorsqu'elles auront la capacité de remobiliser le pavage en place.

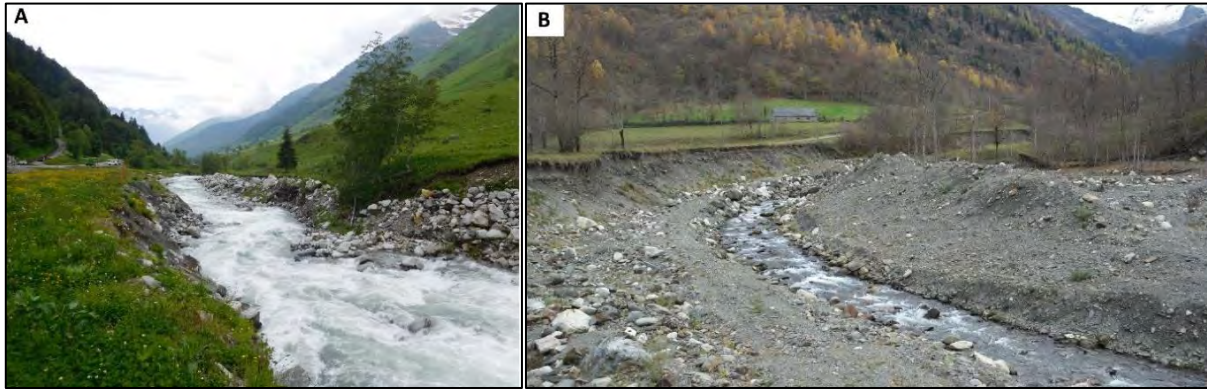


Figure 6.4 : Zone d'incision en 2013. A : Plaine de Tournaboup (Bastan) ; B : Plaine d'Espoujou (Neste d'Oô).

Dans les vallées des Alpes du Nord, l'incision est considérée comme postérieure à 1950 (Peiry et al., 1994). Elle s'est par ailleurs réalisée sur certains cours d'eau selon des ordres de grandeur qui ne sont pas comparables avec les incisions des torrents ou rivières torrentielles pyrénéennes *e.g.* 12 m sur l'Arve, 14 m sur le Fier (Peiry et al., 1994). Dans les rivières torrentielles drômoises, elle est estimée de l'ordre du mètre sur la période 1930-1990 (Liébault, 2003) et a été également identifiée sur les systèmes torrentiels de la vallée de la Guisane (Thenard, 2006). Dans les Pyrénées, les faibles incisions survenues plus d'un demi-siècle après certaines vallées des Alpes met en évidence la faible connectivité des systèmes torrentiels pyrénéens. Selon le modèle de Fryirs et al. (2007), un système peu connecté présente une évolution plus lente. Les ajustements à l'évolution des facteurs de contrôle ou à des perturbations se mettent en place selon des laps de temps plus longs et les évolutions géomorphologiques mettent plus de temps à se propager (Thomas, 2001). La fréquence et l'intensité des crues morphogènes, variable importante de la connectivité sédimentaire (Bracken, 2015), ont été très faibles au cours du 20^{ème} siècle et au début du 21^{ème} siècle. Durant cette période, les crues majeures *e.g.* 1937, 1952, 1982... ont petit à petit évacuée la fourniture sédimentaire du PAG. Les crues de 2012 dans le Gave de Cauterets et celle de 2013 entre le Gave d'Azun et le Val d'Aran ont fini par évacuer cette charge. En érodant massivement dans ces formations superficielles de fond de vallée, elles ont mis en évidence la pénurie sédimentaire engendrée par l'évolution de la connectivité sédimentaire tout au long du 20^{ème} siècle.

Mémoire du risque

Le diagnostic géomorphologique de la crue de 2013 et l'analyse géohistorique de la torrencialité ont mis en lumière les lacunes en termes de mémoire du risque dans les vallées étudiées.

Les crues torrentielles sont des périodes de crise puis d'ajustements durant lesquelles les relations entre la société et son environnement sont mise en évidence. Dans la société agro-sylvo-pastorale traditionnelle, le risque était connu, peu géré (ou géré selon des pratiques vernaculaires) et sa connaissance transmise de génération en génération. A l'aube du développement du thermalisme à Barèges au 18^{ème} siècle, les granges d'été étaient désertées et démontées pour l'hiver par crainte des avalanches. Ce fonctionnement a perduré jusqu'au milieu du 19^{ème} siècle (Favier, 2004). A partir des crues centennales de 1897 sur le Bastan et 1925 dans le Luchonnais, l'activité torrentielle a commencé à diminuer sur fond de mutation sociétale. A travers les lois RTM de 1860, 1864 et 1882, le pouvoir central est devenu un acteur à part entière en termes de gestions des risques naturels. Puis les vallées se sont ouvertes à l'économie de services dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle, alors qu'en parallèle survenait une période de calme hydrologique et de rétraction des bandes actives : les fonds de vallées sont ainsi devenus des espaces très concurrentiels. La pression foncière dans le fond de vallée et le renouvellement de la population ont conduit à la perte de la mémoire du risque et à un changement de perception du risque. Les grands travaux de développement, notamment touristique dans le cas du Bastan, se sont exonérés de la réalité des risques naturels (Bozonnet, 1992) et ont pour certains été impactés lors de la crue de 2013.

C'est ainsi que la majorité des quartiers touchés par la crue ont été construits entre 1960 et 1990 :

- le parking de Tournaboup, le lotissement de Cabadur, les habitations en aval de Barèges, à hauteur de la plaine d'Esterre, sur le cône de déjection à Luz-saint-Sauveur pour le bassin du Bastan ;
- des habitations à Saligos sur le Gave de Pau ;
- des habitations en amont du quartier de Calypso sur le Gave de Cauterets ;
- des habitations en amont du village d'Oô dans le bassin de la Neste d'Oô ;
- le parking du Lys et une habitation sur le torrent du Lys.

La crue de 2013 a donc rappelé la vulnérabilité de certains fonds de vallée face aux crues majeures. Elle a également rappelé que l'extension spatiale de la crue de 2013 avait été en certains points similaires aux grandes crues historiques *e.g.* crue de 1897 sur le Bastan.

Depuis la crue de 2013, de nombreux travaux ont été réalisés sur les tronçons étudiés. Le chenal de la Neste d'Oô aux granges d'Astau et le torrent du Lys au parking de la cascade d'Enfer ont été recalibrés, déplacés, remblayés et la bande active ré-enherbée. Le bassin du Bastan, après avoir été le laboratoire des travaux RTM au 19^{ème} siècle a été le théâtre de très gros aménagements dans son chenal depuis la crue. Tous ces travaux, couplés à la contraction naturelle par reprise végétale, participent à retirer rapidement du paysage les stigmates d'une crue dévastatrice, de ses dégâts et de sa large bande active à composante minérale. En une dizaine d'années, le paysage de la crue de 2013 aura probablement disparu. L'étude des crues anciennes et la compréhension de l'évolution du contexte dans lequel elles se sont produites, permettent de compléter la mémoire du risque que les collectivités et les populations ont créé. Dans ce contexte de disparition rapide du paysage de crue et de crues très rares, il s'agit de ne pas oublier la crue de 2013 ainsi que les crues anciennes comme cela s'est produit au cours du 20^{ème} siècle. Au même titre que les diagnostics post-crue, cette thèse participe à la construction d'un héritage à ne pas oublier dans l'aménagement futur des vallées étudiées.

Perspectives

Cette thèse apporte de nouvelles connaissances sur l'évolution de la dynamique torrentielle dans les Pyrénées centrales mais en tant que travail général sur la torrentialité n'a pu en développer tous les aspects dans le temps imparti. Elle a soulevé certains points qui n'ont pas été approfondis et qui mériteraient selon nous d'être développés dans de futurs travaux :

- quantifier les apports de versants et l'incision. Ce travail a mis en évidence la faible connectivité entre les versants et le chenal torrentiel de fond de vallée avec notamment une faible dynamique de lave torrentielle. A ce titre, un suivi des apports de versants, par puçage RFID par exemple, à l'image de ce qui a été effectué dans le bassin de la Peyronnelle dans le Queyras (Graff et al., 2018), semble être une perspective intéressante à développer sur plusieurs tributaires d'un même bassin versant. De même l'incision semble être un ajustement récent des chenaux au déficit sédimentaire. La quantification et son suivi permettraient de valider ces observations. Le peu de points communs entre le chenal actuel et les points fixes des profils en long des Grandes Forces Hydrauliques du début du 20^{ème} siècle rend la comparaison compliquée mais mérite d'être développée ;
- approfondir l'étude de l'évolution de l'occupation du sol de manière plus précise et sur d'autres bassin versant ainsi qu'étendre l'analyse des largeurs de bandes actives à d'autres bassins versants sur le territoire d'étude mais également aux vallées adjacentes (Gave d'Aspe,

d'Ossau ou Val d'Aran). Il faut cependant prendre en compte la faible mobilité et les faibles largeurs des chenaux, qui, se trouvant souvent sous forêt, rendent l'analyse diachronique parfois compliquée ;

- mettre en place une étude sur les dynamiques des rivières torrentielles de piémont (Gave de Pau, Adour, Neste, Pique, Garonne amont), dans le but de mettre en relation ce travail avec les travaux effectués par le laboratoire GEODE sur la Garonne Toulousaine (Valette, 2002 ; David, 2016 ; Jantzi, 2018). Ces travaux mettent en évidence une contraction dès la fin du 19^{ème} siècle et l'incision depuis les années 1920 de la Garonne Toulousaine.

D'un point de vue plus opérationnel, nous souhaiterions communiquer les principaux résultats aux gestionnaires voir même aux populations valléennes comme cela a déjà été le cas auprès des Fédérations de Pêche et de certains bureaux d'études. La présentation d'un diagnostic géomorphologique de la crue de juin 2013 aux gestionnaires pourrait compléter les informations qu'ils ont déjà acquis au travers des diagnostics hydrologiques post-crue.

Mais l'objectif serait surtout de sensibiliser la population et les élus à la mémoire du risque. Considérer ces crues comme des héritages, des patrimoines symboliques immatériels pourrait permettre de ne pas avoir des lits majeurs urbanisés d'ici 50 ans. Et pour finir, il s'agirait de poursuivre les suivis instrumentés mis en place dans le torrent du Lys et du Bastan afin d'avoir un peu plus de 2/3 ans de données dans l'analyse des dynamiques de transport solide, d'érosion, d'incision, de recolonisation végétale. Ces données pourraient par la suite venir compléter celles en cours d'acquisition sur le transport solide de la Garonne amont et du Gave de Pau dans le cadre de deux thèses de doctorat, à l'INPT Toulouse et l'EVS Lyon.

Références bibliographiques

- Aalto, R., Lauer, J.W., Dietrich, W.E., 2008. Spatial and temporal dynamics of sediment accumulation and exchange along Strickland River floodplains (Papua New Guinea) over decadal-to-centennial timescales. *Journal of Geophysical Research* 113, 1-22.
- Abrahams, A.D., 1972. Drainage densities and sediment yields in eastern Australia. *Australian Geographical Studies*, 10, 19-41.
- Agence Régionale Pour l'Environnement de Midi-Pyrénées., 2007. L'impact du changement climatique en Midi-Pyrénées, exemple de la chaîne des Pyrénées, 78p.
- Ambroise, B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles. HGA, 206p.
- Amoros, C., Petts, G.E., 1993. Hydrosystèmes fluviaux. Paris, Masson, 300p.
- Antoine, J.M., 1989. Torrentialité en val d'Ariège : des catastrophes passées aux risques présents. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 60(4), 521-534.
- Antoine, J.M., 1992. La catastrophe oubliée. Les avatars de l'inondation, du risque et de l'aménagement dans la vallée de l'Ariège (Pyrénées françaises, fin XVIIe-XXe siècles), Thèse de doctorat de Géographie, Université de Toulouse-Le Mirail, 495p.
- Antoine, J.M., 1994. L'historicité des phénomènes naturels dans le bassin de la Pique (XVIIème -XXème siècles), dans Enquête de Programmation des Actions RTM, Saint-Gaudens, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Ministère de l'Agriculture et de la Forêt, 58p.
- 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.
- Antoine, J.M., 2011. Vulnérabilité et adaptation des sociétés montagnardes à la torrentialité au cours du Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées. *Sud-Ouest Européen* 32, 53-66.
- Arenillas, M., Cobos, G., Navarro, J., 2008. Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras espanoles, *El programa Erhin (1984-2008)*, 233p.
- Arnaud-Fassetta, G., 2002. Geomorphological records of a « flood-dominated regime » in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the 2nd century AD. What correlations with the catchment paleohydrology? *Geodinamica acta* 15, 79-92.
- Arnaud-Fassetta, G., Fort, M., 2004. La part respective des facteurs hydroclimatiques et anthropiques dans l'évolution récente (1956-2000) de la bande active du Haut-Guil, Queyras, Alpes françaises du Sud. *Méditerranée*, 1-2, 143-156.
- Artelia, 2015. Localisation et gestion possible des sédiments des cours d'eau de la Garonne amont et de la Pique. Rapport pour l'Agence de l'eau Adour-Garonne, 134p.
- Assani, AA., Buffin-Bélanger, T., Roy, G., 2002. Analyse d'impacts d'un barrage sur le régime hydrologique de la rivière Matawin (Québec, Canada). *Revue des sciences de l'eau* 15(2), 557-574.
- Astras, T., Soulankellis, N., 1992. Contribution of digital image analysis techniques on Landsat-5 TM imageries for drainage delineation. A case study from the Olympus Mountain, West Macedonia, Greece. *Proceedings 18th Annual Conference Remote Sensing Society*, 163-172.
- Baewert, H., Morche, D., 2014. Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol). *Geomorphology*, 218, 88-97.

- Bak, L., Michalik, A., Tekielak, T., 2013. The relationship between bank erosion, local aggradation and sediment transport in a small Carpathian stream. *Geomorphology* 191, 51-63.
- Balaguer-Puig, M., Marqués-Mateu, A., Lerma, J.L., Ibáñez-Asensio, S., 2017. Estimation of small-scale soil erosion in laboratory experiments with Structure from Motion photogrammetry. *Geomorphology* 295, 285-296.
- Ballandras, S., 1997. Contribution à l'étude des bassins-versants torrentiels alpins, stratigraphies, morphodynamique, paléoenvironnements de bassins versants depuis 15 000 BP. Thèse de Doctorat, Université de Savoie, Chambéry, 539p.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Ballantyne, C.K., 2008. After the Ice: Holocene Geomorphic Activity in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*, 124, 8–52.
- Bardou, E., 2002. Méthodologie de diagnostic de laves torrentielles sur un bassin versant alpin. Thèse de doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 188p.
- Bartoli, M., Tierle, G., 1998. Dynamiques et usages des espaces forestiers montagnards: l'exemple des Pyrénées françaises. *Revue forestière française* 50, 37-45.
- Balent, G., Barrué-Pastor, M., 1986. Pratiques pastorales et stratégies foncières en vallée d'Oô. *RGPSO* (57), 403-447.
- Begueria, S., Lopez-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger, M., Garcia-Ruiz, J.M., 2003. Assessing the effect of climate oscillations and land use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32, 283-286.
- Begueria, S., Lopez-Moreno, J.I., Gomez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N., Garcia-Ruiz, J.M., 2006. Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the central spanish pyrenees. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 88(3), 177-186.
- Bel, C., 2017. Analysis of debris-flow occurrence in active catchments of the French Alps using monitoring stations. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 187p.
- Belletti, B., Rinaldi, M., Buijse, A.D., Gurnell, A.M., Mosselman, E., 2015. A review of assessment methods for river hydromorphology. *Environmental Earth Sciences* 73, 2079-2100.
- Berthet, J., 2016. L'évolution géomorphologique des systèmes torrentiels proglaciaires dans la vallée de Chamonix-Mont Blanc. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 304p.
- Bertrand, M., 2014. Debris-flow susceptibility assessment at the regional scale of the Southern French Alps. Thèse de doctorat, Ecole normale supérieure de Lyon, 163p.
- Besson, L., 1996. Les risques naturels en montagne, traitement, prévention, surveillance. Artès-Publialp, Grenoble.
- Beylich, A.A., Laute, K., 2015. Sediment sources, spatiotemporal variability and rates of fluvial bedload transport in glacier-connected steep mountain valleys in western Norway (Erdalen and Bødalen drainage basins). *Geomorphology* 228, 552-567.
- Bishop, P., 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes, *Earth Surface Processes Landforms* 32, 329-365.
- Bizzi, S., Lerner, D.N., 2015. The use of stream power as an indicator of channel sensitivity to erosions and deposition processes. *River Research and Applications* 31, 16-27.

- Blanpied, J., Carozza, J.M., Antoine, J.M., 2018. La connectivité sédimentaire dans la haute chaîne pyrénéenne par l'analyse de la crue de juin 2013 : le rôle des formations superficielles. *Géomorphologie, Relief, Processus et Environnement* 24(4), 389-402.
- Bollschiweiler, M., 2007. Spatial and temporal occurrence of past debris flows in the Valais Alps – results from tree-ring analysis. *GeoFocus* 20, 1-182.
- Bollschiweiler, M., Stoffel, M., 2010. Changes and trends in debris-flow frequency since AD 1850: Results from the Swiss Alps. *The Holocene* 20(6), 907-916.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena*, 75, 268-277.
- Bourgeois, M., Cossart, E., Fressard, M., 2017. Mesurer et spatialiser la connectivité pour modéliser les changements des systèmes environnementaux. Approches comparées en écologie du paysage et en géomorphologie. *Géomorphologie : Relief, processus, environnement* 23(4), 289-308.
- Boussarssar, B., 1987. Torrentialité et avalanches dans une forêt des Pyrénées centrales : le Laou d'Esbas. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 58(1), 63-80.
- Bovis, M.J., Jakob, M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 1039-1054.
- Bozonnet, J.P., 1992. Des monts et des mythes, l'imaginaire social de la montagne, Grenoble, Presses Universitaires.
- Bracken, L.J., Turnbull, L., Wainwright, J., Bogaart, P., 2015. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 177-188.
- Brardinoni, F., Hassan, M.A., 2006. Glacial erosion, evolution of river long profiles, and the organization of process domains in mountain drainage basins of coastal British Columbia. *Journal of Geophysical Research* 111, 1-12.
- Brasington, J., Langham, J., Rumsby, B., 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology* 53, 299-316.
- Bravard, J.P., 1989. La métamorphose des rivières des Alpes françaises la fin du Moyen Age et époque moderne. In Petit, F., Laurant, A., Pissart, A., Edition Rivières, formes, processus, milieu de vie, *Bulletin de la Société de Géographie de Liège* 25, 145-157.
- Bravard, J.P., Peiry, J.L., 1993. La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20^{ème} siècle). *Zeitschrift Geomorph., Suppl. Bd. 88*, 67-79.
- Bravard, J.P., Petit, F., 1997. Les cours d'eau, dynamique du système fluvial. Armand Colin, 222p.
- Bravard, J.P., Provansal, M., Arnaud-Fassetta, G., Chabbert, S., Gaydou, P., Dufour, S., Richard, F., Valleteau, S., Melun, G., Passy, P., 2008. Un atlas du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. *Edytem* 6, 101-116.
- Brierley, G.J., Fryirs, K.A., Jain V., 2006. Landscape connectivity: The geographic basis of geomorphic applications. *Area* 38 (2), 165-174.
- Briffaud, S., 1994. Naissance d'un paysage. La montagne pyrénéenne à la croisée des regards. XVIe-XIXe s., Tarbes-Toulouse, Association Guillaume Mauran-CIMA-CNRS, 223p.
- Brodu, N. and Lague, D., 3D Terrestrial LiDAR data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: applications in geomorphology, *ISPRS journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68, p. 121-134, 2012.

- Brousse, G., Arnaud-Fassetta, G., Cordier, S., 2011. Evolution hydrogéomorphologique de la bande active de l'Ubaye (Alpes françaises du Sud) de 1956 à 2004 : contribution à la gestion des crues. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3, 307-318.
- Brummer, C.J, Montgomery, D.R., 2003. Downstream coarsening in headwater channels. *Water Resources Research* 39, 1294-1307.
- Brunier, G., Fleury, J., Anthony, E.J., Gardel, A., Dussouillez, P., 2016a. Close-range airborne Structure-from-Motion Photogrammetry for high-resolution beach morphometric surveys: Examples from an embayed rotating beach. *Geomorphology* 261, 76-88.
- Brunier, G., Fleury, J., Anthony, E.J., Pothin, V., Vella, C., Dussouillez, P., Gardel, A., Michaud, E., 2016b. Structure-from-Motion photogrammetry for high resolution coastal and fluvial geomorphic surveys. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 22 (2), 147-161.
- Brunsdon, D., Thornes, J.B., 1979. Landscape sensitivity and change. *Trans. Inst. Brit. Geogr., New Ser.* 4, 463-484.
- Caine, N., Swanson, F.J., 1989. Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in two small mountain basins. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 33, 189-203.
- Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, 119-128.
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Recent Advances in Research on Quaternary Glaciations in the Pyrenees. *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, in Developments in Quaternary Science* 15, 127-139.
- Camenen, B., Le Coz, J., Paquier, A., Lagouy, M., 2010. An estimation of gravel mobility over an alpine river gravel bar (Arc en Maurienne, France) using PIT-tag tracers. *5th International Conference on Fluvial Hydraulics*, 8p.
- Campagne, A., 1902. *La Vallée de Barèges et le reboisement : les torrents – le désastre de 1897 : Les avalanches*, Ulan Press, 160p.
- Carbonneau, P.E., Lane, S.N., Bergeron, N.E., 2003. Cost-effective nonmetric digital photogrammetry and its application to a study of coarse gravel surfaces. *International Journal of Remote Sensing* 24(14), 2837–2854.
- Carlier, B., Carlier, G., Gance, J., Provost, F., Lissak, C., Graff, K., Viel, V., Arnaud-Fassetta, G., Fort, M., Bétard, F., Madelin, M., Malet, J.P., Cossart, E., 2018. Distribution spatiale et estimation des volumes sédimentaires dans un bassin versant de schistes lustrés : l'exemple du Peynin (Queyras, Alpes du Sud). *Géomorphologie, Relief, Processus et Environnement* 24, 59-76.
- Carlston, C.W., 1963. Drainage density and streamflow. *US Geological Survey Professional Paper*, 422-C, 8p.
- Carré, J., 2010. *Le temps des paysages, évolutions paysagères et gestion durable des territoires en montagne pyrénéenne*, Thèse de doctorat, Université Toulouse II-Le Mirail, 2010, 492p.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, 31-41.
- Cavalli, M., Tarolli, P., Dalla Fontana, G., Marchi, L., 2016. Multi-temporal analysis of sediment source areas and sediment connectivity in the Rio Cordon catchment (Dolomites). *Rendiconti Online Della Società Geologica Italiana*, 39, 27-30.

- Collectif CIMA., 1993. La «vallée aux catastrophes» - Déterminants physiques et représentations sociales des risques naturels en Vallée de Barèges (Canton de Luz, Hautes-Pyrénées), rapport final contrat SRETIE-Ministère de l'Environnement n° 87313, CIMA URA-366 CNRS, Université de Toulouse-Le Mirail, 198p.
- Chapuis, M., 2012. Mobilité des sédiments fluviaux grossiers dans les systèmes fortement anthropisés: éléments pour la gestion de la basse vallée de la Durance. Thèse de doctorat, Université d'Aix Marseille, 252p.
- 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, 2109-2120.
- Chapuis, M., Dufour, S., Provansal, M., Couvert, B., De Linares, M., 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.
- Chin, A., Wohl, E., 2005. Toward a theory for step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography* 29, 275-296.
- Chiverrell, R.C., Foster, G.C., Marshall, P., Harvey, A.M., Thomas G.S.P., 2009. Coupling relationships: Hillslope-fluvial linkages in the Hodder catchment, NW England. *Geomorphology* 109, 222-235.
- Chorley, R.J., Malm, D.E.C., Pogorzelski, H.A., 1957. A new standard for measuring drainage basin shape. *American Journal of Science*, 255, 138-141.
- Chorley, R.J., Morgan, M.A., 1962. Comparison of morphometric features. Unaka Mountains, Tennessee and North Carolina and Dartmouth, England. *Geological Society of America Bulletin*, 73, 17-34.
- Chorley, R., Kennedy, B., 1971. *Physical Geography: A Systems Approach*. Prentice-Hall, London, 370p.
- Chouteau, M., 2002. Géophysique appliquée I Gravimétrie, Ecole Polytechnique de Montréal, 9-15.
- Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne (CACG)., 1996. Aménagement de l'espace rivière Bastan – Reconstitution de la crue du 3 juillet 1897, disponible aux archives départementales des Hautes-Pyrénées.
- Cosandey, C., 1990. Étude des crues Cévenoles: conditions d'apparition dans un petit bassin versant forestier sur le versant sud du Mont Lozère. *IAHS Publ.* 191, 103-115.
- Cossart, E., 2014. Des sources sédimentaires à l'exutoire : un problème de connectivité ? : Réflexions sur le fonctionnement géomorphologique des bassins versants montagnards. HDR Géographie, Université Blaise Pascal Clermont 2, 209p.
- Cossart, E., 2016. L'(in)efficacité géomorphologique des cascades sédimentaires en question : les apports d'une analyse réseau, *Cybergeo: European Journal of Geography*, document 778, 1-22.
- Cossart, E., Fressard, M., 2017. Assessment of structural sediment connectivity within catchments: insights from graph theory. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5, 253-268.
- Cossart, E., Lissak, C., Viel V., 2017. La géomorphologie des bassins-versants sous l'angle de la connectivité : est-ce réinventer la roue ou changer de paradigme ?, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 23 (4), 281-287.
- Cossart, E., Viel, V., Lissak, C., Reulier, R., Fressard, M., Delahaye, D., 2018. How might sediment connectivity change in space and time. *Land Degrad Dev* 29, 2595-2613.

- Couvert, B., Lefort, P., Peiry, J.L., Belleudy, P., 1999. La gestion des rivières, transport solide et atterrissements : guide méthodologique. Les études des Agences de l'Eau n°65, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse.
- Crema, S., Cavalli, M., 2018. SedInConnect: A stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. *Computers Geosciences*, 111, 39-45.
- Croke, J., Mockler, S., Fogarty, P., Takken, I., 2005. Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology*, 68, 257-268.
- Daly, E.R., Miller, R.B., Fox, G.A., 2015. Modeling streambank erosion and failure along protected and unprotected composite streambanks. *Advances in Water Resources* 81, 114–127.
- Davasse, B., 2006. La gestion sociale des ressources naturelles dans les espaces sylvo-pastoraux des Pyrénées de l'est (du moyen âge au siècle actuel), in C. Beck, Y Luginbühl et T. Muxart, (ed.), *Temps et espaces des crises de l'environnement*, Paris, Editions Quæ, 211-225.
- Davasse, B., Briffaud, S., Carré, J., Henry, D., Rodriguez, J.F., 2012. L'observation environnementale au prisme du paysage. *Dynamiques paysagères, actions territoriales et représentations socio-spatiales contemporaines dans le territoire de l'OHM Pyrénées-Haut-Videssos*. *Sud-Ouest Européen* 33, 57-68.
- Davasse, B., Métaillé, J.P., Carré, J., Galop, D., 2011. Le paysage dans tous ces états. Trente ans de recherches et d'actions publiques dans les Pyrénées. In Bertrand G, Briffaud S. *Les rencontres de l'abbaye d'Arthous, Oct 2008*, Arthous, France. Conseil général des Landes, 85-91.
- 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, Université Jean Jaurès Toulouse, 283p.
- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *The Geographical Journal* 14(5), 481-504.
- De Gorsse, M., 1900. Restauration et conservation des terrains en montagne. Les terrains et les paysages torrentiels (Pyrénées). Ministère de l'agriculture. Administration des Eaux et Forêts. Exposition universelle de 1900. Paris.
- Degoutte, G., 2004. *Traité d'hydraulique à surface libre*.
- Dell'Agnese, A., Brardinoni, A., Toro, M., Mao, L., Engel, M., Comiti, F., 2015. Tracing bedload transport in a high-elevation, formerly-glaciated mountain basin. *Earth Surface Dynamics* 3, 417-458.
- Delahaye, D., 2002. Apport de l'analyse spatiale en géomorphologie. Modélisation et approchemultiscale des risques. HDR, Université de Rouen.
- Dellon, M., 1900. Les travaux de correction, torrent du Rieulet (Hautes-Pyrénées). Administration des Eaux et Forêts. Exposition universelle de 1900. Paris. Editeur scientifique.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2009. Variability of erosion rates in the Eastern Pyrenees during the last glacial cycle—a global perspective on the impact of glacial erosion on mountain landscapes. *Quatern. Sci. Rev.* 28, 484-498.
- Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigacion Geografica* 41(2), 359-387.
- Derruau, M., 1970. *Précis de géomorphologie*. Masson, Paris, 453p.
- Desailly, B., 1990. Crues et inondations en Roussillon : le risque de l'aménagement fin du XVIIIe siècle-milieu du XXe siècle. Thèse de Géographie, Université de Paris X-Nanterre, 352 p.

- De Scally, F.A., Owen, I.F., Louis, J., 2010. Controls on fan depositional processes in the schist ranges of the Southern Alps, New Zealand, and implications for debris-flow hazard assessment. *Geomorphology* 122, 99–116.
- Descroix, L., Gautier, E., 2002. Water erosion in the southern French Alps: climatic and human mechanisms, *Catena* 50(1), 53-85.
- Despin, L., 1998. Les mutations des territoires valléens pyrénéens : crises sociales et environnement. *Sud-Ouest Européen*, tome 3, 67-78.
- Dewolf, Y., Bourrié, G., 2008. Les formations superficielles : genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques. Ellipses, 829 p.
- Douvinet, J., Delahaye, D., Langlois, P., 2008. Modélisation de la dynamique potentielle d'un bassin versant et mesure de son efficacité structurale. *Cybergeo : European Journal of Geography, Systèmes, Modélisation, Géostatistiques*, 412.
- Downs, P.W., Soar, P.J., Taylor, A., 2016. The anatomy of effective discharge: The dynamics of coarse sediment transport revealed using continuous bedload monitoring in a gravel-bed river during a very Dreal Midi-Pyrénées., 2013. Crues des Pyrénées des 18 et 19 juin 2013 - Retour d'expérience global, 67 p. [en ligne], disponible sur <http://www.occitanie.developpement-durable.gouv.fr/cruces-des-pyrenees-des-18-et-19-juin-2013-a21538.html>.
- Dumas, P., Hallegatte, S., Quintana-Segui, P., Martin, E., 2013. The influence of climate change on flood risks in France – first estimates and uncertainty analysis, *Natural Hazards Earth System Sciences* 13, 809-821.
- Eaton, L.S., Morgan, B.A., Kochel, R.C., Howard, A.D., 2003. Quaternary deposits and landscape evolution of the central Blue Ridge of Virginia. *Geomorphology*, 56, 139-154.
- Eaton, B.C., Millar, R.G., Davidson, S., 2010. Channel patterns: Braided, anabranching, and single-thread. *Geomorphology* 120, 353-364.
- EDF R&D, T.P., 2011. CloudCompare (version 2.3) [GPL software]. Retrieved from <http://www.danielgm.net/cc/>.
- ETRM., 2012. Etude de quantification du transport solide de la Pique au droit du barrage de Castelvieu et dimensionnement d'un dispositif de rétention en substitution de l'ouvrage existant. DDT Haute Garonne, 73p.
- ETRM., 2014. Crue de juin 2013 sur le bassin versant de la Pique en amont de Bagnères-de-Luchon, Analyse du transport solide. DDT Haute Garonne, 46p.
- Evans, I.S., 2012. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? *Geomorphology* 137, 94–106.
- Fabre, J.A., 1797. Essai sur la théorie des torrents et des rivières. 482 p.
- Fabre, J.A., 1902. L'érosion pyrénéenne et les alluvions de la Garonne. *Annales de Géographie*, t. 11, n°55, 24-42.
- Fadili, M., 2015. Modélisation des nuages de points acquis par lasergrammétrie en milieu naturel : application à l'auscultation des berges de rivières à faible énergie. Mémoire de diplôme d'ingénieur du CNAM, 72p.
- Favier, R., 2004. Tourisme thermal et catastrophes naturelles en milieu de montagne, Barèges (XVIII-XIX siècles). *Histoire des Alpes*. 149-166.

- Ferguson, R., 2007. Flow resistance equations for gravel and boulder bed streams, *Water Resources Research* 43, 1-12.
- Flez, C., Garitte, G., 2006. Contribution à la connaissance des facteurs responsables de la rétraction contemporaine des bandes actives torrentielles. Tentative de régionalisation à travers l'exemple de quatre bassins versants élémentaires (Ubaye et Haute-Durance). Allée P. et Lespez L. (Eds.), *L'érosion, entre société, climat et paléoenvironnement*. Presses Universitaires Blaise-Pascal, Collection « Nature et Sociétés », 291-296.
- Fernandes, M., Oliva, M., Palma, P., Ruiz-Fernandez, J.R., Lopes, L., 2017. Glacial stages and post-glacial environmental evolution in the Upper Garonne valley, Central Pyrenees. *Science of the Total Environment* 584-585, 1282-1299.
- Feuillet, T., 2010. Les formes périglaciaires dans les Pyrénées centrales françaises: analyse spatiale, chronologie et valorisation. Thèse de doctorat, Université de Nantes, 404p.
- Feuillet, T., Sellier, D., 2008. Observations sur la limite inférieure de l'étage périglaciaire dans les Pyrénées centrales françaises (Bigorre). *Environnements Périglaciaires*, 15, 59-68.
- Fischer, L., Eisenbeiss, H., Käab, A., 2011. Detecting topographic changes in steep high-mountain flanks using combined repeat airborne LiDAR and aerial optical imagery – a case study on climate-induced hazards at Monte Rosa east face, Italian Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 22, 140–152.
- Fonstad, M.A., Dietrich, J.M., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 421-430.
- Food and Agriculture Organization of the United Nation (FAO)., 1981. *Torrent control terminology*. FAO Conservation Guide, Rome, 156p.
- Fort, M., Arnaud-Fassetta, G., Cossart, E., Beaudouin, B., Bourbon, C., Debail, B., Einhorn, B., 2002. Impacts et signification hydromorphologique de la crue du Guil de Juin 2000 (Haut Queyras). Delahaye D, Levoy F, Maquaire O (eds) *Geomorphology: from expert opinion to modelling*. A tribute to Professor Jean-Claude Flageollet, CERG Editions, Strasbourg, 159–166.
- Franchomme, M., Servain-Courant, S., Sajaloli, B., 2014. Géohistoire des risques et des patrimoines naturels fluviaux. Numéro spécial de la revue *Développement durable et territoires*, Volume 5(3).
- Fryirs, K., 2005. Linking landscape processes and river systems: Assessing implications of catchment-scale (dis)connectivity of sediment movement on river sensitivity, recovery and river management. In Rutherford, I.D., Wiszniewski I., Askey-Doran M.J., Glazik, R. (Eds.) *Proceedings of the 4th Australian Stream Management Conference: Linking Rivers to Landscapes*. Department of Primary Industries, Water and Environment, Hobart, Tasmania, 256-259.
- Fryirs, K., 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 30-46.
- Fryirs, K., Brierley, G.J., 2001. Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology* 38(3), 237-265.
- Fryirs, K.A., Brierley G.J., 2013. *Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. Chichester, John Wiley & Sons, Ltd, 345p.
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., Preston, N.J., Kasai, M., 2007. Buffers, barriers and blankets: the (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena* 70, 49-67.

- García-Ruiz, J.M., Lana-Renault, N., 2011. Hydrology and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region-A review. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 140, 317-338.
- García-Ruiz, J.M., Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments along a plant cover gradient in the Central Pyrenees. *Journal of Hydrology* 356, 245-260.
- García-Ruiz, J.M., White, S.M., Lasanta, T., Martí, C., Gonzalez, C., Errea, M.P., Valero, B., 1997. Assessing the effects of land-use changes on sediment yield and channel dynamics in the central Spanish Pyrenees. *Human Impact on Erosion and Sedimentation* 245, 151-158.
- Garitte, G., 2006. Les torrents de la vallée de la Clarée. Evolution contemporaine, dynamique actuelle et analyse géographique des risques associés. Thèse de doctorat. Université des Sciences et Technologies de Lille, 386p.
- Gauthier, E., 1992. Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buech. Thèse de doctorat, Université Paris X Nanterre, 446p.
- 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.
- Gay, A., Cerdan, O., Mardhel, V., Desmet, M., 2015. Application of an index of sediment connectivity in a lowland area. *J. Soils Sediments*, 1-14.
- Gazelle, F., 2003. Les embâcles, perturbateurs hydrologiques, *in* La vie des cours d'eau, en hommage au Pr. Roger Lambert, Toulouse, GEODE UMR 5602 CNRS, 107-114.
- Gazelle, F., 2011. La crue du 5 juillet 2001 sur le haut bassin des Nestes et sa comparaison avec celle de novembre 1982. 20p.
- Geodiag, 2014. Analyse post-crue des cours d'eau de la Garonne amont, de la Pique, des Nestes et de l'amont du gave de Pau., Rapport diagnostic, 155p.
- Goldin, B., Rudaz, B., Bardou, E., 2016. Application of a sediment connectivity GIS-based index in a basin undergoing glacier retreat: the case study of the Navizence catchment. *Rendiconti Online Della Societa Geologica Italiana* 39, 35-38.
- Gomez-Villar, A., Garcia-Ruiz, J.M., 2000. Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 34(3-4), 127-144.
- Gottardi, F., 2009. Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français. Thèse de doctorat, Institut polytechnique de Grenoble, 262 p.
- Götz, J., Buckel, J., Otto, J.C., Schrott, L., 2012., Sediment storage quantification and postglacial evolution of an inner-alpine sedimentary basin (Gradenmoos, Schober Mountains, Austria). *Geophysical Research Abstracts* 14.
- Graf, W.L., 1970. The geomorphology of the glacial valley cross section. *Arctic and Alpine Research* 2 (4), 303-312.
- Graff, K., Viel, V., Carlier, B., Lissak, C., Madelin, M., Arnaud-Fassetta, G., Fort, M., 2018. Traçage sédimentaire d'une lave torrentielle dans le bassin de Peyronnelle, Queyras, Alpes françaises du Sud. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 24 (1), 43-57.

- Gramond, D., 2014. Géohistoire environnementale : contours sémantiques et conceptuels. Discussions sur les héritages et patrimoines reconnus aux zones humides fluviales. *Développement durable et territoires* 5(3), 11p.
- Gravelius, H., 1914. *Flusskunde*. Goschen verlagshaus Berlin. In: Zavoianu, I. (Ed.), *Morphometry of Drainage Basins*. Elsevier, Amsterdam.
- Gregory, K.J., Walling, D.E., 1973. *Drainage Basin Form and Process*. Edward Arnold, London, 458p.
- Guertault, L., 2015. Evaluation des processus hydro-sédimentaires d'une retenue de forme allongée : application à la retenue de Génissiat sur le Haut-Rhône. Thèse de doctorat, Université Lyon 1, 271p.
- Hagimont, S., 2014. De l'invention du tourisme à son institution : construction d'un territoire et enjeux de pouvoir (l'exemple des Pyrénées centrales, Second Empire – 1914). *Première Université d'Hiver Internationale du Labex ITEM*, 16p.
- Hannah, D.M., Kansakar, S.R., Gerrard, A.J., Rees, G., 2005. Flow regimes of Himalayan rivers of Nepal: Nature and spatial patterns. *Journal of Hydrology* 308, 18-32.
- Harbor, J.M., 1995. Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion. *Geomorphology* 14, 99-107.
- Harbor, J., Warburton, J., 1992. Glaciation and denudation rates. *Nature*, 356, 751.
- Harvey, A.M., 1988. Controls on alluvial fan development: The alluvial fans of the Sierra Carrascoy, Murcia, Spain. *Catena* 13, 123-137.
- Harvey, A.M., 1991. The influence of sediment supply on the channel morphology of upland streams: The Howgill Fells, northwest England. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 675-684.
- Harvey, A.M., 1997. Coupling between hillslope gully systems and stream channels in the Howgill Fells, northwest England: temporal implications. *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement* 1, 3-20.
- Harvey, A.M., 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena* 42, 225-250.
- Harvey, A.M., 2002. Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175-201.
- Harvey, A.M., 2012. The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 64-76.
- Hashimoto, A., Oguchi, T., Hayakawa, Y., Lin, Z., Saito, K., Wasklewicz, T.A., 2008. GIS analysis of depositional slope change at alluvial-fan toes in Japan and the American Southwest. *Geomorphology* 100, 120-130.
- Heckmann, T., Schwanghart, W., 2013. Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment, exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology* 182, 89-103.
- Heckmann, T., Schwanghart, W., Phillips, J.D., 2015. Graph theory – Recent developments of its application in geomorphology. *Geomorphology*, 243, 130-146.
- Heckmann, T., Vericat, D., 2018. Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 1547-1554.

- Hedon, P., 2018. Evaluation de la dynamique morphologique de la Garonne amont : Analyse diachronique de l'évolution en plan du chenal ainsi que de la dynamique de remplissage de la retenue de Plan d'Arem. Rapport de stage de Master 2, Université Aix-Marseille, 94p.
- Henry, D., 2012. "Entre-tenir la montagne" : paysage et ethnogéographie du travail des éleveurs en montagne pyrénéenne : hautes vallées du gave de Pau, de Campan et d'Oueil-Larboust. Thèse de doctorat, Université Toulouse 2 Le Mirail, 417p.
- Herman, R., 2001. An introduction to electrical resistivity in geophysics. *Am. J. Phys* 69(9), 943-952.
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14, 231-263.
- Hoffmann, R., Dietrich, P., 2004. An approach to determine equivalent solutions to the geoelectrical 2D inversion problem. *Journal of Applied Geophysics* 56, 79-91.
- Hoffmann, T., Müller, T., Johnson, E.A., Martin, Y., 2013. Postglacial adjustment of steep, low-order drainage basins, Canadian Rocky Mountains. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 2568-2584.
- Höhle, J., Höhle, M., 2009. Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 64, 398-406.
- Hooke, J.M., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, 79-94.
- Horton, R.E., 1932. Drainage-basin characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union* 13, 350-361.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of Geological Society of America* 56, 275-370.
- Hungr, O., McDougall, S., Bovis, B., 2005. Entrainment of material by debris flows. In Jakob M., Hungr O. (Eds.), *Debris Flow Hazard and Related Phenomena*. Springer, Heidelberg, Berlin, 135-158
- Hurlimann, M., Copons, M., Altimir, J., 2006. Detailed debris flow hazard assessment in Andorra: A multidisciplinary approach. *Geomorphology* 78(3-4), 359-372.
- Jackson, L.E., Kostaschuk, R.A., MacDonald, G.M., 1987. Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Reviews in Engineering Geology* 7, 115-124.
- Jakob, M., 1996. Morphometric and geotechnical controls on debris flow frequency and magnitude in southwestern British Columbia. PhD thesis, Department of Geography, University of British Columbia.
- James, L.A., Hodgson, M.E., Ghoshal, S., Latiolais, M.M., 2012. Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: the temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology* 137, 181-198.
- James, M.R., Robson, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research* 117.
- James, M.R., Robson, S., Smith, M.W., 2017. 3-D uncertainty-based topographic change detection with structure-from-motion photogrammetry: precision maps for ground control and directly georeferenced surveys. *Earth Surface Processes and Landforms* 42, 1769-1788.
- Jantzi, H., 2018. 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. Thèse de doctorat, Université Toulouse Jean-Jaurès, 336p.
- Jazé-Charvolin, M.R., 2014. Les stations thermales : de l'abandon à la renaissance. Une brève histoire du thermalisme en France depuis l'Antiquité », *In Situ*, 24.

- Jones, A.P., 2000. Late quaternary sediment sources, storage and transfers within mountain basins using clast lithological analysis: Pineta Basin, central Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 34, 145-161.
- Kellerhalls, A.M., 1967. Stable channels with gravel-paved beds. *Journal of Waterways Harbors Division, American Society of Civil Engineers* 93, 63-84.
- Kessler, A.C., Gupta, S.C., Brown, M.K., 2013. Assessment of river bank erosion in Southern Minnesota rivers post European settlement. *Geomorphology* 201, 312-322.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes, *J. Struct. Geol.* 44, 54-75.
- Knighton, A.D., 1998. *Fluvial forms and processes: a new perspective*. London, Arnold Publication, 404p.
- Kondolf, G., 1997. Hungry Water: effects of dams and gravel mining on river channels, *Environmental Management* 21(4), 533-551.
- Kondolf, G., Piégay, H., 2003. *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley and Sons, Ltd, 680p.
- Koulinski, V., 1993. Etude de la formation d'un lit torrential par confrontation d'essais sur modèle réduit et d'observations de terrain. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 538p.
- Kuo, C.W., Brierley, G.J., 2013. The influence of landscape configuration upon patterns of sediment storage in a highly connected river system. *Geomorphology* 180-181, 255-266.
- Lacan, P., 2008. *Activité sismotectonique plio-quaternaire de l'Ouest des Pyrénées*. Doctorat UPPA, 284p.
- Lacour, D., 1897. *Les Pyrénées et leurs légendes*. Société française d'imprimerie et de librairie, 322p.
- Lague, D., Brodu, N., Leroux, J., 2013. Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 82, 10-26.
- Lahousse, P., Romelé, C., 2000. Le ravin des sables (Hautes-Alpes, France): une nouvelle source de risqué dans la vallée de la Clarée. *Géographie physique et Quaternaire* 54(3), 271-280.
- Lallias-Tacon, S., Liebault, F., Piégay, H., 2014. Step by step error assessment in braided river sediment budget using airborne LiDAR data. *Geomorphology* 214, 307-323.
- Lamarre, H., MacVicar, B., Roy, A.G., 2005. Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. *Journal of Sediment Research* 75(4), 736-741.
- Lamarre, H., Roy, A.G., 2008. The role of morphology on the displacement of particles in a step-pool river system. *Geomorphology* 99, 270-279.
- Lambert, R., 1982. Les crues de la Garonne, Une histoire de la Garonne, Paris, Ed. Ramsay, 42-81.
- Landon, N., Piégay, H., Bravard, J.P., 1998. The Drôme River incision (France): from assessment to management, *Landscape and Urban Planning* 43, 119-131.
- Lane, E.W., 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Proceedings American Society of Civil Engineers* 81, 1-17.
- 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.
- Lane, S.N., Westaway, R.M., Hicks, D.M., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (3), 249-271.

- Lanusse, M., 1988. Risques et aménagements à Barèges. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, tome 59, fascicule 1. Montagnes fragiles. 58-71.
- Lebret, P., Campy, M., Coutard, J.P., Fourniguet, J., Isambert, M., Lautridou, J.P., Laville, P., Macaire, J.J., Ménillet, F., Meyer, R., 1993. Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation à 1/50000. *Géologie de la France*, 4, 39-54.
- Lenzi, M.A., 2001. Step-pool evolution in the Rio Cordon, Northeastern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 991–1008.
- Lenzi, M.A., Mao, L., Comiti, F., 2004. Magnitude-frequency analysis of bed load data in an Alpine boulder bed stream. *Water Resources Research* 40, 1-12.
- Lenzi, M.A., Mao, L., Comiti, F., 2006a. Effective discharge for sediment transport in a mountain rivers. *Water Resources Research* 42.
- Lenzi, M.A., Mao, L., Comiti, F., 2006b. When does bedload transport begin in steep boulder-bed streams?. *Hydrological Processes*, 20, 3517-3533.
- Leopold, L.B., Emmett, W.W., Myrick, R.M., 1966. Channel and hillslope processes in a semiarid area. New Mexico, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 352G.
- Lévêque, C., Muxart, T., Abadie, L., Weil, A., Van der Leeuw, S., 2003. L'anthroposystème : entité structurelle et fonctionnelle des interactions sociétés/milieus, 110-119 in Ch. Lévêque et S. Van Der Leeuw (éds.), *Quelles natures voulons-nous ? Pour une approche socio-écologique du champ de l'environnement*, Paris, Elsevier.
- Lévy, A., 2000. *Dictionnaire des Pyrénées*. Edition Privat, 931p.
- Liébault, F., 2003. Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies). Thèse de doctorat, Université Lumière Lyon 2, 375p.
- Liébault, F., Clément, P., Piégay, H., Rogers, C.F., Kondolf, G.M., Landon, N., 2002. Contemporary channel changes in the Eygues basin, southern French Prealps: the relationship of subbasin variability to watershed characteristics. *Geomorphology* 45, 53-66.
- 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, 385–399.
- Liébault, F., Jantzi, H., Klotz, S., Laronne, J.B., Recking, A., 2016. Bedload monitoring under conditions of ultra-high suspended sediment concentrations. *Journal of Hydrology* 540, 947–958.
- Liébault, F., Laronne, J.B., 2008. Evaluation of bedload yield in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers: the case of the Esconavette Torrent (Southern French Prealps). *Geodinamica Acta* 21/1-2, 23-34.
- Liébault, F., Piégay, H., 2001. Assessment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France. *Geomorphology* 36(3-4), 167-186.
- Liébault, 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.
- Loke, M.H., 2004. Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys.
- Loke, M.H., 2011. Electrical resistivity surveys and data interpretation. In Gupta, H (Ed.), *Solid Earth Geophysics Encyclopaedia (2nd Edition) "Electrical & Electromagnetic"*. Springer-Verlag, 276-283.

- Lopez-Moreno, J.I., Begueria, S., Garcia-Ruiz, J.M., 2006. Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change. *Hydrological Sciences Journal* 51(6), 1039-1050.
- Lopez-Vicente, M., Nadal-Romero, E., Cammeraat, E.L.H. 2016. Hydrological connectivity does change over 70 Years of abandonment and afforestation in the Spanish Pyrenees. *Land Degradation and Development*, 28, 1298 -1310.
- Lorente, S., Begueiria, S., Bathurst, J.C., Garcia-Ruiz, J.M., 2003. Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 683–692.
- Lorente, A., Garcia-Ruiz, J.M., Begueria, S., Arnaez, J., 2002. Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows. *Mountain Research and Development* 22(1), 32-39.
- Lowe, D.G., 2004. Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60(2), 91-110.
- Malavoi, J.R., 1989. Typologie des facies d'écoulement ou unités morphodynamiques des cours d'eau à haute énergie. *Bulletin Français de Pêche et Pisciculture* 315, 189-210.
- Malavoi, J.R., Bravard, J.P., 2010. *Éléments d'hydromorphologie fluviale*. Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques, 228p.
- Mao, L., Cavalli, M., Comiti, F., Marchi, L., Lenzi, M.A., Arattano, M., 2009. Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrasting morphological settings. *Journal of Hydrology* 364, 88-98.
- Melton, M.A., 1957. An analysis of the relations among elements of climate, surface and geomorphology. Office of Naval Research, technical report n°11.
- Melton, M.A., 1965. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. *The Journal of Geology* 73, 1-38.
- Mercier, A., 2000. Le rôle de l'anthropisation des débits de l'Ariège dans son évolution morphologique. *Sud-Ouest Européen* 7, 81-88.
- Mercier, D., 2007. *Le paraglaciaire : évolution d'un concept*. Presses Universitaires Blaise-Pascal. Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique. Hommage au Professeur Alain Godard, Presses Universitaires Blaise-Pascal, 341-353.
- Mercier, F., 2013. *Géomorphologie de la France*. Collection: Sciences Sup, Dunod, 272p.
- Merriam, G., 1984. Connectivity: a fundamental ecological characteristic of landscape pattern. In Brandt J., Agger P. (Eds), *Methodological Landscape Ecology Research Planning proceedings*, Roskilde University Centre, 5-15.
- Messenzehl, K., Hoffmann, T., Dikau, R., 2014. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Mütschans, Swiss National Park — linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology*, 221, 215-229.
- Métailié, J.P., 1984. La forêt paysanne dans les Pyrénées centrales. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 55(2), 231-238.
- Métailié, J.P., 1986. Photographie et histoire du paysage : un exemple dans les Pyrénées luchonnaises. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Institut de géographie (Toulouse), 57(2), 179-208.
- Métailié, J.P., 1987. The degradation of the Pyrenees in the Nineteenth century – an erosion crisis ?, in GARDINER (V.) éd., *Proceedings of the First International Conference on Geomorphology*, Manchester, september 1985, Chichester, J. Wiley, 1987, Part. II, 533-544.

- Métailié, J.P., 1988. Une vision de l'aménagement des montagnes au 19^{ème} siècle : les photographies RTM. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 59(1), 35-52.
- Métailié, J.P., 1993a. Du risque visible au risque invisible. Les mutations du paysage de la catastrophe en Vallée de Barèges, CIMA, La « vallée aux catastrophes », 36-140.
- Métailié, J.P., 1993b. De la géographie des forestiers à la géographie contre les forestiers. La diffusion et l'extinction du concept de dégradation des montagnes, à la fin du XIX^e siècle et au début du XX^e. *Autour de Vidal de la Blache, la formation de l'école française de géographie*, 101-108.
- Métailié, J.P., 2006. La dégradation des montagnes au XIX^e siècle dans les Pyrénées : surexploitation pastorale, crise catastrophique, mythe, ou crise perpétuelle? *Temps et espaces des crises de l'environnement : Sociétés et ressources renouvelables*, QUAE ed, 191-210.
- Meunier, M., 1990. La catastrophe du Grand Bornand : crue torrentielle du Borne le 14 juillet 1987. *Revue de Géographie Alpine* 78-1-3, 103-114.
- Micheletti, N., Chandler, J.H., Lane, S.N., 2015. Structure from Motion (SfM) Photogrammetry. *British Society for Geomorphology, Geomorphological techniques* (2), 2.2.
- Micheletti, N., Lane, S.N., 2016. Water yield and sediment export in small, partially glaciated Alpine watersheds in a warming climate. *Water Resources Research*, 52, 4924-4943.
- 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.
- Miramont, C., Guilbert, X., 1997. Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogénèse fluviale en moyenne Durance (France du Sud-Est), *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement* 4, 325-338.
- Miramont, C., Jorda, M., Pichard, G., 1998. Évolution historique de la morphogénèse 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.
- Moglen, G.E., Eltahir, E.A.B., Bras, R.L., 1998. On the sensitivity of drainage density to climate change. *Water Resources Research* 34.4, 855-862.
- Mölg, N., Bolch, T., 2017. Structure-from-motion using historical aerial images to analyze changes in glacier surface elevation. *Remote sensing* 9, 1-17.
- Monod, B., 2014. Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées. Notice technique, BRGM, 160p.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 109, 596-611.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1989. Source areas, drainage density and channel initiation. *Water Resources Research* 25, 1907-1918.
- Morche, D., Schmidt, K.H., Heckmann, T., Haas, F., 2007. Hydrology and geomorphic effects of a high magnitude flood in an Alpine river. *Geografiska Annaler A* 89(1), 5-19.
- Morche, D., Schmidt, K.H., Sahling, I., Herkommer, M., Kutschera, J., 2008. Volume changes of Alpine sediment stores in a state of post-event disequilibrium and the implications for downstream hydrology and bed load transport. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 62, 89-101.

- Munoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenes crustal balanced cross-section. In: McClay K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, 235-246.
- Nichols, M.H., 2004. A radio frequency identification system for monitoring coarse sediment particle displacement. *Appl. Eng. Agric.* 20, 783-784.
- Nicoll, T., Brierley, G., 2016. Within-catchment variability in landscape connectivity measures in the Garang catchment, Upper Yellow River. *Geomorphology*, 277, 197-209.
- Office National des Forêts (ONF)., 2016. Etude hydraulique de la Neste d'Oô, Diagnostic et propositions d'aménagements. Communauté des communes du Pays de Luchon, 54p.
- Olinde, L., Johnson, J.P.L., 2015. Using RFID and accelerometer-embedded tracers to measure probabilities of bed load transport, step lengths, and rest times in a mountain stream. *Water Resources Research* 51, 7572-7589.
- Osterkamp, W.P., Hedman, E.R., 1982. Perennial streamflow characteristics related to channel geometry and sediment in Missouri River basin. United States Geological Survey Professional Paper, n°1242.
- O'Neal, M.A., Pizzuto, J.E., 2011. The rates and spatial patterns of annual riverbank erosion revealed through terrestrial laser-scanner surveys of the South River, Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms* 36 (5), 695–701.
- Ouédraogo, M.M., Degré, A., Debouche, C., 2014. Synthèse bibliographique : le modèle numérique de terrain de haute résolution, ses erreurs et leur propagation. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement* 18(3), 407-421.
- Owens, P., Slaymaker, O., 1992. Late Holocene sediment yields in small alpine and subalpine drainage basins, British Columbia. In *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, Walling DE, Davies TR, Hasholt B (eds), IAHS Publication 209. IAHS: Wallingford, 147–154.
- 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.
- Ozenda, P., 1985. La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen. Masson, Paris, 344p.
- Paasche, O., Bakke, J., 2010. Defining the Little Ice Age. *Climate of the Past Discussions*, 6, 2159-2175.
- Pardé, M., 1935. Le Régime de la Garonne, *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 6(2), 105-262.
- Pardé, M., 1953. Sur les inondations en Aquitaine, spécialement dans le bassin de la Garonne, à propos de la crue de Février 1952. *Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest* 24, 163-257.
- Parker, G., Klingeman, P.C., McLean, D.G., 1982. Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *Journal of the Hydraulics Division – American Society of Civil Engineers* 108(4), 544-571.
- Parker, G., 2004. 1D sediment transport morphodynamics with applications to rivers and turbidity currents. e-book.
- Partsch, J., 1911. Schlesien, eine Landeskunde für das deutsche Volk II, Breslau.
- Pavlova, I., Jomelli, V., Brunstein, D., Grancher, D., Martin, E., Deque, M., 2014. Debris Flow activity related to current climate conditions in the French Alps: a regional investigation, *Geomorphology* 219, 248-259.

- Peiry, J.L., 1987. Channel degradation in the middle Arve river, France. *Regulated Rivers research and management* 1, 183-188.
- Peiry, J. L., 1990. Les torrents de l'Arve: dynamique des sédiments et impact de l'aménagement des bassins versants sur l'activité torrentielle. *Revue de Géographie Alpine* LXXVIII(1-2-3), 25-58.
- Peiry, J.L., Salvador, P.G., Nougier, F., 1994. L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question. *Revue de géographie de Lyon* 69(1), 47-56.
- Peteuil, C., Carlados, S., Mathys, N., 2010. La méthode ANETO : un outil pour la prédétermination des débits de crue des bassins versants torrentiels des Pyrénées françaises. *Sciences Eaux et Territoires*, 116-127.
- Peltier, A., 2005. La gestion des risques naturels dans les montagnes d'Europe occidentale. Etude comparative du Valais (Suisse), de la Vallée d'Aoste (Italie) et des Hautes-Pyrénées (France), Thèse de doctorat en géographie, Université de Toulouse-Le Mirail, 741p.
- Pfeffer, J., 2012. Etude du cycle de l'eau en Afrique sahélienne : Approche multidisciplinaire et apport de la gravimétrie terrestre et spatiale. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, 232p.
- Philandras, C.M., Nastos, P.T., Kapsomenakis, J., Douvis, K.C., Tselioudis, G., Zerefos, C.S., 2011. Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 3235-3250.
- Piégay, H., Walling, D.E, Landon, N., He Q., Liébault, F., Petiot, R., 2004. Contemporary changes in sediment yield in an alpine montane basin due to afforestation (the Upper-Drôme in France). *Catena* 55(2), 183-212.
- Planton, S., Déqué, M., Chauvin, F., Terray, L., 2008. Expected impacts of climate change on extreme climate events, *C. R. Geosci.* 340, 564-574.
- Rai, P.K., Mishra, S., Ahmad, A., Mohan, K., 2014. A GIS-based approach in drainage morphometric analysis of Kanhar River Basin, India. *Appl. Water Sci.*
- Rai, P.K., Mishra, S., Mohan, K., 2017. A study of morphometric evaluation of the Son basin, India using geospatial approach. *Remote Sensing Applications: Society and Environment* 7, 9–20.
- Rainato, R., Mao, L., Garcia-Rama, A., Picco, L., Cesca, M., Vianello, A., Preciso, E., Scussel, G.R., Lenzi, M.A., 2017a. Three decades of monitoring in the Rio Cordon instrumented basin: sediment budget and temporal trend of sediment yield. *Geomorphology* 291, 45-56.
- Rainato, R., Mao, L., Picco, L., 2017b. Near-bankfull floods in an Alpine stream: Effects on the sediment mobility and bedload magnitude. *International Journal of Sediment Research* 33, 27-34.
- Rameau, J.C., Mansion, D., Dumé, G., 1993. Flore Forestière Française, Guide écologique illustré, volume 2: Montagnes, 421p.
- Ravel, L., Deline, P., 2011. Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the Little Ice Age. *The Holocene* 21, 357-365.
- Ravel, L., Magnin, F., Deline, P., 2017. Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of the Total Environment* 609, 132-143.
- Recking, A., 2012. Influence of sediment supply on mountain streams bedload transport. *Geomorphology* 175-176, 139-150.

- Recking, A., 2014. Relations between bed recharge and magnitude of mountain streams erosions. *Journal of Hydro-environment Research* 8, 143-152.
- Recking, A., Degoutte, G., Richard, D., 2013. *Torrents et rivières de montagne: Dynamique et aménagement*. Quae Edition, 336p.
- René, P., 2011. Régression des glaciers pyrénéens et transformation du paysage depuis le Petit Âge Glaciaire. *Sud Ouest Européen. Aléas, vulnérabilités et adaptations des sociétés du passé*, 32, 5-19.
- Rickenmann, D., Recking, A., 2011. Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field dataset, *Water Resources Research* 47, 1-22.
- Rollet, A.J., 2007. Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage: le cas de la basse vallée de l'Ain. Thèse de doctorat, Université de Lyon 3, 305p.
- Rollet, A.J., 2008. L'utilisation de transpondeurs passifs pour l'estimation du transport sédimentaire : premiers retours d'expérience. *La Houille Blanche, Société Hydrotechnique de France*.
- Rondou, J.P., 1900-1934. *Monographie de la vallée de Barèges*. AD65.
- Rosgen, D.L., 1994. A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169-199.
- RTM., 2016. Etude hydraulique de la Neste d'Oô, Diagnostic et propositions d'aménagements. Communauté des communes du Pays de Luchon, 54p.
- Rundle, A., 1985. Braid morphology and the formation of multiple channels; the Rakaia, New Zealand, *Z. f. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd*, 55, 15-37.
- Sandercock, P.J., Hooke, J.M., 2011. Vegetation effects on sediment connectivity and processes in an ephemeral channel in SE Spain. *J. Arid Environment* 75, 239-254.
- San Roman, J., Luis Piedrafita, J., 2007. *Glaciares de los Pirineos, 30 itinerarios a pie*, Ed. Prames, 207p.
- Santangelo, N., Daunis-i-Estadella, J., Di Crescenzo, G., Di Donato, V., Faillace, P.I., Martín-Fernández, J.A., Romano, P., Santo, A., Scorpio, V., 2012. Topographic predictors of susceptibility to alluvial fan flooding, Southern Apennines. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 803-817.
- Savi, S., Schneuwly-Bollschweiler, M., Bommer-Dennis, B., Stoffel, M., Schluenegger, F., 2013. Geomorphic coupling between hillslopes and channels in the Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 959-969.
- Shields, A., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, Germany* 26, 5–24. Translated by W.P. Ott and J.C. van Uchelen, U.S. Dept. Agriculture, Soil Conservation Service Cooperative Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Schlunegger, F., Badoux, A., McArdeell, B.W., Gwerder, C., Schnydrig, D., Rieke-Zapp, D., Molnar, P., 2009. Limits of sediment transfer in an alpine debris-flow catchment, Illgraben, Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 28, 1097-1105.
- Schneider, J.M., Turowski, J.M., Rickenmann, D., Hegglin, R., Arrigo, S., Mao, L., Kirchner, W., 2014. Scaling relationships between bed load volumes, transport distances, and stream power in steep mountain channels. *J. Geophys. Res. Earth Surf* 119, 533-549.
- Schopper, N., Mergili, M., Frigerio, S., Cavalli, M., Poeppl, R., 2019. Analysis of lateral sediment connectivity and its connection to debris flow intensity patterns at different return periods in the Fella River system in northeastern Italy. *Science of the Total Environment* 658, 1586-1600.

- Schrott, L., Götz, J., Geilhausen, M., Morche, D., 2006. Spatial and temporal variability of sediment transfer and storage in an alpine basin (Reintal valley, Bavarian Alps, Germany). *Geographica Helvetica* 61, 191-200.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffman, T., Dikau, R., 2003. Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 55, 45-63.
- Schrott, L., Sass, O., 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93, 55-73.
- Schürch, P., Densmore, A.L., Rosser, N.J., Lim, M., McARDell, B.W., 2011. Detection of surface change in complex topography using terrestrial laser scanning: application to the Illgraben debris-flow channel. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1847-1859.
- Schuerch, P., Densmore, A.L., McARDell, B.W., Molnar, P., 2006. The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment. *Geomorphology* 78, 222-235.
- Schumm, S., 1956. The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of Geological Society of America* 67, 597-646.
- Schumm, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5-27.
- Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*. Wiley, New York, 376p.
- Schumm, S.A., 2005. *River Variability and Complexity*. Cambridge University Press (Cambridge, UK).
- Slaymaker, O., Spencer, T., 1998. *Physical Geography and Global Environmental Change*. Adison Wesley Longman, Harlow, 292p.
- Smart, G.M., Jaeggi M.N.R., 1983. Sediment transport on steep slopes. *Mitteilungen n°64, Der Versuchsanstalt fuer Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Eidg. Techn. Hochschule Zuerich, Zurich*, 89-191.
- Snavey, N. Seitz., SM, Szeliski., R., 2008. Modeling the world from internet photo collections. *International Journal of Computer Vision* 80 (12), 189-210.
- Stanford, J.A., Ward, J.V., 1993. An ecosystem perspective of alluvial rivers: Connectivity and the hyporheic corridor, *J. North Am. Benthol. Soc.* 12, 48-60.
- Soulet, J.F., 1987. *Les Pyrénées au XIXe siècle*. Toulouse. Editions Eché, 2 volumes.
- Stange, K.M., Van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking geomorphology across the glaciofluvial interface: A¹⁰Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology* 207, 71-95.
- Sterling, S., Slaymaker, O., 2007. Lithologic control of debris torrent occurrence. *Geomorphology* 86, 307-319.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of Geological Society of America* 63, 1117-1142.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *EOS Transactions American Geophysical Union Banner* 38, 913-920.
- Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basin and channel network. *Handbook of Applied Hydrology*. pp. 39-76.

- Stoffel, M., Huggel, C., 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography* 36(3), 421-439.
- Stoffel, M., Wyzga, B., Marston, R.A., 2016. Floods in mountain environments: A synthesis. *Geomorphology* 272, 1-9.
- Stumpf, A., Malet, J.P., Allemand, P., Pierrot-Deseilligny, G., Skupinski, G., 2014. Ground-based multi-view photogrammetry for the monitoring of landslide deformation and erosion. *Geomorphology*.
- Sturma, A., Antoine, J.M., Becerra, S., Peltier, A., 2017. La crue de juin 2013 dans les Pyrénées garonnaises : de la crise hydrologique au territoire en crise. *Sud-Ouest Européen* 16(44), 119-137.
- Suchet, A., 2009. De Louis Ramond de Carbonnières à la Pléiade des Pyrénées ou l'invention du pyrénéisme selon Henri Béraldi. *Babel, Littératures Plurielles*, 20.
- Surell, A., 1841. *Étude sur les torrents des Hautes-Alpes*, Paris, Carillan-Goeuvry et Galmont, 1841, 284p.
- Surian, N., 1999. Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy, *Earth Surface Processes Landforms* 24, 1135-1151.
- Surian, N., Righini, M., Lucía, A., Nardi, L., Amponsah, W., Benvenuti, M., Borga, M., Cavalli, M., Comiti, F., Marchi, L., Rinaldi, M., Viero, A., 2016. Channel response to extreme floods: insights on controlling factors from six mountain rivers in northern Apennines, Italy. *Geomorphology*, 272, 78-91.
- Svensson, H., 1959. Is the cross-section of a glacial valley a parabola. *Journal of Glaciology* 3, 362-363.
- Takayama, S., 1965. Bedload movement in torrential mountain streams. *Tokyo Geographical Paper* 9, 169-188.
- Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33, 309-319.
- Tarboton, D.G. 2013. Taudem 5.1, Terrain Analysis Using Digital Elevation Models.[online] Available from: <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5/>.
- Takahashi, T., 1987. High velocity flow in steep erodible channels. *Proc. 22nd Congress of IAHR, Lausanne*, Vol. F.H, 42-53.
- Theler, D., Reynard, E., Bardou, E., 2008. Assessing sediment dynamics from geomorphological maps: Bruchi torrential system, Swiss Alps. *Journal of Maps*, 277-289.
- Theler, D., 2010. Contribution à la cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire des petits bassins versants torrentiels. Thèse de doctorat, Université de Lausanne, 304p.
- Thénard, L., 2009. Torrents et torrentialité dans la vallée de la Guisane: contribution d'une étude géographique à la gestion durable du risque torrentiel à Serre-Chevalier (Briançonnais, Hautes-Alpes, France). Thèse de doctorat, Université Lille 1, 550p.
- Thomas, M.F., 2001. Landscape sensitivity in time and space – an introduction. *Catena* 42, 83-98.
- Thorne, C.R., 1982. Processes and mechanisms of river bank erosion. In: Hey, R.D., Bathurst, J.C., Thorne, C.R. (Eds.), *Gravel-bed Rivers: Fluvial Processes, Engineering and Management*. Wiley, Chichester, 227-259.
- Thorne, C.R., 1992. Bend scour and bank erosion on the meandering Red River, Louisiana. In: Carling, P.A., Petts, G.E. (Eds.), *Lowland Floodplain Rivers: Geomorphological Perspectives*. Wiley, New York, 95-116.

- Thornes, J.B., 2005. Coupling erosion, vegetation and grazing. *Land Degradation and Development* 16, 127-138.
- Tiranti, D., Cavalli, M., Crema, S., Zerbato, M., Graziadei, M., Barbero, S., Cremonini, R., Silvestro, C., Bodrato, G., Tresso, F., 2016. Semi-quantitative method for the assessment of debris supply from slopes to river in ungauged catchments. *Science of the Total Environment*, 554-555, 337-348.
- Trevisani, S., Cavalli, M., and Marchi, L., 2010. Reading the bed morphology of a mountain stream: a geomorphometric study on high resolution topographic data, *Hydrology Earth System Sciences* 14, 393-405.
- Trevisani, S., Cavalli, M., 2016. Topography-based flow-directional roughness: potential and challenges. *Earth Surface Dynamics*, 4, 343-358.
- Tricart, J., 1965. *Principes et méthodes de la Géomorphologie*. Paris, Masson, 496p.
- Trutat, E., 1876. *Les glaciers de la Maladetta et le pic des posets*. Toulouse, 41p.
- Turowski, J.M., Yager, E.M., Badoux, A., Rickenmann, D., Molnar, P., 2009. The impact of exceptional events on erosion, bedload transport and channel stability in a step-pool channel. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1661-1673.
- Valero-Garcés, B.L., Navas, A., Machin, J. et Walling, D.E., 1999. Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 28, 23-41.
- Valette, P., *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., 2010. Mise en œuvre d'une démarche géohistorique pour la connaissance de l'évolution des paysages fluviaux : l'exemple de la moyenne vallée de la Garonne. *Géocarrefour*, Volume 85(1), 17-27.
- Van Dam, R.L., 2012. Landform characterization using geophysics – Recent advances, applications and emerging tools. *Geomorphology* 137, 57-73.
- Victoriano, A., Garcia-Silvestre, M., Furdada, G., Bordonau, J., 2016. Long-term entrenchment and consequences for present flood hazard in the Garona River (Val d'Aran, Central Pyrenees, Spain). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16, 2055-2070.
- Vigneau, J.P., 1986. *Climat et climats des Pyrénées orientales*. Toulouse 618p.
- Vitasse, Y., 2009. *Déterminisme environnemental et génétique de la phénologie des arbres de climat tempéré*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux, 410p.
- Walling, D.E., 1983. The sediment delivery problem, *J. Hydrol.* 65, 209-237.
- Walling, D., Owens, P., 2003. The role of overbank floodplain sedimentation in catchment contaminant budgets. *Hydrobiologia* 494, 83-91.
- Warburton, J., 2010. Sediment transfer in steep upland catchments (Northern England, UK): Landform and sediment source coupling, 165-184. In Otto J., Dikau R. (Eds.), *Landform —Structure, evolution, process control: Proceeding of the International Symposium on Landform*. Springer, Berlin, Heidelberg, 258p.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. Structure-from-Motion photogrammetry: a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314.

- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 136-156.
- Wichmann, V., Heckmann, T., Haas, F., Becht, M., 2009. A new modelling approach to delineate the spatial extent of alpine sediment cascades. *Geomorphology* 111, 70-78.
- Whipple, K.X., DiBiase, R.A., Crosby, B.T., 2013. Bedrock rivers. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 9, *Fluvial Geomorphology*, 550–573.
- Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C., Bergerud, W.A., 2004. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides* 1 (1), 61–66.
- Williams, R.D., 2012. DEMs of Difference. *British Society for Geomorphology*.
- Wohl, E., 2000. *Mountain Rivers*, Water Resources Monograph 14. American Geophysical Union: Washington DC, 320p.
- Wohl, E., 2006. Human impacts to mountain streams. *Geomorphology* 79, 217-248.
- Wohl, E., 2010. *Mountain Rivers Revisited*, Water Resources Monograph 19. American Geophysical Union: Washington DC, 576p.
- Wohl, E., 2015. Particle dynamics: the continuum of bedrock to alluvial river segments. *Geomorphology* 241, 192-208.
- Wohl, E., Magilligan, F.J., Rathburn, S.L., 2017. Introduction to the special issue: Connectivity in Geomorphology. *Geomorphology* 277, 1-5.
- Wolman, M.G., 1954. A method of sampling coarse river-bed material, *Transactions American Geophysical Union*, 35(6), 951-956.
- Xoplaki, E., Fleitmann, D., Diaz, H.F., 2011. Medieval Climate Anomaly. *Pages News*, 19, 1, 1-4.

Liste des figures

Figure 1.1 : Découpage schématique d'un bassin versant.....	16
Figure 1.2 : Schéma de trois des quatre dimensions de l'hydrosystème fluvial.....	17
Figure 1.3 : La classification des types de rivières.....	18
Figure 1.4 : Schémas conceptuels de la cascade sédimentaire.....	21
Figure 1.5 : Zones contributives du Gave de Cauterets au Limaçon (2016).....	24
Figure 1.6 : L'(in)efficacité de la connectivité sédimentaire et les discontinuités de la Neste de Badet.	29
Figure 1.7 : Balance de Lane, 1955 (d'après Lane, 1955 in Guertault, 2015).....	30
Figure 1.8 : Relations empiriques entre les variables de contrôle et de réponse.....	30
Figure 1.9 : Structure d'une lave torrentielle (Bardou, 2002).....	33
Figure 1.10 : Classification des types de chenaux.....	34
Figure 1.11 : Capacité de transport et fourniture sédimentaire.....	35
Figure 4.2 : Activation de la connectivité sédimentaire globale lors d'évènement BFHM.....	37
Figure 1.12 : Représentation théorique de la réponse à une modification brutale d'une variable de contrôle (d'après Knighton, 1998 in Liébault, 2003).....	39
Figure 1.13 : Unités topographiques pyrénéennes et zone d'étude.....	42
Figure 1.14 : Zone d'étude.....	42
Figure 1.15 : Les grandes unités structurales des Pyrénées.....	44
Figure 1.16 : Carte géologique du territoire d'étude découpée selon les principaux bassins versants (d'après données du BRGM harmonisées et vectorisées BRGM 1/50000, projet Garvemip).....	45
Figure 1.17 : L'extension maximale des glaciers au Pléistocène dans les Pyrénées (Calvet, 2004 ; Calvet et al., 2011).....	46
Figure 1.18 : Relais de processus entre le Pic de Vignemale, le glacier des Oulettes et le lac de Gaube.	48
Figure 1.19 : Cartes des isohyètes annuelles de 1957 à 1973 (Gottardi, 2009).....	49

Figure 1.20 : Températures et précipitations moyennes.	50
Figure 1.21 : Réseau hydrographique des vallées du Gave de Pau, de l'Adour, de la Neste et de la Pique et sous-bassins versants principaux délimités à partir de l'outil Arc Hydro.	51
Figure 1.22 : Profils en long des collecteurs des cinq principales vallées.	52
Figure 1.23 : Débits moyens mensuels et module des cinq cours d'eau principaux du terrain d'étude (d'après données Banque HYDRO).	53
Figure 1.24 : Types d'occupation du sol.	55
Figure 1.25 : Pourcentage des types d'occupation du sol.	55
Figure 1.26 : Répartition altitudinale d'espèces forestières dans les Pyrénées centrales.	56
Figure 1.27 : Sites touristiques.	57
Figure 1.28 : Les installations hydroélectriques.	58
Figure 1.29 : Cartes des précipitations relatives aux crues d'octobre 2012 et de juin 2013.	59
Figure 1.30 : Cumuls de précipitations de la crue d'octobre 2012 et juin 2013 (Météo-France in GeoDiag, 2014) et Hauteur de neige sur le col du Tourmalet le 5 juin 2013 (La Dépêche du Midi).	60
Figure 1.31 : Hydrogramme de mai, juin, juillet 2013 de 5 stations des Pyrénées centrales.	61
Figure 1.32 : Les dégâts de la crue de juin 2013.	63
Figure 1.33 : Elargissement de la bande active du torrent du Bastan pendant la crue.	64
Figure 1.34 : Curages et estimations des apports de la crue de Juin 2013 (d'après les données Artelia, 2015).	65
Figure 1.35 : Synthèse de la démarche méthodologique.	71
Figure 1.36 : Inscription spatiale de l'analyse multiscalaire.	72
Figure 2.1 : Démarche méthodologique de l'analyse structurale de la torrentialité dans les Pyrénées Centrales.	76
Figure 2.3 : Typologie morpho-fonctionnelles des cours d'eau (GeoDiag, 2014).	78
Figure 2.4 : Les indices morphométriques de l'analyse morphométrique univariée et multivariée. ...	80
Figure 2.5 : Liste et superficie des 89 bassins versants torrentiels étudiés.	81
Figure 2.7 : Pentés moyennes des 89 bassins versants torrentiels étudiés.	83

Figure 2.8 : Direction moyenne linéaire et rose des vents du nombre de bassins par orientation.....	84
Figure 2.9 : Orientation des pentes.....	84
Figure 2.10 : Somme des drains de tous ordres et somme du linéaire hydrographique par bassin versant.....	86
Figure 2.11 : Rapport de confluence.	86
Figure 2.12 : Relief ratio des 89 bassins versants étudiés.....	87
Figure 2.13 : Diversité des formes de bassins versants, l'indice de Compacité de Gravelius.	88
Figure 2.14 : Indice de Melton.	89
Figure 2.15 : Densité de drainage.....	90
Figure 2.16 : Coefficients de corrélation issue de la régression linéaire.....	93
Figure 2.17 : Tableau des 14 variables sélectionnées, valeurs propres et cercles des corrélations.	95
Figure 2.18 : Dendrogramme de la CAH et représentation des classes dans le nuage de points sur les deux premiers axes factoriels de l'ACP.	96
Figure 2.19 : Carte des quatre classes de la typologie de la CAH.....	97
Figure 2.20 : Box-plot sur les 14 variables et les quatre classes de la CAH.....	98
Figure 2.21 : Topographie du bassin du Gourron et de la Neste d'Oueil (bassin de la Pique).....	100
Figure 2.22: Topographie et profil en long du bassin Dets Coubous.	101
Figure 2.23 : Topographie et profil en long du bassin du Gave de Gavarnie amont.....	103
Figure 2.24 : Moyennes des variables morphométriques pour les 89 bassins versants et les trois morphotypes.	104
Figure 2.25 : Box-plot sur les 14 variables et les trois morphotypes de la typologie fonctionnelle. ...	104
Figure 2.26 : Carte des morphotypes de la typologie fonctionnelle.	105
Figure 3.1 : Localisation des trois bassins versants étudiés.	110
Figure 3.2 : Le bassin versant du Bastan et ses principaux affluents.	111
Figure 3.3 : Présentation du bassin versant de la Pique.	113
Figure 3.4 : Liste des orthophotographies et des photographies aériennes des trois tronçons avec résolution, erreur quadratique et densité de points d'amer associées.....	117

Figure 3.5 : Intensité de l'événement pluviométrique des crues anciennes majeures.	120
Figure 3.6 : Nombre d'inondations et crues torrentielles recensées par décennie dans les Pyrénées entre 1500 et 2000 (D'après Antoine, 2009).	120
Figure 3.7 : Évolution des températures.	121
Figure 3.8 : Évolution des cumuls de précipitations annuelles (mm) à Tarbes (304 m) entre 1946 et 2018 (d'après données Infoclimat).	122
Figure 3.9 : Évolution des cumuls de précipitations annuelles (mm) à la centrale du Portillon (1150 m) entre 1945 et 2016 (d'après données EDF).	123
Figure 3.10 : Évolution du nombre de jours à plus de 50mm de précipitations à la centrale du Portillon (1150 m) (d'après données EDF).	123
Figure 3.11 : Évolution des débits moyens annuels de l'Adour à Pont d'Asté et du Gave de Pau à Luz et Sassis (d'après données BanqueHydro).	124
Figure 3.12 : Évolution des débits maximums de crue supérieure à la biennale sur l'Adour et le Gave de Pau (d'après données BanqueHydro).	124
Figure 3.13 : Évolution du nombre de crues (supérieures à la biennale) par décennie sur l'Adour et le Gave de Pau (d'après données BanqueHydro).	125
Figure 3.14 : Occurrence des crues torrentielles du Lys, de la Neste d'Oô, de la Neste d'Oueil, de l'One et de la Pique.	126
Figure 3.15 : Fréquence des laves torrentielles dans le bassin de la Pique.	127
Figure 3.16 : Photographie de 1927 d'érosions du versant à Labach au-dessus de Cathervielle dans le bassin du Larboust provoquées par les pluies de 1865 et 1875 in Métaillé, 1988 et photographie du Laou d'Esbas en 1887 par le service RTM in ETRM, 2012.	128
Figure 3.17 : Carte des tronçons aménagés par des barrages ou des plages de dépôts RTM dans le bassin versant de la Pique.	130
Figure 3.18 : Le cône de déjection de Coume-Nère.	131
Figure 3.19 : Le cône de déjection du torrent de la Houradade.	132
Figure 3.20 : Crue de juin 2013.	132
Figure 3.21 : Fréquence des crues du Bastan et des laves torrentielles de ses tributaires.	133

Figure 3.22 : A, B, C, D, E : Récits et photographies de la crue de juillet 1897 (Campagne, 1902) ; 1 : Photographie du versant de l'Ayre ; 2 : Photographie du versant des Artigalas après la crue de juin 2013 (Auteur) ; 3 : Photographie de l'élargissement du chenal en aval de Barèges après la crue de 2013 (RTM) ; 4 : Photographie de l'hôtel en amont de l'Hôpital militaire après la crue de juin 2013 (RTM) ; 5 : Cartographie de la bande active en 2010 et après la crue de 2013.....	135
Figure 3.23 : Comparaison de l'extension de la bande active de crue de juillet 1897 (CACG, 1996) et de juin 2013.....	136
Figure 3.24 : Évolution de la population depuis 1793 (d'après Ldh/EHESS/Cassini jusqu'en 1999 puis Insee partir de 2006).....	139
Figure 3.25 : Évolution de la taille du cheptel en Unité Gros Bétail.....	140
Figure 3.26 : Les ravines de Barèges suite à la crue de 1897 (Fond RTM, AD65).....	141
Figure 3.27 : Évolution du taux de boisement des Hautes-Pyrénées, de la Haute-Garonne, de l'Ariège et du bassin versant du Bastan.	146
Figure 3.28 : Évolution des types d'occupation du sol sur le fond de vallée du bassin du Bastan.	148
Figure 3.29: Évolution de l'occupation du sol dans le fond de vallée de la Neste d'Oô et graphique de l'évolution de la surface cadastrée occupée par les champs et les prairies de fauche (Balent et Barrué-Pastor, 1986).	149
Figure 3.30 : Évolution du nombre de barrages EDF sur le territoire étudié.	150
Figure 3.31 : Comparaison photographique du bassin du Bastan.	153
Figure 3.32 : Comparaison photographique de la crue de 1897 et 2013 sur le torrent du Bastan. ...	154
Figure 3.33 : Comparaison photographique de la Neste d'Oô aux Granges d'Astau.....	155
Figure 3.34 : Comparaison photographique du torrent du Lys.....	156
Figure 3.35 : Évolution de la largeur moyenne de la bande active du Bastan.	157
Figure 3.36 : Évolution de la largeur de la bande active du Bastan (n=226 transects).	158
Figure 3.37 : Rétraction de la bande active du Bastan suite aux travaux post-crue.	160
Figure 3.38 : Graphique de l'évolution de la largeur moyenne de la bande active du Lys.	161
Figure 3.39 : Graphique de l'évolution de la largeur moyenne de la bande active de la Neste d'Oô.	162
Figure 3.40 : Rétraction de la bande active suite aux travaux aux Granges d'Astau.	162

Figure 3.41 et 42 : Évolution de la largeur de la bande active du Lys (n=44 transects) et de la Neste d’Oô (n=106 transects).....	164
Figure 3.43 : Évolution de la largeur de la bande active de la Neste de Badet (n=77 transects).....	166
Figure 3.44 : Évolution de la largeur moyenne de la bande active de la Neste de Badet.....	167
Figure 3.45 : Synthèse simplifiées des forçages, de leurs impacts et des ajustements hydrogéomorphologiques.....	173
Figure 3.46 : Évolution de la largeur moyenne de la bande active de la Garonne (d’après Hedon, 2018) dans le Val d’Aran.....	177
Figure 4.1 : Caractéristiques morphométriques principales des bassins versants étudiés.	181
Figure 4.2 : Le bassin versant de la Neste de Badet.....	183
Figure 4.3 : Les formations superficielles de bas de versant et de fond de vallée des quatre bassins versants.	185
Figure 4.4 : Principe de la Tomographie de Résistivité Electrique (Herman, 2001).....	186
Figure 4.5 : Photographie du matériel de mesure.	187
Figure 4.6 : Le gravimètre Scintrex CG5 et son schéma du fonctionnement (Pfeffer, 2011).	188
Figure 4.7 : Schéma de l’Indice de Connectivité (IC) sédimentaire (Borselli et al., 2008 <i>in</i> Cavalli et al., 2013).....	190
Figure 4.8 : Diagramme simplifié de l’indice de connectivité (Cavalli et al., 2013).....	190
Figure 4.9 : Comparaison des indices morphométriques du bassin versant du Bastan en fonction de différentes cibles.	192
Figure 4.10 : Schéma récapitulatif de la méthodologie de l’analyse de la connectivité sédimentaire.	192
Figure 4.11 : Cartographie de l’Indice de Connectivité sédimentaire au réseau hydrographique principal des quatre bassins versants.	194
Figure 4.12 : Statistiques principales de l’Indice de Connectivité par sous-bassins versants avec dynamique à l’exutoire et surface associées.	195
Figure 4.13 : Relation IC surface des sous-bassins versants.....	196

Figure 4.14 : Profils en long normalisés des sous-bassins du Bastan (d’après la BD Carthage et le MNT 5m © IGN).	197
Figure 4.15 : IC et pourcentage de zones actives par sous-bassins versants.....	198
Figure 4.16 : Carte géomorphologique des formations superficielles.....	199
Figure 4.17 : Répartition des stocks sédimentaires par bassin versant.	200
Figure 4.18 : IC des formations superficielles et moyenne des plus faibles distances au réseau hydrographique de chaque type de formations superficielles.	201
Figure 4.19 : IC des formations superficielles et surface du couvert végétal par type de couvert végétal..	202
Figure 4.20 : La connectivité sédimentaire fonctionnelle des formations superficielles dans la plaine de Tournaboup.....	202
Figure 4.21 : Répartition des zones actives par bassin versant.....	203
Figure 4.22 : Zones actives dans trois bassins versants.	204
Figure 4.23 : IC des formations superficielles actives et moyennes des plus faibles distances au réseau hydrographique de chaque type de formations superficielles.	206
Figure 4.24 : IC des zones actives et types d’occupation du sol.....	206
Figure 4.25 : Situation des panneaux de tomographie électrique.....	207
Figure 4.26 : Modèle de résistivité du panneau RG1.	208
Figure 4.27 : Modèle de résistivité du panneau RG2.	209
Figure 4.28 : Modèle de résistivité du panneau RD1.	210
Figure 4.29 : Modèle de résistivité du panneau RD2.	210
Figure 4.30 : Carte des mesures de gravimétrie relative.	211
Figure 4.31 : Anomalies de Bouguer de la rive gauche (en pointillée les panneaux de tomographie RG1 et RG2).....	211
Figure 4.32 : Profil gravimétrique en rive droite.	212
Figure 4.33 : Coupe géologique transversale de Barèges à hauteur des thermes de Barzun (BRGM).	212

Figure 4.34 : Interprétation du panneau de tomographie électrique RG1.	213
Figure 4.35 : Interprétation de la région RG2.	214
Figure 4.36 : Interprétation du panneau RD1 et RD2.....	215
Figure 4.37 : Estimation du profil en travers du substratum à l'aide de fonctions polynomiales.	216
Figure 4.38 : Comparaison de l'IC des formations superficielles et des zones actives.	217
Figure 4.39 : Comparaison de la répartition altitudinale des zones actives et du bassin versant sous SIG.	221
Figure 4.40 : Evolution des zones de fourniture et de stockage sédimentaire avec le retrait glaciaire dans la vallée de Chamonix (Berthet, 2016).	222
Figure 4.41 : Schéma du profil en long de la cascade sédimentaire A et B.....	223
Figure 4.42 : Représentation schématique de la cascade sédimentaire A et de son efficacité lors de la crue de 2013 et exemple du bassin versant de la Neste d'Oô sous Google Earth.....	224
Figure 4.43 : Représentation schématique de la cascade sédimentaire B et de son efficacité lors de la crue de 2013 et exemple de sous bassin versant extrait de Google Earth.	227
Figure 5.1 : Synthèse de la démarche méthodologique de la partie 5.	229
Figure 5.2 : Caractéristiques morphométriques du tronçon torrentiel.	230
Figure 5.3 : Evolution de la plaine de Tournaboup.	231
Figure 5.4 : Présentation du tronçon du torrent du Bastan sur la plaine de Tournaboup.....	233
Figure 5.5 : Topographie du tronçon torrentiel de la plaine de Tournaboup.	234
Figure 5.6 : La dynamique de crue de juin 2013 et carte géomorphologique.	235
Figure 5.7 et 5.8 : Évolution de la plaine du Lys et caractéristique morphométrique du tronçon torrentiel.	236
Figure 5.9 : Présentation du tronçon du torrent du Lys sur la plaine du Lys.	237
Figure 5.10 : Topographie du tronçon torrentiel de la plaine du Lys.....	238
Figure 5.11 : La dynamique de crue de juin 2013 et carte géomorphologique du tronçon.	239
Figure 5.12 : Granulométrie du Bastan et du Lys.....	241
Figure 5.13 : Puçage RFID du Bastan et du Lys.....	242

Figure 5.14 : Photographie du positionnement de la sonde à pression.	243
Figure 5.15 : Hauteurs d'eau de la sonde à pression OTT Orpheus Mini du Bastan et cumuls de précipitations quotidiens à Luz-Saint-Sauveur (d'après les données d'Infoclimat).	244
Figure 5.16 : Hauteurs d'eau de la sonde à pression OTT Orpheus Mini du Lys et cumuls de précipitations horaires à la centrale du Portillon (d'après les données EDF).	245
Figure 5.17 : Hauteurs d'eau et précipitations des crues du Lys.	245
Figure 5.18 : Profil en travers et caractéristiques de la section.	246
Figure 5.19 : Transect de la sonde à pression du Bastan.	246
Figure 5.20 : Courbe de tarage du Bastan. Les croix rouges représentent les mesures de débit au SalinoMADD.	247
Figure 5.21 : Transect de la sonde à pression du Lys. En rouge : le chenal à plein bord ; En bleu : la hauteur d'eau de la crue du 13 juin 2018.	247
Figure 5.22 : Hauteur d'eau et estimation des débits des crues du Lys.	247
Figure 5.23 : Courbe de tarage du Lys. Les croix rouges représentent les mesures de débit au SalinoMADD.	248
Figure 5.24 : Classification pratique du nombre de Shields (Parker, 1982 in Degoutte, 2004).	251
Figure 5.25 : Synthèse des caractéristiques hydrauliques.	251
Figure 5.26 : Mobilité, distance des traceurs RFID dans le torrent du Lys par sondage.	252
Figure 5.27 : Mobilité et trajectoire des traceur RFID dans le torrent du Lys.	254
Figure 5.28 : Mobilité et distance de transport de tous les sondages.	255
Figure 5.29 : Distance parcourue en fonction de la taille des particules.	255
Figure 5.30 : Mobilité, distance des traceurs RFID dans le torrent du Bastan lors du sondage de septembre 2018.	256
Figure 5.31 : Cartes de la mobilité et trajectoire des particules RFID dans le torrent du Bastan.	257
Figure 5.32 : Distance parcourue en fonction de la taille des particules.	258
Figure 5.33 : Comparaison de la distance au talweg du chenal actif entre tous les traceurs, les traceurs immobiles et les traceurs mobiles.	259

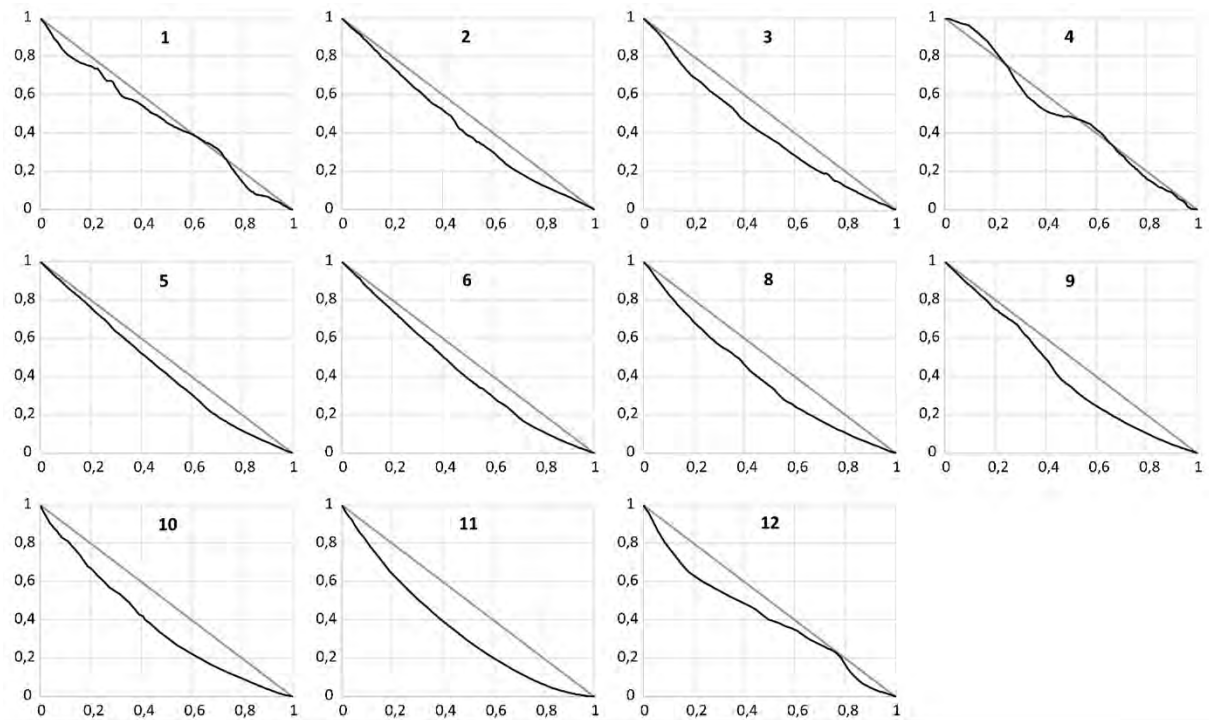
Figure 5.34 : Distances de transport des traceurs par rapport à leurs distances au talweg du chenal actif en position initiale.	260
Figure 5.35 : Comparaison de l'altitude relative au talweg du chenal actif entre tous les traceurs, les traceurs immobiles et les traceurs mobiles.	260
Figure 5.36 : Distances de transport des traceurs par rapport à leurs altitudes relatives au talweg du chenal actif en position initiale.	261
Figure 5.37 : Comparaison des taux de mobilité par faciès d'écoulement du torrent du Bastan et du Lys.....	261
Figure 5.38 : Comparaison avec d'autres études de traceurs RFID sur des torrents à crues torrentielles.	262
Figure 5.39: Méthodologie de la photogrammétrie aéroportée et de la photogrammétrie terrestre.	266
Figure 5.40 : Caractéristiques et maillage du nuage de points en 3D du vol drone de septembre 2018.	267
Figure 5.41 : Reconquête végétale de la bande active du Bastan à Tournaboup.....	268
Figure 5.42 : Recolonisation végétale de l'amont du tronçon.	269
Figure 5.43 : Caractéristiques de la marge d'erreur.....	270
Figure 5.44 : Distribution spatiale du Δh entre GTP et chaque MNE.	271
Figure 5.45 : MNT des différences.	273
Figure 5.46 : Zoom sur le MNE des différences.....	274
Figure 5.47 : Comparaison photographique du pied de versant 3RD.....	275
Figure 5.48 : Comparaison photographique de la berge 6RD.....	276
Figure 5.49 : Tableau récapitulatif des volumes estimés par photogrammétrie aéroportée.....	277
Figure 5.50 : Situation des 3 berges et 2 pieds de versant de la plaine de Tournaboup du torrent du Bastan.....	277
Figure 5.51 : Prise de vue parallèle par stratégie linéaire.....	278
Figure 5.52 : Géoréférencement et densification du nuage de points de la berge 1RD.....	278

Figure 5.53 : Caractéristiques des nuages de points des 5 berges et pieds de versant de la plaine de Tournaboup.	278
Figure 5.54 : Méthode de l’outil Cloud to cloud distance (d’après Fadili, 2015).	279
Figure 5.55 : Cloud to cloud distance entre les nuages de points des 5 formes du Bastan en 2016 et 2018.	280
Figure 5.56 : Détection des changements morphologiques par le plugin M3C2.	281
Figure 5.57 : Estimation du volume des processus d’érosions et de dépôts des berges et pieds de versant du Bastan entre octobre 2016 et 2018.	282
Figure 5.58 : Comparaison des cubages de photogrammétrie terrestre et aéroportée.	283
Figure 5.59 : Schéma des processus d’érosion de berges et de pieds de versants pendant la crue de juin 2018.	284
Figure 5.60 : Mobilité du chenal actif lors de la crue de juin 2018.	285
Figure 5.61 : Fermeture de la bande active du Lys.	287
Figure 5.62 : Les érosions majeures des 3 berges (A : Berge 1RG ; B : Berge 2RD ; D : Berge 3RG) et des 4 pieds de versants (C : Pied de versant 3RD ; E : Pied de versant 4RD ; F : Pied de versant 5RD ; G : Pied de versant 6RD) de la plaine de Tournaboup d’après les photographies du 15 juin 2018.	289
Figure 5.63 : Erosion et recolonisation végétale des remblais et dépôts de crue.	290
Figure 5.64 : Analyse de la dynamique de la confluence entre le torrent du Bastan et du torrent de l’Ourdégon.	292
Figure 5.65 : Modèle graphique de la connectivité sédimentaire efficace et inefficace en fond de vallée.	294
Figure 6.1 : Evolution du contexte hydro-sédimentaire du bassin versant du Bastan.	298
Figure 6.2 : Evolution du contexte hydro-sédimentaire du bassin versant de la Pique.	299
Figure 6.1 : Répartition des types de cascades sédimentaires sur le territoire d’étude.	303
Figure 6.2 : Modèle graphique de la connectivité sédimentaire dans les Pyrénées centrales en période de crue BFHM.	304
Figure 6.3: Schéma simplifié de l’évolution de la cascade sédimentaire de versant dans les Pyrénées centrales depuis la sortie du PAG.	305

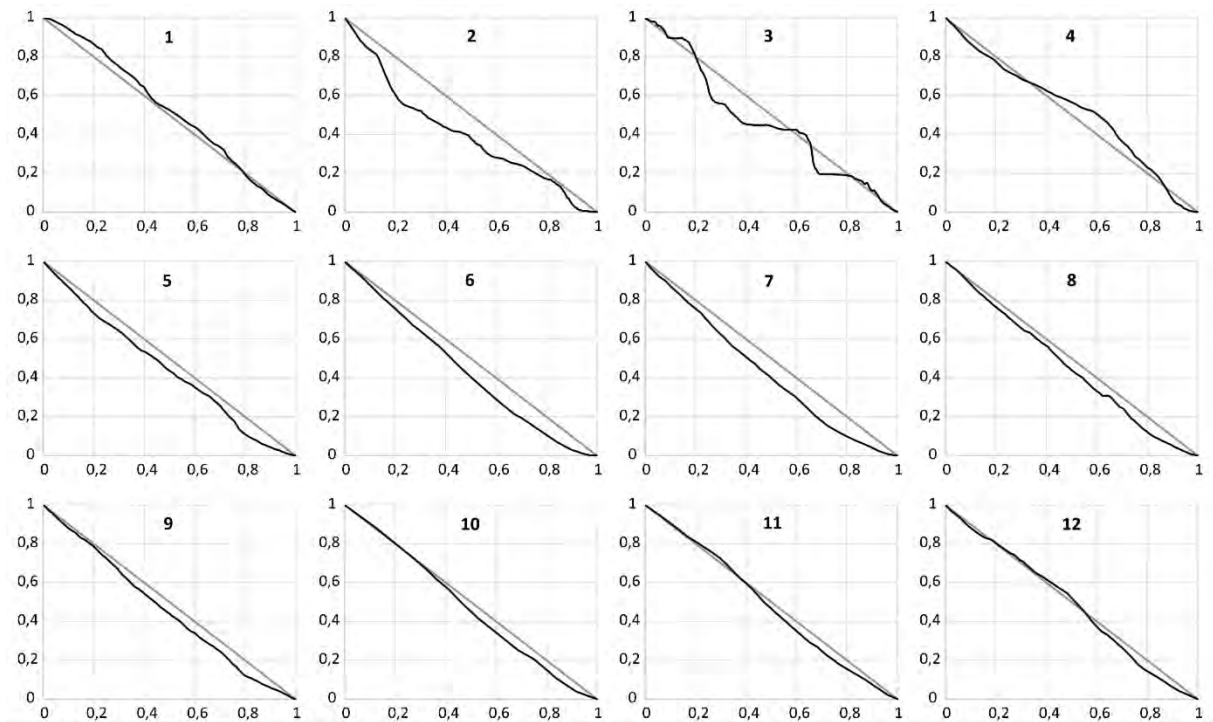
Figure 6.4 : Zone d'incision en 2013..... 310

Annexes

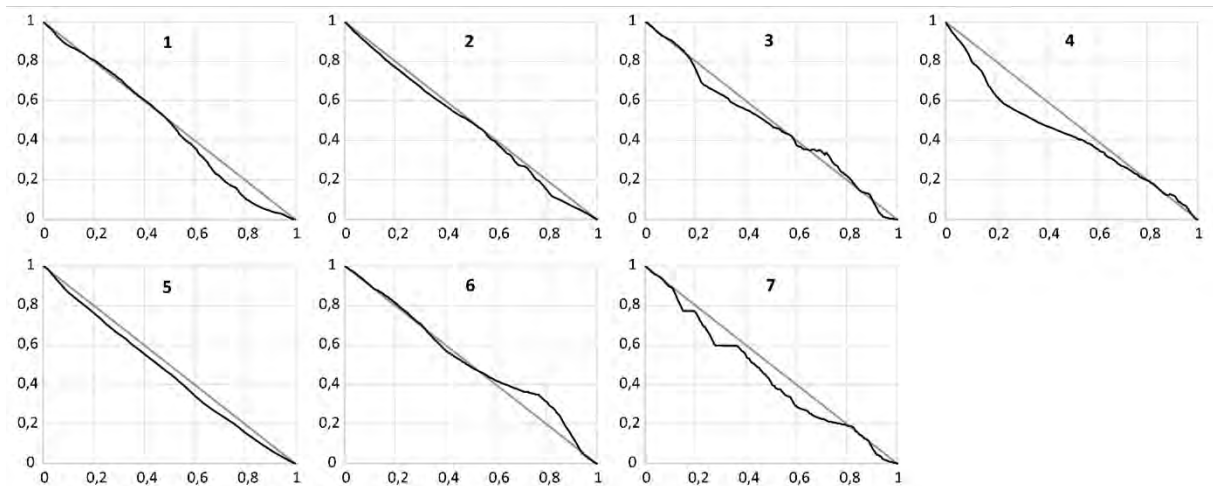
Annexe 1 : Profils en long normalisés des sous-bassins de la Neste de Badet (d'après la BD Carthage et le MNT 5m © IGN)



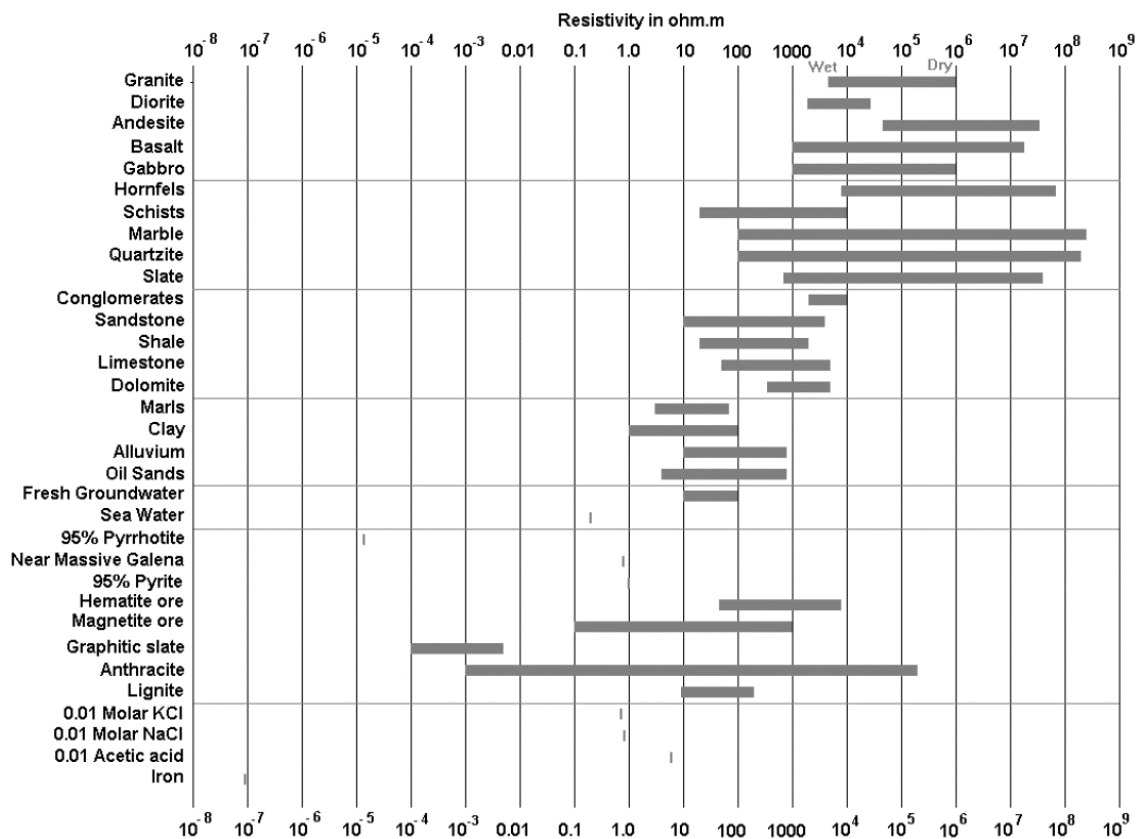
Annexe 2 : Profils en long normalisés des sous-bassins de la Neste d'Oô (d'après la BD Carthage et le MNT 5m © IGN)



Annexe 3 : Profils en long normalisés des sous-bassins du Lys (d'après la BD Carthage et le MNT 5m © IGN)



Annexe 4 : Tableau de la résistivité électrique des matériaux (Loke, 2004).



Annexe 5 : Tableau de la densité des matériaux terrestres (Dubois et al., 2011).

matériaux	densité	matériaux	densité
Densité moyenne de la Terre	5,5	Gabbros	2,7 à 3,3
Densité moyenne de la croûte continentale	2,67	Péridotite	3,1 à 3,4
Sédiments non consolidés	1,8 à 2,0	Charbon	1,2 à 1,8
Sables « secs »	1,4 à 1,65	Pétrole	0,6 à 0,9
Sables « humides »	1,9 à 2,05	Eau de mer	1,01 à 1,05
Grès	2,0 à 2,5	Glace	0,88 à 0,92
Sel	2,1 à 2,4	Chromite	4,5 à 4,8
Marnes	2,1 à 2,6	Pyrite	4,9 à 5,2
Calcaires	2,4 à 2,8	Hématite	5,0 à 5,2
Granites	2,5 à 2,7	Magnétite	5,1 à 5,3
Dolérite	2,5 à 3,1	Fer	7,3 à 7,8
Serpentine	2,5 à 2,6	Cuivre	8,8 à 8,9
Gneiss	2,65 à 2,75	Argent	10,1 à 11,1
Basaltes	2,7 à 3,1	Or	15,6 à 19,4

Annexe 6 : Protocole de prise de vue en photogrammétrie terrestre

Un aller-retour a généralement été effectué. Pour les berges les plus hautes, le parcours linéaire a été multiple en découpant la berge en deux (haut de berge et pied de berge). Un jeu d'au moins 50 photographies a été réalisé pour les plus petites berges. Il peut aller jusqu'à 110/130 photographies pour les plus grandes berges. Sachant que le jeu de photographie détermine la qualité du nuage de points, la prise de photographie a respecté au mieux les critères suivants :

- favoriser la prise lors d'une météo à couverture nuageuse sans éclaircies afin d'éviter les contrastes et les ombres portées ;
- la focale doit rester la même ;
- utiliser le mode manuel ;
- paramétrer un faible ISO ;
- paramétrer une petite ouverture pour que la totalité de l'image soit nette ;
- le chevauchement d'une photographie à l'autre doit être autour de 75%.

Annexe 7 : Protocole du plugin M3C2

Le protocole du Plugin M3C2 a suivi les grandes étapes suivantes issues de Lague et al., (2013) :

- calcul de la direction de la normale (N) à chaque point. Cette normale est perpendiculaire au plan généré à partir de la position moyenne des points voisins, dans un cercle de diamètre D défini ;
- calcul de la distance moyenne entre les deux nuages de points le long de la normale de chaque point, le tout à une échelle donnée. Cette échelle (d) correspond au diamètre du cylindre.

Le réglage de ces paramètres est subjectif. Différents tests ont donc été effectués en utilisant:

- les paramètres automatiques proposés par le plugin ;
- $D = 0,3$ ou $0,5$ ou $1m$. D doit être assez grand pour garantir une distance de mesure indépendante de la rugosité de la surface (Stumpf et al., 2014) ;
- La profondeur maximale d'analyse entre les deux nuages de points est généralement la distance maximale calculée par l'outil C2C. Un test a également été effectué en la multipliant par 2 afin d'être certain de n'exclure aucun point ;

- d = diamètre défini par le nuage de référence de 2016.

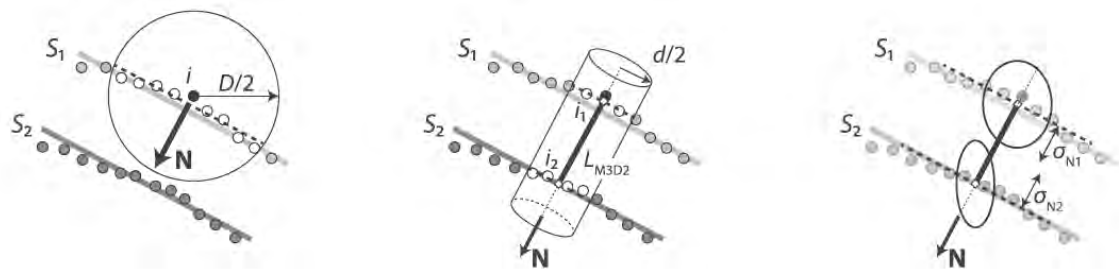


Figure : Les étapes du plugin M3C2 (d'après James et al., 2017).

Par ailleurs, ce plugin inclut un intervalle de confiance correspondant à un niveau minimum de détection des changements morphologiques (« Level of Detection » LoD). L'algorithme prend en compte la rugosité locale dans la direction de la normale et l'erreur de traitement. Il est détaillé dans James et al. (2017) et est calculé selon la formule suivante :

$$\text{LoD}_{95\%}(d) = \pm 1,96(\sqrt{\sigma_{N1}^2 + \sigma_{N2}^2} + \text{reg})$$

Avec σ_N comme composant de la précision dans l'axe de la normale (rugosité de la surface et orientation de la normale) et reg comme l'erreur de traitement globale relative (Lague et al., 2013) qui dépend de la rugosité, de la distribution des GCP et des zones de correspondance entre nuages.

La torrentialité dans les Pyrénées centrales : évolution depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, spécificités et dynamiques géomorphologiques actuelles

La crue de juin 2013 dans les Pyrénées centrales a montré une forte réactivité des bassins versants à un événement hydrologique extrême et a largement impacté les systèmes tant naturels que sociaux. Cette crue fait suite à une période de calme hydrologique lors de la seconde moitié du 20^{ème} siècle et s'apparente par son emprise et son intensité aux grandes crues historiques de la fin du 19^{ème} siècle et du début du 20^{ème} siècle, période de fort hydro-dynamisme de la fin du Petit Âge Glaciaire. Elle survient cependant dans un contexte socio-économique, socio-biologique et climatique bien différent, dans un massif peu étudié. Cette thèse propose de caractériser les spécificités du cadre torrentiel des Pyrénées centrales à travers différentes analyses : 1) une analyse morphométrique des bassins versants, 2) une analyse de l'évolution du contexte hydro-sédimentaire, 3) une analyse de la connectivité sédimentaire et 4) une analyse de la dynamique torrentielle actuelle, le tout à la lumière de la crue de juin 2013. Pour cela un ensemble d'approches statistique morphométrique, géohistorique, hydrogéomorphologique, de modélisation morphométrique, de suivi instrumenté ont été réalisés selon une logique d'emboîtement d'échelles. Trois morphotypes de bassin versant et deux types de cascade sédimentaire caractérisent le cadre torrentiel des Pyrénées centrales. L'évolution géomorphologique des bassins versants étudiés montre une réduction de l'activité torrentielle et de la dynamique hydro-sédimentaire au cours du 20^{ème} siècle selon différents facteurs de contrôle et une temporalité propres à chaque bassin versant. Cependant, la contraction des bandes actives et la baisse d'efficacité du couplage versant/lit sont communes à tous. Le couplage de ces analyses avec la dynamique de la crue de juin 2013 met en évidence 1) une forte déconnexion des têtes de bassin, 2) une vulnérabilité des formations superficielles de fond de vallée et 3) un déficit sédimentaire.

Mots clés : Pyrénées centrales, Crue torrentielle, Connectivité sédimentaire, Dynamique torrentielle.

Geomorphology of mountain stream in the central pyrenees : evolution since the Little Ice Age, current specific features and dynamics

The June 2013 stream flood in the central Pyrenees showed a strong reactivity of torrential catchments to an extreme hydrological event and had a significant impact on both natural and social systems. This stream flood follows a period of hydrological calm during the second half of the 20th century. It is similar in its grip and intensity to the great historical floods of the late 19th and early 20th centuries, a period of strong hydro-dynamics at the end of the Little Ice Age. However, it occurs in a very different socio-economic, socio-biological and climatic context, in a poorly studied massif. This work aims to characterize specific features of the torrential framework of the central Pyrenees through different analysis: 1) a morphometric analysis of catchments, 2) an analysis of the evolution of the hydro-sedimentary context, 3) an analysis of sediment connectivity and 4) an analysis of the current torrential dynamics, given to the June 2013 stream flood. For this purpose, a set of morphometrical statistics, geohistoric, hydrogeomorphological, morphometric modelling and fieldwork monitoring approaches have been developed according to a logic of interlocking scales. Three catchments morphotypes and two types of sediment cascade have been identified to characterize the torrential framework of the central Pyrenees. Geomorphological evolution of the studied catchments showed a decrease in torrential activity and hydro-sedimentary dynamics during the 20th century according to different control factors and their own temporality. Nevertheless, active channels contracts and coupling hillslope/channel pattern efficiency decreases. All the analyses crossing with the June 2013 stream flood dynamics highlights 1) a strong disconnection of the headbasins, 2) a vulnerability of inherited surficial sediment storages of the bottom valley and 3) a sediment deficit.

Keywords : Central Pyrenees, Stream flood, Sediment connectivity, Mountain stream dynamic.